Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук

> УДК 551.242.4 На правах рукописи

117

ЖИМУЛЕВ ФЕДОР ИГОРЕВИЧ

Сравнительный анализ разновозрастных проявлений внутриконтинентального орогенеза северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук по специальности 1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика.

Новосибирск – 2025

оглавление

Перечень сокращений7
Введение
ГЛАВА 1. История развития представлений о внутриконтинентальном орогенезе 19
1.1. О терминах орогенез и ороген
1.2. История изучения внутриконтинентального орогенеза
1.3. Некоторые терминологические замечания
ГЛАВА 2. Этапность развития внутриконтинентального орогена Центральной Азии и Гималаев как модель для изучения процессов внутриконтинентального орогенеза в геологическом прошлом
2.1. Тектоника и этапы формирования Тянь-Шаня
2.1.1. Осадочная последовательность межгорных впадин и этапность
неотектонической эволюции Тянь-Шаня
2.1.2. Термохронологические данные об истории неотектонической активизации
Тянь-Шаня
2.1.3. Активизация крупнеиших сдвиговых разломов ЦАСП
2.1.4. Оценка потенциальной сохранности структурно-вещественных парагенезов
современного внутриконтинентального орогенеза в геологической летописи
2.2. Индо-Евроазиатская коллизия и Гималайский коллизионный ороген
2.2.1. Этапы развития Гималайского коллизионного орогена
2.3. Сравнение неотектонических коллизионного орогена Гималаев и
внутриконтинентального орогена Тянь-Шаня76
ГЛАВА 3. Коллизионные события на южной и юго-восточной окраинах Евразии,
оказавшие влияние на тектоническую эволюцию ЦАСП
3.1. Позднепалеозоиский коллизионный орогенез в ЦАСП
3.2. Монголо-Охотская коллизия
3.3. Киммерийские (индосинийские) орогены Палеотетиса (триас-юра) 88
3.4. Мезотетис. Коллизия блока Лхаса
3.5. Неотетис (Сенотетис). Коллизия Кохистан-Драсской островной дуги 93
3.6. Оценка воздействия рассмотренных коллизионных событий на складчатые зоны
ЦАСП

ГЛАВА 4. Методы изучения внутриконтинентального орогенеза
4.1. Комплексы методов изучения ВО
4.1.1. Методы изучения мезозойского ВО 99
4.1.2. Интерпретация термохронологических данных. Термохронологические
провинции
4.1.3. Комплекс методов изучения палеозойского ВО 102
4.1.4. Методы изучения осадочных пород и денудационных поверхностей 104
4.2. Описание методов, используемых в работе 105
4.2.1. Геохронологические методы
4.2.1.1. U/Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS 106
4.2.1.2. Аргон-аргоновое датирование
4.2.1.3. Nd изотопная систематика
4.2.1.4. Трековое датирование 107
4.2.2. Геохимические исследования
ГЛАВА 5. История геологического развития позднепалеозойского складчатого сооружения Колывань-Томской складчатой зоны110
5.1. Геологическое строение КТСЗ 110
5.1.1. Средне-верхнедевонский буготакский вулканический комплекс (возраст и
обстановка формирования)115
5.1.2. Результаты датирования субвулканических риолитовых интрузий
буготакского комплекса и детритового циркона из вулканокластитов буготакского
комплекса Митрофанского поднятия117
5.1.3. Верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатно-терригенный комплекс
(пачинская и юргинская свиты и инская серия) 124
5.1.4. Геохронологические исследования обломочных пород КТСЗ 127
5.1.5. Горловский передовой прогиб (средний карбон-пермь) 130
5.1.6. Результаты датирования детритового циркона из Горловского прогиба и их
интерпретация
5.1.7. Гранитоиды КТСЗ 139
5.1.8. Nd изотопная систематика пород КТСЗ 141

5.2. Позднепалеозойская тектоническая эволюция КТСЗ (палеоокеанический этап и
коллизионный орогенез)144
ГЛАВА 6. Строение и история геологического развития складчатого сооружения Салаирского кряжа
6.1. Геологическое строение Салаира148
6.1.1. Складчатый фундамент Салаира (кембрий – ранний ордовик) 148
6.1.1.1. Аламбайская офиолитовая зона 151
6.1.1.2. Ангурепский метаморфический комплекс 155
6.1.2. Деформированный палеозойский осадочный чехол Салаира 158
6.1.3. Зона сочленения Салаира и Кузнецкого прогиба 159
6.1.4. Возрастные рубежи гранитоидного магматизма Салаирского кряжа 159
6.1.4.1. Северный ареал (улантовский комплекс, Улантовский и Коуракский
массивы)
6.1.4.2. Центральный ареал (жерновский комплекс, Елбанский, Выдрихинский,
Жерновский массивы) 168
6.1.4.3. Южный ареал (жерновский и горновский комплексы, Еландинский и
Горновский массивы) 173
6.1.4.4. Массив Борсук 177
6.1.4.5. Неодимовая изотопная систематика гранитоидов Салаира 178
6.1.4.6. Возрастные рубежи и тектонические обстановки интрузивного
магматизма на Салаире180
6.1.4.7. Сопоставление результатов уран-свинцового и аргон-аргонового
датирования интрузивных массивов Салаира 181
6.2. История геологического развития Салаира 183
ГЛАВА 7. Мезозойский внутриконтинентальный орогенез южной части Западной Сибири
7.1. Геологическое строение мезозойского структурного этажа южной части Западной
Сибири 189
7.1.1. Геологическое строение НЧП
7.1.1.1. Форма НЧП 192
7.1.1.2. Глубинное строение НЧП

7.1.1.3. Осадочное выполнение прогиба 196
7.1.1.4. Коры выветривания в разрезе НЧП
7.1.1.5. Современный рельеф НЧП 201
7.1.1.6. Модель формирования и тектонического развития НЧП 204
7.1.2. Кулебакинская впадина (северо-восточная окраина Салаира) 208
7.1.3. Юрские впадины в зоне сочленения КТСЗ и Салаира (Улановская, Бобровская
и Карагужевская)
7.1.4. Доронинская впадина
7.1.4.1. Датирование детритового циркона из юрских отложений Доронинской
впадины
7.1.4.2. Анализ питающих провинций и эволюция источников сноса для юрских
отложений Доронинской впадины 222
7.1.5. Общая характеристика юрских впадин юга Западной Сибири 223
7.1.6. Меловые отложения юга Западной Сибири 226
7.1.7. Чехол Западной Сибири 227
7.1.8. Эрозионное вскрытие гранитоидных интрузивов КТСЗ и Салаира
7.1.9. Трековое датирование апатита из гранитоидов КТСЗ
7.1.10. Результаты термохронологического изучения пород складчатого фундамента
юга Западной Сибири
7.2. Мезозойская тектоническая эволюция юга западной Сибири КТСЗ
(внутриконтинентальный орогенез) 244
7.2.1. Поздний триас-ранняя юра. Палеотетический ВО 244
7.2.2. Ранний мел. Монголо-Охотский ВО 247
7.2.3. Поздний мел и палеоцен-эоцен
7.2.4. Пространственно-временная динамика мезозойских импульсов ВО на юге
Западной Сибири
ГЛАВА 8. Проявления позднепалеозойского внутриконтинентального орогенеза в структуре раннепалеозойских складчатых сооружений Прибайкалья (Тункинские Гольцы Восточного Саяна)
8.1. Тункинский террейн – часть раннепалеозойский коллизионного орогена Южной
Сибири

8.2. Геологические строение Аршанского опорного участка Тункинских гольцов. 260
8.3. Структурный анализ Аршанского участка
8.3.1. Южно-Аршанский домен
8.3.2. Северо-Аршанский домен
8.4. Геолинамическая модель формирования деформационных структур Аршанского
участка
8.4.1. Покровный этап (316-310 млн лет) 275
8.4.2. Покровно-складчатый этап (305-303 млн лет)
8.4.3. Складчато-сдвиговый этап (286 млн лет) 279
8.5. Позлнепалеозойский внутриконтинентальный орогенез в Тункинских гольшах и
других районах Саяно-Байкальской горной области
8.6. Сравнение каледонского и гершинского орогенных этапов формирования
структуры Тункинских гольцов
87 Некоторые метолические и исторические аспекты вылеления
позднепалеозойского этапа деформаций в Тункинских Гольцах
складчатых областей
9.1. Унаследованное развитие тектонических структур
9.2. Структурно-морфологическое разнообразие орогенов и фациальная зональность
внутриконтинентального орогенеза
9.3. Понятие о термохронологических провинциях как инструмент
палеотектонических реконструкций внутриконтинентальных орогенов
9.4. Внутриконтинентальный орогенез и эволюция континентальной коры 305
Заключение
Литература
Приложение А. Список основных публикаций автора работы, сгруппированный по рассмотренным в диссертации научным проблемам
Приложение Б. Результаты геохронологического изучения пород КТСЗ
Приложение В. Результаты геохронологического изучения юрских отложений Доронинской впадины

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

- АОЗ Аламбайская офиолитовая зона
- АССО Алтае-Саянская складчатая область
- ББВ Бийско-Барнаульская впадина
- ВО внутриконтинентальный орогенез
- ГСЗ глубинное сейсмическое зондирование
- ГСР Главный Саянский разлом
- ЗСП Западно-Сибирская плита
- КТСЗ Колывань-Томская складчатая зона
- МВЗ магнитовариационное зондирование
- МТ магнитотеллурическое
- МТЗ магнитотеллурическое зондирование
- МТН Мезозойское термохронологическое несогласие
- НЧК Неня-Чумышская котловина
- НЧП Неня-Чумышский прогиб
- Обр. образец
- СКВО среднеквадратичное отклонение
- СКТЗ Северо-Кокчетавская тектоническая зона
- СЧВ Сары-Чумышский вал
- ТГВС Тункинские гольцы Восточного Саяна
- ТММ Тувино-Монгольский микроконтинент
- ТФР Таласо-Ферганский разлом
- ЦАГП Центрально-Азиатский горный пояс
- ЦАСП Центрально-Азиатский складчатый пояс
- ЦКП Центр коллективного пользования
- УЭС удельное электрическое сопротивление
- AFT apatite fission track трековое датирование апатита
- AHe apatite-helium dating гелиевое датирование апатита
- CAOB Central Asian Orogenic Belt Центрально-Азиатский складчатый пояс
- CHUR однородный хондритовый резервуар
- CL катодолюминесцентный
- DM деплетированная мантия
- HHC Higher (or Greater) Himalayan crystallines Высокие Кристаллические Гималаи
- HP high-pressure высокое давление

IYTS (ISZ) – Indus-Yarlung-Tsangpo Suture Zone, Indus Suture Zone – Индийская сутура Ярлунг-Цангпо, Индийская сутурная зона

MBT – Main Boundary Thrust – Главный пограничный надвиг

MCT – Main Central thrust – Главный Центральный надвиг

MFT – Main Frontal Thrust – Главный Фронтальный надвиг

МНТ – Main Himalaya Thrust – Главный Гималайский надвиг

MKT – Main Karokorum Thrust – Главный Каракорумский надвиг

MMT – Main Mantle Thrust – Главный Мантийный надвиг

MP - middle pressure - среднее давление

LA-ICP-MS - Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry - лазерная

абляция и метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой

LH – Lesser Himalaya – Зона Низких Гималаев

LP – low-pressure – низкое давление

STD – South Tibetan Detachment System – Южно-Тибетский детачмент

TH – Tethys Himalaya – Тетис-Гималаи

TFT – titanite fission track – трековое датирование титанита

UHP – ultrahigh pressure – сверхвысокое давление

ZHe – zircon-helium dating – гелиевое датирование циркона

введение

Актуальность исследования

Облик и индивидуальное своеобразие складчатых областей континентов (орогенов) определяется историей их геологического развития. Каждая складчатая область проходит закономерный эволюционный путь, включающий рифтогенный, океанический, коллизионный этапы и всю последующую историю развития в составе континентальной коры, которая часто рассматривается как постколлизионный или внутриконтинентальный период, и может включать различное количество импульсов внутриконтинентального (внутрикратонного) орогенеза. Длительность внутриконтинентального периода развития существенно различается для складчатых областей разного возраста, а вместе с ней различается количество и интенсивность тектонических активизаций, которым подвергается та или иная складчатая зона в составе континентальной коры. Постколлизионная история изменяет даже саму траекторию развития единых прежде орогенов. Так, например, герциниды западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в настоящее время обнажаются в высокогорьях Южного Тянь-Шаня, низкогорных сооружениях Рудного Алтая, слагают приподнятые денудационные равнины Восточного Казахстана и залегают в виде складчатого фундамента под мощным мезозойскокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты и Джунгарской впадины. Важнейшим геодинамическим явлением, определяющим тектоническую эволюцию складчатого сооружения на континентальной стадии развития, является внутриконтинентальный орогенез (BO). ВО тектоническая реактивация территории древнего покровно-складчатого орогена, обычно уже выровненной денудационными процессами, с возникновением на его месте складчатопокровного ансамбля, выраженного в рельефе вновь образованным горным сооружением. Тектонотипом и актуалистической основой для изучения внутриконтинентальных орогенов являются современные горные сооружения Центральной Азии – Тянь-Шань, Памир, Куньлунь, Алтай, сформированные в кайнозое на континентальной коре различного возраста [Башарина и др., 1974; Боголепов, 1967, 1985; Буртман, 2012а, 2012b; Леонов и др., 2017; Новиков, 2004; Обручев, 1915; Трифонов, 2017; Чедия, 1986; Шульц, 1948].

Образование современного внутриконтинентального орогена Центральной Азии связывается с распространением сжатия от зоны продолжающейся коллизии Евроазиатской и Индо-Австралийской плит на тысячи километров вглубь континента [Арган, 1935; De Grave, et al., 2007; Delvaux et al., 2013; Dobretsov et al., 1996; Hendrix et al., 1992; Molnar, Tapponnier, 1975; Yin, Harrison, 2000]. Евроазиатский континент представляет собой композит из древних континентальных блоков различного размера, объединенных в результате ряда коллизионных событий. Срединную часть Евразии занимает ЦАСП – позднедокембрийско-мезозойский ороген,

содержащий многочисленные блоки докембрийской континентальной коры [Зоненшайн и др., 1990; Wilhem et al., 2012; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2009, 2010]. К северо-востоку от него лежит Сибирская платформа, к западу – Восточно-Европейская. Южнее ЦАСП расположены Таримская и Северо-Китайская (Китайско-Корейская) платформы. На юге ЦАСП сопрягается с серией мезозойских орогенов тетического ряда, объединяемых вместе с кайнозойскими складчато-покровными коллизионными орогенами в Альпийско-Гималайский складчатый пояс. Закрытие каждого из океанических бассейнов, разделяющих Сибирь и Индостан, и коллизия каждого нового континентального блока вызывали тектоническую перестройку ранее сформированных орогенов, поэтому ЦАСП может служить природной лабораторией для изучения ВО в геологическом прошлом. Изучение постколлизионного периода геологического развития ЦАСП позволяет охарактеризовать пространственно-временную динамику продолжающегося кайнозойского ВО и разработать методику выявления и изучения завершившихся эпизодов ВО геологического прошлого. Процессы роста и разрушения горных сооружений в геологическом прошлом, несмотря на важную роль в структурной и вещественной эволюции континентальной коры, до сих пор слабо изучены. ВО представляет собой, преимущественно, деструктивный геологический процесс, не столько образующий новые геологические тела, сколько уничтожающий ранее сформированные. Всестороннее изучение завершившихся этапов ВО и их сравнение с современным импульсом тектонической активности в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса является актуальной задачей тектоники континентов.

Цель работы

Цель работы состоит в выявлении и характеристике древних этапов ВО в структуре складчатых зон северной части ЦАСП, создании методического аппарата исследования данного класса явлений и оценке роли ВО в формировании геологического облика как отдельных складчатых зон, так и континентальной коры в целом.

Задачи

Для достижения поставленной цели были поставлены следующие задачи:

1. Рассмотреть тектонику и историю геологического развития современного внутриконтинентального орогена (Центрально-Азиатского горного пояса) и провести сопоставление этапов его формирования с этапами развития коллизионного орогена Гималаев. Создать методические основы выделения древних этапов ВО, используя в качестве актуалистической модели ассоциацию неотектонических Гималайского коллизионного орогена и внутриконтинентального орогена Центральной Азии.

2. Используя данные о геологическом строении отдельных складчатых зон ЦАСП (Колывань-Томская складчатая зона, Салаир, Тункинский террейн Восточного Саяна),

реконструировать историю их геологического развития и выявить в ней этапы ВО. Дать характеристику сформированным при ВО структурно-вещественным комплексам.

3. Охарактеризовать мезозойскую тектонику южной части Западной Сибири и выявить в ней структуры ВО.

4. Провести сопоставление геологических данных о внутриконтинентальном орогенезе с данными термохронологического изучения пород складчатого фундамента и с хронологией коллизионных событий на окраинах Евразии.

5. Выявить закономерности проявления процессов ВО в истории геологического развития земной коры ЦАСП и дать оценку роли процессов ВО в формировании облика отдельных складчатых зон и континентальной коры в целом.

Объекты исследования

Объектами исследования служили неотектонический внутриконтинентальный ороген Центральной Азии, в особенности его Тянь-Шаньский сектор и разновозрастные складчатые сооружения ЦАСП, расположенные на территории южной Сибири и Средней Азии – Алтае-Саянская складчатая область, Колывань-Томская складчатая зона Обь-Зайсанской складчатой системы.

Фактический материал и методы исследования

Фактическим материалом для работы послужили результаты полевых исследований автора, которые проводились в различных регионах ЦАСП с 2000 по 2024 гг. Среди полевых методов исследования ключевое значения для решения поставленных в работе задач имели наблюдения за взаимоотношениями геологических тел, изучение крупных разломных зон, поверхностей несогласий, вариаций мощностей осадочного выполнения бассейнов и изменения состава обломочного материала в терригенных толщах, диагностика конседиментационных и постседиментационных деформаций, выделение и интерпретация морфоструктур ПО космическим снимкам. Также в работе использованы следующие данные изотопной геохронологии: более 20 определений U/Pb возраста циркона из магматических и метаморфических пород методом LA-ICP-MS; результаты изучения U/Pb возраста пяти популяций обломочного циркона из осадочных последовательностей палеозоя и мезозоя юга Западной Сибири; более 40 аргон-аргоновых определений возраста слюд и амфиболов из метаморфических пород Кокчетавского массива и Тункинских гольцов Восточного Саяна, а также гранитоидных интрузий Салаира. Аргон-аргоновые датировки были выполнены в Центре коллективного пользования многокомпонентных и изотопных исследований СО РАН. В работе 400 обсуждаются результаты около термохронологических определений возраста, произведенных методами низкотемпературной геохронологии – трековым датированием апатита и титанита и гелиевым датированием апатита. Около 150 определений получено при непосредственном участии автора.

Для определения состава горных пород проводилось изучение петрографических шлифов (более 200 шт.), определение содержаний петрогенных элементов методом рентгенофлуоресцентного анализа (более 100 шт.), определение содержаний редких элементов методом ICP-MS (более 100 шт.). Для 13 образцов в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) было выполнено определение изотопного состава неодима. В работе рассмотрен ряд геологических схем опорных участков, выполненных автором.

Научная новизна

Впервые история геологического развития палеозойских складчатых сооружений ЦАСП рассмотрена с учетом проявления серии наложенных импульсов ВО. В мезозойской истории палеозойских складчатых сооружений южной Сибири выделено и охарактеризовано два импульса ВО – позднетриасово-раннеюрский и позднеюрско-раннемеловой.

Реконструкция истории геологического развития отдельных складчатых зон проводилась с использование новых авторских данных. При участии автора был получен ряд термохронологических оценок возраста палеозойских пород Тянь-Шаня и Алтае-Саянской складчатой области. Для Колывань-Томской складчатой зоны впервые получены: урансвинцовые датировки циркона из вулканического комплекса, залегающего в основании осадочной последовательности зоны; датировки детритового циркона из различных литостратиграфических подразделений; определения изотопного состава неодима из вулканических и осадочных пород; трековые датировки апатита из гранитоидов зоны. На Салаире впервые проведено уран-свинцовое датирование циркона из ряда интрузивных массивов, а также датирование слюд и амфиболов из образцов породы, датированной урансвинцовым методом по циркону. В результате были выявлены проявления силурийского и позднедевонского этапов гранитоидного магматизма в регионе, а также установлен позднепермский возраст основой фазы гранитообразования. Также были получены данные о средне-позднекембрийском возрасте эксгумации продуктов субдукционного метаморфизма Аламбайской офиолитовой зоны Салаира. На основе большого объема термохронологических данных, полученных в том числе при участии автора работы, а также литературных и авторских данных о составе и строении мезозойских отложений, была дана новая интерпретация мезозойского этапа тектонического развития южной Сибири и проведено сопоставление палеозойского, мезозойского и позднекайнозойского структурных планов.

В пределах Тункинских гольцов Восточного Саяна было проведено геологическое картирование, аргон-аргоновое датирование тектонитов разломных зон и уран-свинцовое датирование гранитоидов сархойского комплекса. В результате изучения геологических

соотношений с использованием новых геохронологических данных была предложена тектоническая модель позднепалеозойского этапа ВО, преобразовавшего раннепалеозойскую структуру региона. На основе обобщения региональных материалов определены характерные черты тектонического режима ВО и проанализирована роль данного процесса в тектонической эволюции земной коры континентов.

Апробация результатов работы и публикации

Результаты исследований докладывались на следующих международных и всероссийских конференциях: Тектонические совещания Межведомственного тектонического комитета в 2004-2009, 2018, 2020, 2022-2025 гг. (ГИН РАН, МГУ, Москва), памяти В. Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле» в 2011 г. (ГИН РАН, МГУ, Москва), «Петрология магматических и метаморфических комплексов» в 2018 г. (ТГУ, Томск), «Геология и минерагения Северной Евразии» в 2017 г. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), «Корреляция Алтаид и Уралид» в 2020 г. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), «Корреляция Алтаид и Уралид» в 2020 г. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), «Петрология и рудоносность магматических формаций» в 2022 г. (ИГМ СО РАН, Новосибирск), Генеральная Ассамблея Европейского Геофизического Общества (EGU) в 2010 г. (Вена, Австрия), 33 международный геологический конгресс в 2008 г. (Осло, Норвегия). По теме диссертации опубликовано 41 статья в рецензируемых российских и зарубежных журналах из перечня ВАК, индексируемых в наукометрических базах цитирования Web of Science, Scopus и РИНЦ, и несколько десятков тезисов докладов. Список работ автора приведен в приложении А.

Научная и практическая значимость

Прикладное значение изучения внутриконтинентального орогенеза в геологическом прошлом определяется следующими фактами. Процессы ВО, происходившие в геологическом прошлом, сопровождались крупноамплитудными сдвиговыми смещениями, которые нарушали геологическую и металлогеническую зональность первичных складчатых поясов, возникших на месте закрытия древних океанов. Не менее распространённым типом деформаций во внутриконтинентальных орогенах являются надвиги и тектонические покровы. Широкое развитие надвиговых ансамблей, проявляющихся в рельефе в виде горных хребтов, приводит к неравномерности эрозионного вскрытия и среза геологической структуры древних складчатых поясов и расположенных в них месторождений. Учёт наложенной разломной тектоники, связанной с этапами ВО, необходим для проведения металлогенического районирования, составления прогнозов и планирования поисковых работ на рудные полезные ископаемые. Процессы ВО приводят к появлению и развитию межгорных и предгорных прогибов, содержащих запасы угля, торфа, природного газа, калийных солей, фосфоритов, гипсов, осадочных руд железа, марганца, в случае существования эпиконтинентальных морей – нефти. Тектоническая эволюция этих осадочных бассейнов и тип седиментации в них контролируются

процессами роста и разрушения ограничивающих бассейны горных хребтов. ВО сопровождается собственным типом металлогении, представленным низкотемпературными телетермальными рудообразующими системами, формирующими скопления ртути, сурьмы, серебра, кобальта, барита, флюорита. Разработка представлений о ВО может послужить основой для прогнозирования и поиска данного типа месторождений. Теоретические представления о ВО необходимы для корректной расшифровки структуры складчатых областей и должны быть использованы при составлении геологических и тектонических карт и для интерпретации геофизических данных о глубинном строении.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, 9 глав и заключения; содержит 354 страниц текста, 108 рисунков, 10 таблиц, список литературы из 545 наименований и 3 приложения.

В первой главе работы приводится краткий обзор истории развития представлений о ВО, обсуждается значение используемых в работе терминов и дается оценка современного состояния изученности завершенных этапов ВО в структуре складчатых областей. Вторая глава посвящена совместному рассмотрению представлений 0 тектонотипическом современном внутриконтинентальном орогене Тянь-Шаня и коллизионном орогене Гималаев. Данная пара орогенических поясов, различающихся многими чертами тектоники, но развивающихся синхронно и согласовано, представляет собой актуалистическую модель, позволяющую прогнозировать, выявлять и описывать завершенные этапы ВО в структуре складчатых областей на основе изучения древних коллизионных орогенов. Третья глава содержит перечень и описание временных рамок коллизионных событий на южной окраине Сибири, а позднее -Евразии, которые должны были отразиться в виде импульсов ВО в пределах ЦАСП. Четвертая глава посвящена методам исследования. Основное внимание уделено оценке значения тех или иных исследовательских методик для выявления структурно-вещественных парагенезов ВО разного возраста и уровня эрозионного среза. В главе приведено описание аналитических процедур различных использованных методов. Пятая, шестая и седьмая главы представляют собой единый блок, посвященный геологическому строению и истории развития складчатых зон южной части Западной Сибири. В пятой главе охарактеризован первичный орогенез Колывань-Томской складчатой зоны, что необходимо для обоснования мезозойского ВО на северо-западе ЦАСП. Шестая глава рассматривает многоэтапную геологическую историю складчатой зоны Салаирского кряжа, включающую этап интенсивного позднепалеозойского ВО. В седьмой главе обосновано выделение двух этапов мезозойского ВО, преобразовавших палеозойскую геологическую структуру южной Сибири. В восьмой главе на материале Тункинских гольцов Восточного Саяна рассмотрен пример позднепалеозойского ВО в структуре раннепалеозойской складчатой области. Девятая глава посвящена рассмотрению общих вопросов тектоники

континентов и роли процессов ВО в структурно-вещественном преобразовании континентальной коры. Также в ней обозначены некоторые из важнейших нерешенных вопросов геологии внутриконтинентальных орогенов.

Защищаемые положения

1. Палеозоиды Салаира – реликты раннепалеозойского аккреционного орогена, вовлеченные в позднепалеозойский коллизионный орогенез, сопровождаемый гранитоидным магматизмом и формированием тектонических покровов. Этот коллизионный орогенез, синхронно проявленный в палеозоидах Колывань-Томской тектонической зоны, обусловил счешуивание и надвигание комплексов континентальной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента на раннепалеозойские складчатые сооружения западной части Алтае-Саянской складчатой области.

2. В мезозое земная кора южной части Западной Сибири претерпела два импульса внутриконтинентального (эпиплатформенного) орогенеза. Первый импульс проявлен в позднем триасе – ранней юре. Он обусловлен произошедшей, в результате закрытия океана Палеотетис, аккрецией Цайтанга и других киммерийских блоков к южной окраине Алтае-Сибирской части композитного континента Северной Евразии; выражен в реактивации сети региональных разломов; предопределил заложение серии раннеюрских синтектонических осадочных бассейнов. Второй импульс проявлен в раннем мелу. Он связан с произошедшей в результате закрытия Монголо-Охотского океана коллизией Алтае-Сибирской части композитного континента Северной Евразии и Северо-Китайского континента. Удаленное воздействие этой коллизии предопределило на юге Западной Сибири эпиплатформенный орогенез, выраженный в складчатых деформациях юрских толщ; надвиговых смещениях по разломам северо-восточного простирания; крупном денудационном событии и накоплении коррелятных обломочных образований, участвующих в строении чехла Западно-Сибирской плиты.

3. В строении палеозоид Тункинского террейна участвуют структурно-вещественные комплексы двух орогенных этапов – кембрийско-раннеордовикского и каменноугольнопермского. Каменноугольно-пермский внутриконтинентальный (эпиплатформенный) орогенез связан с закрытием Палеоазиатского океана и выражен в накоплении синорогенной молассы (сагансайрской свиты); реактивации древних покровных структур, проявлении сдвиговых смещений и складчатых деформаций, существенно усложнивших строение реликтов раннепалеозойского аккреционного орогена. Каменноугольно-пермский орогенный этап развития Тункинского террейна проявлен в виде трех дискретных деформационных импульсов: покровного (316-310 млн лет), покровно-складчатого (305-303 млн лет) и складчато-надвигового (286 млн лет).

4. В геологической истории внутренних областей континентов проявления (эпиплатформенного) орогенеза внутриконтинентального выражены активизацией региональных разломов, денудационными событиями и формированием осадочных бассейнов, сопряженных с этим орогенным поднятием. Продолжительность и этапность развития внутриконтинентальных (эпиплатформенных) орогенов отражают продолжительность развития и этапы эволюции коллизионного орогена, обусловившего этот внутриконтинентальный орогенез. В позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской геологической истории различных структурных элементов Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенных во внутренних областях северной Евразии, проявлены тектонические обстановки наложенных внутриконтинентальных орогенных событий.

5. «Термохронологические провинции», выделенные на основе анализа пространственного распределения термохронологических датировок, представляют собой области земной коры, имеющие единую историю вертикальных движений (воздымания и погружения) и близкие возрасты поверхностей пенепленизации орогенных поднятий. Определение границ термохронологических провинций позволяет проводить палеотектоническое картографирование древних внутриконтинентальных эпиплатформенных орогенов.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности

Диссертационная работа соответствует специальности 1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика». Рассматриваемые в работе научные проблемы лежат в рамках областей исследования, обозначенных пунктами № 3, 6, 7, 9 паспорта научной специальности 1.6.1: пункт № 3: Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами); пункт № 6: Историческая геотектоника – исследование основных этапов и стадий развития литосферы и ее отдельных структурных единиц; пункт № 7: Сравнительная тектоника, основанная на сравнительно-историческом анализе однотипных или родственных тектонических объектов с целью их классификации, а также для выявления их эволюционной последовательности. Использует и данные сравнительной планетологии; пункт № 9: Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна.

Благодарности

Исследования, результаты которых положены в основу данной работы, выполнялись в ИГМ СО РАН (Новосибирск) во время работы автора в лабораториях геологической корреляции (817), геодинамики и магматизма (212), прогнозно-металлогенических исследований (585) и литогеодинамики осадочных бассейнов (220). Исследования геологического строения южной

части западной Сибири выполнялись при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области (проекты № 16-35-00010, 17-45-540758, 19-45-540001).

За два с лишним десятилетия геологической работы автор пользовался поддержкой, советами и помощью широкого круга специалистов, со многими из которых автор был рад участвовать в совместных полевых работах. Особую благодарность автор хотел бы выразить своему первому научному руководителю д. г. м-н. М. М. Буслову, под руководством которого автор начал изучение различных регионов ЦАСП – Тянь-Шаня, Горного Алтая и Кокчетавского массива, профессору Гентского университета (Бельгия) Йохану Де Граве, с которым автора связывают два десятилетия дружбы, многочисленные полевые работы в Средней Азии и южной Сибири и месяцы гео- и термохронологических исследований в лаборатории минералогии и петрологии Гентского Университета, а также д. г.-м. н. И. С. Новикову за совместные работы на юге Западной Сибири и консультации по структурной геоморфологии и морфотектонике. Большое влияние на становление автора, как полевого геолога, оказали к. г.-м. н. А. С. Гибшер, к. г.-м. н. В. В. Благовидов, к. г.-м. н. А. Ю. Беккер и Я. М. Бандурак. Автор очень благодарен своим друзьям геологам, к. г.-м. н. А. В. Котлярову, к. г.-м. н. Н. С. Тычкову, к.г.-м. н. А. С. Степанову за постоянное содействие в любых аспектах профессиональной деятельности и личную поддержку.

Полевые работы в Тункинских гольцах Восточного Саяна проводились совместно с А. Б. Рябининым, светлая память о котором всегда в сердце автора. Исследования в Кокчетавском регионе проводились под руководством и при поддержке академика РАН Н. Л. Добрецова и при содействии А. А. Заячковского, на Тянь-Шане автор участвовал в полевых работах совместно с д. г-м. н. В. Ю. Баталевым и профессором Карелом Теуниссеном, с неизменной благодарностью автор вспоминает этих исследователей.

Автор хотел бы выразить благодарность за совместные полевые работы или обсуждение отдельных вопросов, рассмотренных в диссертации, академику РАН К. Е. Дегтяреву, член-корр. РАН Н. Б. Кузнецову, член-корр. РАН С. Д. Соколову, докторам наук В. Г. Трифонову, А. Э. Изоху, О. М. Туркиной, Ю. А. Калинину, А. В. Корсакову, И. Ю. Сафоновой, кандидатам наук Д. В. Алексееву, Г. В. Кузнецову, А. В. Рязанцеву, А. В. Вишневскому, С. А. Каргополову, И. А. Жуковой, М. А. Фидлер, А. В. Иванову научным сотрудникам – А. А. Прошенкину, С. А. Докашенко, геологу-консультанту Д. В. Гуревичу.

Большой массив геохронологических, в том числе мультихронологических, данных получен в рамках сотрудничества с коллегами из ряда иностранных университетов. Среди них следует отметить коллег Йохана Де Граве из Гентского Университета – Гербена Ван Ранста, Элин Де Пелсмейкер, Симона Начтергаеле, коллег из Австралии – Стейна Глорие,

Джека Гиллеспи, и США – Килби Джепсона, а также Марка Жоливе из Франции. Всем этим специалистам автор выражает глубокую признательность.

Очень большое значение для данной работы имеют аргон-аргоновые датировки, полученные д. г.-м. н. А. В. Травиным, сотрудничество с которым всегда было исключительно ценным для автора. Также автор хотел бы поблагодарить за использованные в работе аналитические исследования д. г.-м. н. Т. Б. Баянову, к.г.-м. н. Н. С. Карманова, к.х.н. И. В. Николаеву, к.х.н. С. В. Палесского, к.г.-м. н. Д. С. Юдина, Н. Г. Карманову, Д. В. Семенову, к.г.-м. н. П. А. Серова.

Также автор благодарен сотрудникам лаборатории геоэлектрики ИНГГ СО РАН д. г.-м. н. Е. В. Поспеевой и к. т. н. В. В. Потапову за возможность участвовать в исследовании глубинной геоэлектрической структуры складчатых сооружений Южной Сибири.

В заключение автор хотел бы выразить благодарность своей супруге к. т. н. Елене Жимулевой за постоянную поддержку на всех этапах работы.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОРОГЕНЕЗЕ

Но только эти Алтаиды, как складчатые дуги, возникшие во второй половине палеозоя, давно уже не существуют: они были смяты и сглажены к началу мезозоя, и из их фундамента позднее были созданы новые Алтаиды, но уже не складчатые, а дизъюнктивные. Такие воскресшие, но преобразившиеся Алтаиды представляют и Русский Алтай и Калбинский хребет, Тарбагатай, Саур, Уркашар, Майли-Джаир, Барлык, Джунгарский Алатау и весь Тянь-Шань; в последнем, как и в Пограничной Джунгарии, дело только осложнилось мезозойскими и третичными пликативными движениями в пределах больших грабенов, заполнившихся местами пресноводными, местами и морскими отложениями.

В. А. Обручев, 1915

Однако и сейчас тектономагматические процессы, создавшие горные сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Кун луня или преобразовавшие палеозойскую структуру Восточной Азии, часто рассматривают как аномалии, присущие только новейшему этапу развития Земли или не имеющие самостоятельного значения...

К. В. Боголепов, 1967

1.1. О терминах орогенез и ороген

Термин орогенез, введенный в геологическую науку американским геологом Г. Гильбертом [Gilbert, 1890], имеет долгую историю и понимается разными исследователями поразному. Очень обстоятельный и глубокий анализ эволюции представлений об орогенез и орогенах опубликован в работе [Боголепов, 1985], а также в очерке Дж. Шенгёра в коллективной монографии посвященной орогенезу [Миясиро и др., 1985]. В конце XIX-начале XX века главным механизмом образования гор считалось складкообразование, поэтому термин «орогенез» понимался как синоним складчатости. В 1921 году австрийский геолог Л. Кобер ввел понятие ороген для обозначения участков земной коры со сложным складчатым строением, противопоставляя орогены кратогенам – жестким массивам с двухъярусным строением [Коber, 1921]. Позднее Г. Штилле заменил кратоген на кратон. Понятие ороген было введено на базе наблюдений над Альпийским коллизионным неотектоническим орогеном, в котором очень широко проявлены складчатые деформации, развит высокогорный рельеф, а складчатость началась непосредственно после осадконакопления. По мере теоретической разработки геосинклинальной концепции Э. Огом, Г. Штилле и другими, понятие орогенез прочно вошло в тектоническую науку в качестве обозначения завершающей фазы геосинклинального процесса.

Термин орогенез наполнился общегеологическим содержанием – помимо складчатости и связанного с ней рельефообразования, геологами были изучены проявления орогенического режима развития земной коры в процессах магматизма, метаморфизма и осадконакопления. Понятие орогенез стало синонимом понятия завершающая складчатость (каледонская складчатость – каледонский орогенез). В разработку представлений об орогенезе большой вклад внесли многие выдающиеся русские ученые тектонисты – А. А. Богданов, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, А. Н. Мазарович, Н. П. Херасков, Ю. Г. Леонов, А. А. Моссаковский, В. Е. Хаин и ряд других. После отказа от геосинклинальной гипотезы и развития тектоники литосферных плит термин орогенез не исчез из оборота, подобно многим другим тектоническим терминам, так как лежали эмпирические наблюдения процессами В основе его над складчатости, разломообразования, магматизма и метаморфизма горных поясов, а представления о существовании узкой линейной зоны вулканизма и прогибания – геосинклинали – не имели прямого отношения к содержанию данного понятия. Термин орогенез был легко унаследован литосферных тектоникой плит, заменившей геосинклинали на океанические И палеоокеанические бассейны. В рамках тектоники литосферных плит орогенез рассматривался как геологическое выражение коллизионного режима взаимодействия литосферных плит, наступающего после поглощения океанической литосферы в зонах субдукции и исчезновения океана. Развитие структурной геологии и неотектоники привело к пересмотру представлений о ведущей роли складчатости в формировании горного рельефа. Было показано, что складки, в большинстве случаев, являются только одним из проявлений складчато-надвигового парагенеза, а горные хребты часто представляют собой пакеты тектонических пластин. Поэтому термины орогенез и ороген, как нейтральные в структурном отношении, стали предпочтительными по отношению к своим синонимам «складчатость» и «складчатая зона» и получили широкое распространение (например, в геологической литературе утвердился термин Central Asian Orogenic Belt (CAOB), а не Central Asian fold belt). При этом постепенно произошел отказ от представлений об обязательном наличии высокогорного рельефа в орогенной зоне. В Большой Российской энциклопедии орогенез понимается как «совокупность тектонических процессов, вызывающих образование горно-складчатых сооружений.... В 20 – нач. 21 вв. термин «орогенез» используется в основном как синоним термина тектогенез» [Соколов, 2014]. Согласно геологическому словарю [Геологический словарь, 2011] под орогеном в узком смысле слова понимается горное сооружение, в широком смысле – складчатое (складчато-надвиговое, складчато-покровное) сооружение или складчатая система. В данной работе понятие «ороген» используется в широком смысле. Морфологическое разнообразие орогенов привело к выделению различных типов орогенеза (Рис. 1.1). В настоящее время в литературе широко используются такие типы орогенеза, как андийский, коллизионный, аккреционный (тихоокеанский) и

внутриконтинентальный [Metcalfe, 2021]. Типизации и генезису орогенов посвящена обширная литература [Миясиро и др., 1985, Cawood et al., 2009; Condie, 2007, 2011, Collins, 2002; Maruyama et al., 1997; Wang et al., 2023].

Тихоокеанский орогенез связан с субдукцией океанической литосферы, образованием системы окраиных морей и островных дуг, а также с процессами внутри субдукционной зоны, включающими образование аккреционных призм и эксгумацию фрагментов субдуцированного материала [Маруяма и др., 2018; Dewey, Bird, 1970]. Андийский орогенез связан с субдукцией океанической литосферы под континентальную и характеризуется отсутствием задуговых бассейнов с океанической корой, а также утолщением континентальной коры и горообразованием в висячем крыле зоны субдукции. Андийский орогенез занимает промежуточное положение между тихоокеанским и коллизионным орогенезом. Коллизионный орогенез реализуется при столкновении крупных блоков континентальной коры и которое приводит к утолщению сопровождается масштабным покровообразованием, континентальной коры, региональному метаморфизму и гранитоидному магматизму. На глубинном структурном уровне коллизионный орогенез выражен субдукцией континентальной литосферы [Capitanio et al., 2010]. Тектонотипом коллизионного орогенеза является Гималайский (Гималайско-Тибетский) ороген. Аккреционный орогенез [Соколов, 2003, Шенгёр, 2006; Cawood et al., 2009; Condie, 2007, Sengör, Natal'in, 1996] также занимает промежуточное положение между тихоокеанским и коллизионным орогенезом, хотя некоторыми исследователями понимается как сиононим тихоокеанского. Он характеризуется быстрой аккрецией островных дуг, океанических плато и микроконтинентов к континентальной окраине и формированием широкого аккреционного пояса, быстро наращивающего окраину континента. Примерами аккреционного орогенеза являются североамериканские Кордильеры, складчатые сооружения Анатолийского полуострова, Алтае-Саянской складчатой области и Казахстана (Алтаиды).





Рис. 1.1. Разновидности орогенов по [Cawood et al., 2009]

Внутриконтинентальный oporenes (intracontinental orogeny, peже – intracratonic orogeny) областей представляет собой тектоническую активизацию континентальной коры, расположенных далеко от границ литосферных плит. Он является результатом передачи тектонических напряжений во внутренние области континентов и сопровождается горообразованием, деформациями сжатия и, в ряде случаев, магматизмом. Тихоокеанский, аккреционный, андийский и коллизионный типы орогенеза можно рассматривать как последовательные стадии процесса зарождения и становления блока континентальной коры в результате амальгамации и аккреции неоднородностей океанической коры, тектонического счешуивания и магматизма. ВО – процесс преобразования уже существующей континентальной коры, тектоническая активизация которой приводит к импульсам денудации, осадочной дифференциации и переотложения материала верхней части земной коры.

1.2. История изучения внутриконтинентального

орогенеза

Представления о внутриконтинентальном орогенезе зародились в первой половине ХХ века в связи с изучением горных систем Центральной Азии – Горного Алтая и Тянь-Шаня. В это время В. А. Обручевым (1915) по результатам исследования Русского Алтая было введено понятие о возрожденных горах, т. е. горных странах, возникших после этапа денудации и выравнивания древней складчатой области. Эти представления получили развитие в работах C. C. Шульца И Н. И. Николаева, посвященных Тянь-Шаню. Для обозначения внутриконтинентальных неотектонических орогенов Центральной Азии было предложено много терминов – эпиплатформенные орогены, зоны активизации. С. С. Шульц предложил называть подобные орогены вторичными, противопоставляя их первичным, эпигеосинклинальным [Шульц, 1962].

Внутриконтинентальный орогенез считался геологической аномалией, так как общепринятая модель тектонического развития земной коры предполагала единственный орогенный этап, служивший структурным переходом геосинклинали в платформу и соответствующий коллизионному этапу современной терминологии. Высказывались предположения о том, что эпиплатформенные орогены возникли только на неотектоническом этапе.

Огромный вклад в развитие представлений об орогенном типе развития земной коры вообще и о внутриконтинентальном орогенезе в геологическом прошлом внесли работы К. В. Боголепова [Боголепов, 1967, 1985] и его сотрудников [Башарина и др., 1974; Боголепов, 1976, 1973]. В своих работах К. В. Боголепов показал, что орогенный тектонический режим развития земной коры играет не меньшую роль, чем платформенный и геосинклинальный (палеоокеанический в современной терминологии) и должен рассматриваться наряду с ними. Им было введено понятие о протоорогенезе (первичном или коллизионном) и дейтероорогенезе (вторичном или внутриконтинентальном), а также о том, что явление орогенеза имеет повторяющийся, рекуррентный характер. На примере мезозойской тектоники Сибири было показано, что вторичный орогенез не является специфической чертой неотектонического этапа развития, а представляет собой явление, неоднократно повторявшееся в истории земной коры. В работах К. В. Боголепова были описаны все доступные в то время методы выявления и характеристики этапов ВО в геологическом прошлом – формационный анализ, изучение несогласий, мощностей осадочных толщ и геологических взаимоотношений. Данный цикл работ характеризуется богатейшей геологической фактурой и очень высоким уровнем теоретической проработки.

В то же время, некоторые вопросы оставались нерешенными. Причины и механизмы орогенических движений остались за рамками рассмотрения и связывались с некими глубинными тектоническими процессами, хотя К. В. Боголеповым и было намечено существование латеральных рядов, связывающих область дейтероорогенеза с синхронным протоорогеном или континентальной окраиной тихоокеанского типа. Также при рассмотрении внутриконтинентальной тектонической активности не делалось различия между обстановками внутриконтинентального растяжения с заложением рифтогенных бассейнов (например, Минусинских обстановками впадин) И сжатия. типичными современных для внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии. Для реконструкции структурнокинематического плана вторичных орогенов привлекались представления о сводовых поднятиях земной коры, осложненных блоковыми движениями. Неопределенность причины и отсутствие количественной оценки этих движений являлись еще одним «белым пятном» в представлениях о вторичном орогенезе. Эти и другие трудности «орогенной геологии» К. В. Боголепова были связаны с отсутствием общей тектонической теории, связывающей большой круг явлений в рамках единой системы. Такой теорией стала тектоника литосферных плит.

В 1975 году П. Молнар и П. Тапонье предложили модель формирования неотектонического орогена Центральной Азии в результате удаленного воздействия Индо-Евроазиатской коллизии [Molnar, Tapponnier, 1975]. Подобные представления высказывал еще швейцарский геолог Э. Арган в своей работе «Тектоника Азии» 1922 года [русский перевод – Арган, 1935], но до утверждения тектоники плит в качестве новой научной парадигмы эти представления оставались в разряде гипотез. Предложенный Молнаром и Тапонье подход позволил интегрировать геологические представления о внутриконтинентальном орогенезе с глобальной тектонической теорией. ВО перестал быть «неудобным», аномальным дополнением к общепринятой схеме тектонического развития земной коры, а занял свое место в ряду тектонических процессов закономерно проявляющихся в земной коре. Расшифровка структуры складчатых областей с точки зрения тектоники литосферных плит на базе актуалистических представлений о масштабе тектонических процессов, вызванных Альпийско-Гималайским орогенезом во внутренних областях Центральной Азии, требовала признания неоднократного проявляетия и важной роли ВО в формировании современной структуры складчатых областей.

Огромная ширина зоны неотектонического горообразования в Азии объяснялась неоднородностью ее строения. Л. П. Зоненшайн назвал Центральную Азию «поясом торошения микроплит». Наблюдаемое в Азии чередование горных систем и межгорных осадочных бассейнов объяснялось тем, что жесткие блоки (микроконтиненты с древней консолидированной корой платформенного типа) служат проводниками тектонических напряжений, а деформации концентрируются в шовных зонах, менее консолидированный материал которых выдавливается

в виде дивергентных структурных вееров (flower structure), выраженных в рельефе горными странами или отдельными хребтами.

В последние два десятилетия XX века в науке произошли и другие перемены теоретического и технического характера, открывшие новые возможности для изучения процессов ВО в геологическом прошлом.

В 1980-ых годах группой американских геологов (Дж. Зуппе, С. Митры, Д. А. Медведева и ряд других [обзор и ссылки в Прокопьев, Фридовский, Гайдук, 2004; Гайдук, Прокопьев, 1999; Lacombe, Bellahsen, 2016; Pfiffner, 2017]) в результате поисковых работ на глубоко залегающие залежи углеводородов была разработана структурно-кинематическая теория строения и эволюции складчато-надвиговых поясов, которая быстро нашла подтверждения в различных регионах земного шара, в том числе в неотектоническом орогене Тянь-Шаня [Абдрахматов, Томпсон, Уилдон, 2007; Абдрахматов и др., 2001; Avouac et al., 1993; Kober et al., 2013]. Данная теория позволила количественно оценивать деформации, используя методику построения сбалансированных разрезов, и лучше расшифровывать архитектуру древних покровных структур. Основные структурные элементы, составляющие надвиговый структурный парагенез, показаны на Рис. 1.2.



Рис. 1.2. Структурные элементы надвигового пояса [Прокопьев, Фридовский, Гайдук, 2004], на основе [De Paor, 1988]

Развитие аналитических методов привело к формированию нового геохронологического направления – низкотемпературной геохронологии или термохронологии [Fleischer, Price, Walker, 1965, 1975; Gleadow et al., 1986; Wagner, 1968, 1981, 1972; Wagner, Reimer, 1972]. Появилась возможность строить термохронологические модели (T-t тренды образца) в низкотемпературной области (300-70°С), ранее недоступной для изучения изотопно-хронологическими методами. Породы древнего складчатого фундамента, ранее бывшие совершенно немыми по отношению к денудационным событиям, этапам стабильности и эпизодам погружения, превратились в источник информации о тектоно-термальной динамике верхней части земной коры.

Вторым следствием развития методов геохронологии и повышения их доступности стало появление мультихронологии – датирования минералов из одного образца горной породы при помощи разных изотопных систем с различными температурами закрытия, желательно с использованием высоко-, средне- и низкотемпературной систем. Метод мультихронологии позволил еще более надёжно восстанавливать этапы охлаждения и подъема образца, выявляя периоды быстрого подъема.

Широкое развитие методов датирования единичных зерен положило начало детритовой геохронологии осадочных пород. Для изучения ВО это направление имеет огромное значение, так как осадочные последовательности межгорных и предгорных бассейнов, сохранившиеся в виде тектонизированных фрагментов и часто представленные «немыми» или палеонтологически слабо охарактеризованными континентальными толщами, и являются главным геологическим свидетельством древних этапов ВО.

Три перечисленных выше направления развития геохронологии – низкотемпературная геохронология, мультихронология (возможность получения оценок возраста при помощи нескольких изотопных систем с различными температурами закрытия) и детритовая геохронология – оказались наиболее эффективными инструментами для изучения завершившихся эпох ВО.

Среди других технических усовершенствований отметим широкое применение палеомагнитных и магнитостратиграфических исследований, первые из которых показали, что отдельные коровые блоки способны смещаться и поворачиваться, находясь внутри составного континента, вторые позволили существенно уточнить время накопление грубообломочных континентальных моласс, слабо охарактеризованных палеонтологическими данными.

В настоящее время представления о внутриконтинентальном орогенезе, как о значимом тектоническом процессе, с одной стороны, приняты наукой, вошли в учебники по тектонике [Хаин, Ломизе, 2010] и используются при интерпретации термохронологических данных [Glorie, De Grave, 2016; Jolivet, 2015; Jolivet et al., 2017, 2001, 2007; Macaulay et al., 2014; Sobel, Chen,

Неегтапсе, 2006; Sobel et al., 2006], с другой стороны, они практически не принимаются во внимание геологами, незанимающимися данным вопросом специально. До сих пор представления о ВО не получили достаточно широкого распространения в практике геологических работ. В объяснительных записках к листам геологической карты нового поколения и в сводных монографиях по истории геологического развития регионов этапы ВО, выявляемые по геологическим данным, нередко описываются как «автономные» тектонические активизации на плитном этапе развития, не имеющие ни причин, ни регионального контекста.

Показателен в этом отношении пример Тянь-Шаня. В большинстве геологических описаний истории геологического развития Тянь-Шаня принимается, что весь интервал времени между завершением герцинской орогении (~250 млн лет) и началом неотектонической активизации (~25 млн лет [Hendrix et al., 1994, Yin et al., 1998, Bullen et al., 2001, Sobel et al., 2006а, Glorie ta al., 2011]), вызванной Индо-Евроазиатской коллизией, регион являлся областью денудации и выравнивания [Буртман, 2012].

В рамках этих представлений сложно объяснить наблюдаемую дифференциацию процессов мезозойского осадконакопления и денудации в регионе, где в пределах Ферганской впадины произошло накопление километровой толщи меловых осадков, включающих пачки конгломератов, а в межгорных впадинах северо-восточного крыла Таласо-Ферганского разлома меловые отложения полностью отсутствуют [Елютин и др., 1972]. Образование глубокого присдвигового Яркенд-Ферганского прогиба, выполненного юрскими отложениями, и постседиментационная напряженная складчатость этих отложений (юг Ферганского хребта) также являются свидетельством тектонической активности, сложно сопоставимой с предполагаемой мезозойской квазиплатформенной стадией. Кроме того, нам следует допустить, что на земную кору Тянь-Шаня не оказали никакого воздействия коллизионные события на южной окраине Азии, произошедшие после столкновения с Таримом и до столкновения с Индостаном. Наконец, в случае, если доорогенная поверхность Тянь-Шаня возникла в результате однократного денудационного события – эрозионного разрушения герцинского коллизионного орогена, пермо-триасовый трековый она должна иметь возраст И простое, в термохронологическом отношении, строение, в то время как в реальности на доорогенной поверхности наблюдается сложное сочетание триасовых, юрских и меловых трековых определений возрастов, с преобладанием последних. Подобная ситуация сложилась и с характеристикой мезозойского этапа геологической истории Казахстана и южной Сибири.

В последние десятилетия интенсивно исследуется структура и тектоническая эволюция современного внутриконтинентального орогена Центральной Азии [Абдрахматов, Томпсон, Уилдон, 2007; Абдрахматов и др., 2001; Буртман, 2013, 2012b; Леонов и др., 2017, 2021; Макаров и др., 2010; Пржиялговский и др., 2022; Трифонов, 2017; Трифонов и др., 2008; Bullen et al., 2001;

Buslov et al., 2007; Delvaux et al., 2013; Macaulay et al., 2014; Sobel, Chen, Heermance, 2006; Sobel et al., 2006; Zubovich et al., 2010], но очень мало работ посвящено выявлению завершившихся этапов внутриконтинентального орогенеза в геологической структуре складчатых областей. В отечественной литературе отсутствуют современные обобщения представлений о ВО и его роли в тектонике континентальной коры, хотя данный процесс вполне сопоставим по масштабам проявления и геологическому значению с коллизионным орогенезом или рифтогенезом.

Учитывая невысокую сохранность структурно-вещественных комплексов ВО в строении складчатых областей, методом выявления таких событий является синтез данных из трех источников: 1) геологическое и геохоронологическое изучение индикаторных комплексов (магматические тела и тектониты крупнейших разломов, поверхности несогласий); 2) термохронологическое исследование региональных денудационных поверхностей и крупнейших разломных зон; 3) сопоставление региональных данных с представлениями о возрасте, длительности и пространственно-временной динамике коллизионных событий, которые могли оказать влияние на ту или иную складчатую зону. Совместное рассмотрение этих независимых источников информации должно способствовать росту наших знаний о ВО. Данная работа рассматривается как продолжение исследований К. В. Боголепова и сотрудников лаборатории геотектоники ИГиГ СО АН СССР (г. Новосибирск) с использованием современных теоретических представлений и аналитических методов.

1.3. Некоторые терминологические замечания

Чтобы сделать изложение материала более ясным, в данной работе используются общеупотребительные термины, в том виде и значении, в котором они понимаются современными исследователями, при этом автор не стремится к логической и методической безупречности в использовании терминологического аппарата.

Термин «внутриконтинентальный ороген» или «орогенез» представляются нам не очень удачными. Специфика ВО заключается не столько в пространственных, сколько во временных отношениях явления. Важно является ли ороген коровым блоком, впервые возникшим на месте океанического бассейна и континентальных окраин, или же он представляет собой продукт реактивации и реконсолидации более древней складчатой области. Поэтому термины К. В. Боголепова «протоорогенез» и «дейтероорогенез» представляются нам более удачными. К сожалению, они не употребляются в настоящее время, поэтому в данной работе мы используем общепринятый на сегодняшний день термин внутриконтинентальный орогенез (intracontinental orogeny). Внутриконтинентальным орогенам мы противопоставляем коллизионные орогены – области образования континентальной коры на месте закрывающегося палеоокеана. Это терминологически небезупречно (так как внутриконтинентальные орогены точно также обязаны

своим образованием коллизии), однако общепринято геологическим сообществом. Для ясности изложения мы также будем использовать термины С. С. Шульца «первичный» и «вторичный» по отношению к коллизионному и внутриконтинентальному орогенезу.

Необходимо также пояснить соотношение терминов «тектоническая активизация» и «ВО». Термин тектоническая активизация [Белоусов, 1954, 1964] или, в более полном варианте, автономная тектоническая активизация возник во время господства геосинклинальной концепции и использовался наряду с такими терминами, как ревивация [Нагибина, 1967] аркогенез [Павловский, 1953], ремобилизация, реювенация, тектоническая регенерация и т. д. Он применялся для описания любых, разнородных по современным представлениям, внутриплитных (внегеосинклинальных) тектонических процессов – плюмового внутриплитного магматизма, незавершенных эпизодов рифтогенеза, но, главным образом, конечно, – для обозначения тех процессов, которые сегодня рассматриваются в рамках ВО.

В настоящее время термин «автономная тектоническая активизация», как определение геотектонической обстановки («область тектонической активизации», «режим тектонической активизации» и т. д.), следует признать устаревшим и практически вышедшим из употребления. В указанном значении им пользуются преимущественно исследователи, не принимающие тектонику литосферных плит (например [Шатков, 2013]). Термин тектоническая активизация при этом широко используется как описательный термин свободного пользования, обозначающий любой эпизод повторной тектонической активности, как отдельной структурной формы, так и произвольной территории или некоторого набора структур. В этом значении он никак не пересекается по смыслу с термином ВО, имеющим определенное геотектоническое значение и связанные с ним ограничения. Например, исследователь, фиксируя повторное смещение по разлому, отмечает факт его тектонической активизации, или же, наблюдая усиление эрозионных процессов или сейсмичности, говорит о тектонической активизации данного блока земной коры. Эти процессы могут быть связаны с тектонической обстановкой ВО, а могут быть обусловлены иными причинами. Возвращаясь к исходному термину автономная тектоническая активизация, отметим, что одна из целей настоящей работы состоит в том, чтобы показать неавтономный характер наиболее значительных внутриконтинентальных активизаций и распространить теорию тектоники литосферных плит на большую часть внутриконтинентальных тектонических структур. С нашей точки зрения, выявление генетической связи между процессами на границах литосферных плит с внутриконтинентальными геодинамическими процессами позволит достичь более глубокого понимания последних.

Что касается соотношения терминов ВО и эпиконтинентальный [Херасков, 1963] или эпикратонный орогенез, то в современной литературе они используются как полные синонимы, хотя автору работы ближе точка зрения К. В. Боголепова, который считал, что понятие об эпиплатформенном орогенезе, являющемся частной формой BO (у Боголепова дейтероорогенеза), целесообразно областям горообразования, применять только к располагающимися на древних платформах [Боголепов, 1985]. Еще одним термином для обозначения внутриконтинентальных орогенов является термин Мирчинка [Мирчинк, 1940] глыбовые зоны, в настоящее время он заменен термином глыбовые горы, который используется геоморфологами при описании морфоструктуры горного рельефа внутриконтинентальных орогенов [Уфимцев, 1984, 2002, 2008, Новиков, 2004]. Данный весьма краткий и неполный терминологический обзор показывает, что геологическая наука обращала пристальное внимание на тектонические процессы во внутренних частях континентов задолго до того, как тектоника литосферных плит завоевала всеобщее признание.

Для обозначения грубообломочных отложений межгорных впадин вслед за многими исследователями неотектонического орогена Центральной Азии применяется термин «моласса», хотя автор и отдает себе отчет в том, что данные комплексы континентальных отложений по геологической позиции существенно отличаются от литотипической молассы одноименного бассейна Альп, выделенной в структуре первичного коллизионного орогена и подстилающейся близкой по возрасту флишевой толщей.

Палеоазиатский океан и Центрально-Азиатский складчатый пояс. Формирование земной коры складчатых зон Центральной Азии в настоящее время связывается с эволюцией Палеоазиатского океана. В данной работе эта палеострукутра понимается согласно описанию, изложенному в Большой Российской Энциклопедии [Панов, 2014]: «ПАЛЕОАЗИАТСКИЙ ОКЕАН, древний обширный бассейн с океанической земной корой, располагавшийся в центре современной Азии в позднерифейское, вендское и палеозойское время (1000-250 млн. лет назад). Существование Палеоазиатского океана обосновано Л. П. Зоненшайном [Зоненшайн, 1976] по геологическим данным и в дальнейшем подтверждено палеомагнитными измерениями. Палеоазиатский океан ограничивался с северо-востока древним Сибирским континентом, с юга – Китайско-Корейским, а с юго-запада – массивом континентальной земной коры Казахстания. Его осевая часть протягивалась с северо-запада на юго-восток от современной Иртыш-Зайсанской складчатой системы Восточного Казахстана через южную часть Монголии в северовосточную часть Китая, расширяясь в этом же направлении..... После аккреционных событий на окраинах Палеоазиатского океана от обширного океанического бассейна осталась сравнительно неширокая осевая часть, которая закрывалась последовательно со среднего карбона до конца перми (300-250 млн. лет назад) с северо-запада на юго-восток. Палеоазиатский океан завершил существование в эпоху герцинского тектогенеза при коллизии ограничивающих его континентальных блоков, в результате чего на месте палеоокеанического бассейна сформировался коллизионный Центральноазиатский складчатый пояс....»

В работе Л. П. Зоненшайна [Зоненшайн, 1976], отмечалось что Палео-Азиатский (оригинальное написание названия) океан существовал по крайней мере с 850 до 450 млн лет. Существуют и более поздние работы, в которых термин Палеоазиатский океан относится только к раннепалеозойским океаническим бассейнам, а более поздние океанические бассейны (Туркестанский, Гоби-Алтайский, Южно-Монгольский, Южно-Гиссарский) рассматриваются в ряду бассейнов тетического ряда [Диденко и др., 1994]. В настоящее время большинством исследователей термин Палеоазиатский океан понимается в наиболее широком значении. Считается, что данный океан закрылся не раньше позднего палеозоя (например, [Добрецов, 2003, Хаин, 2001, Windly et al., 2007, Wang et al., 2018] и многие другие). Как отмечал В. Е Хаин, [Хаин, 2001, с. 192]: «Урало-Охотский пояс занимает центральное место в структуре Северной Азии. Он является порождением Палеоазиатского океана, возникшего в позднем рифее в процессе распада Родинии и просуществовавшего в своих окончаниях до юры». В таком понимании Палеоазиатский океан всему Урало-Охотскому поясу.

Что касается районирования складчатых сооружений Центральной Азии, то в отечественной литературе последних десятилетий принята тектоническая классификация, описание которой приведено ниже по работе [Диденко и др., 2010]: «Обширные территории, находящиеся между Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Китайской платформами, впервые были выделены М. В. Муратовым [Муратов, 1965] в качестве Урало-Монгольского складчатого пояса, впоследствии называемого и Урало-Охотским [Хаин, 2001]. Урало-Охотский пояс подразделяется на две части: северо-западную Урало-Сибирскую, лежащую между Балтикой и Сибирью, и юго-восточную, простирающуюся до Тихоокеанского пояса, между Сибирью и Таримом – Сино-Кореей, которая часто называется Центрально-Азиатским складчатым поясом [Хаин, 2001].»

На геологической карте или тектонической схеме Урало-Монгольского складчатого пояса (Рис. 1.3) видно, что его западная (Урало-Сибирская) и восточная (Центрально-Азиатская) ветви не имеют очевидных естественных тектонических границ, ориентированных под большим углом к структурам складчатого пояса, которые позволили бы однозначно относить любую складчатую зону к определенному сегменту Урало-Монгольского пояса. Западная ветвь включает преимущественно складчатые зоны субмеридионального простирания, а восточная – субширотного, но для целей региональной тектоники это не вполне точный критерий. Повидимому, это обстоятельство стало одной из причин того, что в современной научной литературе широкое развитие получила тенденция объединения всех территорий, находящихся между Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Китайской и Таримской платформами в единый Центрально-Азиатский складчатый пояс, образовавшийся на месте Палеоазиатского океана (Рис. 1.5). Термины Урало-Монгольский или Урало-Охотский пояс используется в

современной иностранной научной литературе крайне редко. Широкое понимание Центрально-Азиатского складчатого пояса постепенно стало приниматься и в отечественной литературе. Например, в работе С. А. Буланова, посвященной внутриконтинентальному орогенезу Центральной Азии [Буланов, 2002, с. 42] отмечено: «В морфоструктурном отношении горы Центральной Азии соответствуют области развития палеозоид внутри Евроазиатского континента, которые в отечественной литературе объединяются в древний складчатый пояс, называемый Урало-Монгольским, Урало-Охотским или Центрально-Азиатским. Независимо от названия стандартным критерием выделения является его положение между эпиархейскими Восточно-Европейским, Сибирским, Северо-Китайским И Таримским кратонами И преимущественно палеозойский возраст деформаций».





1 – древние платформы, 2 – краевые прогибы на древних платформах, 3 – байкальские складчатые области и основание срединных массивов, 4 – то же, под платформенным чехлом, 5 – каледонские складчатые области, 6 – то же под платформенным чехлом, 7 – герцинские складчатые области, 8 – то же, под платформенным чехлом, 9 – позднегерцинский (гобийский) комплекс, 10 – мезозойские наложенные впадины, 11 – разломы.

Еще один термин для обозначения складчатых сооружений Центральной Азии – «алтаиды», введенный Э. Зюссом [Suess, 1901] и получивший широкое распространение после работы А. Шенгёра с соавторами [Sengör et al., 1993]. На схеме тектонического районирования, предложенной Шенгером (Рис. 1.4) алтаиды включают большую часть территорий Урало-

Охотского пояса, исключая уралиды и докембрийские складчатые сооружения, простирающиеся вдоль западной окраины Сибирской платформы (Енисейский кряж). Граница алтаид с уралидами проведена по некоторой прямой линии, проходящей по территории, перекрытой чехлом ЗСП. Сам термин алтаиды к настоящему времени используется очень редко, но во многих работах он упоминается в качестве синонима именно Центрально-Азиатского складчатого пояса. Хорошо видно, что границы ЦАСП на современных схемах, повторяют контур алатид, предложенный А. Шенгёром с соавторами, при этом либо граница Уральского орогена и ЦАСП выглядит такой же условной как граница уралид и алтаид на схеме А. Шенгёра с соавторами, либо Уральский ороген включается в состав ЦАСП (Рис. 1.5).



Рис. 1.4. Тектонический коллаж алтаид в структурах Евразии по [Sengör et al., 1993]





Рис. 1.5. Примеры схем тектонического районирования Центральной Азии, показывающие положение ЦАСП. Цифрами в квадратах обозначены схемы следующих авторов: 1 – [Han, Zhau 2017], 2 – [Windley, Xiao., 2018], 3 – [Eizenhöfer et al., 2015] с изменениями по [Sengör et al., 1993], 4 – [He et al., 2018], 5 – [Jolivet., 2017], 6 – [Pastor-Galán, 2022] по [Xiao et al., 2015]

Относясь с глубоким уважением к отечественной тектонической школе и не давая никаких личных оценок тем или иным схемам тектонического районирования, и, в то же время, широко используя современную геологическую литературу, автор данной работы должен принимать во внимание сложившуюся терминологическую практику.

Все обсуждаемые в работе орогены – Салаирский кряж, Колывань-Томская зона, Тункинский хребет Восточного Саяна, Тянь-Шань, складчатые сооружения восточного Казахстана – лежат в пределах восточной ветви Урало-Охотского складчатого пояса и являются частями ЦАСП в любом из вариантов использования термина. Все перечисленные орогены обязаны своим формированием закрытием тех или иных морских бассейнов, входивших в состав Палеоазиатского океана (в широком значении, принятом в настоящей работе). Часть из них образовалась при закрытии раннепалеозойского сектора данного океана, а после закрытия позднепалеозойских бассейнов Палеоазиатского океана была реактивирована и подверглась ВО. Другие образовались при закрытии морских бассейнов в позднем палеозое. Впоследствии, как ранне- так и позднепалеозойского. Изучение истории геологического развития нескольких регионов, где проявления ВО имеют различный возраст и интенсивность, осуществлено с целью более полной характеристики данной тектонической обстановки в геологической истории.

При тектоническом районировании Евразии в отечественной литературе выделяется Центрально-Азиатский (Урало-Монгольский) складчатый пояс (САОВ), связанный с эволюцией Палеоазиатского океана и ограниченный с юга Таримской платформой, Цайдамским блоком и Северо-Китайской (Синокорейской) платформой, и Альпийско-Гималайский складчатый пояс, в состав которого входят мезозойские (киммерийские) складчатые сооружения Памира, Куньлуня, Сонгпанг-Ганцы, и кайнозойские орогены Гималаев, Каракорума, Загроса. В последние годы в литературе принято выделять Тетический орогенный пояс (Рис. 1.6), включающий все складчатые зоны южной части Евразии [Metcalfe, 2021; Sengor, 1979; Sengör, Natal'in, 1996]. Для целей данной работы рассмотрение мезозойских коллизионных событий на южной окраине Азии имеет большое значение, поэтому автор принимает во внимание представление о Тетическом орогенном поясе, объединяющем орогены, возникшие на месте закрытия различных морских бассейнов Палео- и Мезотетиса (Рис. 1.6), используется в работе.



Рис. 1.6. Соотношение между Центрально-Азиатским складчатым поясом, Тетическими орогенными поясами и Альпийско-Гималайским орогеном [Metcalfe, 2021]

В работе используются названия эпох складчатости, привычные русским геологам – каледонская, герцинская, киммерийская, хотя в последнее время в литературе предпочитают избегать этих терминов, указывая время складчатости в подразделениях геохронологической шкалы (например, раннепалеозойская), оставляя названия эпох складчатости только за их теконотипическими орогенами.
ГЛАВА 2. ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ГИМАЛАЕВ КАК МОДЕЛЬ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Изменившееся положение слоев является основной причиной происхождения гор. Это вытекает из следующих наблюдений над любым массивом гор: 1. на вершинах некоторых из гор находятся огромные плоскости. 2. множество слоев параллельно горизонту.

Н. Стенон, 1669

Состояние земной коры имеет адекватное выражение в рельефе.

В. А. Обручев, 1948

Новейшая тектоника Тянь-Шаня — это орогенический процесс в первоначальном и буквальном смысле этого слова. Денудация в данном участке суши не успевает сравнивать создаваемые тектоникой на поверхности земли неровности. Образуются горы со всеми сопутствующими формированию их явлениями.

С. С. Шульц, 1948

Это величественное горное сооружение надвинуто на Индостанский щит, или же, что вернее, Индостанский щит поддвинут под него. Именно надвиги определяют тектонику Гималаев; ни в одном другом из азиатских хребтов мы не встречаем это явление в таких масштабах.

А. Гансер, 1967

Неотектонический внутриконтинентальный орогенез Центральной Азии большинством исследователей связывается с Индо-Евроазиатской коллизией и Альпийско-Гималайским коллизионным орогенезом [Абдрахматов, Томпсон, Уилдон, 2007; Абдрахматов и др., 2001; Арган, 1935; Буртман, 2012a; Bullen et al., 2001; De Grave, Buslov, Van den haute, 2007; Macaulay et al., 2014; Molnar, Tapponnier, 1975; Sobel, Chen, Heermance, 2006; Sobel et al., 2006]. Сопоставление структуры и тектонической эволюции Гималайского коллизионного орогена и генетически связанного с ним внутриконтинентального орогена Центральной Азии необходимо для выявления закономерностей, связывающих развитие первичного орогена с его «структурной тенью» – внутриконтинентальным орогеном, возникшим на древнем складчатом фундаменте в результате коллизионного динамического воздействия. Цель данного обзора состоит в том,

чтобы кратко охарактеризовать тектонические механизмы и структурный стиль коллизионного и сопряженного с ним внутриконтинентального неотектонического орогена и датировать этапы их развития. Первая часть главы посвящена внутриконтинентальному орогену Центральной Азии, вторая – Гималайскому сектору кайнозойского Альпийско-Гималайского коллизионного орогена, а в третьей содержится краткое сравнение их тектонической структуры и истории геологического развития. Рассмотрение этой связанной пары современных геодинамических обстановок имеет целью построение тектонической модели ВО, которая, в соответствии с принципом актуализма, может быть использована для реконструкции внутриконтинентальных орогенических этапов геологического прошлого.

Современные горные сооружения Центральной Азии и южной Сибири представляют собой результат неотектонической активизации складчатых зон (орогенов) различного возраста. Данный раздел посвящен геологии, тектонике и геологической истории внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии, возникших на неотектоническом этапе, охватывающем интервал времени от позднего олигоцена до настоящего момента [Буртман, 2012b; Николаев, 1988; Трифонов, 2017; Шульц, 1948]. Для описания главных черт тектоники современных внутриконтинентальных орогенов нами выбран Тянь-Шань, как регион, признанный со времен работ С. С Шульца и Н. И. Николаева тектонотипическим для современного ВО [Николаев, 1988, 1949; Шульц, 1948, 1962]. Горные сооружения Тянь-Шаня по своим размерам, сейсмической активности и интенсивности современных тектонических процессов не уступают современным коллизионным орогенам Альпийско-Гималайского пояса. Так как одной из задач данной работы является изучение пространственно-временной динамики внутриконтинентального орогенеза, то для рассмотрения привлекаются данные о геологическом строении, тектонической эволюции и термохронологии других неотектонических поднятий, таких как Памир, Тибет, Джунгарский Алатау, хребты Алтае-Саянской складчатой области.

2.1. Тектоника и этапы формирования Тянь-Шаня

Научная дискуссия о механизмах и причинах неотектонического горообразования Тянь-Шаня имеет длительную историю [например, Арган, 1935; Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986; Николаев, 1988; Bullen и др., 2001; Абдрахматов и др., 2001, 2007; Миколайчук и др., 2003; Бачманов и др., 2008; Трифонов и др., 2008; Макаров и др., 2010; Буртман, 2012а; Delvaux и др., 2013; Трифонов, 2017; Леонов и др., 2021 и многие другие]. Один из ключевых обсуждаемых вопросов состоит в оценке относительной роли и парагенетических соотношений складчатой и разломной тектоники, в особенности, о роли «складок основания», деформирующих доорогенную поверхность выравнивания. Все интерпретационные тектонические модели признают три факта: 1) доорогенная поверхность выравнивания не только смещена по разломам, но и смята в складки (Рис. 2.1, 2.2); 2) важную роль в неотектонике региона играют разломы, образующие со складками парагенетические ассоциации; 3) имеет место надвигание пород палеозойского складчатого фундамента на мезозойско-кайнозойские отложения доорогенного чехла и синорогенной молассы (Рис. 2.3).



Рис. 2.1. Налегание мелководноморских палеогеновых отложений на наклонной поверхности доорогенного пенеплена, выработанной на палеозойском фундаменте. Южная окраина Ферганской межгорной впадины, южный Тянь-Шань



Рис. 2.2. Неотектоническое поднятие Байбичетоо, разделяющее Нарынскую впадину на севере и Атабшинскую на юге (срединный Тянь-Шань) на космических снимках из базы Google Earth [Google Earth, 2023]

Северный склон поднятия представляет собой препарированный доорогенный пенеплен. Через осевую часть поднятия проходит активный разлом, выраженный тектоногенным уступом в средней части структуры. В северной части поднятия сохранилось периклинальное замыкание с разнонаправленным падением деформированной поверхности пенеплена. Подробное описание геологии и истории формирования поднятия содержится в работе [Пржиялговский и др., 2022]. В структурном отношении поднятие Байбичетоо представляет собой «зародыш» Атабшинского хребта, расположенного южнее и также представляющего собой взбросо-складку южной вергентности. На Атбашинском хребте поверхность пенеплена уже уничтожена денудацией. Термохронология Атбашинского хребта рассмотрена в работе [Glorie et al., 2011а] и показана на Рис. 2.8.



Рис. 2.3. Тектоническая пластина палеозойских пород надвинута на кайнозойские отложения

Южная окраина Ферганской межгорной впадины, южный Тянь-Шань. Хорошо видно падение слоистости мел-кайнозойского разреза под палеозойскую тектоническую пластину.

С нашей точки зрения, перечисленные факты наилучшим образом интерпретируются в рамках теоретических представлений о толстокожей надвиговой тектонике (basement-involved thick-skined tectonics) [обзор в Lacombe и Bellahsen, 2016]. Геометрические модели (Рис. 2.4), предлагаемые данной теорией, широко используются при поисковых работах на глубокие залежи углеводородов по всему миру, и, в частности, в межгорных впадинах западного Тянь-Шаня. Горообразование Тянь-Шаня с позиций данной модели описано в работах [Абдрахматов, Томпсон, Уилдон, 2007; Абдрахматов и др., 2001; Avouac et al., 1993; Bullen et al., 2001]. В рамках данной модели горообразование происходит в результате тектонического счешуивания по серии надвигов, смещающих отложения как осадочного чехла, так и палеозойского фундамента. В чехле отсутствуют регионально развитые разделительные срывы (деколементы). При этом складчатость в породах чехла, в большинстве случаев несорванных с жесткого фундамента, отличается меньшей напряженностью по сравнению со складчатостью шарьяжных зон первичных коллизионных орогенов, сформированных по механизму тонкокожей покровной тектоники. Складки и разрывы в рамках данного подхода представляют собой элементы единых структурных форм – взбросо-складок, рамповых антиклиналей, чешуйчатых всеров и дуплексов.



Рис. 2.4. Схематические разрезы, иллюстрирующие соотношение между консолидированным фундаментом и осадочным чехлом при тонкокожей (thin-skinned) и толстокожей (thick-skinned) надвиговой тектонике [Pfiffner, 2017]

Данный подход предсказывает следующие черты геологической структуры: распространение деформаций от растущих хребтов к впадинам по мере продвижения надвигового фронта; рост предгорных поднятий (форбергов, адырных гряд, прилавков), представляющих собой складки срыва или взбросо-складки; асимметричный поперечный профиль тектонических поднятий и межгорных впадин; резкое преобладание структур сжатия над структурами растяжения; одновременное развитие открытых складок основания и напряженных складок покрова в осадочном чехле межгорных впадин; активную роль антиклинальных складок при подчиненной роли синклиналей; ассоциацию складчатых и разломных структур (дизпликативы) и многие другие черты, хорошо известные исследователям Тянь-Шаня (Рис. 2.5). Модель морфологии надвиговых поясов, сформированных по принципу толстокожей тектоники, в значительной степени снимает противоречия между «глыбовой» и «складчатой» парадигмами тектоники Тянь-Шаня. Данная модель может быть дополнена научной концепцией объемной подвижности пород складчатого фундамента, разработанной М. Г. Леоновым с соавторами [Леонов, 2008; Леонов, Пржиялговский, Лаврушина, 2018; Леонов и др., 2021] и позволяющей объяснить напряженные пликативные деформации доорогенной поверхности складчатого фундамента.



Рис. 2.5. Геологический разрез через зону сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта, построенный с использованием представлений о толстокожей надвиговой тектонике [Bullen et al., 2001]

2.1.1. Осадочная последовательность межгорных впадин и

этапность неотектонической эволюции Тянь-Шаня

Главным геологическим методом изучения истории развития неотектонических внутриконтинентальных орогенов является исследование осадочной летописи межгорных и предгорных осадочных бассейнов. Процесс осадконакопления является чутким индикатором тектонической активности, поэтому границы между литостратиграфическими подразделениями осадочного выполнения этих бассейнов соответствуют этапам формирования орогена [например, Макаров, 1977; Hendrix и др., 1992; Трифонов и др., 2008; Новиков, 2013].

Неотектоническое горное сооружение Тянь-Шаня сформировано на континентальной коре, консолидированной в раннем палеозое (северный Тянь-Шань) и позднем палеозое (южный Тянь-Шань). Внутриконтинентальный этап развития региона начинается с мезозоя, неотектоническая активизация имеет позднеолигоценовый возраст, но рассмотрение осадочной летописи новейшего горообразования целесообразно начинать с подошвы кайнозойского структурного яруса осадочного чехла. Отложения эпиконтинентального чехла Тянь-Шаня образуют два принципиально различных типа разрезов, размещение которых контролируется

зоной Талассо-Ферганского разлома, разделяющего Тянь-Шань на юго-западный и северовосточный сектора. Для юго-западного крыла разлома характерно более широкое развитие мезозойских отложений и наличие морских фаций в нижнем палеогене, отложения северовосточного сектора представлены только континентальными фациями, а отложения меловой системы полностью отсутствуют. Постолигоценовая часть разреза северо-восточного и югозападного секторов близки по составу и строению. Ниже приведено краткое описание геологического разреза кайнозойских отложений северо-восточного сектора Тянь-Шаня.

Разрез кайнозойских отложений северо-восточного сектора в общих чертах одинаков для всех межгорных впадин региона, однако в каждой впадине выделены собственные свиты, что создает большой объем синонимов в стратиграфической номенклатуре. Сходные по составу свиты разных межгорных впадин объединены в стратиграфические комплексы. В кайнозойском разрезе выделяется четыре стратиграфических комплекса – коктурпакский (палеоценолигоценовый), киргизский (олигоцен-миоценовый), тянь-шаньский (миоцен-плиоценовый) и шарпылдакский (плейстоценовый). Точное определение временного диапазона каждого из стратиграфических комплексов представляет собой сложную задачу, так как континентальные отложения слабо охарактеризованы руководящими формами ископаемых организмов. Для их датирования широко применяется магнитостратиграфический метод, который позволяет более точно определить возраст стратиграфических границ [Bullen et al., 2001; Wack et al., 2014].

Палеоцен-олигоценовый коктурпакский комплекс (коктурпакская, сулутерекская, чонкурчакская свиты и их аналоги) залегает на выравненной доорогенной поверхности, выработанной в породах палеозойского основания. Отложения комплекса представлены темновишневыми песчанистыми и известковистыми или загипсованными глинами, часто встречаются линзовидные прослои известковистых гравелитов, конгломератов и брекчий. В некоторых разрезах встречаются маломощные пласты и линзы бледно-розовых, кремовых и белесых известняков и комковатых мергелей. Нижние части разреза часто сложены вулканическими покровами оливиновых базальтов мощностью от 1 до 80 м. Мощность комплекса колеблется от первых метров до 250 м, составляя чаще первые десятки метров.

Время накопления данных отложений дискуссионно. Большая часть палеонтологических данных указывает на их формирование в эоцене, но есть свидетельства присутствия как палеоценовых, так и олигоценовых организмов [Фортуна и др., 1994 и ссылки в ней]. Кости динозавров в глинах коктурпакской свиты являются переотложенными [Ефремов, 1944]. Калий-аргоновые и аргон-аргоновые датировки базальтов лежат в весьма широком интервале времени – от 74 млн лет на юге, до 45 млн лет на севере Тянь-Шаня [обзор в Трифонов и др., 2008; Буртман, 2012а]. Учитывая вероятное возрастное скольжение подошвы коктурпакских отложений, указывающий на конденсированное осадконакопление и

44

согласное залегание вышележащего киргизского красноцветного комплекса, мы принимаем возраст данного комплекса палеоцен-олигоценовым. Литологический состав и окраска отложений коктурпакской свиты во всех районах Северной Киргизии свидетельствуют о том, что слагающие ее породы представляют собой продукты размыва и переотложения коры выветривания, образовавшейся в течение позднего мезозоя. Отложения свиты накапливались в условиях малоконтрастного рельефа. Однако сам факт их наличия на большой территории после длительного стратиграфического перерыва (средняя юра-палеоген) связывается с некоторой тектонической активизацией, приведшей к началу дифференциации рельефа и переотложению продуктов выветривания.

Выше залегает киргизский красноцветный комплекс (киргизская, шамсинская, джетыогузская свиты и их аналоги) позднеолигоцен-раннемиоценового возраста. Киргизский комплекс без видимого несогласия перекрывает коктурпакские отложения, однако часто трансгрессивно залегает на доорогенной поверхности палеозойских пород, так как киргизский комплекс распространен на более значительной площади, чем коктурпакский. Комплекс представлен слабосцементированными красноцветными песчаниками с плохоокатанной галькой и гравием, и пачками гравийно-галечного состава. Нередко встречаются прослои гипса, иногда – мергелей и известняков. Мощность киргизской свиты колеблется от первых метров до 1800 м, составляя в большинстве случаев 300-400 м. Возраст свиты – позднеолигоцен-миоценовый, хотя в некоторых источниках он ограничивается только миоценом. Для южной окраины Иссык-Кульской впадины время накопления киргизского красноцветного комплекса определяется магнитостратиграфическим методом в интервале от 26-23 млн лет до 13-11 млн лет [Wack et al., 2014]. Отложения киргизского красноцветного комплекса рассматриваются как образования. Иx преимущественно пролювиальные накопление знаменует начало неотектонической активизации Тянь-Шаня.

Киргизский красноцветный комплекс перекрыт сероцветной миоцен-раннеплиоценовой терригенной осадочной последовательностью (чуйская, иссык-кульская, нарынская свиты), преобладающей на современном эрозионном срезе всех крупных межгорных впадин. Континентальные верхнемиоценово-плиоценовые отложения во внутренних частях депрессий согласно залегают на красноцветах киргизской свиты, а у оснований горных склонов нередко трансгрессивно залегают непосредственно на породах фундамента. Данный комплекс сложен желтовато-серыми песчаниками, алевролитами, пачками галечников. Отложения комплекса формировались в межгорных бассейнах. Смена красного цвета отложений на серый связывается с похолоданием климата в связи с ростом горных сооружений в Центральной Азии, перекрывших доступ теплым воздушным массам с юга [Macaulay et al., 2014]. В составе тянь-шаньского комплекса выделяются две серии. По фаунистическим находкам возраст нижней серии

определён как верхний (средний?) миоцен-нижний плиоцен, а верхней серии – средний и поздний плиоцен [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. По палеомагнитным данным на юге Чуйской впадины граница серий находится в интервале 8-5 млн лет [Bullen et al., 2001]. По периферии более крупных и в ряде мелких внутренних впадин чуйская свита сложена, в основном, грубообломочными гравийно-конгломератовыми породами буровато-коричневого или палевого цвета и не может быть разделена на подсвиты. Отложения комплекса накапливались в озерных водоемах, пачки грубообломочного состава вероятно представляют собой образования дельт горных рек. Мощность отложений тянь-шаньского комплекса в Иссык-кульской, Кочкорской, Текесской, Аксайской впадинах превышает 2 км, а в Чуйской, Нарынской и Атбашинской впадинах – 3 км [Буртман, 2012b]. Возраст тянь-шаньского комплекса охарактеризован ассоциациями остракод и гастропод, накопление комплекса началось в конце миоцена и продолжалось на протяжении почти всего плиоцена [Турдукулов, 1987]. Для Нарынской впадины на основе магнитостратиграфического изучения время накопления киргизской (шамсинской) свиты было оценено в интервале 13-8 млн лет, а чуйской (нарынской) – 8-4 млн лет [Абдрахматов и др., 2001], что может быть связано с неполнотой разрезов и выпадением из разреза нижней части красноцветного комплекса при трансгрессивном залегании.

Шарпылдакский комплекс эоплейстоценового возраста представлен сероцветными галечниками, валунниками и песками. В осевых частях впадин эти отложения залегают на сероцветных песчаниках и алевролитах тянь-шаньского комплекса без видимого несогласия, а в краевых частях нередко наблюдается резкое структурное несогласие – пологопадающая подошва шарпылдакского комплекса срезает складчатую структуру, в состав которой входят все нижележащие кайнозойские отложения, при этом величина углового несогласия увеличивается с удревнением возраста подстилающих отложений, что указывает на конседиментационные деформации дошарпылдакского времени. Предшарпылдакское несогласие является наиболее контрастным во всем кайнозойском разрезе. Мощность шарпылдакской свиты составляет 200-500 м в большинстве межгорных впадин, а в предгорной Чуйской впадине, где размах современного рельефа наибольший, ее мощность оценивается в диапазоне 1000-1300 м. Шарпылдакские отложения часто образуют линзы, врезанные в отложения тянь-шаньского комплекса и представляющие собой палеодолины. Отложения шарпылдакского комплекса имеют пролювиально-аллювиальный генезис, их отложение связано с размывом растущих горных сооружений. Фаунистические и палеомагнитные данные по Иссык-кульской, Илийской и Чуйской впадинам позволяют определить время седиментации в диапазоне ~2-0,8 млн лет [ссылки в работе Трифонов и др., 2008], что соответствует плейстоцену. В старых источниках возраст шарпылдакского комплекса определен как позднеплиоцен-эоплейстоценовый, что

связано с более молодым возрастом границы между неогеном и квартером (1,8 вместо 2,5 млн лет).

В юго-западном секторе Тянь-Шаня коктурпакскому комплексу соответствует мощный и сложно построенный разрез морских отложений, а олигоцен-четвертичные отложения подобны вышеописанным. Киргизскому комплексу соответствует массагетская свита, тянь-шаньскому – бактрийская, а шарпылдакскому – сохская. Подводя итог рассмотрению отложений межгорных впадин северно-восточного Тянь-Шаня, можно отметить несколько крупных перестроек – палеоцен-эоценовую, позднеолигоценовую (~25 млн лет), среднемиоценовую (~11 \pm 2 млн лет) и эоплейстоценовую (2 \pm 1 млн лет). А также одну или две менее масштабные в позднем миоцене (8 \pm 1 млн лет) и на границе миоцена и плиоцена (5 \pm 1 млн лет), часто непроявленные или же сливающиеся в одну.

2.1.2. Термохронологические данные об истории неотектонической активизации Тянь-Шаня

Другим методом изучения денудационных событий, связанных с тектоническим подъемом территории, является термохронологическое изучение пород складчатого фундамента. Тянь-Шань представляет собой регион, весьма изученный в термохронологическом отношении. За последние три десятилетия по нему получено более трех сотен определений тремохронологического возраста и моделей термохронологической эволюции отдельных образцов. Большая часть определений получена при помощи трековой системы апатита (AFT), ряд образцов изучен при помощи двух термохронологических систем – трековой по апатиту и апатит-гелиевой, также опубликованы трековые датировки титанита, имеющего более высокую температуру закрытия [Bande et al., 2017; De Grave et al., 2012, 2011b, 2013; De Pelsmaeker et al., 2015, 2018; Glorie et al., 2010, 2011b; Jia et al., 2015; Käßner et al., 2017; Macaulay et al., 2014, 2013; Nachtergaele et al., 2018; Sobel et al., 2006, Chang et al., 2021; и ряд других]. При участии автора получены термохронологические данные по горным хребтам, трассирующим Атбаши-Иныльчекский разлом [Glorie et al., 2011], Турекстанскому и Алайскому хребтам Южного Тянь-Шаня [De Grave et al., 2012], зоне Талассо-Ферганского разлома [De Pelsmaeker et al., 2018, Nachtergaele et al., 2018] и зоне сочленения Северного Тянь-Шаня с Илийской впадиной [De Pelsmaeker et al., 2015]. Методы термохронологии (низкотемпературной геохронологии) достаточно часто дают существенно различающиеся значения возраста образцов, отобранных с одного обнажения, нередки случаи заведомо противоречащих геологическим данным значений, поэтому, с нашей точки зрения, перспективным направлением интерпретации термохронологических данных является построение гистограмм распределения трековых датировок по целому региону. Такие спектры распределения выявляют главные черты

тектонотермальной эволюции верхней части земной коры региона и могут служить обобщенной характеристикой термохронологической провинции, как региона с единой историей денудации.

Полученные результаты трекового датирования апатита лежат в диапазоне 3,3-240 млн лет (Рис. 2.6). На гистограмме распределения возрастов хорошо видны две области – пик датировок в диапазоне 5-30 млн лет и область значений 30-240 млн лет с локальным максимум распределения в раннем мелу (125-110 млн лет). Молодая часть спектра отражает неотектоническую активизацию, приведшую пока только к линейной денудации фронтальных уступов неотектонических надвигов. Большой разброс значений в пределах древней части указывает на неоднородность возраста докайнозойской поверхности выравнивания.



Рис. 2.6. Гистограмма распределения трековых датировок апатита из Тянь-Шаньского региона

Выборка состоит из 324 определений из работ [Bande et al., 2017; De Grave et al., 2012, 2011b, 2013; De Pelsmaeker et al., 2015, 2018; Glorie et al., 2010, 2011b; Jia et al., 2015; Käßner et al., 2017; Macaulay et al., 2014, 2013; Nachtergaele et al., 2018; Sobel et al., 2006]. Виден пик в диапазоне 30-5 млн лет, соответствующий неотектонической активизации.

Исключительно молодые возрасты (3-5 млн лет), предполагающие денудацию трехкилометровой толщи в течении данного срока, встречаются только в глубоких ущельях, рассекающих северный склон Киргизского хребта, в зоне, где размах современного рельефа достигает 3,5 км, а мощность нижнечетвертичных конгломератов шарпылдакской свиты перед фронтом надвига достигает 1 км (Рис. 2.7). Для внутренних хребтов Тянь-Шаня, где превышения

хребтов над межгорными впадинами не столь значительны, наиболее молодые трековые возрасты, лежащие в диапазоне 10-30 млн лет, встречены в приподошвенных частях тектоногенных уступов (Рис. 2.8), палеогеновые возрасты характерны для образцов, отобранных в средних частях протяженных склонов гор и ущелий, врезанных в доорогенную поверхность (Рис. 2.9). Мезозойские возрасты типичны для образцов, отобранных с доорогенной поверхности. Большая часть образцов, отобранных с доорогенной поверхности на Тянь-Шане, имеет раннемеловой возраст (Рис. 2.10), но встречаются участки, где сохранились более древние юрские и даже триасовые возрасты (Рис. 2.15), типичные для равнин Казахстана, но отсутствующие на юге Западной Сибири.



Рис. 2.7. Положение наиболее молодых, плиоценовых трековых датировок из Тянь-Шаньского региона (данные из [Sobel et al., 2006] на космических снимках из базы Google Earth [Google Earth, 2023])

Датировки такого молодого возраста встречаются только в подошве тектоногенного уступа (Киргизского хребта), ограничивающего Тянь-Шань с севера. В этой зоне размах рельефа достигает 3,5 км.



Рис. 2.8. Положение трековых датировок различного возраста в районе Атбашинского хребта. из Тянь-Шаньского региона (данные из [Glorie et al., 2011b] на космических снимках из базы Google Earth [Google Earth, 2023])

Атбашинский хребет представляет собой тектоническую пластину южной вергентности. Наиболее молодые датировки (19,5-21,0 млн лет) приурочены к подножью южного склона хребта, представляющего собой тектоногенный уступ. Наиболее древние, раннеюрские трековые датировки получены с поверхности доорогенного пенеплена на северном подножье хребта. Палеогеновая датировка (62,1 млн лет) получена со средней части северного склона хребта.



Рис. 2.9. Серия трековых датировок на южном склоне хребта Молдо-Тоо (данные из [Nachtergaele et al., 2018] на космических снимках из базы Google Earth [Google Earth, 2023])

Хребет представляет собой надвиговую пластину южной вергентности, надвинутую на юрские и кайнозойские отложения Минкуш-Кокомеренской впадины [Бачманов и др., 2008]. В привершинном поясе, в пределах которого сохранились фрагменты доорогенного пенеплена, получены раннемеловые значения трекового возраста. На средней и нижней части склона породы имеют позднемеловые и палеогеновые трековые возрасты.



Рис. 2.10. Аксайская межгорная впадина

С препарированной поверхности доорогенного пенеплена отобраны образцы с раннемеловыми значениями трекового возраста (данные из [Glorie et al., 2011b] на космических снимках из базы Google Earth [Google Earth, 2023]).

Моделирование термических историй образцов в большинстве случае хорошо согласуются с геологическими данными об этапности развития Тянь-Шаня. Например, в работе, посвященной южному борту впадины [Macaulay et al., 2014], показано, что в течение палеогена скорость денудации корового блока, соответствующего Терскей Алатау, была низкой (<0,08 км/млн лет). Увеличение скорости денудации произошло ~26–20 млн лет (<0,12 км/млн лет) и значительно увеличилось ~10 млн лет назад (0,1-0,4 км/млн лет).

В работе [Bullen, Burbank, Garver, 2003] на основе синтеза апатит-трековых и апатитгелиевых термохронологических данных со структурно-геологическими данными, позволяющими оценить степень поперечного сокращения вкрест зоны надвига, показано, что активизация надвиговой зоны, по которой Киргизский хребет надвинут на предгорную Чуйскую впадину, началась 11 млн лет назад. В истории тектонической активности данной зоны выделяется два импульса максимальных смещений ~11-10 и ~0-3 млн лет, во время которых скорость подъёма пород составляла около 1 км/млн лет, разделенных периодом замедления тектонических движений в 3-6 раз (0,3-0,16 км/млн лет). Импульс денудации ~25 млн лет хорошо проявлен в надвиговых зонах, образующих структуры конского хвоста в областях затухания современных сдвиговых смещений по Талассо-Ферганскому разлому (ТФР), например, в Чаткальском и Таласском хребтах Западного Тянь-Шаня [Bande et al., 2017]. Данное событие синхронно эксгумации в зоне южно-тянь-шаньской сутуры, примыкающей к ТФР [Glorie et al., 2011b; Sobel, Chen, Heermance, 2006]. Для Кокшальского хребта, расположенного на границе южного Тянь-Шаня и Таримской впадины, также выявлены два импульса денудации: 35-25 млн лет и 15±5 млн лет, геологически выраженные проградацией надвигового фронта по направлению к впадине [Jia et al., 2015]. Менее выраженный позднемиоценовый импульс тектонической активности, примерно соответствующий границе нижней и верхней серий тяньшаньского комплекса, недавно зафиксирован в реактивированной пермской надвиговой зоне в районе пика Победы, где апатит-гелиевым методом были получены датировки 8,3±2,5 млн лет [Rolland et al., 2020]. В работе [Chang et al., 2021] выявлен позднемиоценовый (6-10 млн лет) этап быстрого подъема китайского сектора южного Тянь-Шаня на границе с Таримским бассейном. Датирование детритового апатита из неогеновых отложений Алайской впадины выявило три популяции апатита, с позднетриасовым, позднемеловым и неогеновыми трековыми возрастами (Рис. 2.14) [De Grave et al., 2012], что хорошо согласуется с данными трекового датирования пород палеозойсокго фундамента в регионе, в частности позднетриасовые трековые возрасты апатита были получены по плато озера Сонкуль [De Grave et al., 2011b], (Рис. 2.15). Обобщенные результаты термохронологического изучения Тянь-Шаня показаны на Рис. 2.11 -Рис. 2.13.

Сопоставление геологических данных о возрасте перестроек седиментации в межгорных бассейнах с результатами моделирования термохронологической эволюции пород фундамента на основе трекового датирования для Тянь-Шаня дает согласованную, в основных чертах, картину тектонической динамики.



Рис. 2.11. Диаграмма, иллюстрирующая результаты трекового датирования титанита (TFT) и апатита (AFT), а также гелиевого датирования апатита (AHe) и циркона (ZHe) Киргизского Тянь-Шаня по [Glorie, De Grave, 2016]

Верхняя строка представляет график распределения значений трекового возраста по породам палеозойского фундамента. Вертикальная ось – количество значений, горизонтальнаявозраст. Термохронологические данные сопоставлены с коллизионными событиями на границах плит и геологическими свидетельствами тектонических событий: h. – региональные хиатусы, с.толщи аллювиальных конгломератов (для Тарима – по [Dumitru и др., 2001 и ссылки в ней], для Чуйской впадины – по [Bullen и др., 2001 и ссылки в ней]). На основе корреляции термохронологических и геологических данных проведена оценка морфотектонической эволюции Тянь-Шаня в мезозое и кайнозое. Серой полосой изменяющейся ширины показана эволюция рельефа, расширенным участкам соответствуют эпохи воздымания рельефа.

Ниже подписаны названия блоков, сталкивающихся с южной окраиной Азии в мезозое и кайнозое. Прямоугольниками обозначены три популяции минеральных зерен с различными тремохронологическими определениями возраста: Old preserved landscape (fast cooling) триасово-раннеюрская реликтовая популяция, сохранившая термическую историю этапа, предшествующего выработке регионального пенеплена, Regional topography – главная преимущественно мелового возраста, характеризующая популяция, региональную денудационную поверхность, Fast reactivation – популяция зерен, имеющих кайнозойские трековые возрасты из зон динамического воздействия реактивированных в кайнозое разломов, формирующих тектоногенные уступы современного рельефа. Для каждой из популяций показаны представительные обобщенные термохронологические модели, показывающие. Черные кружки – определения трекового возраста по титаниту (температура закрытия около 250°С), белые ромбики – определения гелиевого возраста по циркону (температура закрытия – около 170°С), белые кружки – определения трекового возраста по апатиту (температура закрытия

около 100°С), черные ромбики- определения гелиевого возраста по апатиту (температура закрытия около 60°С).





Рис. 2.12. Цифровая модель рельефа Киргизского Тянь-Шаня вынесенными с элементами геологического строения (основные структуры, гранитоидные интрузии. докембрийские породы фундамента мезозойско-палеогеновые отложения) И И термохронологическими данными по [Glorie, De Grave, 2016], результаты датирования из работ [Bullen, Burbank, Garver, 2003; Bullen et al., 2001; De Grave et al., 2012, 2011b, 2013; De Pelsmaeker et al., 2015; Glorie et al., 2010, 2011b; Macaulay et al., 2014; Sobel, Chen, Heermance, 2006; Sobel et al., 2006]

Термохронологические оценки возраста (TFT – белым шрифтом, ZHe – белым шрифтом курсивом, AFT – черным шрифтом, AHe – черным шрифтом курсивом) имеют цветовую кодировку основных возрастных групп (фиолетовый – пермский и триасовый период, зеленый – юрский период, желтый – ранний отдел мелового периода, оранжевый – поздний мел и ранний палеоген, красный – палеоген, розовый – неоген). Если для одного и того же местоположения было получено несколько согласованных данных, то дается среднее значение. Красным цветом показаны разломы, для которых были получены позднемеловые и кайнозойские (частично) термохронологические оценки возраста (STSS – Южный Тянь-Шаньская сутура, SarF – Сарыджазский разлом, CTF – Центрально-Терскейский разлом, MTF – Главный Терскейский разлом).



Рис. 2.13. Упрощенный поперечный разрез рельефа, окружающего озеро Иссык-Куль (оранжевые пунктирные линии А-А' и В-В' на Рис. 2.12) с указанием термохронологических данных (вертикальные профили опробования) [Glorie, De Grave, 2016]. Образцы, взятые с

тектоногенных уступов, демонстрируют явные доказательства кайнозойской эксгумации, вызванной неотектонической реактивацией разломов (CTF, SarF, KAF)



Рис. 2.14. Радиальные графики [Vermeesch, 2009] для возраста AFT, полученные для популяций обломочного апатита из кайнозойских отложений Заалайского хребта [De Grave et al., 2012]. Данные окрашены в соответствии с цветовым кодом основных возрастных групп. Эти участки фиксируют эксгумацию юго-западного Тянь-Шаня в триасе, позднем мелу, миоцене и плиоцене



Рис. 2.15. 3D-модель рельефа и возрастные профили рельефа плато Сон-Куль [De Grave et al., 2011b]. Тренды воздымания окрашены в соответствии с цветовым кодом основных возрастных групп и показывают сохранившееся быстрое охлаждение/эксгумацию в течение триасового периода и реактивацию во время поздней юры и раннего мела. Редкий участок на Тянь-Шане где сохраились триасовые значения трекового возраста по апатиту

2.1.3. Активизация крупнейших сдвиговых разломов ЦАСП

Еще одной структурной особенностью области внутриконтинентальной области горообразования Центральной Азии является наличие протяженных активных сдвиговых разломов, играющих важную роль в обеспечении внутренней подвижности зоны орогенеза и представляющих собой реактивированные разломы с древним возрастом заложения [Буртман, 2020, 2012b; Метелкин, 2012; Новиков, 2004; Трифонов, 2017; Molnar, Tapponnier, 1975]. Выделяются две главные системы таких разломов: северо-западного и северо-восточного простираний, первая из которых более характерна для Альпийско-Гималайского складчатого пояса и западного сектора ЦАСП, вторая – для восточного (восточнее озера Байкал).

Разломы северо-западного простирания на неотектоническом этапе активизированы как правые сдвиги. Они образуют систему протяженных, субпараллельных разломов – от Главного Саянского разлома на северо-востоке до Копет-Дагского на юго-западе (Рис. 2.16). В разных секторах по простиранию один и тот же разлом может иметь разные названия, например, северное продолжение Талассо-Ферганского разлома называется Каратаусским разломом. Примерами данных разломов являются Главный Саянский разлом, Кузнецко-Алтайский разлом, Иртышский, Чарский, Джунгарский разлом, Центрально-Казахстанский разлом, Джалаир-Найманский, Талассо-Ферганский, Гиссаро-Мангышлакский, Копетдагский и ряд других, более мелких структур. Степень активизации данных разломов изменяется по простиранию: пересечения этими разломами современных горных систем представляют собой активизированные участки, выраженные диагональными горными хребтами или уступами, а продолжения разломов в равнинных территориях не имеют морфотектонического выражения в рельефе. При этом аккомодация сдвиговых смещений активизированного участка происходит за счет надвиговых виргаций в зоне сочленения горной страны и равнины.



Рис. 2.16. Схема фрагмента системы продольных сдвигов ЦАСП [Gillespie et al., 2021] ISZ – Иртышская зона смятия, CSZ – Чарская зона, CTF – Чингиз-Тарбагатайский разлом, DF – Далабутинский разлом, JF – Джунгарский разлом, CKF – Центрально-Казахстанский разлом, NTF – Северо-Тяньшаньский разлом, NNTL – линия Николаева-Налати, ZNF – Жалаир-Найманский разлом, TTF – Талассо-Ферганский разлом.

Разломы дугообразно изогнуты субсогласно с простиранием общей тектонической структуры складчатых зон, большая часть разломов на севере приобретает субмеридиональное, «уральское» простирание, а на юге – субширотное, «тянь-шаньское». Разломы южной части этого пояса – Гиссаро-Мангышлакский и Копетдагский – очерчивают структуры Альпийско-Гималайского пояса и прослеживаются в запад-северо-западном направлении. Активные участки этих сдвигов сопряжены с субширотными надвигами в фундаменте и принадвиговыми антиклиналями в породах чехла, образующими структуры конского хвоста. Разломы северовосточного простирания представлены левыми сдвигами – Памиро-Гиндукушским сдвигом, разломом Алтын-Таг, ограничивающим Таримскую платформу с юго-востока, разломом Дарабут, на западе Джунгарской впадины и другими. Для разлома Алтын-Таг установлена амплитуда смещения около 400 км. Данный разлом имеет мезозойский возраст и неоднократно активизировался на проятжении мезозоя и кайнозоя[Cowgill et al., 2003, Yue, Ritts, Graham, 2001, Robinson, 2009, Dai et al., 2017].

Неоднократная реактивация крупнейших сдвигов устанавливается геологическими методами по смещению геологических границ и положению синсдвиговых осадочных бассейнов разного возраста [Алексеев и др., 2017; De Pelsmaeker et al., 2018], так и геохронологическими методами по датированию тектонитов и синтектонических магматических пород [Савельева,

60

Травин, Зырянов, 2003; Савельева и др., 2006, 2012; Травин и др., 2001]. Реактивация древних разломов на неотектоническом этапе устанавливается морфотектоническими и палеосейсмологическими исследованиями [например, Walker и др., 2021].

Примером разломов, унаследовано развивавшихся на протяжении как палеозоя, так мезозоя и кайнозоя, служит ряд разломов, связанных с Монголо-Алтайской и Гобийско-Алтайской структурами западной части Монголии [Зоненшайн и др., 1971]. Это системы Цаган-Шибетинского, Ихэбогдинского, Кобдинского, Толбонурского, а также Тургэнгольского, Булганского и Заалтайского швов, разделяющих крупные тектонические блоки – Монгольский и Гобийский Алтай, Озерную зону и Южно-Монгольскую зону. Вдоль Цаган-Шибетинского и Южного Ихэбогдинского были сформированы глубокие грабены, выполненные континентальными отложениями юры, мела, палеогена и неогена, до плиоцена включительно. Мощность этих отложений достигает нескольких тысяч метров. Наблюдается надвигание палеозоя на мезозой и кайнозой в северном и северо-восточном направлениях, т. е. в сторону грабенов, а также резкие дислокации в континентальных отложениях. Большинство названных разломов четко выражены в современном рельефе, на отдельных участках они сейсмичны. Мезозойский и неотектонический импульсы активизации крупнеших разломов АССО, например, Главного Саянского, Саяно-Минусинского, Кузнецко-Алатаусского и других многократно описаны в литературе.

Сдвиги и надвиги повсеместно образуют закономерные ассоциации – виргации, струкутры конского хвоста, однако доля сдвигового и надвигового компонента в этих структурных комплексах закономерно изменяется при переходе от первичных коллизионных орогенов, сформированных по модели тонкокожей тектоники к внутриконтиннентальным орогенам. Для первых типичны протяженные пакеты тектонических покровов, сегментированные короткими поперечными сдвигами или флексурными изгибами. Даже отдельные звенья Альпийско-Гималайской коллизионной зоны часто сочленены через флексуроообразные изгибы без образования крупноамплитудных сдвигов. Для внутриконтинентальных орогенов, главным компонентом является сдвиговый разлом, а надвиги имеют меньшие размеры и образуют оперяющие разломы, структуры цветка в зонах изгибов сместителя и виргации в областях затухания сдвига. Широкое проявление сдвигового тектогенеза является отличительной особенностью современного ВО, поэтому реактивация сдвиговых зон в геологических прошлом может служить признаком данного тектонического режима. Все сдвиги регионального масштаба представляют собой разломы, образованные при первичном коллизионном орогенезе и, вероятно, наследующие тектонические неоднородности, существовавшие на палеоокеаническом этапе. При ВО происходит реактивация сдвиговых зон, возникших на коллизионном этапе, причем амплитуда смещений при реактивации, для большинства хорошо изученных разломов кратно меньше амплитуды смещения по ним при первичном, коллизионном орогенезе.

2.1.4. Оценка потенциальной сохранности структурновещественных парагенезов современного внутриконтинентального орогенеза в геологической летописи

Одна из целей рассмотрения современных внутриконтинентальных орогенов состоит в том, чтобы оценить какие черты ВО могут быть запечатлены в структуре земной коры и послужить свидетельством для выявления завершившихся этапов ВО в геологической истории региона. Наиболее ярким выражением процессов неотектонического ВО является формирование высокогорного тектоногенного рельефа. Однако такой рельеф не сохраняется в ископаемом состоянии, захороненные денудационные поверхности всегда имеют более или менее выравненный профиль. Магматические и метаморфические комплексы неотектонического этапа (моложе 25 млн лет) неизвестны на Тянь-Шане и в пределах Центральной Азии представлены преимущественно внутриплитными базальтами, не имеющими генетической связи с орогенезом. В пределах внутриконтинентальных орогенов, лежащих ближе к Гималаям, в частности на Памире, встречаются молодые гранитно-метаморфические купола с «гималайскими» миоценовыми лейкогранитами.

Важной особенностью Тянь-Шаня является широкое развитие надвигов палеозойского фундамента на отложения межгорных впадин, включающие как комплекс плитного чехла, так и синорогенные грубообломочные осадки. При этом, отдельные фрагменты межгорных впадин оказываются целиком перекрытыми тектоническими пластинами палеозойского фундамента, что хорошо видно на замыканиях межгорных впадин. Такие погребенные линзы мезо-кайнозойских осадков могут сохраниться в разрезе земной коры даже после пенепленизации горного рельефа, так как нагрузка надвиговой пластины приводит к погружению погребенных фрагментов чехла ниже подошвы горных сооружений. Линзы осадочных пород, приуроченные к разломам и включающие крупнообломочные разности, возраст которых отделен от времени формирования складчатого фундамента орогена длительным перерывом, могут рассматриваться как признак проявления внутриконтинентального орогенеза и реорганизации древней складчато-покровной структуры орогена.

Если межгорные впадины представляют собой эфемерное явление, то погруженные края древних платформ (например, Таримской или Сибирской) представляют собой летопись

орогенических событий, выраженных несогласиями и мощными толщами обломочных отложений.

Другая особенность Центрально-Азиатского горного пояса – существование системы активных сдвиговых разломов. Смещения по сдвигам сопровождаются раскрытием сосдвиговых бассейнов (пул-апартов). Большая глубина таких бассейнов препятствует уничтожению их денудацией при умеренном эрозионном срезе, морфология бассейнов определяет направление сдвигового смещения, короткое время существования подобных бассейнов [Xie, Heller, 2009] позволяют точно датировать импульсы активизации сдвигов. При более глубоком эрозионном срезе сдвиговых зон на поверхность будут выведены тектоносланцы, слагающие области сместителей разломов на большой глубине. Датирование синтектонических слюд из этих пород позволяет установить возраст отдельных импульсов тектонической активизации сдвигов [Савельева, Травин, Зырянов, 2003; Савельева и др., 2006, 2012; Травин и др., 2001] и надвигов [Жимулев и др., 2011а, 2011b]. Неоднократные сдвиговые смещения выявляются геологическими методами, исходя из разницы в амплитудах смещения геологических тел различного возраста по одному и тому же сдвигу. Подобные исследования были выполнены В. С. Буртманом для Талассо-Ферганского сдвига [Буртман, 2012b]. Наконец, горообразование и последующая денудация горного сооружения ведет к образованию поверхности выравнивания регионального или надрегионального масштаба и появлению структурного несогласия. Данное несогласие отличается от несогласия, которое разделяет складчатый фундамент первичного коллизионного орогена и перекрывающий его плитный комплекс, большой длительностью стратиграфического перерыва, иногда превышающей 100 миллионов лет, а также резкой структурной контрастностью, в частности, отсутствием толщ реликтовых бассейнов, занимающих переходное положение между фундаментом и чехлом.

2.2. Индо-Евроазиатская коллизия и Гималайский коллизионный ороген

Эволюции Гималайского орогена посвящена огромная литература. В данном обзоре нет возможности процитировать все оригинальные исследования, поэтому в ряде случаев мы ограничиваемся ссылками на списки литературы в обзорных работах последних лет [Буртман, 2012b; Ding et al., 2017; Searle, 2019; Yin, 2006; Yin, Harrison, 2000]. Основным предметом данного краткого обзора являются геохронологические данные о ключевых событиях в тектонической истории Гималайского орогена. Кайнозойский коллизионный ороген Гималаев представляет собой пакет тектонических пластин южной вергентности (Рис. 2.17, 2.18). Гималаи простираются на 3000 км, при этом ширина их составляет 150-300 км. Северным ограничением Гималаев является офиолитовая сутура Ярлунг-Цангно или Индийская сутурная зона (Indus-

Yarlung-Tsangpo Suture Zone (IYTS), или Indus Suture Zone (ISZ)), содержащая реликты океанической литосферы Heotetuca, а южным – Главный Фронтальный надвиг (Main Frontal Thrust (MFT)). В направлении с юга на север выделятся четыре тектоностратиграфические зоны, границами которых служат крупные разломы, четыре из которых надвиги и один – листрический сброс (Рис. 2.18). К северу от Главного Фронтального надвига лежит зона Субгималаев, также известная как Сивалик. Южнее Главного Фронтального надвига расположена зона Индо-Гангской впадины. Субгималаи, лежащие к северу от Главного Фронтального надвига, представляют собой миоцен-плейстоценовый передовой прогиб, а Индо-Гангская впадина – позднечетвертичный и современный передовой прогиб, возникший после заложения Главного Фронтального надвига. Северной границей Субгималаев является Главный пограничный надвиг Main Boundary Thrust (MBT), севернее которого расположена Зона Низких Гималаев (Lesser Himalaya (LH)). Далее на север расположен Главный Центральный надвиг (Main Central thrust (МСТ)), ограничивающий с юга тектоническую пластину Высоких Кристаллических Гималаев (Higher (or Greater) Himalayan crystallines (or Sequence) (ННС)). Северным ограничением данной пластины является Южно-Тибетский детачмент (South Tibetan Detachment System (STD)) разлом сбросовой кинематики, ограничивающий сверху выдвинутую в южном направлении клиновидную пластину метаморфитов Высоких Кристаллических Гималаев. С севера от Южно-Тибетского детачмента лежит зона Тетис-Гималаев (Tethys Himalaya (TH)), с севера ограниченная офиолитовой сутурой Ярлунг-Цангпо. Все упомянутые главные разломы Гималаев на глубине примыкают к зоне разделительного срыва (деколемента), называемого Главным Гималайским надвигом (Main Himalaya Thrust (MHT)).



Рис. 2.17. Схема тектонического районирования Гималаев [Searle, 2019]



Рис. 2.18. Схематический разрез через Гималаи, показывающий главные тектонические единицы (по [Hauck et al., 1998; Lavé, Avouac, 2001])

ITSZ – сутурная зона Инд-Цангпо; STD – Южно-Тибетский детачмент; МСТ – Главный Центральный надвиг; МВТ – Главный пограничный надвиг; МFT – Главный Фронтальный надвиг. Объяснения в тексте.

Субгималаи сложены терригенными отложениями миоцена-плейстоцена, представляющими собой молассы Предгималайского форланда, смятые в складки и вовлеченные

в покровообразование в результате распространения фронта надвигов на юг. Нижнемиоценовая моласса, свита думри (~19-17 млн лет), несогласно залегающая на эоценовых отложениях верхней части чехла Индийского континента, имеет тонкозернистый песчано-глинистый состав [Ojha et al., 2009]. Она перекрыта грубообломочной миоцен-плейстоценовой серией Сивалик, диапазон времени накопления которой от 18-16 до 1,0-02, млн лет). Серия Сивалик имеет мощность 4000-6500 м и разделена на три: нижнюю, среднюю и верхнюю подсерии [Sigdel et al., 2011]. Нижний Сивалик (свита чисапани) сложен аргиллитам, алевролитами, мелко и среднезернистыми песчаниками. Данная свита в наиболее изученном разрезе по р. Карнали имеет мощность 2045 м и формировалась в интервале времени 15.8-9.6 млн лет. Средний Сивалик (свита баха) образован средне- и грубозернистыми песчаниками, часто с включениями гравия и гальки, мощность его 2740 м, а возраст накопления – 9,6-3,9 млн лет. Верхний Сивалик представлен свитами куин и паникхола гуан, первая из которых состоит из галечных, а вторая из валунных конгломератов [Sigdel et al., 2011]. Возраст кровли верхнего Сивалика не определен, предположительно он составляет около 0,5 млн лет. Для отложений серии характерно увеличение размерности обломочного материала вверх по разрезу и скольжение возраста литологических границ по латерали, связанное с миграцией на юг депоцентров бассейна седиментации. Например, подошва верхнего Сивалика в разных разрезах определена в диапазоне 4,0-2,5 млн лет [Sigdel et al., 2011]. Измеренная магнитостратиграфическим методом диахронность отдельных литологических границ достигает 2 млн лет [Ojha et al., 2009]. По Главному Фронтальному надвигу тектонические пластины Субгималаев надвинуты на четвертичные аллювиальные отложения Индо-Гангской впадины. Деколемент Главного Гималайского надвига в виде слепого разделительного срыва прослежен на расстояние более 37 км на юг от Главного Фронтального надвига и выражен серией активных взбросо-складок [Duvall et al., 2020].

По Главному пограничному надвигу на Субгималаи надвинута зона низких Гималаев, сложенная преимущественно терригенной осадочной последовательностью верхнего протерозоя – эоцена мощностью около 6,5 км, наибольшую мощность имеют верхнепротерозойские отложения. Данная последовательность является деформированным чехлом Индийского континента. В зоне Низких Гималаев встречаются клиппы метаморфических пород Высоких Кристаллических Гималаев, свидетельствующие, что горизонтальные перемещения по Главному Центральному надвигу превышали 140 км, а по некоторым оценкам достигали 500 км, и эрозионные окна, в пределах которых выходит палео- и мезопротерозойский складчатый фундамент Индийского континента.

Зона Высоких Кристаллических Гималаев представляет собой тектоническую пластину, сложенную метаморфическими, преимущественно метаосадочными, породами – парагнейсами, в том числе очковыми гнейсами, кварцитами, мраморами. Возраст протолита различен –

преобладают неопротерозойские и кембрийские протолиты, но встречаются и более молодые палеозойские и мезозойские возрасты. Породы Высоких Кристаллических Гималаев представляют собой метаморфизованные образования чехла и континентального склона Индийского континента, неметаморфизованные аналоги которых слагают зону Низких Гималаев и Тетис-Гималаев, соответственно. Метаморфические породы Высоких Гималаев прорваны многочисленными интрузиями миоценовых высокоглиноземистых лейкогранитов (Рис. 2.19.а.b), наиболее крупные массивы которых залегают в верхней части тектонической экструзии ННС непосредственно ниже зоны STD. В тектонических окнах покрова Высоких Кристаллических Гималаев.





а – миоценовые лейкограниты массива Манаслу, 1 – однородные граниты центральной части массива, 2 – широкая зона магматических брекчий и мигматизации, образующая постепенный переход между мигматизированными биотитовыми гнейсами (темно-серые участки) и лейкогранитами (светло-розовые участки). Миоценовые (25 млн лет U/Pb, 18 млн лет Rb/Sr изохронный возраст) лейкограниты имеют высокое инициальное ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношение 0,740-0,760 и низкое значение εNd= -13 – -16 [Deniel et al., 1987]; b – мусковит- и гранатсодержащие полосчатые и очковые мигматизированные гнейсы тектонической экструзии Высоких Кристаллических Гималаев, с – пологое падение карбонатно-терригенной осадочной последовательности шельфовых отложений Индийского субконтинента, массив Аннапурна,

Тетис-Гималаи; d – запрокинутые лежачие складки, свидетельство тонкокожей покровной тектоники, Тетис-Гималаи.

Наиболее северная зона орогена – Тетис-Гималаи отделена от зоны Высоких Кристаллических Гималаев Южно-Тибетским детачментом (Central Himalayan Detachment System, North Himalayan Normal Fault) и сложена мощной непрерывной осадочной последовательностью кембрия-нижнего эоцена. Осадочные отложения Тетис-Гималаев являются продолжением осадочных комплексов Низких Гималаев, однако если Низкие Гималаи представлены фациями внутренних частей чехла Индостана, то Тетис-Гималаи – фациями внешнего шельфа и континентального склона. В мезозое происходит смена типа осадконакопления в зоне Тетис-Гималаев – на востоке и западе, начиная с триаса, шельфовые карбонатно-терригенные отложения сменяются флишем, в центральной части зоны эта перестройка происходит в середине мела. Структура Тетис-Гималаев представлена пакетом южно-вергентных тектонических покровов, смятых в складки (Рис. 2.19.с.d). Деформации Тетис-Гималаев соответствуют сокращению не менее чем на 140-130 км. В верхней части пакета покровных пластин сохранились останцы офиолитового покрова, корневые зоны которого обнажены в офиолитовой зоне Ярлунг-Цангпо (синоним – Indus Suture Zone (ISZ)). Покровный ансамбль Тетис-Гималаев прорван миоценовыми гранитогнейсовыми куполами. К офиолитовой сутуре Ярлунг-Цангпо приурочены офиолитовые меланжи, а также два террейна с коэситсодержащими эклогитами и сланцами – Тсо Морари и Каган, возраст пика метаморфизма которых определяется в диапазоне 58-50 млн лет и 46 млн лет соответственно [Leech et al., 2005].

2.2.1. Этапы развития Гималайского коллизионного орогена

История коллизионной Индо-Евроазиатской системы начинается с позднего мела и имеет продолжительность более 60 млн лет. Палеомагнитный метод определяет начало коллизии как резкое падение скорости конвергенции Индо-Австралийской и Евроазиатской тектонических плит. Разными авторами это событие датируется в интервале 60-50 млн лет [ссылки в Yin и Harrison, 2000]. В работах последних лет отмечается, что скорость конвергенции Индостана и Азии многократно изменялась за последние 100 млн лет [White, Lister, 2012]. Литологические методы принимают в качестве начала коллизию резкую перестройку осадконакопления на в смену шельфовых карбонатов шельфе Индостана, частности терригенной последовательностью. Данная перестройка фиксируется на уровне 52 млн лет. Исследования состава питающих провинций для осадочных отложений Низких Гималаев, Тетис-Гималаев и южного Тибета, проведенные с целью выявления времени появления азиатского источника материала на краю Индостана и индийского источника в Тибете [Baral et al., 2019], указывают, что подобное смешение датируется палеоценом (56-66 млн лет). При изучении Гималаев и

южного Тибета был выявлен целый ряд геологических событий и перестроек осадконакопления в диапазоне 70-50 млн лет, например, концом мела (~70 млн лет) датируется обдукция офиолитов Тетиса на континентальный шельф Индостана [Searle, Treloar, 2010], а также начало деформаций осадочных отложений Тетис-Гималаев. Пик субдукционного метаморфизма комплекса Тсо Морари, содержащего коэситовые эклогиты, определяется как 53,3±0,7 млн лет [Leech et al., 2005]. Исходя из этой датировки авторы указанной работы заключают, что континентальная кора Индостана начала погружаться в зону субдукции не позднее, чем 57±1 млн лет, хотя данная интерпретация вызывает возражения [Searle, 2019].

Недавно была опубликована модель двухстадийной коллизии, согласно которой 50 млн лет назад произошла аккреция к южной окраине Евразии Тибетско-Гималайского микроконтинента, и только 25-20 млн лет назад началась коллизия Индостана с Евразией (Рис. 2.20) [Hinsbergen van et al., 2012]. Данная модель основана преимущественно на палеомагнитных данных и противоречит геологическим фактам, так, например, нет никаких свидетельств существования океанического бассейна между гипотетическим Тибетско-Гималайским микроконтинентом и Индостаном [Searle, 2019]. Еще одна альтернативная модель представлена в работах Атчинсона с соавторами [Aitchison et al., 2011], она предполагает коллизию Индии с интраокеанической островной дугой (60-55 млн лет назад) и последующую косую коллизию Индии с Евразией, при этом реликтовые бассейны в зоне коллизии существовали до 35 млн лет. Данная модель базируется на палеомагнитных данных и палеонтологических данных, не нашедших подтверждение последующими исследованиями [ссылки в Searle, 2019]. Разница в палеоширотах между Тибетско-Гималайским орогеном и Индийской платформой может быть объяснена не существованием разделявшего их океанического пространства, следы которого в современной структуре отсутствуют, а сокращением континентальной коры Тибетско-Гималайского орогена, в результате деламинации и субдукции нижней коры Индостана под Тибет и тектонического счешуивания верхней коры, как это предполагается в ряде тектонических моделей [Schott, Schmeling, 1998]. Объем субдуцировавшей в мантию континентальной коры Индо-Австралийской плиты, амплитуда тектонического счешуивания верхней части коры и исходное положение осадочных толщ, слагающих аллохтоны Гималаев, являются неопределенными величинами и не могут служить единственным надежным основанием для тектонических построений.

На основе комплекса геологических данных М. Сеарл предлагает считать время начало коллизии 50,5 млн лет. В то же время появление серии альтернативных моделей с более молодым временем коллизии представляет собой попытку решить проблему перерыва между началом коллизии (55-50 млн лет) и заложением покровной структуры Гималаев (около 25 млн лет назад).



Рис. 2.20. Модель двухстадийной Индо-Евроазиатской коллизии, предложенной в работе [van Hinsbergen и др., 2012]

А – растяжение и рифтогенез на краю Большой Индии (палео-Индийского континента), В – отделение Тибетско-Гималайского микроконтинента, С – «мягкая» коллизия Тибетско-Гималайского микроконтинента с южной окраиной Евразии, образование офиолитовой сутуры Ярлунг-Цангпо, D – жесткая коллизия Индостана с Евразией, начало коллизионного орогенеза.

Несмотря на молодой в геологическом масштабе возраст Индийско-Евроазиатской коллизии, временные рамки данного события, его этапность и пространственная динамика год от года, по мере дальнейшего изучения, становится все менее определенными [Ding et al., 2017]. В настоящее время можно выделить три группы моделей: 1) «классические», предполагающая начало коллизии в диапазоне 55-50 млн лет, 2) «молодые», с началом коллизии в диапазоне 45-

70

25 млн лет и предполагающие первоначальную разобщенность террейнов, расположенных между офиолитовой сутурой Ярлунг-Цангпо и Субгималаями и их последовательное причленение и 3) «древние», с возрастом коллизии 70-60 млн лет, основанные преимущественно на изучении эволюции питающих провинций. С нашей точки зрения, классические модели остаются по-прежнему наиболее обоснованными всем комплексом геологических данных [Searle, 2019], появление молодых моделей обусловлено попыткой решить проблему временного разрыва между коллизией и коллизионным орогенезом, а древние модели связаны с развитием методов изучения источников сноса обломочных пород, позволяющих фиксировать все более тонкие признаки сближения континентальных блоков по минералогическому составу осадочных пород (например, гафниевая систематика обломочных цирконов). На Рис. 2.21 показаны представления разных авторов о времени начала коллизии Индостана и Евразии.



Рис. 2.21. Сравнение разных данных о времени столкновения между Индией и Азией, и о событиях в Тетис-Гималаях с использованием различных методов [Ding et al., 2017]

THS – Тетис-Гималаи. Цифрами в скобках обозначены ссылки на оригинальные работы, которые цитируются в обзорной статье [Ding et al., 2017].

72
Интервал 50-25 млн лет очень беден геологическими событиями, в это время коллизия, понимаемая как время смыкания краев континентов, уже закончилась, а орогенез, понимаемый как горообразование, еще не начался, что является одним из парадоксов гималайской геологии. Наиболее древние деформации в Гималаях представлены обдукцией офиолитовых покровов из зоны Ярлунг-Цангпо (поздний мел) и надвигами внутри Тетис Гималаев, которые, согласно К-Аг датировкам синтектонических слюд из тектонитов сместителей, формировались в диапазоне 50-17 млн лет [Ratschbacher et al., 1994]. По данным датирования монацита наиболее ранние стадии метаморфизма в метаморфических породах Высоких Кристаллических Гималаев имеют возраст 38,9±0,9 млн лет, а следующее метаморфическое событие имеет возраст 28,0±1,2 млн лет [Cottle et al., 2009].

Резкая перестройка коллизионной системы происходит 25 млн лет назад. В это время начинается быстрое надвигание клиновидной тектонической экструзии Высоких кристаллических Гималаев на окраину Индостана по Главному Центральному надвигу, и далее геологические события начинают развиваться стремительно.

Главная фаза метаморфизма и мигматизация пород ННС имеет возраст 23-20 млн лет и завершилась к ~16 млн лет. Пик внедрения Гималайских лейкогранитов приходится на 22±1 млн лет, наиболее поздние гранитоидные интрузии имеют возраст 12 млн лет [Cottle et al., 2009; Searle, Treloar, 2010]. На основании датирования метаморфического монацита из пород Высоких Кристаллических Гималаев и метаморфизованных вблизи Главного Центрального надвига пород Низких Гималаев сделана оценка времени тектонической активности Главного Центрального надвига в диапазоне от 20,8±1,1 до 15,0±2,4 млн лет [Tobgay et al., 2012]. Наличие зерен монацита с возрастом 10 млн лет свидетельствует о реактивации данного разлома. Согласно данным [Tobgay et al., 2012], полная амплитуда смещения по МСТ в изученном сечении составляет ~230 км. Геохронологические исследования динамометаморфических пород зоны Главного Центрального надвига свидетельствуют что надвигоообразование развивалось одновременно с метаморфизмом и анатектическим плавлением в пластине Высоких Кристаллических Гималаев. В зоне надвига нет никаких свидетельств существования данной структуры древнее 25 млн лет назад. В диапазоне 8-4 млн лет назад МСТ был реактивирован и надвиговые смещения по нему возобновились, данной реактивацией объясняется выраженность Главного Центрального надвига в рельефе [Yin и Harrison, 2000 и ссылки в ней].

Южно-Тибетский детачмент был активен в диапазоне 17-12 млн лет, что определяется по возрасту смещенных и деформированных тел лейкогранитов, прорывающих складчатопокровное сооружение Тетис-Гималаев. Поперечные сбросы с возрастом 8-9 млн лет смещают Южно-Тибетский детачмент. Время тектонической экструзии Высоких Кристаллических Гималаев лежит в диапазоне 25-12 млн лет, при этом в интервале 25-17 млн лет преобладающие события связаны с движениями по Главному Центральному надвигу, а в диапазоне 17-12 млн лет – с эксгумацией метаморфических пород тектонической экструзии путем удаления вышележащих осадочных пород Тетис-Гималаев по пологому сбросу (unroofing) [Yin и Harrison, 2000 и ссылки в ней]. Трековое и апатит-гелиевое датирование апатита из метаморфических пород сверхвысоких давлений террейна Кахан выявило две группы возрастов [Wilke et al., 2012]. В северной части террейна получены АFT возрасты 24,5±3,7 до 15,6±2,1 и апатит-гелиевые возрасты 21,0±0,6 до 5,3±0,2. Большое перекрытие возрастов, полученых разными методами, указывает на высокую скорость эксгумации пород. Данные возрасты интерпретируются как свидетельство быстрой эксгумации в результате сбросового смещения по западному продолжению зоны Главного Тибетского детачмента. В южной части опробованной территории, вблизи сближенных в данном сечении главного Центрального и главного Пограничного надвигов возрасты апатитов моложе – 7,6±2,1 до 4,0±0,5 млн лет. Эти цифры отражают эксгумацию пород в результате движения по Главному Пограничному и реактивированному Главному Центральному надвигам.

На рубеже 11-12 миллионов лет основные тектонические движения смещаются на юг. Заложение Главного Пограничного надвига определяется по резкой смене осадконакопления в форланде Субгималаев, которая, в свою очередь, датируется магнитостратиграфическими методами на уровне 11 млн лет. Учитывая выраженность Главного пограничного надвига в рельефе, предполагается что он активен до настоящего времени.

Важную информацию о тектоническом развитии Гималайского горного сооружения несут коррелятные ему обломочные отложения серии Сивалик Предгималайского передового прогиба (Субгималаев). Временной диапазон накопления этой последовательности от 18-16 до 2-0,2 млн лет. Изучение минерального и химического состава, датирование детритового мусковита и изучение изотопного состава Nd отложений группы Сивалик выявило резкую смену источника обломочного материала 12 млн лет назад: более древние осадки формировались за счет миоценовых метаморфических пород Высоких кристаллических Гималаев, более молодые – за счет неметаморфизованных отложений Низких Гималаев [Szulc et al., 2006]. При этом по изменению доли метаморфогенных минералов (граната) в диапазоне 9-6 млн лет фиксируется увеличение материала, поступающего с Высоких кристаллических Гималаев, что хорошо согласуется с данными о реактивации Главного Центрального надвига в этом диапазоне времени. Максимум на спектре распределения возрастов светлой детритовой слюды из группы Сивалик составляет 16,8 млн лет (диапазон 20-15 млн лет), что интерпретируется как время наибольшей скорости эксгумации тектонической экструзии Высоких кристаллических Гималаев и соответствует времени тектонической активности Главного Тибетского детачмента [Szulc et al., 2006].

На основании магнитостратиграфических исследований средняя скорость аккумуляции осадков серии Сивалик составляет в разных разрезах от 32 до 50 см/тыс. лет для интервала 16-5,2 млн лет [Gautam, Fujiwara, 2000], при этом во всех разрезах фиксируется повышенная скорость осадконакопления (более 45 см/тыс. лет) в среднем Сивалике в интервале 9-10 млн лет, что интерпретируется как результат начала смещений по Главному Пограничному надвигу.

Главный Фронтальный надвиг является самым молодым и наиболее активным разломом Гималаев [Srivastava et al., 2018]. С ним связана сильная сейсмичность. По деформациям речных террас скорость смещения в голоцене составляет не менее 23±6,2 мм/год [Burgess et al., 2012]. Исходя из возраста верхней части серии Сивалик в висячем крыле надвига время заложения Главного Фронтального надвига большинством исследователей определяется как 2,0-1,7 млн лет.

Подводя итог рассмотрения Гималайского орогена отметим следующее: первичный коллизионный ороген, область альпийской складчатости представляет собой узкую зону (до 300 км) почти полностью сложенную преобразованными в различной степени отложениями чехла и пассивной окраины Индийского субконтинента. Незначительную по объему добавку к деформированным континентальным и периконтинентальным отложениям, образуют палеоокеанические комплексы офиолитовой сутуры Ярлунг-Цангпо.

Время развития коллизионной системы – весьма длительное, по меньшей мере оно составляет 50 млн лет, но учитывая самые ранние сигналы начала наступления коллизионного режима оно может быть увеличено до 60, а возможно и до 70 млн лет. При этом коллизионный процесс разбивается на два периода – ранний 50-25 млн лет и поздний 25 млн лет – настоящее время, представляющий собой режим коллизионного орогенеза и наступающий спустя 20-25 млн лет после начала столкновения континентов.

В свою очередь данные периоды могут быть разбиты на серию отдельных импульсов. На ранних стадиях коллизионного процесса 55-50 млн лет происходит континентальная субдукция и эксгумация фрагментов континентальной коры, прекращение морского осадконакопления, торможение встречного движения Евразии и Индии, деформации осадочной призмы пассивной континентальной окраины Индостана (будущие Тетис-Гималаи). Далее следует интервал времени 50-25 млн лет крайне слабо охарактеризованный геологическими событиями. В это время продолжается развитие покровно-складчатой структуры Тетис-Гималаев, каких-либо свидетельств существования горного рельефа нет. Резкая перестройка системы происходит 25 млн лет назад и связана с экструзией пластины Высоких кристаллических Гималаев. С этого момента начинается формирование Гималайского складчато-покровного сооружения не прекращающееся до сих пор и носящее импульсивный, прерывистый характер. Наиболее важные резкие перестройки орогена фиксируются на уровнях 12-10 млн лет и 2 млн лет и соответствуют скачкообразным продвижениям надвигового фронта на юг с образованием Главного Пограничного надвига и главного фронтального надвига. Тектонические события меньшего масштаба, позволяют наметить еще один, менее очевидный рубеж в диапазоне 8-5 млн лет, с данным этапом в частности связана реактивация Главного Центрального надвига. Указанные рубежи, 25, 12-10, 8-5 млн лет примерно соответствуют перестройкам седиментации в форланде Субгималаев, разделяющим нижнюю, среднюю и верхнюю части серии Сивалик. А рубеж 2 млн лет – прекращению осадконакопления в Субгималаях и смещению зоны форландового прогибания и седиментации в современную Индо-Гангскую впадину.

2.3. Сравнение неотектонических коллизионного орогена Гималаев и внутриконтинентального орогена Тянь-Шаня

Совместное рассмотрение коллизионного орогена Гималаев и парагенетически связанного с Индо-Австралийской коллизией внутриконтинентального неотектонического орогена Центральной Азии позволяет выделить сходства и различия этих структурных ансамблей.

Гималаи представляют собой узкую зону (150-200, до 300 км) кайнозойских деформаций, лежащую между складчатым фундаментом блока Лхаса, южного Тибета и недеформированным осадочным чехлом Индостана. Кайнозойское горообразование в Центральной Азии охватывает область шириной около 2000 км.

Структурный стиль Гималаев характеризуется резким преобладанием покровной тектоники, внутренняя структура тектонических пластин образует лежачие изоклинальные складки. Структурный рисунок Гималаев линейный и обусловлен субпараллельным залеганием главных надвигов. Тектонический рельеф Гималаев находится в строгом соответствии с геологическим строением отдельных тектонических зон.

Горные сооружения Центральной Азии также образованы главным образом надвигами, однако, эти надвиги имеют меньшую протяженность, размеры и амплитуды смещения, кроме того надвиги Центральной Азии тесно ассоциируют с многочисленными сдвиговыми разломами, образуя структуры типа конского хвоста [например, Миколайчук, 2000]. Крупные сдвиговые разломы ограничивают фланги структурных дуг или инденторов, осевые части которых имеют покровное строение. Самый яркий пример подобных ассоциаций – Памиро-Гиндукушский и Памиро-Каракорумский сдвиги на флангах Памирского индентора. Структурный мотив неотектонических внутриконтинентальных орогенов Центральной Азии сдвиговый.

Структурный рисунок горного пояса Центральной Азии – мозаичный, линзовидноблоковый, линейная зональность затушевана сдвиговыми разломами, на окраинах горных стран отдельные хребты нередко образуют расходящиеся веера (северо-западные ограничения Горного Алтая и Тянь-Шаня). Тектоногенный рельеф гор Центральной Азии во многих случаях не соответствует элементам древней геологической структуры.

В Гималаях в строении орогена участвуют метаморфические и магматические породы, время формирования которых синхронно орогенезу (тектоническая экструзия Высоких Кристаллических Гималаев). В пределах Центральной Азии такие комплексы характерны только для южной части горного пояса (Тибет и Памир), подвергшейся наиболее интенсивному кайнозойскому орогенезу, далее на север орогенез проявлен только тектоническими, денудационными и осадочными процессами.

В то же время, внутриконтинентальные горные сооружения Центральной Азии на неотектоническом этапе развивались вполне синхронно с коллизионным орогеном Гималаев. Времени Индо-Австралийской коллизии и начальных деформаций пассивной окраины Индостана 60-30 млн лет (Тетис-Гималаи) соответствует этап переотложения позднемеловых кор выветривания на огромных территориях и начало кайнозойского цикла седиментации. Эоценовый подъем территории фиксируется термохронологическими методами на Тибете [Zhang et al., 2020].

В позднем олигоцене, ~25 млн лет назад закладывается Главный Центральный надвиг Гималаев и начинается экструзия Высоких Кристаллических Гималаев. В это же время начинается тектоническая активизация Центральной Азии, выраженная началом накопления синорогенных пролювиальных отложений, активизацией сдвигов и подтверждённая термохронологическими датировками пород фундамента.

11 млн лет происходит заложение Главного Фронтального надвига, одновременно происходит проградация надвиговых фронтов во впадинах Центральной Азии.

Два рубежа 8 и 5 млн лет, выражены менее отчетливо и часто, с учетом погрешности геохронологических методов сливаются в единый позднемиоценовый рубеж. Ему соответствует реактивация Главного Центрального надвига Гималаев, приведшая к изменениям состава серии Сивалик Субгималаев и граница серий внутри тянь-шаньского комплекса, а также один из этапов быстрого подъема пород фундамента (например, эксгумация метаморфических пород пика Победы на Тянь-Шане).

Около 2 млн лет назад формируется Главный Пограничный Надвиг. В это время поднятия охватывают самые отдаленные от Гималаев районы современного горного пояса Азии, например, Салаирский кряж [Новиков и др., 2022; Новиков и др., 2019, 2008а]. Повсеместно в Центральной Азии накапливаются толщи нижнечетвертичных конгломератов, часто срезающие неогеновые складчатые структуры на окраинах межгорных впадин: сохская свита впадин юго-западного Тянь-Шаня и шарпылдакская свита северо-восточного, башкаусская свита Чуйской впадины

Горного Алтая, так называемые верхнегобийские конгломераты, имеющие широкое распространение в Монголии и Восточном Казахстане.

Удивительная согласованность тектонических перестроек первичного коллизионного орогена Гималаев и сопряженной с ним области неотектонического ВО в Центральной Азии охватившей множество орогенов ЦАСП и Тетического пояса, служит еще одним свидетельством общности причин и механизмов этих явлений и является обоснованием связи неотектонического внутриконтинентального горообразования Центральной Азии с коллизионным взаимодействием Евроазиатской и Индо-Австралийской литосферных плит. Кроме того, согласованность тектонических перестроек на огромных территориях с различной структурой, требует пересмотра представлений о постепенном распространении деформаций от зоны коллизии вглубь континента. При этом пространственное расширение зоны горообразования имеет место, но оно происходит не однонаправленно и не приурочено к какой-то одной структуре, а происходит импульсивно и (суб)синхронно на всех активных разломах, принимающих участие в аккомодации сжимающих напряжений. Например, на границе среднего и позднего миоцена (11 млн лет) активизация проявляется не перемещением на север какой-то единственной зоны активных смещений, а проградацией надвиговых систем во всех зонах сочленения хребтов и межгорных впадин.

Еще один важный факт, состоит в запаздывании, примерно на 25 млн лет, активной фазы первичного коллизионного орогенеза и сопряженного с ним внутриконтинентального орогенеза относительно момента столкновения краев коллидирующих континентов. Существует множество гипотетических объяснений данного факта. На наш взгляд, коллизионное сжатие длительное время реализуется в других, менее энергоемких формах, среди которых можно отметить деформации осадочных комплексов пассивной континентальной окраины и выжимание по сдвигам клиновидных блоков из области максимального сжатия в свободное полупространство, служащее тектоническим убежищем (escape tectonic) и характерное для Индокитайского региона. Только после исчерпания этих способов аккомодации напряжений, начинается тектоническое счешуивание и утолщение земной коры.

В качестве примеров, взятых для сравнения нами использованы тектонотипические Тянь-Шаньский внутриконтинентальный и Гималайский коллизионный орогены. В то же время между ними существует латеральный ряд постепенных переходов, состоящих из догималайских орогенов (Памир, Куньлунь и Тибет), испытавших прогрессивно усиливающиеся по направлению к Гималаям наложенное воздействие кайнозойского орогенеза Гималаев. Для Тибета оно настолько велико, что в значительной степени определяет структуру региона, и при тектоническом районировании Тибет объединяется с Гималаями в рамках единого Тибетско-Гималайского орогена [Yin, Harrison, 2000]. Изучение пространственно-временной динамики Индо-Евроазиатской коллизией, Гималайского коллизионного орогенеза и внутриконтинентального орогенеза Центральной Азии показывает сложные соотношения между коллизией и коллизионным орогенезом, выраженные в частности в запаздывании орогенеза относительно начала коллизии на 25 – 40 млн лет. С другой стороны, коллизионный ороген и сопряженный внутриконтинентальный ороген развиваются совершенно синхронно. Эта синхронность является свидетельством единства орогенического процесса, который реализуется на месте закрывающегося океана и за счет деформаций более древних складчатых комплексов континентальной коры. Описанные пространственновременные соотношения между структурно-вещественными парагенезисами и этапами формирования первичного коллизионного орогена и сопряженного внутриконтинентального орогена могут служить теоретической основой для выявления и характеристики завершенных этапов ВО в геологическом прошлом.

На базе сопоставления Гималайского и Центрально-Азиатского неотектонических орогенов мы формулируем следующий вывод:

Возраст главных тектонических перестроек одинаков в орогенах Гималаев и Центральной Азии. Главные перестройки имеют возрасты ~25, ~11, ~2 млн лет, менее значительные ~8 млн лет и ~5 млн лет. Согласованность тектонического развития является свидетельством общности причин орогенеза в области современной континентальной коллизии и во внутренней части континента и может быть использована для выявления древних этапов внутриконтинентального орогенеза. Коллизионный орогенез наступает спустя 25 млн лет после закрытия океанического бассейна, разделяющего континенты и развивается синхронно в области новообразованного коллизионного шва и на удалении от зоны коллизии.

Как будет показано в следующей главе, запаздывание геоморфологических, и седиментологических проявлений орогенеза на 25-30 млн лет по отношению к закрытию бассейнов, разделяющих сталкивающиеся континенты, представляет собой не специфическую черту Индо-Евроазиатской коллизии, а общую закономерность.

ГЛАВА 3. КОЛЛИЗИОННЫЕ СОБЫТИЯ НА ЮЖНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНАХ ЕВРАЗИИ, ОКАЗАВШИЕ ВЛИЯНИЕ НА ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ЭВОЛЮЦИЮ ЦАСП

Изучение материалов по Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости.

А. Л. Яншин (Тектоника..., 1966)

Современные соотношения между современным Альпийско-Гималайским коллизионным орогеном и Центрально-Азиатским внутриконтинентальным горным поясом, их тектоника, геодинамика и кайнозойская история свидетельствуют о единстве причин и механизмов формирования этих орогенов различной природы. Альпийско-Гималайский ороген является структурным выражением зоны коллизии между Индо-Австралийской и Африканской плитами на юге и Евроазиатской плитой на севере. Данная коллизионная зона развита на месте палеоокеана Неотетис. Наблюдаемая генетическая связь между первичным коллизионным и внутриконтинентальным орогенезом открывает возможности к выявлению древних внутриконтинентальных орогенов, а также их структурной и историко-геологической характеристики путем сопоставления внутриконтинентального орогена с первичным коллизионным орогеном, послужившим причиной орогенной активизации древней складчатой области. Внутриконтинентальный ороген является структурной «тенью», отбрасываемой коллизионным орогеном на некоторую область земной коры, лежащую в тылу коллизионной зоны. При этом размер данной области и интенсивность ее структурной переработки зависит от множества факторов, главные из которых: размер коллидирующих континентальных блоков, их возраст и строение, общие геометрические особенности коллизионной зоны, участие мантийных плюмов и глубинная геодинамика Земли в данном макрорегионе. Эти факторы определяют сценарий развития первичного коллизионного орогена, в частности, продолжительность и интенсивность фазы компрессионного сжатия и фазы последующего коллапса, утолщенного орогенного сегмента земной коры. Высказанные теоретические представления требуют восстановления следующих событийных рядов: 1) коллизия континентальных блоков, установление временных рамок процесса объединения блоков и возраста закрытия океанического бассейна между ними; 2) структурная эволюция коллизионного орогена, от начала компрессионного сжатия до времени затухания тектонической активности и формирования пенеплена; 3) структурная эволюция внутриконтинентального орогена в тылу коллизионной зоны. ВО представляет собой «событие-невидимку», явление, отраженное в геологической

летописи несравненно слабее, чем палеоокеаническая и коллизионная стадии развития земной коры, а предлагаемая схема изучения древних этапов ВО позволяет предсказывать пространственно-временное положение древних внутриконтинентальных орогенов на основе изучения явлений, более доступных изучению геологическими методами.

Данная глава содержит краткие сведения о коллизионных событиях и соответствующих им орогенах, «структурная тень» которых должна быть запечатлена в геологическом строении ЦАСП. Важнейшие тектонические структуры Центральной и Южной Азии показаны на Рис. 3.1.



Рис. 3.1. Схема расположения важнейших тектонических элементов Центральной и Южной Азии [Li et al., 2018]

Желтым цветом показаны континентальные блоки группы Тарим-Северный Китай. Зеленым – блоки, ассоциирующие с Южно-Китайской платформой. Разломы, отмеченные красным цветом, представляют разломы на южной и северной границах прототетической тектонической области. Разломы, проведенные толстой линией, представляют собой пограничные разломы между микроблоками или террейнами.

Названия разломов: 1 – Палео-Луонань-Луаньчуанский разлом (Палео-ЛЛР) и его продолжение на восток и запад (называемое Куанпинским швом); 2 – Шанданский шов; 3 – Мянлу Шов; 4 – разлом Танлу; 5 – разлом Дуньхуа-Мишань; 6 – Ялвцзянский разлом; 7 – шов Солонкера; 8 – Борохорский разлом; 9 – Южно-Тяньшаньский шов; 10 – Цзиньшацзянский шов; 11 – разлом Айлаошань-Красная река; 12 – разлом Цзяншань-Шаосин; 13 – разлом Лунмэньшань; 4 – Хонамский разлом; 15 – разлом Учуань-Сыхуэй; 16 – зона субдукции Рыкю; 17 – Центрально-Японский разлом; 18 – Курильская зона субдукции; 19 – Японская зона субдукции; 20 – Марианская зона субдукции; 21 – разлом Илан-Итонг; 22 – Хегеншаньский шов; 23 – Южная Монголия-Синьлиньхотский шов; 24 – Охотский шов; 25 – Тувино-монгольский ороклин; 26 – Эркис Шов; 27 – Дрбут разлом; 28 – Северо-Тяньшаньский разлом; 29 – Наратский разлом; 30 – Паропамисский разлом; 31 – разлом Оуэна; 32 – Мокеранская зона субдукции; 33 – Каракунрумский разлом; 34 – Бангонг Со-Нуцзян Шов; 35 – Лонгму Ко-Шуанху шов; 36 – шов Инд-Ярлунг Цангпо-Ланьцанцзян; 37 – Чангнинг-Менглианский шов; 38 – Сакайнский разлом; 39 – Суматра-Андаман-Зундская зона субдукции; 40 – Восточно-Вьетнамский разлом; 41 –

Манильская зона субдукции; 42 – Филиппинский желоб; 43 – Казахстанский ороклин; 44 – Вахуншаньский разлом; 45 – Хеланьшаньский разлом.

Сокращения континентальных или микроконтинентальных блоков: YZ – Янцзы; CA – Катазия; ALX – Алакс; YGRB– Джунгар-Туха; SLB – Сунляо; BRYB – Бурея; JMB – Цзямусы; HKB – Ханка; DHB – Дуньхуан; QDB – Цайдам; YLB – Или; AFHB – Афганистан; SGB – Сонгпанг-Ганцзы; NQT – Северный блок Цянтан; SQT – Южный Цянтан; NLS – Северная Лхаса; CLS – Центральный Лхасы; SLS – Южная Лхаса; HH – террейн Высоких (Кристаллических) Гималаев; TH – Тетис Гималайский террейн; LH – террейн Низких Гималаев; ICB – Индокитай.

Сокращения отдельных орогенов с запада на восток ЦАСП: KL – Куньлуньский; QL – Цилинь; WQL – Западный Циньлинский; SQL – Южный Циньлинский; ДБ – Даби; SL – Сулуский.

Хотя данные события значительно более доступны для геологического изучения, чем ВО, у исследователей нет единства мнений по отношению ни к одному из них. Даже возраст, сценарий и структурная эволюция коллизии Индостана и Евразии, протекающей до настоящего времени, являются предметом оживлённой научной дискуссии [Ding и др., 2017; Searle, 2019 и ссылки в ней]. При этом обсуждаются не детали, а самые общие, фундаментальные свойства данного взаимодействия. Еще в большей степени это применимо к завершившимся коллизионным событиям, таким как Монголо-Охотская орогения, коллизия Цайтанга или блока Лхаса. В заключительной части главы приведены некоторые соображения о причинах противоречивых взглядов на время коллизионных событий, здесь же отметим, что при обзоре мы руководствовались наиболее геологически обоснованными и широко признанными в геологическом сообществе представлениями, изложенными в обзорных работах последних лет [например, Chen и др., 2022; Metcalfe, 2021].

В данной работе рассматриваются ситуации позднепалеозойского ВО в пределах раннепалеозойских складчатых сооружений (Салаир и Тункинские гольцы Восточного Саяна), раннемезозойского, позднемезозойского и кайнозойского ВО на палеозойском складчатом фундаменте (юг Западной Сибири, включая КТСЗ и Салаир, Казахстан и Тянь-Шань).

Поэтому при описании коллизионных событий мы ограничиваемся закрытием позднепалеозойского сектора Палеоазиатского океана и формированием герцинской части ЦАСП и последующими коллизионными событиями на южной окраине Евразии, включающими последовательное закрытие серии океанов тетического ряда, а также Монголо-Охотского океанического бассейна.

3.1. Позднепалеозойский коллизионный орогенез в ЦАСП

Герцинские орогены ЦАСП включают ряд складчатых систем: Обь-Зайсанскую, Уральскую, Джунгаро-Балхашскую (Центрально-Казахстанскую), Южно-Тянь-Шаньскую и

Гоби-Хинганскую (Южно-Монгольскую). Герциниды также играют важную роль в фундаментах Джунгарского бассейна, Западно-Сибирской и Туранской плит. Образование герцинских орогенов связывается с коллизией Восточно-Европейской, Сибирской и Таримской платформ и Казахстанского составного континента. Данная коллизия завершила существование Палеоазиатского континента и привела к формированию гигантского орогена ЦАСП и Евроазиатского составного континента.

В современной структуре ЦАСП контуры герцинских и каледонских зон образуют сложные структурные рисунки взаимопроникновения, обусловленные ороклинальными изгибами [Li et al., 2018]. Типичным примером герцинских ороклинов является Джунгаро-Балхашская складчатая система. Стадийность коллизионного тектогенеза хорошо изучена на Урале [Пучков, 2000] и в южном Тянь-Шане. На Урале в московском веке среднего карбона (315-307 млн лет) прекращается надсубдукционный вулканизма, в конце карбона и ранней перми происходит покровообразование, сопровождаемое накоплением олистостром и флиша в Предуральском краевом прогибе, в ранней перми начинаются процессы палингенеза и выплавления гранитоидных массивов Главной гранитоидной оси Урала, продолжающиеся до начала поздней перми. В поздней перми коллизионный тектогенез затухает, а орогеническое поднятие Урала пенепленизируется.

В пределах южного Тянь-Шаня [Алексеев и др., 2009, 2017, 2019, 2015; Бискэ, 1996, 2018; Бискэ и др., 2012; Буртман, 2015; Han et al., 2011, 2015; Xiao et al., 2013] первые признаки коллизионного этапа, связанные с образованием покровно-надвиговой структуры Зеравшано-Гиссарской зоны, фиксируются уже в визе (346-330 млн лет), в башкирском веке (323-315 млн лет) тектонические покровы распространяются вдоль всей окраины Тарима. Островодужный вулканизм прекращается в раннемосковское время (315-310 млн лет). Эксгумация высокобарических комплексов южного Тянь-Шаня произошла в интервале 317-310 млн лет (московский век) [Hegner et al., 2010]. Около 310 млн лет начинается массовое плавление континентальной коры, что отражено в изотопном составе магматических пород региона. Заложение передового прогиба на северной окраине Тарима происходит в касимовском веке позднего карбона [Алексеев и др., 2015]. В ассельком веке ранней перми (298-293 млн лет) происходит заполнением флишем последних реликтовых бассейнов Туркестанского океана, последние из которых исчезают уже в артинском веке (около 285 млн лет) [Алексеев и др., 2015]. В середине ассельского века завершается продвижение тектонических покровов, происходят складчатые деформации и общий подъем территории. Коллизионный гранитоидный магматизм также имеет раннепермский возраст. Критический анализ альтернативных точек зрения – о триасовом или же, напротив, карбоновом возрасте закрытия Туркестанского океана приведен в работе [Бискэ, 2018].

Этапы коллизионного тектогенеза особенно хорошо восстанавливаются в краевых орогенах, сопряженных с древними платформами через передовые прогибы и имеющих ярко выраженный линейный рисунок и покровно-надвиговый, коллизионный структурный стиль. Орогены аккреционного типа, имеющие мозаично-блоковый рисунок и тяготеющие ко внутренним частям ЦАСП (например, Джунгаро-Балхашская складчатая зона), не столь определённо фиксируют стадии коллизионного орогенеза, так как не содержат в достаточном объеме синколлизионных осадочных последовательностей передовых прогибов. В подобных орогенах особую важность приобретает изучение эволюции магматизма и тектонитов разломных зон. На основании изучения геохимического состава интрузивных пород Ли с соавторами предполагают закрытие Иртыш-Зайсанского (Обь-Зайсанского) океана до начала позднего карбона [Li et al., 2018]. Однако, эволюция орогена продолжалась в течении ранней и средней перми: в результате аргон-аргонового датирования тектонитов Иртышской сдвиговой зоны было выявлено два этапа деформаций с возрастами 283-276 и 272-265 млн лет [Травин и др., 2001].

Важным инструментом палеотектонических реконструкций являются палеомагнитные данные, позволяющие количественно оценивать размер сдвиговых смещений блоков земной коры, даже в тех случаях, когда прямые измерения сдвиговых смещений геологическими методами не возможны. Например, для Саурского блока Жарма-Саурской складчатой зоны герцинид Восточного Казахстана прекращение надсубдукционного вулканизма датируется поздним карбоном, а система правосторонних сдвигов разделявших Саурский палеоостроводужный блок, континентальные блоки Джунгарии, Сибири и Казахстана, согласно палеомагнитным данным [Диденко, Морозов, 1999] была активна на протяжении пермского периода.

Характерной особенностью позднепалеозойского коллизионного орогена ЦАСП является широкое развитие процессов косой коллизии, следствиями которой является гетерохронность различных этапов коллизии вдоль протирания коллизионных швов и широкое развитие продольных по отношению к тектонической зональности правых сдвигов [Filippova et al., 2001].

Несмотря на заметную гетерохронность, отмечаемую даже по простиранию отдельных складчатых зон, все позднепалеозойские орогены развивались в сходных временных рамках. Ранние стадии коллизии, выраженные сокращением морских бассейнов и началом накопления морских моласс, имеют ранне- среднекарбоновый возраст (340-307 млн лет), главная коллизионная фаза, выраженная масштабным покровообразованием и прекращением морского осадконакопления, соответствует концу карбона-началу перми (307-280 млн лет). Конец ранней и средняя пермь (280-270 млн лет) – позднеколлизионная стадия, покровообразование в континентальных условиях, коллизионный гранитоидный магматизм. Средняя и поздняя пермь (280-252 млн лет) – затухание коллизионных деформаций и денудация пермских орогенов.

Продолжительность всего позднепалеозойского коллизионного орогенеза составляет около 50-60 млн лет, а главной коллизионной фазы – 20-30 млн лет.

3.2. Монголо-Охотская коллизия

Юго-восточная окраина Евразии, включая восточный сектор ЦАСП, в позднем палеозое граничила с Монголо-Охотским океаном, представлявшим собой залив Панталассы (Палеопацифики) и разделявшим материковые пространства Северной Азии и Северо-Китайского (Китайско-Корейского континента), включающего аккреционный ороген Амурии. Западным окончанием данного бассейна служила область сочленения Северо-Китайского континента со структурами южного сектора ЦАСП. Монголо-Охотский океан имел форму сужающегося к западу залива (Рис. 3.2). Большинство геодинамических моделей предполагает последовательное закрытие океана и формирование складчатой структуры с омоложением в северо-восточном направлении вдоль зоны Монголо-Охотского шва [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Kravchinsky et al., 2002; Metelkin et al., 2010; Scotese, 1991; Zhao et al., 1990]. Последние результаты датирования детритовых цирконов и изотопно-геохимические данные показали, что механизм коллизии был более сложным, клавишным, так как края сходящихся континентальных блоков не были прямолинейными [Демонтерова и др., 2018; Arzhannikova et al., 2020; Prokopiev et al., 2008; Sorokin et al., 2020; Winkler et al., 2020]. Выступы окраин коллидирующих континентов приводили к усложнению пространственно-временной динамики коллизионного взаимодействия, что проявлялось в сосуществование реликтовых морских бассейнов и континентальных орогенов, сменявших друг друга по простиранию, на фоне общего омоложения структуры с запада на восток. Анализ палеомагнитных данных [Диденко и др., 2010, 2013] показывает различные тренды траекторий кажущейся миграции полюсов для Северного Китая, с одной стороны, Европы и Сибири, с другой, с раннего триаса до раннего мела. С рубежа 140 млн лет эти траектории совпадают, что дает основание говорить о полном закрытии Монголо-Охотского океана к этому времени [Диденко и др., 2010]. Последние данные по изучению детритового циркона из мезозойских отложений Джагдинского террейна свидетельствуют о закрытии океанического бассейна уже на рубеже ранней и средней юры [Sorokin et al., 2020]. Возможно, относительные смещения блоков продолжались после закрытия океанического бассейна и прекращения субдукции океанической литосферы за счет крупноамплитудных смещений по сдвигам и надвигам на раннеколлизионной, доорогенной стадии по аналогии с герцинскими складчатыми сооружениями Жарма-Саурской зоны Восточного Казахстана [Диденко, Морозов, 1999] и кайнозойской Гималайской коллизией [Раздел 2.2. данной работы].



Рис. 3.2. Реконструкция Евразии на основе новых обобщенных палеомагнитных данных из Северного Китая-Амурии, Сибири и Евразии в раннем триасе (а) и от ранней до средней юры (b), иллюстрирующая процесс закрытия Монголо-Охотского океана [Torsvik et al., 2012; Yi, Meert, 2020]

Океан шириной ~4000 км существовал в раннем триасе и закрылся к средней юре (~174 млн лет). Коллизионный орогенез в юго-восточной части Сибири охватывает позднюю юру и ранний мел.

Детально многостадийная динамика Монголо-Охотской коллизии реконструирована в работах А. В. Аржанниковой с соавторами [Arzhannikova et al., 2020]. На большой части Монголо-Охотского складчатого пояса прекращение морского осадконакопления произошло на

границе ранней и средней юры (около 175 млн лет). Привнос осадочного материала с Забайкалья в юрский Иркутский прогиб фиксируется примерно с 178 млн лет, что связывается с усилением процессов горообразования в Западном Забайкалье в результате ранней фазы Монголо-Охотской коллизии в этом регионе [Демонтерова и др., 2018]. Зарождение Восточно-Забайкальского прогиба, как коллизионного бассейна форланда, произошло в средней юре. Оно маркирует время начала коллизии в Восточном Забайкалье в районе 165 млн лет назад, что на 6-13 млн лет позже, чем в районе Джагдинского трансекта и в районе Западного Забайкалья соответственно. Морская регрессия в Восточном Забайкалье приходится на период между ~158 и ~155 млн лет, когда Восточно-Забайкальский прогиб превратился в континентальный бассейн форланда. В конце поздней юры фиксируется денудационное событие в Западном Забайкалье, связанное с распространением к западу деформаций сжатия от удаленной коллизии в Восточном Забайкалье. Около 136 млн лет начинают формироваться меловые впадины Забайкалья и комплексы метаморфический ядер. В Гусиноозерской впадине в это время происходит накопление грубозернистой сангинской свиты с большим вкладом источников сноса из южных провинций. ~116 млн лет - период выравнивания рельефа и медленного прогибания впадин с озерноболотными условиями седиментации.

Спецификой Монголо-Охотской коллизии является тесная пространственно-временная сопряженность импульсов коллизионного сжатия и постколлизионного растяжения (коллапса орогена), сопровождавшегося заложением параллельных грабенов, вулканизмом, ростом и эксгумацией метаморфических ядер [Зорин и др., 1997, Скляров и др., 1994, 1997, Мазукабзов и др., 2006, Буслов и др., 2023]. Время начала формирования наиболее изученного Заганского метаморфического ядра датируется границей юрского и мелового периодов (~153 млн лет [Donskaya et al., 2008]), а стадия активного роста и денудации купольной структуры имеет раннемеловой возраст (131–114 млн лет [Буслов и др., 2023]). Одним из проявлений мезозойского орогенеза в Забайкалье стало надвигание пород Станового блока на юрские осадочные бассейны (Усмунская, Чульманская, Гонамская и др. впадины), залегающие на метаморфических породах Алданского щита по Пристановой складчато-надвиговой зоне [Амарский, Ветлужских, 1990, Шевченко и др., 2011; Диденко и др., 2013]. В Пристановой зоне в разрезе скважин наблюдается чередование тектонических пластин деформированных песчаников юрского возраста и диафторированных гнейсов и кристаллических сланцев Станового блока. Возраст этого этапа надвигообразования оценивается по калий-аргоновым датировкам мусковита из динамосланцев и по геологическим данным как позднеюрско-раннемеловой [Амарский, Ветлужских, 1990]. Формирование Пристановой складчатой зоны, вероятно, связано с Монголо-Охотской коллизией [Шевченко и др., 2011], а разница в возрасте между закрытием бассейна в начале средней юры и формированием Пристановой зон надвигов является еще одним примером задержки

орогенических движений по отношению к закрытию бассейна с океанической корой. Общая продолжительность развития Монголо-Охотской коллизионной системы составляет около 60 млн лет – от ранних этапов начинающейся коллизии в конце ранней юры (178 млн лет) до выравнивания коллизионного орогена в конце раннего мела (около 115 млн лет), что вполне сопоставимо по времени с Гималайской коллизионной системой (более 50 млн лет) и герцинидами Восточного Казахстана и южной Сибири (около 70 млн лет, в интервале 320 – 250 млн лет).

3.3. Киммерийские (индосинийские) орогены Палеотетиса (триас-юра)

После завершения коллизионного орогенеза в ЦАСП конвергентная граница литосферных плит сместилась южнее Таримской платформы, и дальнейшие коллизионные события связаны с эволюцией океанических бассейнов тетического ряда. Южнее Таримской платформы и лежащих к востоку от нее герцинских и каледонских орогенов Бейшаня (Beishan) и Цилиня (Qilin), образованных в результате закрытия бассейнов системы Прототетиса, а также докембрийского Цайдамского блока, протягивается пояс раннемезозойских, триас – раннеюрских коллизионных орогенов (Рис. 3.3). Он имеет клиновидную форму, расширяющуюся к востоку. На западе в пределах Памира в данный пояс входит Центрально-Памирская зона, восточнее – южная часть Куньлуня и Сонгпан-Ганзе (Сонгпан-Гарзе), облекающий с юго-запада Южно-Китайскую платформу. В западном секторе орогены этого возраста называются киммерийскими, в восточном – индосинийскими. Часто в тектонической литературе выделяют ранне- и позднекиммерийскую складчатость. В этом случае индосинийские орогены, связанные с триасовыми коллизионными событиями, называются раннекиммерийскими, а термин позднекиммерийская складчатость используется как аналог яньшаньской, среднеюрской орогении. Образование киммерийских коллизионных орогенов связано с аккрецией серии микроконтинентов – Бадахшанского блока (Памир), Каракорумского блока и Цайтанга, образующего северный и центральный Тибет к южной окраине Евразии, в результате закрытия океана Палеотетис [Chen et al., 2022; Metcalfe, 2021; Sengor, 1979]. Пояс киммерийских континентов протягивается на восток и запад за пределы рассматриваемого сектора: на востоке это Индосинийский континент и блок Сибумасу (Индобирманский), на западе – Кабульский, Гельмандский, Лутский и Центрально-Иранский и Центрально-Анатолийский континентальные блоки (Рис. 3.3). Разобщение этих блоков в современной структуре связано с движениями по альпийским разломам, например, Каракорумский блок является западным продолжением Цайтанга (по другим представлениям – Лхасы [Yang, Guo, Luo, 2017]), смещенным на северозапад по Памиро-Каракорумскому правому сдвигу. Поэтому в большинстве реконструкций все

или какая-то часть данной цепочки блоков рассматриваются как единый Киммерийский микроконтинент. Время киммерийской орогении – поздний триас (230-200 млн лет). Одна из ветвей Палеотетиса разделяла Север- и Южно-Китайский кратоны, их коллизия произошла, по последним данным, в конце раннего триаса [Liu et al., 2023] и привела к появлению Центрально-Китайской орогенической системы, включающей Восточный Куньлунь, Циньлин, Тонгбай и Даби-Шань. Положение Палеотетиса относительно континентальных блоков показано на палинспастических реконструкцииях, один из вариантов которых показан на Рис. 3.4.



Рис. 3.3. Офиолитовые сутуры океанических бассейнов тетического ряда по [Metcalfe, 2021]



А

В

90

Рис. 3.4. Палеотектоническая реконструкция, показывающая пространственно-временные соотношения океанов Палеоазиатского, Палеотетиса и Heoteтиса [Stampfli, Borel, 2002]

А – для среднедевонского возраста. Континенты Гондвана и Лавразия разделены существующими Палеоазиатским океаном и Палеотетисом.

В – для раннепермского возраста. Океан палеотетис представляет собой клиновидный залив Панталассы. На северном краю Гондваны начинается рифтогенез, который приведет к отделению группы Киммерийских террейнов и раскрытию Мезотетиса.

С – для раннетриасового возраста. От Гондваны отделилась группа Киммерийских террейнов, разделяющая океаническое пространство между Гондваной и Евразией на Палеотетис и Мезотетис (Мезотетис назван Неотетисом). Киммерийские террейны движутся на север по направлению к южной окраине Евразии. Происходит сокращение Палеотетиса.

3.4. Мезотетис. Коллизия блока Лхаса

Южнее Цайтанга расположена позднемезозойская сутурная зона Бангонг-Нуйджанг (Bangong-Nuijang), которая отделяет Цайтанг на севере от террейна Лхаса на юге. С юга террейн Лхаса ограничен палеоценовой сутурой Ярлунг-Цангпо, южнее которой расположен кайнозойский коллизионный ороген Гималаев. В зоне западного выклинивания блока Лхаса между ним и сутурой Ярлунг-Цангпо в виде тектонических пластин залегают вулканические образования Кохистан-Драсской (Кохистан-Ладакской) островной дуги. Офиолитовая сутура Бангонг-Нуйджанг рассматривается как след океанического бассейна Мезотетиса. Время коллизии блока Лхаса является предметом оживленных дискуссий. Большинство исследователей сходятся во мнении, что коллизия блока Лхаса произошла в начале раннего мела (Рис. 3.5, 3.6). Согласно работе [Kapp et al., 2007] 125 млн лет – возраст наиболее молодой популяции цирконов из турбидитов сутурной зоны Бангонг, 118 млн лет – возраст запечатывающих деформированные турбидиты гранитов, 110-105 млн лет – возраст базальной части обломочных и вулканогенных отложений неоавтохтона. По оценкам [Zhu et al., 2016] блок Лхаса причленился к окраине Евразии в самом начале раннего мела (140-130 млн лет), данная коллизия была мягкой и не сопровождалась образованием синколлизионного метаморфического пояса. М Жоливе также предполагает мягкий характер коллизии блока Лхаса на основании того, что данное событие не привело к интенсивному орогенезу и денудации во многих регионах Центральной Азии [Jolivet, 2015]. Коллизионные события чередовались с этапами растяжения, отката назад субдукционной зоны и раскрытия задуговых бассейнов [Zhu et al., 2016]. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что в конце раннего мела (113-116 млн лет) блок Лхаса уже был аккретирован к Цайтангу [Bian et al., 2017]. Согласно модели, представленной в работе [Yang, Guo, Luo, 2017], блок Лхаса представлял собой единое целое с Каракорумским блоком, косая коллизия данного блока началась на западе в Каракорумском секторе еще в келовейском веке средней юры (~165 млн лет) и распространялась на восток в течении поздней юры и раннего мела. С келовейским коллизионным событием авторы данной работы связывают деформации и грубообломочные толщи Памира [Robinson, 2015] и северо-западного Тибета [ссылки в работе Yang, Guo, Luo, 2017]. Коллизионные структуры, возникшие при столкновении блока Лхаса с Евразией в значительной степени преобразованы позднейшей Индо-Евроазиатской коллизией.



Рис. 3.5. Схематические геологические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию Гималайско-Тибетского орогена от мелового периода до неогена [Карр et al., 2007]

А – ранний мел. Пододвигание на север террейна Лхаса под террейном Цайтанг вдоль офиолитовой сутуры Бангонг, в результате пологой субдукции литосферы Мезотетиса в северном направлении.

В – поздний мел-эоцен. Между 100 и 50 млн лет назад, на фоне продолжающейся коллизии террейнов Цайтанг и Лхаса, в пределах северной части террейна Лхаса развивается складчатонадвиговый пояс южной вергентности, а в южной части террейна Лхаса – надвиговый пояс северной вергентности. Развитие надвигов приводит к утолщению земной коры и тектоническому подъема Тибета до коллизии Индостана.

92

С – в палеоцене-олигоцене значительное укорочение верхней коры было локализовано в северном и центральном Тибете и в Тетис Гималаях. (D) Олигоценовая реактивация блока Лхаса выразилась в сжатии и развитии синтектонических бассейнов вдоль сутур Ярлунг-Цангпо и Бангонг и непосредственно предшествовала выдавливанию клиновидной тектонической интрузии Высоких Кристаллических Гималаев вдоль Главного Центрального надвига. Эти временные соотношения свидетельствуют, что олигоценовые деформации в Тибете связаны с развитием Гималайского складчато-покровного пояса.



Рис. 3.6. Схема коллизии блока Лхаса (один из вариантов) к южной окраине Евразии [Zhu et al., 2013]

Красными линиями показано положение схематических разрезов.

3.5. Неотетис (Сенотетис). Коллизия Кохистан-Драсской островной дуги

К северо-западу от блока Лхаса Тибетско-Гималайское горное сооружение содержит тектонические пластины вулканических пород юрского и мелового возраста, принадлежащие Кохистан-Драсской (Кохистан-Ладакской) палеоостроводужной системе. С севера вулканиты Кохистан-Драсской островной дуги ограничены западным продолжением сутуры Бангонг, называемой в данном регионе сутурой Шиок или Главным Каракорумским надвигом (Main Karakoram thrust, MKT), с юга – западным продолжением сутуры Ярлунг-Цангпо, называемой в Главным Мантийным надвигом (Main Mantle thrust, MMT). Данная островодужная система Неотетиса согласно наиболее распространенной точки зрения причленилась к южной окраине Евразии в начале позднего мела в диапазоне 100-80 млн лет [Rehman et al., 2011]. Альтернативные

версии предполагают, что Кохистан-Драсская островная дуга сначала колидировала с Индостаном.

Противоречивые взгляды, существующие на возраст и механизм каждого из упомянутых выше коллизионных событий, обусловлены непараллельной ориентировкой краев коллидирующих блоков и неортогональным по отношению к краям блоков направлением субдукции, что вызывает скольжение во времени рубежей коллизионного тектогенеза по простиранию коллизионной зоны. Еще более усложняет ситуацию неровная форма краев сталкивающихся блоков. Перед выступами континентальных окраин, играющих роль инденторов, формируются складчато-надвиговые пояса, а между выступами сохраняются реликтовые морские бассейны, так что в разных сечениях структуры в одно и то же время сосуществуют разные стадии коллизионного режима.

3.6. Оценка воздействия рассмотренных коллизионных событий на складчатые зоны ЦАСП

Сценарии коллизионного орогенеза различны и установить насколько далеко вглубь континента прослеживался эффект от того или иного события не всегда возможно. Интенсивность коллизионного воздействия пропорциональна размеру коллидирующего блока и падает по мере удаления от зоны коллизии в тыловые области континента, так как деформации обеспечивают аккомодацию возникающего напряжения. Исходя из этих соображений можно сделать следующие предположения об импульсах внутриконтинентального орогенеза, которым должен был подвергнуться ЦАСП, и об их пространственно-временной динамике.

Раннепалеозойские комплексы ЦАСП должны были подвергнуться очень интенсивному воздействию позднепалеозойского орогенеза. Позднепалеозойский орогенез связан с коллизией крупных кратонов, в краевых частях которых были сформированы аккреционные, слабоконсолидированные, раннепалеозойские и позднедокембрийские орогенные пояса. Позднепалеозойский орогенез должен был проявиться в каледонидах ЦАСП не только как денудационное событие, но и как крупный магматический, метаморфический и деформационный этап, вполне сопоставимый по интенсивности с первичным коллизионным орогенезом.

В мезозое ЦАСП подвергся двум крупным этапам орогенеза: позднетриасовораннеюрскому, связанному с коллизией Киммерийских континентов и закрытием Палеотетиса, и позднеюрско-раннемеловому, связанному с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и коллизией Сибирского и Северо-Китайского континентов. Раннемезозойский орогенез распространялся от южной окраины Евразии, восточный сегмент ЦАСП был экранирован от коллизионного воздействия Монголо-Охотским океаном. Поэтому интенсивность раннемезозойского внутриконтинентального орогенеза в ЦАСП должна была возрастать в южном и западном направлениях. Структуры раннемезозойского орогенеза и раннемезозойское денудационное событие, устанавливаемое геологическими и термохронологическими методами, должны надежно устанавливаться в Средней Азии и становиться менее выраженными в Казахстане и на юге Западной Сибири. В областях современного горообразования Средней Азии часть проявлений раннемезозойского внутриконтинентального орогенеза может быть уничтожена позднекайнозойскими тектоническими событиями.

Интенсивность проявления позднеюрско-раннемелового этапа напротив должна возрастать в восточном направлении, а юго-западная часть ЦАСП – остаться на периферии позднемезозойской зоны деформаций. Позднеюрско-раннемеловой этап должен был проявиться с максимальной интенсивностью в Забайкалье и постепенно угасать в западном направлении. При оценке термохронологического воздействия следует учитывать, что позднемезозойский этап денудации должен быть стереть более древние этапы термической истории пород фундамента. Совершенно различными должны быть ориентировка структурных форм и кинематические характеристики разрывных нарушений, возникших или реактивированных в ранне- и позднемезозойский этапы. Раннемезозойский этап должен характеризоваться сжатием в меридиональном направлении, позднемезозойский – сжатием в северо-западном направлении. Общее поле напряжений может сильно меняться в каждой точке ЦАСП в зависимости от взаимного положения жестких блоков и ориентировки их границ.

Южная часть ЦАСП могла подвергнуться импульсам ВО меньшего масштаба – позднеюрско-раннемеловому импульсу, связанному с коллизией блока Лхаса и, еще менее значительному – позднемеловому, связанному с коллизией Кохистан-Драсской островной дуги. Данные импульсы широко проявлены в раннемезозойских коллизионных орогенах Южной Азии, например, в Тибете [Wu et al., 2015] и на Памире [Robinson, 2015], но трудно предполагать значительное воздействие коллизии небольшого блока на область шириной в тысячи километров.

При сопоставлении орогенических этапов с коллизионными событиями подтверждается явление запаздывания горообразовательных процессов на 25-30 млн лет по отношению к закрытию бассейнов, разделяющих сталкивающиеся континенты, описанное в главе 2 для Индо-Евроазиатской коллизии. Например, закрытие морских бассейнов Палеоазиатского океана в Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской складчатых системах произошло приблизительно на границе раннего и среднего карбона (~320 млн лет), а молассы в пределах Горлово-Зарубинского и Предсалаирского предгорных прогибов (западная часть Кузнецкого прогиба) продолжали накапливаться в течение всего пермского периода 300-250 млн лет [Силантьев и др., 2023, Silantiev et al., 2024]. Еще несколько более длительное запаздывание горообразования реконструируется для западного Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса. Так, интенсивное покровообразование в регионе происходило еще в первой половине позднего мела [Соколов, 1977], а полное закрытие Неотетиса в регионе датируется эоцен-олигоценовой границей (~33 млн лет) [Милановский, Хаин, 1963, Adamia et al., 2011]. В то же время горное сооружение Большого Кавказа имеет, согласно последним данным Н. Б Кузнецова и соавторов, четвертичный возраст (~2,5 млн лет). Подобная же картина наблюдается для удаленного воздействия Монголо-Охотской коллизии. Монголо-Охотский бассейн закрылся в средней юре (~165 млн лет) [Sorokin et al., 2020], а формирование метаморфических ядер в Западном Забайкалье начинается около 150 млн лет [Donskaya et al., 2008]. Поднятие метаморфических ядер в результате деструкции орогена (extension unroofing) и эрозионных процессов датируется ранним мелом 131-114 млн лет [Buslov et al., 2023], коррелятные осадочные отложения Западно-Сибирской плиты охватывают весь ранний мел и сеноман (140-90 млн лет), а в бассейнах западной окраины АССО баррем –нижний альб (125-110 млн лет) [Лещинский и др., 2019].

ГЛАВА 4. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА

Следует отметить, что в отличие от геосинклинальных областей, мощные отложения которых в связи с погружением сохраняются в разрезе, древние области горообразования очень трудно восстановить, так как и сами горы, и большая часть коррелятивных отложений уничтожены последующей денудацией.

С. С. Шульц, 1962

Орогенез – процесс деструктивный по отношению к ранее-созданным геосинклинальным или платформенным структурам. Он сопровождается не только созданием новых систем геологических тел, образующих новые структурные этажи, но и преобразованием ранее существовавших – их взламыванием, перемещением в пространстве, магматическим замещением, метаморфизмом и т. д.

К. В. Боголепов, 1973

4.1. Комплексы методов изучения ВО

Внутриконтинентальный орогенез, подобно первичному коллизионному орогенезу, представляет собой комплекс процессов преобразования земной коры и потому имеет свое выражение во всех типах геологических процессов и формируемых ими геологических телах и Изучение процессов BO _ изучение магматических, структурах. это осадочных, метаморфических горных пород и сложенных ими геологических тел, а также тектонической структуры региона, и последующий синтез полученных разными методами данных на геологической основе. Однако в силу специфических особенностей ВО одни методы исследования более применимы и необходимы, а другие методы, важные для исследования палеоокеанической и коллизионной стадий развития орогена, менее применимы для изучения ВО. Важнейшая особенность ВО состоит в том, что он представляет собой преимущественно тектоногенно-эрозионное событие и в геологической летописи отражается не столько «текстом», состоящим из новообразованных геологических тел, сколько «вырванными страницами», выраженными структурными несогласиями надрегионального масштаба. Данная особенность ВО была отмечена в работах С. С. Шульца и К. В. Боголепова. Например, С.С. Шульц [Шульц, 1962, с. 20-21] пишет, что: «Если представить себе, что в будущем денудационные процессы срежут до уровня моря такую мощную страну как Тянь-Шань, то от неоген-четвертичных моласс сохранились бы лишь изолированные линзы (овалы), характеризующие их нижние горизонты, залегающие в опущенных ниже уровня моря внутренних частях межгорных впадин. Все

остальное пространство представляло бы глубокий срез цоколя гор, состав и внутренняя структура которого не характеризовали бы современную область горообразования, а изображали бы более древние геоструктурные области».

Вторая особенность ВО – относительно низкая энергия эндогенных геологических процессов по сравнению с первичным коллизионным орогенезом. Объем продуктов магматизма, образующихся при ВО, в большинстве случаев во много раз меньше, чем объем магматических образований палеоокеанического и коллизионного этапов. Метаморфизм, сопровождающий ВО, также существенно уступает по температурам и широте проявления метаморфизму коллизионных орогенов и часто проявлен как диафторез древних высокотемпературных метаморфических комплексов или образование динамометаморфитов разломных зон. Амплитуды смещения по сдвигам и надвигам на этапе ВО примерно на порядок меньше, чем описываемые для первичного коллизионного орогенеза смещения по тем же самым разломам (десятки вместо сотен км). Третья черта ВО состоит в том, что большая часть геологических проявлений ВО, особенно деформационных и метаморфических, пространственно группируется вблизи крупных реактивированных разломов фундамента, вдали от которых породы древнего складчатого фундамента могут не нести никаких следов наложенных преобразований. При первичном орогенезе напротив реализуются структурно-вещественные преобразования, охватывающие весь объем породы – голоморфная, «альпинотипная» складчатость, ареальный метаморфизм и гранитоидный магматизм в форме становления батолитов, полностью замещающих значительные объемы верхней коры. Все перечисленные выше особенности связаны с тем, что в отличии от первичного коллизионного орогенеза ВО реализуется на жестком дислоцированном и консолидированном фундаменте. «Деструктивная» направленность, относительно низкая энергетика и пространственная прерывистость делают древние, завершившиеся этапы ВО, своего рода «событиями-невидимками», которые могут быть пропущены или неверно истолкованы при исследовании истории геологического развития региона. Для изучения древних этапов ВО ключевое значение имеет исследование перерывов осадконакопления, несогласий и древних поверхностей выравнивания, сопоставление степени деформаций и структурно-вещественных преобразований породных комплексов разного возраста, определение времени эрозионного вскрытия сформированных на глубине магматических или метаморфических тел, в то время как петрология магматических и метаморфических пород играет меньшую роль, чем при изучении первичного коллизионного орогенеза. Важнейшее значение для выявления древних этапов ВО имеют сохранившиеся реликты синорогенных осадочных бассейнов, представленные обычно «донными» частями либо тектоническими пластинами, ассоциирующими с разломными зонами. Набор методов исследования также зависит от возраста и эрозионного среза структурно-вещественного

98

комплекса того или иного внутриконтинентального орогена. Протекающие в настоящее время процессы внутриконтинентального орогенеза, доступные для непосредственного наблюдения в горных системах Азии, изучаются при помощи самого широкого спектра методов, включающих геологическое картирование и структурный анализ, геоморфологическое картирование и морфотектонический анализ (например, изучение деформаций и датирование речных террас и других опорных поверхностей), палеосейсмологию, GPS-геодезию, различные геофизические методы, включая сейсмотомографию [Забелина, Кулаков, Буслов, 2013], изучение осадков современных и кайнозойских бассейнов, в том числе с использованием изотопно-геохимических методов. Как описанию данных методов, так и их применению посвящена огромная литература [Буртман, 2012b; Николаев, 1988, 1949; Новиков, 2004; Трифонов, 2017; Zubovich et al., 2010]. Морфотектонический анализ, палеосейсмология, GPS-геодезия, радиоуглеродное датирование и комплексное изучение разрезов современных осадочных бассейнов – составляют набор ключевых методов для изучения современных внутриконтинентальных орогенов.

4.1.1. Методы изучения мезозойского ВО

Мезозойский внутриконтинентальный орогенез, проявившийся на складчатом фундаменте палеозойского возраста, значительно более скрытый от глаз исследователя предмет. При его изучении на первый план выходит изучение синорогенных осадочных бассейнов, генетически связанных с разломами, поверхностей выравнивания, выработанных на палеозойском фундаменте и соответствующих им несогласий или грубообломочных толщ в сопряженных с зонами орогенеза осадочных бассейнах. Кроме традиционных методов литофациального анализа и палеонтолого-стратиграфических исследований в последнее время мощным инструментом служат методы детритовой хронологии, при которой различными методами как высоко-, так и низкотемпературной геохронологии датируются представительные популяции минералов геохронометров из разных стратиграфических горизонтов осадочного бассейна. Полученные данные позволяют описывать эволюцию источников сноса и их термотектоническую историю, а также уточнять возраст самих литостратиграфических подразделений. В настоящее время эти методы широко используются для палеотектонических и палеогеографических реконструкций древних эродированных внутриконтинентальных орогенов.

Второе важное для изучения мезозойского ВО направления исследований – низкотемпературное датирование пород складчатого фундамента, позволяющее определять возраст охлаждения пород фундамента в диапазоне 250-45°C и проводить моделирование термохронологической эволюции исследуемого образца в определенном диапазоне температур,

99

выявляя эпохи подъема, погружения или же тектонического покоя исследуемого объема горных пород.

Методы низкотемпературной геохронологии основаны на изучении линейных дефектов кристаллической структуры минерала, возникающих при потере кристаллической решеткой радиогенной частицы. Диффузия радиогенных частиц в кристаллической решетке прекращается только при низких температурах (250-45°C), что позволяет датировать ранее недоступные для абсолютной геохронологии события. Методам низкотемпературной геохронологии посвящена обширная литература [Fleischer, Price, Walker, 1965, 1975; Gleadow et al., 1986; Wagner, 1968, 1981, 1972; Wagner, Reimer, 1972; Wagner, Van den haute, 1992], на русском языке физические основы некоторых методов и их применение рассмотрены в монографии А. В. Соловьева [Соловьев, 2008]. В настоящее время наиболее широко распространены следующие методы: трековый метод по титаниту (titanite fission track, TFT) с температурой закрытия 275-285°С [Jacobs, Thomas, 2001; Kohn et al., 1993], гелиевый метод по циркону (zircon (U-Th)/He (ZHe) dating) с температурой закрытия 170-190°С [Reiners et al., 2004], трековый метод датирования апатита с температурой закрытия 60-120°С [Wagner, Van den haute, 1992], апатит-гелиевый метод (Apatite (U-Th)/He (AHe) Dating) с наиболее низкой температурой закрытия 45-75°С [Ehlers, Farley, 2003]. При этом самые массовые данные по различным регионам ЦАСП получены при помощи трекового датирования апатита.

Широкое развитие низкотемпературной геохронологии открыло возможность исследовать термотектоническую эволюцию пород складчатого фундамента, находящихся в условиях верхней части земной коры, в области, где тектонические смещения непосредственно сопряжены с рельефообразованием и процессами денудации и переотложения обломочного материала. Эта группа методов позволяет описывать термо-тектоническую структуру ранее «немых» денудационных поверхностей и количественно оценивать скорость денудации в разные периоды времени. Сопоставление результатов термохронологического изучения пород складчатого фундамента приподнятых тектонических блоков с результатами комплексного изучения коррелятных отложений осадочных бассейнов, сопряженных с областями поднятия. является главным методическим подходом к изучению мезозойского внутриконтинентального орогенеза в палеозоидах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Термохронологические методы могут использоваться и для изучения неотектонической активизации в областях с исключительно большим размахом неотектонических движений, таких как Тянь-Шань, Памир, Куньлунь, Гималаи, а также для изучения палеозойских событий в районах, длительное время пребывавших в тектонической стабильности (например, Казахстан), однако именно для изучения мезозойской тектоники ЦАСП данные методы особенно важны.

4.1.2. Интерпретация термохронологических данных. Термохронологические провинции

За несколько десятилетий термохронологических исследований стало очевидно, что в ряде случаев термохронологические датировки не воспроизводятся или не согласуются между собой (например, образцы, отобранные в непосредственной близости, имеют совершенно различный возраст), в других случаях – противоречат прямым геологическим фактам. Чаще всего подобные результаты, хорошо известные из личного опыта, не публикуются в статьях, однако в редких случаях дискуссия о корректности тех или иных датировок, полученных разными авторами, все же находит отражение в печати [Glorie, De Grave, 2016; Macaulay et al., 2014]. С нашей сточки зрения перспективным методом интерпретации термохронологических данных является совместное рассмотрение большого объема датировок и построение гистограмм распределения термохронологических датировок, что в настоящее время и делается в редких обзорных работах [Glorie, De Grave, 2016]. Большой массив данных позволяет интерпретировать группы значений, воспроизводимых во многих работах. Полученный спектр распределения возрастов может рассматриваться как обобщенная термотектоническая история фрагмента земной коры, единство которой в пределах региона служит основанием для выделения термотектонической провинции. При этом различные группы значений возраста (части полученного спектра) интерпретироваться должны с учетом тектонической И палеогеоморфологической позиции места отбора. Тектоническая позиция определяется 2011a; Macaulay участка [Glorie et al., et al., 2014]. разломной структурой а палеогеоморфологическая – соотношением с древней поверхностью выравнивания [Jolivet, 2015; Jolivet et al., 2007; Morin et al., 2019]. В случае высокоградиентного высокогорного рельефа следует также принимать во внимание геоморфологическую и морфотектоническую позицию места отбора. Палеотектоническое значение выделяемых таким образом провинций, интерпретируется нами как результат последних тектонических и денудационных событий регионального масштаба, а границы термохонологической провинции более или менее соответствуют границам древних внутриконтинентальных орогенов. При интерпретации спектра термохронологических возрастов провинции следует учитывать три возрастных компонента – главная группа значений, соответствующая денудационной поверхности, выработанной после выравнивания внутриконтинентального орогена, группа молодых значений соответствует зонам динамического влияния крупнейших разломов, в пределах которой процессы тектонического подъема и денудации могли возобновляться при последующих локальных импульсах тектонической активности и группа древних значений, представленная реликтами более древнего денудационного этапа, вероятно – реликтами главной популяции предыдущего этапа,

сохранившимися в пределах относительно стабильных и защищенных от эрозии частей структуры (например, в краевых частях долгоживущих, унаследовано развивающихся межгорных котловин). Эти три популяции должны формировать три группы значений на гистограмме, характер распределения значений возраста между которыми может использоваться для реконструкции и интерпретации денудационной истории региона.

4.1.3. Комплекс методов изучения палеозойского ВО

При изучении позднепалеозойского (герцинского) ВО, проявившегося на складчатом фундаменте раннепалеозойского (каледонского) возраста, наблюдается еще более глубокий уровень эрозионного среза структурно-вещественного комплекса внутриконтинентального орогена. Внутригорные синорогенные осадочные бассейны, представляющие собой близ поверхностное проявление орогенеза, могут быть в значительной мере уничтожены эрозией. Поэтому осадочную летопись данных событий следует искать в осадочных чехлах ближайших к орогенической зоне платформ и плит, к осадочному выполнению которых применимы упомянутые выше комплексные литофациальные и геохронологические методы. Методы низкотемпературной хронологии, в большинстве случаев, выявляют только более молодые, мезозойские события. Ключевое значение для изучения данного уровня глубинности внутриконтинентального орогена имеют методы среднетемпературной хронологии, среди которых наибольшее распространение имеет аргон-аргоновое датирование [Травин, 2016].

Температуры закрытия калий-аргоновой изотопной системы породообразующих минералов позволяют фиксировать наложенные термические события, не оказывающие заметного воздействия на высокотемпературные минералы геохронометры, такие как циркон. Тектониты разломных зон на данном уровне глубинности представлены мощными зонами тектоносланцев и синтектонических метасоматитов, как правило, имеющих в своем составе слюду. Датирование этих пород позволяет выявлять импульсы тектонической активности главных разломных зон, которые и представляют собой главный структурный механизм ВО.

Данный уровень глубинности внутриконтинентального орогена соответствует еще более низкому уровню эрозионного среза первичного коллизионного орогена, подвергшегося внутриконтинентальной реактивации и последующей денудации. На этом уровне земная кора первичного орогена в значительной степени сложена метаморфическими породами и гранитоидами, формировавшимися на большой глубине в утолщенной коллизионной призме. ВО в этом случае проявляется как диафторез высокотемпературных метаморфических пород. Аргонаргоновый возраст новообразованных слюды и амфибола, связанных с регрессивным метаморфическим преобразованием кристаллических пород, может использоваться для выявления этапов древнего ВО. Однако в этом случае желательно использование комбинации высокотемпературных (U/Pb датирование циркона) и среднетемпературных (Ar/Ar датирование слюд и амфиболов) геохронологических исследований минералов, выделенных из одного образца горной породы. В противном случае, интерпретация аргон-аргоновых датировок является многовариантной, так как аргон-аргоновый возраст может фиксировать и охлаждение пород после завершения первичного коллизионного орогенеза.

На данном уровне глубинности ВО может проявляться и в интрузивном магматизме, преимущественно, в виде даек и малых интрузий, приуроченных к локальным областям растяжения в зоне динамического влияния крупных сдвигов. Для датирования этих интрузий должны быть задействованы методы высокотемпературной геохронологии.

Таким образом, для датирования древних, палеозойских импульсов ВО специфически важным методом является аргон-аргоновое датирование, также в целом повышена роль изотопно-геохронологических методов, а среди геологических методов важное место занимает петроструктурный анализ.

Еще один метод исследования ВО – палеомагнитный. В данной работе он подробно не рассматривается, однако, несмотря на относительно малые горизонтальные перемещения блоков, составляющих подвижную мозаичную структуру ЦАСП, современные палеомагнитные исследования позволяют выявлять развороты и относительные смещения блоков на внутриконтинентальном этапе развития орогена. Подобные исследования выполнены для мезозойского этапа развития южной Сибири [Метелкин, 2012; Метелкин и др., 2007] и широко используются для описания геодинамики неотектонической активизации Центральной Азии [обзор в Буртман, 2012].

Другое применение магнетизма пород для изучения внутриконтинентального орогенеза – магнитостратиграфические исследования осадочных разрезов межгорных впадин. Континентальные обломочные отложения межгорных впадин, как правило, имеют недостаточно точное палеонтологическое обоснование возраста, и магнитостратиграфия используется для уточнения возраста формирования литостратиграфических подразделений [Абдрахматов и др., 2001; Gautam, Fujiwara, 2000; Macaulay et al., 2014; Ojha et al., 2009; Wack et al., 2014]. Роль магнитостратиграфии для изучения неотектонического этапа BO крайне важна. Магнитостратиграфические исследования позволяют не только определять возрастной диапазон осадконакопления, но и оценивать изменения скорости накопления осадка, что позволяет датировать импульсы ускорения денудации в питающей провинции [Gautam, Fujiwara, 2000].

4.1.4. Методы изучения осадочных пород и денудационных поверхностей

Важнейшим методом выявления древних эпизодов тектонической активизации и горообразования на континентах является изучение осадочных бассейнов, смежных с тектоническими зонами, испытывавшими поднятие. Горные сооружения эродируются, а в результате их размыва в сопряженных с поднятиями осадочных бассейнах происходит быстрое накопление терригенных последовательностей, нередко мощных включающих грубообломочные породы. Эти отложения называются коррелятными по отношению к одновозрастным эпизодам тектонической активности [Penck, 1924]. Форма осадочного бассейна, сопряженного с активным поднятием, определяется кинематическим типом разрывных нарушений, разделяющих тектонические блоки: опущенный, занятый осадочным бассейном и поднимающийся, в пределах которого господствуют процессы денудации. Уран-свинцовое датирование обломочного циркона из осадочных последовательностей является широко распространенным методом изучения истории геологического развития осадочных бассейнов и складчатых областей. Данный метод позволяет определять время главных этапов магматической активности в питающих провинциях, делать предположения об относительном положении различных блоков земной коры в геологическом прошлом, устанавливать время эрозионного вскрытия плутонов, ограничивать сверху возраст самих осадочных толщ, устанавливать палеотектонические условия формирования осадочных бассейнов. Особенности возрастного спектра цирконов из образца и соотношение их возрастов со временем седиментации вмещающей осадочной породы используется как способ определения палеотектонической обстановки формирования осадочного бассейна [Cawood, Hawkesworth, Dhuime, 2012], что позволяет делать соответствующие реконструкции по небольшим фрагментам палеобассейнов, когда установление их формы, фациальной зональности, структуры границ и кривой погружения невозможно. Датирование детритовых минералов применимо и к другим минералам геохронометрам, в частности весьма широко применяется аргон-аргоновое датирование слюд [Szulc et al., 2006] и трековое датирование апатита [Nachtergaele et al., 2018]. Кроме упоминавшихся методов магнитостратиграфии и детритовой хронологии важная информация о питающих провинциях может быть получена при изучении минералогического состава обломочных пород, а также при исследовании химизма минералов, имеющих типоморфный состав (например, гранаты). Эволюция изотопно-геохимического состава осадочных отложений по разрезу, также используется для выводов об изменении питающих провинций в результате тектонических движений [Аржанникова и др., 2018; Демонтерова и др., 2018; Szulc et al., 2006]. Геологическими методами исследования осадочных бассейнов являются замеры палеотечений,

косой слоистости, удлинённых галек, а также изучение состава обломков конгломератов и песчаников. Для геохронологической характеристики вскрытых денудационных поверхностей используется комплекс методов, включающих термохронологическое изучение пород фундамента, изучение состава кор выветривания, позволяющее по палеоклиматическим особенностям давать оценку возраста, датирование перекрывающих отложений и корреляцию денудационной поверхности с несогласиями в чехле сопряженных впадин [Morin et al., 2019].

В Табл. 1 приведены индикаторные геологические объекты и ключевые методы для исследования структурно-вещественных парагенезов внутриконтинентальных орогенов различного возраста и находящихся на разных уровнях эрозионного среза.

Таблица 1. Методы изучения внутриконтинентальных орогенов различного возраста и эрозионного среза

Возраст / эрозионный срез внутриконтинент ального орогена	Важнейшие методы изучения
Современный / приповерхностный	Морфотектонический анализ, палеосейсмология, GPS-геодезия, радиоуглеродное датирование и комплексное изучение разрезов современных осадочных бассейнов.
Мезозойский / среднеглубинный	Изучение синорогенных осадочных бассейнов, генетически связанных с разломами, поверхностей выравнивания, несогласий или грубообломочных толщ в сопряженных с зонами орогенеза осадочных бассейнах. Термохронологические исследования. Методы детритовой геохронологии (низко- и высокотемпературной) по синорогенным осадкам.
Палеозойский / глубокий	Изучение осадочной летописи чехлов, сопряженных с областью орогенеза платформ или плит. Среднетемпературная геохронология (аргон-аргоновое датирование), используется высокотемпературная геохронология – уран-свинцовое датирование, так как появляются метаморфические и магматические породы.

4.2. Описание методов, используемых в работе

4.2.1. Геохронологические методы

В работе используются результаты геохронологических исследований, проводившихся в различных лабораториях России, Бельгии, Франции, Австралии, в особенности это касается уран-свинцового датирования циркона, проводившегося методом лазерной абляции при помощи масс-спектрометров с индуктивно связанной плазмой. Модели лазеров и масс-спектрометров, а также используемые стандарты различны в разных лабораториях.

4.2.1.1. U/Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS

В качестве примера приведено описание методики, использованной при изучении пород Колывань-Томской складчатой зоны [Жимулев и др., 2018, 2017; Zhimulev et al., 2020]. Дробление образца и выделение цирконов производилось в ИГМ СО РАН. Зерна циркона были отобраны вручную, помещены в шайбу стандартного размера, залиты эпоксидной смолой и после застывания смолы приполированы. Катодолюминесцентные изображения цирконов были получены на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta600 в Университете Аделаиды. U-Pb датирование проводилось на установке LA-ICP-MS в Университете Аделаиды с использованием масс-спектрометра Agilent 7900, связанного с системой абляции New Wave UP-213. Диаметр пучка лазера составлял 30 мкм, частота 5 Гц, время облучения одной точки 30 сек. Стандарт GJ-циркона (206 Pb/ 238 U=608,5±0,4 млн лет [Jackson et al., 2004]) использовался для коррекции фракционирования U-Pb, стандарт Plešovice (206 Pb/ 238 U=337,13±0,37 млн лет [Sláma et al., 2008] использовался в качестве вторичного стандарта. Расчет U-Pb возрастов проводился с использованием программного пакета Iolite [Paton et al., 2011].

4.2.1.2. Аргон-аргоновое датирование

Подавляющее большинство определений аргон-аргонового возраста амфиболов и слюд из метаморфических пород и гранитоидов Кокчетавского массива, Тункинских гольцов и Салаирского кряжа были выполнены в ЦКП Многокомпонентных и изотопных исследований ИГМ СО РАН А. В. Травиным. Несколько определений аргон-аргонового возраста слюд из метаморфических пород Кокчетавского региона были выполнены в Стенфордском университете [De Grave et al., 2006]. Методика Ar-Ar датирования проведенного в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН описана в работе [Травин, 2016]. Навески минеральных фракций заворачивались в алюминиевую фольгу и после откачки воздуха запаивались в кварцевую ампулу совместно с навесками биотитов MCA-11 и LP-6, мусковита Bern 4m в качестве мониторов. Затем образцы облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Учебно-научном центре "Исследовательский ядерный реактор" при Томском политехническом университете (г. Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0,5 % на размере образца. После выдержки необходимой паузы для снижения радиоактивности образцы доставлялись в ИГМ СО РАН для измерений. Эксперименты по ступенчатому прогреву образцов 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. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «Noble Gas 5400» (Місготаss, Англия). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

4.2.1.3. Nd изотопная систематика

Неодимовая изотопная систематика широко используется для оценки возраста континентальной коры орогенов и соотношений между ювенильным и рециклированным материалом, что имеет большое значение для изучения процессов эволюции континентальной коры при орогенезе [Jahn, Wu, Chen, 2000; Kröner et al., 2014; Safonova, 2017; Wang et al., 2023]. При исследованиях ВО и процессов унаследованной реактивации тектонических структур большое значение уделяется неоднородностям земной коры древних орогенов, в особенности древним блокам консолидированной коры [Buslov et al., 2007]. Неодимовая изотопная систематика магматических пород может быть использована для проверки предположения о существовании подобных блоков в том или ином регионе.

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методикам, описанным в [Баянова, 2004]. При расчете величин єNd(T) и модельных возрастов TNd(DM) использованы современные значения CHUR по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0,1967) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0,2136). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двухстадийной Nd модельные возрасты TNd (DM-2st) [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорового отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0,12 [Taylor, McLennan, 1985]. Среднее значение отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте JNdi-1 за период измерений составляло 0,512065±19 (n=7). Ошибка в ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd отношениях составляет 0,3% (2 σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 [Raczek, Jochum, Hofmann, 2003]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0,004%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0,3 нг и по Sm равно 0,06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd 0,5%. Изотопные отношения были нормализованы по отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0,7219, а затем приведены к принятому отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте JNdi-1=0,512115 [Тапака et al., 2000]. При расчете величин єNd(Т) и модельных возрастов T(DM) использованы современные значения CHUR по [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,512630, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0,1960) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0,2136).

4.2.1.4. Трековое датирование

В работе обсуждаются результаты различных термохронологических методов (трековое датирование по сфену и апатиту, гелиевое датирование циркона и апатита), полученные при участии автора [Жимулев и др., 2021b; De Grave et al., 2016, 2012, 2014, 2011b; De Pelsmaeker et al., 2015; Gillespie et al., 2021; Glorie et al., 2012a, 2012b; Nachtergaele et al., 2018]. Ниже приводится описание методики, применяемой профессором Й. Де Граве в Гентском

Университете Бельгии. По данной методике получены трековые датировки апатита из гранитоидов КТСЗ, опубликованные в [Жимулев и др., 2021b], а также в большинстве других используемых работ. Трековый анализ основан на накоплении радиационных повреждений в минералах, содержащих уран (апатит, циркон, сфен). Трековый анализ апатита является методом геологического датирования, который основан на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана-238, накапливающихся в минерале в ходе геологической истории. Линейные зоны повреждения, называемые треками распада, получаются в результате прохождения высокоэнергетических фрагментов распада через кристаллическую решетку. После простой химической процедуры травления, треки распада могут наблюдаться под микроскопом в виде цилиндроподобных отверстий (Рис. 4.1). Треки производятся непрерывно со временем и, например, в апатите, начальная длина протравленного трека составляет в среднем 16±1 мкм, а диаметр – 1-2 мкм. При воздействии высоких температур радиационное повреждение, формирующее треки, постепенно отжигается (иначе говоря, залечивается) и исчезает, постепенно сбрасывая запись трековых часов до нуля. Температура – это главный физический фактор, действующий на процесс отжига трека, в то время, как другие факторы, включающие давление, деформацию, флюиды и выветривание имеют незначительный эффект на отжиг трека или не имеют совсем [Kohn et al., 2002]. Температурный интервал, выше которого треки залечиваются (температура закрытия системы для данного метода), является индивидуальной характеристикой для каждого минерала. В апатите температура отжига варьирует в диапазоне 100-120° С. Изучение треков, описание процессов отжига и применение термальных историй к геологическим процессам представлены в работах [Fleischer, Price, Walker, 1965, 1975; Gleadow, Brown, 2000; Gleadow et al., 1986; Wagner, 1968, 1981, 1972; Wagner, Van den haute, 1992] и др. С помощью данных трековой термохронологии возможна реконструкция термальной истории пород и, следовательно, событий охлаждения горных пород в обстановке верхней континентальной коры. Такие исследования позволяют выявлять периоды тектонической стабилизации (пенепленизации) и активности (горообразования). Трековое датирование апатитов проведено в лаборатории минералогии и петрологии Гентского университета (MINPET, Ghent University) по стандартной методике с помощью метода внешнего детектора с использованием теплового нейтронного облучения [De Grave, Van den Haute, 2002; De Pelsmaeker et al., 2015; Glorie et al., 2010; Nachtergaele et al., 2018; Van Ranst et al., 2020]. Треки спонтанного деления U-238 в апатите подвергались химическому травлению 5,5% раствором азотной кислоты в течение 20 секунд при температуре 21°С. Индуцированные треки U-235 проанализированы в мусковитовом внешнем детекторе после облучения и травления 40% раствором плавиковой кислоты в течение 40 минут при температуре 20°С. Облучение капсулы с пробами, стандартами и дозиметрами проводилось на бельгийском реакторе 1 (BR1) в бельгийском ядерном
исследовательском центре г. Мол (Belgian Nuclear Research Centre in Mol). В качестве стандартов были использованы апатиты из туфов Durango [McDowell, McIntosh, Farley, 2005] и Fish Canyon [Hurford, Hammerschmidt, 1985], в качестве дозиметра – оптимизированное стеклоIRMM 540 [De Corte et al., 1998]. Подсчет треков произведен на сканирующем микроскопе Nikon. Калибровка трековых возрастов осуществлялась с использованием усредненного зета-фактора. В дополнение к определению трековых возрасто получено распределение трековых длин, что позволило определить характер охлаждения пород и восстановить термальную историю образцов горных пород с помощью термотектонического моделирования. Моделирование термальных историй проведено при наличии необходимого количества измерений трековых длин (от 50 до 100) с использованием программного обеспечения QTQt [Gallagher, 2012].



Рис. 4.1. Фото зерен апатита пробы гранитоидов приобского комплекса КТСЗ (обр. 14-279) в сканирующем микроскопе Nikon при 625-кратном (слева) и 125-кратном (справа) увеличении. После травления в кислоте треки распада видны в микроскоп

4.2.2. Геохимические исследования

Вещественный состав пород изучался при помощи определения содержаний петрогенных компонентов и редких элементов. Определение содержаний петрогенных элементов проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН согласно методике, опубликованной в [Карманова, Карманов, 2011]. Определение содержаний редких элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН согласно методике, ОНИИ ИГМ СО РАН согласно методике, опубликованной в [Карманов, 2011].

ГЛАВА 5. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Район Обь-Зайсанской складчатой системы, северных окраин Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатых областей охватывает комплекс разнообразных герцинских геосинклинальных и орогенных структур и поэтому является весьма благоприятным участком для выяснения многих особенностей и соотношений, характеризующих эти структуры.

А. Л. Матвеевская, 1969

5.1. Геологическое строение КТСЗ

КТСЗ представляет собой часть Обь-Зайсанской складчатой области герцинского возраста [Матвеевская, 1969]. От южного сегмента данной складчатой области – Обь-Зайсанской (Иртышско-Зайсанской) складчатой зоны – КТСЗ отделена мезозойско-кайнозойскими отложениями Бийско-Барнаульской впадины, перекрывающими область сочленения этих сегментов. Также в литературе КТСЗ нередко рассматривается при описании герцинских структур АССО [Берзин и др., 1994; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990], например, как часть единой Алтайской коллизионной системы, включающей Обь-Зайсанскую и западную часть Алтае-Саянской складчатых областей [Владимиров и др., 2005b]. Геологическое строение КТСЗ рассмотрено в монографиях [Врублевский и др., 1987; Матвеевская, 1969; Росляков и др., 2001; Свиридов и др., 1999; Сотников и др., 1999], в материалах геологической съемки листа N-44 (Новосибирск) государственной геологической карты миллионного масштаба [Бабин, 2015] и серии листов двухсоттысячного масштаба: O-45-XXXII (Тайга) 2018, N-44-XVIII (Черепаново) 2015, N-45-VII (Тогучин) 2015. В ряде статей последних десятилетий рассмотрены отдельные вопросы геологического строения КТСЗ: палеонтология и биостратиграфия [Гутак, Антонова, 2017; Изох, Язиков, 2015; Язиков и др., 2013], гранитоидный магматизм [Сотников и др., 2000; Vetrov et al., 2021b], петрология вулканических пород [Кунгурцев и др., 1998], рудоносность [Калинин и др., 2015]. Новые данные об уран-свинцовом датировании детритового циркона из осадочных последовательностей, циркона из вулканических пород, Nd изотопной систематики осадочных и магматических пород представлены в работах [Жимулев и др., 2018, 2017; Zhimulev et al., 2020].

КТСЗ простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 450 км при ширине 60-100 км. Юго-восточной границей зоны является система надвигов, по которой девонские отложения, слагающие фронтальную часть зоны, надвинуты на раннепалеозойские комплексы Кузнецкого Алатау и Салаира, а также на карбон-пермское осадочное выполнение Кузнецкого прогиба и юрские отложения Доронинской впадины (Рис. 5.1).



Рис. 5.1. Геологическая схема юга Западной Сибири (с упрощениями по [Бабин и др., 2007] с местоположением изученных образцов пород КТСЗ

1-2 - кембрий-раннеордовикские отложения: 1 - субдукционный меланж Аламбайской офиолитовой зоны (шалапский меланж), включающий базальты, кремнистые сланцы, известняки и серпентиниты; 2 – палеоостроводужные комплексы нерасчлененные (риолиты, их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, известняки); 3 – ордовикские отложения, аргиллиты, алевролиты, известняки; 4 – силурийские отложения, аргиллиты, алевролиты, известняки; 5 – риолиты левонские известняки. базальты. И их туфы; 6 _ верхнелевонсконижнекаменноугольные отложения, углеродистые аргиллиты, алевролиты и песчаники; 7-9 осадочное выполнение позднепалеозойских прогибов: 7 – каменноугольные отложения, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 8 – нижнепермские отложения песчаники, алевролиты, угли; 9- верхнепермские отложения, песчаники, алевролиты; 10 – триасовые отложения, базальты, песчаники; 11 – нижне-среднеюрские отложения наложенных впадин, песчаники, конгломераты, угли; 12 – нижнемеловые отложения, глинистые сланцы и песчаники; 13 – тела серпентинизированных гипербазитов; 14 – амфиболиты ангурепского комплекса; 15 – интрузивные массивы габбро-диоритовые, нерасчлененные; 16 – триасовые лейкограниты барлакского комплекса; 17 – позднепермские граниты приобского и жерновского комплексов; 18 – позднекаменноугольные сиениты борсукского комплекса; 19 – позднедевонские лейкограниты

горновского комплекса; 20 – силурийские граниты улантовского комплекса; 21 – (а) разрывные нарушения, (б) – фронтальные надвиги Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны; 22 – стратиграфические границы; 23 – юрские осадочные бассейны под мезозойско-кайнозойским чехлом; 24 – точки отбора ключевых образцов на аналитическое изучение в пределах КТСЗ; 25 – результаты U/Pb датирования интрузивных массивов Салаирского кряжа.

Различные сегменты данной зоны носят разные местные названия, чтобы не перегружать ими описание геологического строения региона, для обозначения данной надвиговой зоны ниже используется обобщенное название – Томский надвиг. Горизонтальная амплитуда Томского надвига, задокументированная скважинами, превышает 30 км. На северо-западе КТСЗ перекрывается мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. КТСЗ является единственной обнаженной частью более крупного орогена – Центрально-Западносибирской складчатой системы, слагающей фундамент юго-восточной части Западно-Сибирской плиты [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Кунгурцев и др., 1998]. Внутренняя структура зоны покровно-надвиговая, представляющая собой пакет тектонических пластин, надвинутых в юговосточном направлении [Сотников и др., 1999]. Наиболее древние отложения КТСЗ, вскрытые в ядрах взброс-антиклинальных поднятий (Ордынское, Буготакское, Митрофановское поднятия), тяготеющих к юго-восточной, фронтальной части КТСЗ, представлены толщей бимодальных субщелочных вулканических и вулканокластических пород среднедевонского возраста (буготакская, тогучинская и митрофановская свиты) (Рис. 5.2). В полях распространения этих отложений встречаются комагматичные вулканитам субвулканические интрузии, сложенные диабазами и плагиориодацитами.



Рис. 5.2. Схематическая стратиграфическая колонка для Колывань-Томской складчатой зоны и Горловского передового прогиба с указанием стратиграфической позиции образцов отобранных на уран-свинцовое датирование детритового циркона по [Zhimulev et al., 2020] на основе [Котельников и др., 2015]

1 – известняки; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники; 5 – угли; 6 – лавы и туфы кислого состава; 7 – базальты; 8 – субвулканические интрузии долеритов; 9 – субвулканические интрузии плагиориолитов. Кружок – U/Pb датировки циркона из магматических пород; квадраты: U/Pb датировки детритового циркона из обломочных пород.

Вулканиты перекрыты толщей преимущественно терригенных пород, накапливавшихся с франа по визей. Нижняя часть этой осадочной последовательности – пачинская свита франского возраста [Бабин, 2015; Васютинская, 1963; Изох, Язиков, 2015; Лоскутов, 1965; Матвеевская, 1969] сложена аргиллитами, содержащими отдельные массивы рифогенных известняков. Выше залегают юргинская свита фаменского возраста [Изох, Язиков, 2015; Матвеевская, 1969], сложенная преимущественно песчаниками и алевролитами и фамен-каменноугольная инская серия, представляющая собой переслаивание темно-серых глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Наиболее полные разрезы карбонатно-терригенной последовательности обнажены во внутренних, северо-западных частях зоны, выделяемых в Новосибирский прогиб.

Перед фронтом КТСЗ расположен Горловский прогиб, выполненный карбон-пермской терригенной угленосной толщей. Горловский прогиб представляет собой грабен-синклиналь, запрокинутую в юго-восточном направлении и рассматривается как форландовый бассейн, связанный с надвиганием КТСЗ на каледониды Салаира [Жимулев и др., 2017; Сотников и др., 1999].

Верхняя часть осадочного выполнения прогиба представлена каменноугольнораннепермской угленосной молассой (Рис. 5.2). Нижний карбон представлен преимущественно карбонатными отложениями (кинтерепская, беловская, выдрихинская свиты). Примерно с серпуховского века (елбашинская свита) начинается терригенное осадконакопление. Угленосная формация – балахонская серия – формировалась со среднего карбона до ранней перми. Средневерхнепермские отложения, венчающие разрез прогиба – аргиллиты, алевролиты и песчаники кольчугинской серии содержат только редкие и маломощные угольные пласты.

Весь пакет смятых в складки и разбитых на тектонические пластины позднепалеозойских отложений интрудирован гранитоидными массивами позднепермского приобского гранодиоритграносиенит-гранитного комплекса и ранне- среднетриасового гранит-лейкогранитного барлакского комплекса [Бабин, 2015; Сотников и др., 2000; Vetrov et al., 2021b]. Становление позднепермских гранитоидных массивов происходило в активной тектонической обстановке. На завершающей стадии формирования покровной структуры триасовые гранитоидные массивы имеют отчетливо «посттектонический», внутриплитный облик. В большинстве работ по истории геологического развития КТСЗ [Сотников и др., 1999] выделяется три крупных этапа формирования и тектонической эволюции зоны: островодужный (средний девон-ранний карбон), коллизионный (средний карбон-ранний триас) и внутриплитный (поздний триас-настоящее время). В результате изучения геологического строения и термохронологических исследований [Жимулев и др., 2021b; Vetrov et al., 2021b; De Grave et al., 2007] нами выделено и

114

охарактеризовано два импульса мезозойского внутриконтинентального орогенеза, изменивших первичный облик позднепалеозойского коллизионного орогена [Жимулев и др., 2021b].

5.1.1. Средне-верхнедевонский буготакский вулканический комплекс (возраст и обстановка формирования)

Девонские вулканические образования широко распространены в северо-западной части АССО и восточной части Обь-Зайсанской складчатой системы. Они принимают участие в строении наиболее древних стратифицированных отложений КТСЗ и Горловского прогиба и залегают в основании девон-карбонового осадочного чехла западной части Салаира [Матвеевская, 1969; Сотников и др., 1999]. Возраст и палеотектоническая обстановка проявления девонского вулканизма до настоящего времени остается предметом дискуссий [Ахмадщин, 2018; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Кунгурцев и др., 1998; Матвеевская, 1969; Язиков и др., 2013, 2015; Zhimulev et al., 2020]. В особенности это касается Колывань-Томской складчатой зоны, в пределах которой девонские вулканиты находятся в аллохтонном залегании, образуя отдельные тектонические пластины в нижней части сложно построенного складчато-надвигового сооружения. Чтобы оценить продолжительность девонского вулканического этапа КТСЗ и дать палеотектоническую характеристику основания на котором формировался девонский вулканический пояс КТСЗ, было проведено уран-свинцовое датирование детритового циркона из пачки мелкозернистых вулканомиктовых микститов, залегающей в кровле девонского вулканического разреза Митрофановского поднятия КТСЗ, а также уран-свинцовое датирование субвулканических риолитов, слагающих серию штоков в осевой зоне Буготакского поднятия (Буготакские сопки).

Среднедевонские вулканические образования КТСЗ выходят на поверхность в пределах нескольких изолированных поднятий, имеющих сходное геологическое строение – Ордынского, Буготакского и Митрофановского. Во всех поднятиях вулканические образования подстилаются пачкой розовато-серых известняков, содержащих фауну эйфельского возраста [Матвеевская, 1969; Сотников и др., 1999]. На основании близости состава, строения и возраста, отложения буготакской, митрофановской и тогучинской свит, а также комагматичные им субвулканические интрузии выделяются в среднедевонский буготакский (буготакско-тогучинский) комплекс [Бабин, 2015; Матвеевская, 1969; Сотников и др., 1999] и далее рассматриваются совместно. Субвулканические интрузии представлены дайками, силлами и небольшими по площади (1-3 км) штоками. расположенными среди вулканогенно-осадочных пород. Специфической особенностью буготакского комплекса является контрастный состав: наряду с основными и средне-основными породами в нем достаточно широко развиты кислые породы – туфы риолитов, субвулканические интрузии плагиориолитов (альбитофиров) [Кунгурцев и др., 1998;

Матвеевская, 1969]. Среди эффузивных пород преобладают метабазальты и метаандезибазальты, реже метаандезиты. На TAS диаграмме (Na₂O+K₂O) – SiO₂ основная часть точек составов пород буготакского комплексов расположена вдоль линии разграничивающей поля пород нормальной и умеренной щелочности. На AFM и FeO*/MgO – SiO₂ диаграммах точки составов вулканических пород буготакского комплекса располагаются вдоль границы толеитовой и известково-щелочной серии. Представления о возрасте буготакского комплекса основываются на палеонтологических данных, геологических соотношениях с фаунистически охарактеризованными литостратиграфическими подразделениями и отдельных изотопных определениях. Прослои карбонатных и терригенных пород содержат фауну брахиопод, табулят, ругоз [Бабин, 2015; Васютинская, 1963; Матвеевская, 1969]. В литературе приводятся описания комплексов фауны из многочисленных местонахождений. Резюмируя опубликованные факты можно сделать следующие выводы. В настоящее время принятым является средне-девонский, эйфельскоживетский возраст вулканитов КТСЗ [Кунгурцев и др., 1998; Матвеевская, 1969]. Комплексы фауны чаще всего характеризуют живетский век, указания на эйфельский возраст фауны из некоторых разрезов встречаются реже [Васютинская, 1963], поэтому часть исследователей ограничивают время вулканизма живетским веком [Лоскутов, 1965]. Высказывается также мнение о раннедевонском, эмсском возрасте вулканизма в КТСЗ [Гутак, Антонова, 2017]. Новая информация была получена благодаря микропалеонтологическим исследованиям. В работе [Язиков и др., 2015] указано, что из нижней части буготакской свиты были выявлены конодонты вида Icriodus expansus Branson et Mehl, 1938, встречающегося в стратиграфическом интервале от верхней части живетского яруса до базальных уровней среднего франа [Narkiewicz, Bultynck, 2010]. Это позволило авторам работы [Язиков и др., 2015] ограничить стратиграфический объем отложений буготакской свиты до интервала верхний живет-нижний фран. Большинство геологов отмечают, что вспышка вулканизма была кратковременным событием, по мнению А. Л. Матвеевской продолжительность вулканизма составляла неполный живетский век [Матвеевская, 1969].

Геологические соотношения буготакского вулканического комплекса представляются следующими: вулканогенный разрез перекрывает эйфельские известняки и перекрывается глинистыми сланцами пачинской свиты франского возраста [Бабин, 2015; Васютинская, 1963; Лоскутов, 1965]. Следует отметить, что контакты между вулканогенными породами буготакского комплекса и аргиллитами пачинской свиты почти повсеместно являются тектоническими. В литературе существуют указания лишь на несколько участков, где наблюдается стратиграфический контакт, представляющий собой трансгрессивное налегание терригенных отложений на размытую поверхность вулканитов [Васютинская, 1963; Кунгурцев и др., 1998]. Один из них – разрез по реке Каменки около Коена – недостаточно обнажен, чтобы

можно было сделать выводы о контакте. Другой участок представляет собой стратотипический разрез митрофановской свиты на левом берегу реки Томи [Лоскутов, 1965], на котором проведены геохронологические исследования, представленные ниже. Изотоногеохронологические определения возраста пород буготакского комплекса немногочисленны. По пироксеновым порфиритам, образующим силлы в поле распространения буготакского комплекса, получена рубидий-стронциевая изохрона 334±7,1 млн лет [Сотников и др., 1999]. Этот возраст не согласуется с геологическими данными и, очевидно, связан с нарушением изотопной системы. По порфиритам и плагиориолитам комплекса получены K-Ar датировки 385 млн лет (живет) и 378 млн лет (ранний фран) [Zhimulev et al., 2020]. Природа буготакского вулканического комплекса является предметом дискуссий длительное время. В работе [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990] буготакская вулканическая зона интерпретируется как фрагмент магматической островной дуги. Эта версия позднее подверглась критике и на основании ряда геологических и геохимических данных было высказано предположение о том, что буготакские вулканиты формировались в задуговом бассейне, в тылу крупной островодужной системы, в настоящее время скрытой под чехлом Западно-Сибирской плиты [Сотников и др., 1999]. В последние годы, при картировочных работах КТСЗ в целом интерпретируется как активная континентальная окраина андийского типа, хотя и отмечается, что контрастный (риолит-базальтовый) состав буготакско-тогучинского комплекса отвечает внутриплитным (рифтогенным?) условиям формирования [Бабин, 2015]. В работе [Ахмадщин, 2018] среднедевонские вулканиты зоны рассматриваются как продукты континентального рифтогенеза. Последняя точка зрения наиболее геологически обоснована, исходя из положения в разрезе.

5.1.2. Результаты датирования субвулканических риолитовых интрузий буготакского комплекса и детритового циркона из вулканокластитов буготакского комплекса Митрофанского поднятия

С целью уточнения возраста формирования буготакского комплекса было проведено U/Pb датирование циркона из плагиориолитов и риодацитов, образующих цепочку малых субвулканических интрузий (Буготакские сопки) в осевой зоне Буготакского поднятия. Для датирования был отобран образец афировых тонкозернистых риодацитов, слагающих шток сопки Большой около поселка Горный (С 55°07'18,8", В 83°56'36,2"). Выделенный циркон представлен хорошо ограненными кристаллами длинно- и короткопризматического габитуса (Рис. 5.3). На катодолюминисцентных изображениях видна осцилляторная зональность. Th/U

отношение в датированных цирконах лежит 0,20-0,80 в среднем составляя 0,37. На основании датирования 27 точечных определений возраста с дискордантностью менее 10% возраст популяции цирконов составляет 383,3±2,9 млн лет (СКВО=3,9) (Рис. 5.4). Полученный возраст в пределах погрешности соответствует границе живетского и франского ярусов и хорошо согласуется с новыми палеонтологическим данными [Язиков и др., 2015].

374.8 ± 5.7 Ma 369.3 ± 3.9 Ma 383.1 ± 4.8 Ma 389.9 ± 6.5 Ma 378.6 ± 4.7 Ma



Рис. 5.3. Катодолюминесцентные изображения датированных цирконов из риодацитов буготакского комплекса субвулканических интрузий



Рис. 5.4. Результаты U/Pb датирования цирконов из риодацитов буготакского комплекса субвулканических интрузий

Митрофановское поднятие расположено на северо-востоке КТСЗ (Рис. 5.1). В плане оно имеет форму дуги, обращенной выпуклостью к востоку (Рис. 5.5). Восточное крыло антиклинали крутое, нарушенное продольными взбросами. Стратотипический разрез митрофановской свиты

описан в районе пересечения структуры долиной реки Томи, в береговых обнажениях [Лоскутов, 1965]. Мощность наблюдаемого разреза составляет около 900 м.



Рис. 5.5. Схема геологического строения участка Митрофановского поднятия (по [Лоскутов, 1965] с упрощениями) и место отбора образца для геохронологических исследований 1 – четвертичные отложения реки Томь, 2 – верхний девон юргинская свита, песчаники, глинистые сланцы, 3 – верхний девон, пачинская свита, глинистые сланцы, прослои известняков и песчаников, 4 – верхний девон, пожарищевская свита, глинистые сланцы, песчаники, известняки, 5 – средний девон, митрофановская свита, зеленокаменные плагиоклазовые порфириты, альбитофиры, туфы кислого и основного состава, прослои глинистых песчаников и серицит-хлоритовых сланцев, 6 – дайки диабазов, 7 – взбросы, 8 – место отбора и номер образца вулканокластических микститов, отобранного для геохронологических исследований.

Подошва свиты не обнажена, нижняя часть разреза взброшена на отложения пачинской свиты. Разрез представлен переслаиванием туфов и туфолав альбитофиров, покровами плагиоклазовых и порфиритов базальтового и андезитового состава. В подчиненном количестве присутствуют вулканомиктовые песчаники, мелкозернистые вулканокластические микститы и серицит-хлоритовые сланцы. В прослоях осадочных пород, залегающих внутри вулканогенной толщи в 1,5 км южнее описанного разреза, была собрана фауна брахиопод и ругоз живетского возраста [Лоскутов, 1965]. В пологом северно-западном крыле структуры наблюдается стратиграфический контакт с вышележащей пачинской свитой. В кровле разреза митрофановской свиты залегает пачка вулканокластических микститов. Подошва пачинской свиты на основании многочисленных данных уверенно проводится в нижней части франа [Васютинская, 1963; Изох, Язиков, 2015; Матвеевская, 1969; Язиков и др., 2013]. С целью геохронологических исследований нами был отобран обр. 15-515 (С 55°39'6,6", В 85°16'28,8") мелкозернистых вулканокластических микститов (Рис. 5.6) из пачки залегающей в кровле разреза митрофановской свиты. Вверх по разрезу микститы постепенно переходят в глинистые сланцы

пачинской свиты. Микститы представляют собой темно-зеленые, грубо-рассланцеванные алеврито-песчаники с включением плохоокатанных обломков гравийной и мелкогалечной размерности. Обломки представлены различными вулканическими породами подстилающего разреза – базальтами, андезитами, дацитами, туфами кислого и основного состава, встречаются единичные обломки известняков, в мелкой фракции много неокатанных кристаллов плагиоклаза. Прослои пород подобного облика встречаются в средней части разреза свиты. Они представляют собой пролювиальные отложения, формировавшиеся в результате размыва вулканических построек.



Рис. 5.6. Микрофотографии вулканокластических микститов митрофановской свиты: а – николи параллельны, б – николи скрещены обр. 15-515

Из двух образцов было датировано 80 зерен циркона, 73 из которых имеют дискордантность менее 10%, только они использованы для построения диаграмм относительной вероятности возрастов. Диаграммы относительной вероятности возрастов (возрастные спектры) для проанализированных проб были построены по 206 Pb/ 238 U возрастам для зерен моложе 1 млрд лет и по 207 Pb/ 206 Pb возрастам для зерен древнее 1 млрд лет (Puc. 5.7). На диаграмме относительной вероятности возрастов следующие популяции: 550-472 млн лет – 63%, 427-404 млн лет – 8%, 394-380 млн лет – 11%, одно зерно имеет возраст 1985 млн лет. Кроме того, 16,4% зерен имеют возрасты в диапазоне 366-254 млн лет, что противоречит геологическим и палеонтологическим данным. В катодолюминисцентных лучах цирконы имеют четкую осцилляторная зональность, и представлены хорошо ограненными зернами или их неокатанными остроугольными обломками (Рис. 5.8). Th/U отношение для всех зерен лежит в диапазоне 0,17-1,5 в одном зерне достигает 3,88. Каких-либо закономерных изменений Th/U отношения в разных популяциях не наблюдается. Результаты датирования приведены в таблице в приложении Б.



Рис. 5.7. Диаграмма U-Pb (<1 млрд лет), Pb-Pb (>1 млрд лет) относительной вероятности возраста (а) и диаграмма с конкордией (б) для детритовых цирконов из вулканокластических микститов митрофановской свиты; пунктир – возраст седиментации изученных отложений



Рис. 5.8. Катодолюминесцентные изображения датированных цирконов различных возрастных популяций



Рис. 5.9. Диаграмма возраст цирконов – торий-урановое отношение в датированных цирконах из пород юргинской свиты (обр. 15-541-2), балахонской серии (обр. F-15-471), буготакского комплекса (обр. 15-485) и улантовского гранитоидного массива (обр. 14-277)

Все зерна имеют торий-урановое отношение, характерное для магматических цирконов. (0,1 < Th/U) [Hoskin, Black, 2000].

Прежде всего, следует дать оценку присутствию в пробе цирконов с более молодым возрастом, чем время седиментации изученных отложений. Анализ спектра распределения показывает, что аномально молодые цирконы, в отличии от цирконов с возрастами не противоречащими геологическим данным, не образуют четко выраженных пиков, а формируют шлейф значений от 366 до 255 млн лет. Учитывая, что весь разрез митрофановской свиты лежит в пределах низкой поймы реки Томи, мы предполагаем заражение пробы во время паводков. Обнажения груборассланцеванных вулканокластических микститов представляли собой щетки, которые могли концентрировать мельчайшие минералы тяжелой фракции из речной воды. Часть минералов тяжелой фракции оказалась замыта внутрь тонких трещин, что привело к заражению пробы. Карбон-пермские магматические тела достаточно распространены в водосборном бассейне реки Томи. Заражение при дроблении и сепарации нами исключается, так как эти процедуры выполнялись автором данной работы собственноручно, а проба включала два образца, отобранные с одной точки, но обрабатывавшиеся независимо. Цирконы аномального возраста встречаются в обоих образцах. Значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в породе в точности соответствует значению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в риолитах и долеритах буготакского вулканического комплекса (Табл. 2).

Анализ геологически значимых результатов позволяет сделать ряд выводов и предположений о времени и условиях формирования среднедевонских вулканитов.

Изученные вулканокластические микститы залегают в кровле вулканогенного разреза и сложены продуктами его разрушения, возраст наиболее молодого пика на диаграмме относительной вероятности (394-380 млн лет) близок времени накопления отложений, установленному палеонтологическими и геологическими методами. Интервал времени 394-380 млн лет, соответствующий среднему девону, очевидно является временем формирования вулканитов Митрофановского поднятия. Цирконы раннедевонского возраста отсутствуют в пробе. Более древние цирконы характеризуют возраст основания, на котором формировался вулканический комплекс. Небольшая группа цирконов имеет силурийский возраст 427-404 млн лет, источником для них могли послужить гранитоидные массивы Кузнецкого Алатау [Руднев, 2013] и северного Салаира [Жимулев и др., 2022; Сотников и др., 1999]. Большая часть цирконов имеет возрасты в диапазоне 550-472 млн лет (кембрий – ранний ордовик). Учитывая геологическое положение района, можно сделать вывод, что основанием для вулканитов КТСЗ служили вулканические и субвулканические комплексы Салаира, Кузнецкого Алатау и фундамента Кузнецкого прогиба. Салаир сложен вулканическими и субвулканическими породами кембрия – раннего ордовика (печеркинская свита, зелено-фиолетовая серия), которые рассматриваются как комплексы ювенильных энсиматических островных дуг [Бабин, 2015].

На диаграмме относительной вероятности полностью отсутствуют цирконы возрастного диапазона 472-427 млн лет (средний ордовик – средний силур). В геологическом разрезе региона этому разрыву соответствует крупный перерыв в осадконакоплении, отсутствие магматической активности и важнейшее несогласие между каледонским и герцинским структурными этажами. Другой интересной особенностью возрастного спектра цирконов является почти полное отсутствие древних зерен, что подтверждает отсутствие в фундаменте Кузнецкого прогиба блоков древней континентальной коры.

Полученные геохронологические данные позволяют сделать предположения о природе среднедевонского вулканизма. Бимодальный характер, присутствие субщелочных разностей, небольшая продолжительность вулканизма, а главное, положение вулканитов в основании мощной амагматичной карбонатно-терригенной последовательности и заложение вулканической зоны после длительного периода тектонической стабильности указывают на рифтогенный характер вулканизма. Отсутствие крупных гранитоидных интрузивов девонского возраста в регионе также плохо согласуется с моделью активной континентальной окраины. По петро- и геохимическим особенностям вулканиты буготакского комплекса в наибольшей мере соответствуют образованиям задугового бассейна. Наши данные дополняют данную интерпретацию, показывая, что рифтогенез, приведший к раскрытию данного морского

123

(возможно, задугового) бассейна, происходил на континентальной коре, сложенной кембрийскоордовикскими магматическими комплексами.

Средне-позднедевонские вулканиты сопредельных с КТСЗ районов северного Салаира (укропский, сафоновский комплексы) имеют химический состав, характерный для надсубдукционных образований, что плохо согласуется с представлениями об их рифтогенной природе, которая выглядит наиболее вероятной, исходя из геологического положения. Повидимому, химические особенности среднедевонских вулканитов региона отражают не столько палеотектоническую обстановку вулканизма, сколько химизм мантии и коры того блока, на котором они формировались. Каледонская кора Салаира образована ювенильными островодужными системами, поэтому сформированные на ней девонские вулканиты наследуют геохимические характеристики надсубдукционной обстановки (высокое содержание алюминия и низкое содержание титана, тантал-ниобиевая аномалия и др.).

При помощи уран-свинцового датирования детритового циркона установлено, что вулканогенные породы Митрофановского поднятия КТСЗ формировались в диапазоне 395-380 млн лет, что хорошо согласуется с представлениями о среднедевонском возрасте вулканизма КТСЗ. Геохронологические свидетельства начала вулканической активности уже в раннем девоне отсутствуют. Среднедевонская вспышка вулканизма произошла после длительного перерыва в магматической активности и осадконакоплении региона. Данный перерыв представляет собой субплатформенную стадию тектонического развития. Вулканический пояс, фрагменты которого представляют собой образования буготакского комплекса, был заложен на Салаирском континентальном блоке, сложенном раннепалеозойской ювенильной корой, сформированной в надсубдукционных условиях. Среднедевонский вулканизм сопровождался расколом континентальной коры и раскрытием морского бассейна, карбонатно-терригенные отложения которого слагают вехнедевонско-раннекарбоновую осадочную последовательность КТСЗ. В фундаменте Кузнецкого прогиба отсутствуют блоки докембрийской континентальной коры.

5.1.3. Верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатнотерригенный комплекс (пачинская и юргинская свиты и инская серия)

Позднеживетско-раннефранский вулканогенно-осадочный буготакский комплекс перекрыт мощной преимущественно терригенной осадочной последовательностью, в нижней части которой значительную роль также играют рифовые известняки. Отложения данной осадочной последовательности, смятые в напряженные складки и тектонически расчешуенные по механизму тонкокожей тектоники, образуют большую часть КТСЗ. Стратиграфический объем ее охватывает верхний девон и большую часть нижнего карбона. В ее составе выделяется три главных стратиграфических единицы: пачинскую свита, юргинская свита и инская серия (Рис. 5.2). Пачинская свита сложена преимущественно глинистыми сланцами и содержит линзовидные тела карбонатных коралловых рифов, юргинская свита представлена песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, а инская серия — глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников и глинистых известняков. Видимых несогласий внутри данной осадочной последовательности неизвестно, хотя следует отметить, что составление полных разрезов и изучение взаимоотношений между литостратиграфическими подразделениями затруднено слабой обнаженностью и тектоническим счешуиванием разреза.

Отложения пачинской свиты залегают на вулканитах и вулканомиктовых отложениях буготакского комплекса, почти повсеместно контакт между ними тектонический, нормальный контакт наблюдается только в пределах Митрофановского поднятия. Отложения пачинской свиты достаточно однообразны в литологическом отношении. Свита состоит из тонкослоистых желтовато-серых вблизи поверхности и темно-серых на глубине известковистых аргиллитов с прослоями тонких серых алевролитов, песчаников и известняков, нередко органогеннодетритовых. В южной части КТСЗ пачинская свита содержит массивы рифовых известняков (Рис. 5.11с) мощностью до 500 м, при этом общая мощность свиты составляет не менее 1500 м. Возраст пачинской свиты определяется палеонтологическими методами от франа до раннего фамена [Матвеевская, 1969]. Новые находки конодонтов подтверждают франский возраст свиты [Изох, Язиков, 2015].

Пачинская свита согласно перекрывается юргинской свитой. Граница между свитами проводится по литологическим признакам и выражена сменой глинистых сланцев песчаниками. Отложения юргинской свиты представлены переслаиванием серых крупно- и среднезернистых слюдистых кварц-полевошпатовых песчаников, темно-серых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Для плоскостей напластования характерны знаки волновой ряби (Рис. 5.11а). Иногда в песчаниках встречаются фрагменты углефицированной древесины (Рис. 5.11b). Возраст юргинской свиты биостратиграфически ограничен поздним фаменом [Бабин, 2015]. Общая мощность юргинской свиты составляет 1500-1600 м. Она согласно перекрывается инской серией, включающей отложения от верхнефаменского до визейского возраста включительно. Эти отложения представляют собой темно-серые углеродистые аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников, глинистых известняков и линзами сидеритов. Общая мощность инской серии составляет около 1600 м [Бабин, 2015; Беляев, Нечаев, 2015; Котельников и др., 2015].

Отложения пачинской и юргинской свит и инской серии смяты в наклонные и опрокинутые складки юго-западной вергентности (Рис. 5.10). Кливаж осевой плоскости широко развит и часто маскирует слоистость, при этом аргиллиты при этом превращены в филлиты.

125

Шарнирные зоны и опрокинутые крылья часто сорваны взбросами и надвигами. Зоны разломов и замки складок часто содержат тела тектонической брекчии и кварцевые жилы, цементирующие обломки породы. В позднепалеозойских осадочных толщах КТСЗ отсутствуют следы глубокого метаморфизма. Все элементы тектонической структуры КТСЗ ориентированы вдоль ее фронтальной границы, повторяя изгибы надвигового фронта. Учитывая, что в ядрах взбрососкладок и рамповых антиклиналей выходят только породы буготакского комплекса, и никаких свидетельств вовлеченности раннепалеозойского фундамента в покровные дислокации нет, можно говорить, что КТСЗ представляет собой складчато-надвиговый пояс, образованный по механизму тонкокожей тектоники, что типично для внешних зон первичных коллизионных орогенов.



Рис. 5.10. Запрокинутая складка юго-западной вергентности в глинистых сланцах пачинской свиты

Стратотипический разрез свиты в береговых обрывах реки Томь. В подавляющем большинстве обнажений слоистость не сохраняется, а единственная директивная структура представляет собой кливаж осевой поверхности вергентной изоклинальной складчатости. Такой структурный стиль типичен для складчато-надвиговых пакетов, образованных по механизму тонкокожей тектоники.



Рис. 5.11. Свидетельства мелководно-морской обстановки осадконакопления в породах КТСЗ

а – знаки волновой ряби на плоскостях напластования в песчаниках юргинской свиты; b – растительный детрит в песчаниках юргинской свиты; с – рифовые органогенно-детритовые известняки пачинской свиты (Яшкинский массив).

5.1.4. Геохронологические исследования обломочных пород КТСЗ

Для датирования обломочного циркона был отобран образец глинистых песчаников (Рис. 5.12) (обр. 15-541-2) юргинской свиты в карьере на правом берегу реки Буготак (Рис. 5.1).

Большая часть выделенных цирконов представляют собой неокатанные обломки хорошо ограненных кристаллов, часто сохраняющие значительную часть кристаллической огранки, на катодолюминисцентных изображениях видна осцилляторная зональность (Рис. 5.13).



Рис. 5.12. Микрофотография шлифа песчаников юргинской свиты Порода представляет собой граувакку, в которой зерна кварца и плагиоклаза погружены в глинистый матрикс. Песчаные зерна плохоокатанные и слабо сортированные. Порода текстурно не зрелая.

Диаграмма относительной вероятности возрастов, построенная по 80 конкордантным значениям, для обр. 15-541-2 (юргинская свита) дает четыре отчетливые возрастные популяции: палеопротерозойская 2020-1800 млн лет – 5% всех конкордантных значений, неопротерозойская 919-767 млн лет – 8,7 %, кембрий-ордовик 525-455 млн лет – 42,5 %, с максимумом в 500 млн лет и верхнедевонский 395-352 млн лет – 39 %, с максимумом в 375 млн лет, кроме того, 5 % зерен имеют силурийско-раннедевонский возраст 425-406 млн лет (Рис. 5.14). Особенностью возрастного спектра является низкая распространенность цирконов старше 1 млрд лет, в частности редкость цирконов, принадлежащих к характерной популяции Сибирского кратона с возрастом 1,9-1,7 млрд лет [Гладкочуб и др., 2013; Летникова и др., 2013; Safonova et al., 2010]. Эта популяция чрезвычайно широко распространена по всей северо-восточной Евразии и малое обилие этой популяции в осадочных породах на периферии кратона необычно.



Рис. 5.13. Катодолюминисцентные изображения обломочных цирконов из песчаников юргинской свиты (обр.15-541-2)



Рис. 5.14. U-Pb (< 1 млрд лет), Pb-Pb (> 1 млрд лет): кривые относительной вероятности возраста (слева) и диаграмма с конкордией (справа) для детритовых цирконов из песчаников юргинской свиты

Происхождение небольшой неопротерозойской популяции с возрастом ~0,9-0,7 млрд лет рассмотрено ниже при обсуждении результатов датирования детритового циркона из пород Горловского прогиба. Позднекембрийский пик на возрастном спектре указывает, что магматическая активность в питающей провинции происходила в период ~550-460 млн лет с максимальной интенсивностью в 500 млн лет. Учитывая геологическое положение КТСЗ, можно сделать вывод, что питающей провинцией служили вулканические и субвулканические комплексы Салаирского террейна, Кузнецкого Алатау и Северного Алтая. Земная кора этих регионов сложена вулканогенными и интрузивными породами кембрия-раннего ордовика, которые принято относить к раннекембрийским энсиматическим и среднекембрийскораннеордовикским зрелым островодужным системам [Берзин, Кунгурцев, 1996; Берзин и др., 1994; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Glorie et al., 2011а]. Наши данные также подтверждают, что фундамент Салаирского и Кузнецкого Алатауского террейнов и КТСЗ сложен неопротерозойско-раннепалеозойской ювенильной корой и не содержит раннедокембрийских континентальных блоков.

В верхнедевонских песчаниках присутствует небольшая популяция магматических цирконов магматической позднесилурийского-раннедевонского возраста (425-409 млн лет). Наиболее вероятным источником этих цирконов могут быть гранитоидные интрузии улантовского комплекса, расположенного в северной части Салаирского террейна.

Средне-позднедевонский пик 395-358 млн лет связан с вулканической деятельностью, как в процессе рифтогенеза на каледонском складчатом фундаменте (буготакский комплекс 390-380 млн лет), так и в новообразованном морском бассейне (цирконы моложе 380 млн лет). На Салаире среднедевонские вулканиты слагают нижние части осадочного выполнения наложенных позднепалеозойских впадин (Хмелевский прогиб). Мы предполагаем, что среднедевонские вулканиты Салаира и КТСЗ являются фрагментами единого вулканического пояса, расчлененного после начала коллизии в позднем карбоне.

5.1.5. Горловский передовой прогиб (средний карбон-пермь)

Горловский прогиб является юго-западной частью Горлово-Зарубинского прогиба, протягивающегося вдоль фронта надвигов КТСЗ примерно на 450 км. Горлово-Зарубинский прогиб распадается на два изолированных бассейна – Горловский и Зарубинский, разделенных северо-западной частью Салаирского неотектонического поднятия. Данное поднятие наследует древний структурный план зоны сочленения каледонид Салаира и герцинид КТСЗ, в пределах Горлово-Зарубинского прогиба ему соответствует зона воздымания шарнира. Пережим в поле распространения карбоновых континентальных моласс, выполняющих прогибы, подчеркивается сочленением двух выпуклых к юго-востоку структурных дуг, образованных фронтальным надвигом КТСЗ. Поднятие северо-западной части Салаира образует северо-восточное замыкание Горловского прогиба, расположенное примерно на 84° в. д. Юго-западное замыкание Горловского прогиба скрыто под кайнозойскими осадками Бийско-Барнаульской впадины.

Горловский прогиб в плане имеет форму линзы, выпуклой в юго-восточном направлении согласно дугообразному изгибу КТСЗ (Рис. 5.1). Длина прогиба превышает 200 км, ширина составляет 13-18 км. В структурном отношении Горловский прогиб представляет собой резко асимметричную грабен-синклиналь юго-восточной вергентности. Для северо-западного крыла, обращенного к аллохтонам КТСЗ, характерно крутое залегание (70-80°), иногда переходящее в вертикальное или запрокинутое. При общем конформном положении Горловского прогиба по отношению к КТСЗ, контакты стратиграфических подразделений, выделяемых в прогибе, срезаются фронтальным надвигом КТСЗ. Надвиговый фронт КТСЗ образован зоной Каменско-Митрофановского надвига [Бабин, 2015]. Юго-восточное крыло Горловского прогиба более пологое. Юго-восточной вергентности, по которой осадочные комплексы Горловского прогиба

надвинуты на каледониды Салаира, перекрытые прерывистым и деформированным осадочным чехлом девонско-нижнекарбонового возраста. Горловский прогиб представляет собой не автохтон, а шарьированный параавтохтон (Рис. 5.15), поэтому нередко рассматривается в качестве одной из тектонических пластин аллохтона КТСЗ.



Рис. 5.15. Схема геологического строения центральной части Горловского прогиба (по [Котельников и др., 2015 с упрощениями]) и место отбора образца для геохронологических исследований

1 – среднекембрийско-нижнеордовикские вулканогенные и вулканомиктовые породы зелено-фиолетовой серии, 2 – среднедевонские вулканогенные и нижнекарбоновые терригенные отложения деформированного эпикаледонского чехла, 3 – среднедевонские вулканогенные и вулканомиктовые отложения КТСЗ, буготакская свита, 4 – верхнедевонские терригенные отложения КТСЗ, пачинская и юргинская свиты, 5-8 – осадочное выполнение Горловского прогиба, 5 – верхний девон – визейский ярус, отложения ургунской толщи, китернинской, беловской и выдрихинской свит, 6 – елбашинская свита, 7 – балахонская серия, 8 – кольчугинская серия, 9 – надвиги, ограничивающие Горловский прогиб, 10 – разломы, 11 – место отбора и номер образца для геохронологических исследований. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Каменско-Митрофановский надвиг, 2 – Томско-Каменский надвиг, 3 –Листвянская синклиналь.

Осадочное выполнение прогиба представлено, преимущественно, терригенными отложениями, накапливавшимися в интервале поздний девон – пермь [Казеннов, Мисюк,

Тимофеев, 1978; Котельников и др., 2015]. В основании прогиба залегает вулканогеннотерригенная укропская свита франского возраста, представленная вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с подчиненным количеством основных эффузивов. Разрез наращивается мелководно-морскими отложениями фаменско-визейского возраста, включающими ряд свит, различающихся соотношением карбонатных и терригенных пород. Преимущественно терригенный состав имеет подонинская свита раннефаменского возраста, выше залегают известняки, мергели и алевролиты ургунской, китернинской и беловской свит, которые вновь сменяются алевролитами, аргиллитами и песчаниками выдрихинской свиты.

Венчает разрез прогиба мощный комплекс терригенных отложений, с несогласием перекрывающий нижележащие отложения и охватывающий стратиграфический интервал от серпуховского яруса карбона до поздней перми. В его составе выделяются елбашинская свита серпуховско-башкирского возраста мощностью около 500 м, балахонская серия среднего карбона – ранней перми (1150 м) и кольчугинская серия средней-поздней перми (900 м). Елбашинская свита представлена алевролитам, аргиллитами, в том числе углистыми песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов. Балахонская серия сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и содержит пласты каменных углей, представляющие промышленный интерес. Кольчугинская серия образована чередованием аргиллитов, алевролитов и песчанико, и только в нижней части включает редкие и маломощные прослои каменных углей, не имеющие практического значения. Елбашинская свита интерпретируется как морская, а балахонская и кольчугинская серии, как континентальная моласса [Сотников и др., 1999].

Нижняя часть осадочного выполнения Горловского прогиба хорошо сопоставляется с разрезом КТСЗ. Вулканогенные отложения укропской свиты является аналогом тогучинской и верхней части буготакской свиты, возраст которой, по последним данным, является позднеживетским [Язиков и др., 2015]. В пределах Горловского прогиба верхнедевонскотурнейские отложения характеризуются меньшими мощностями и мелководными фациями. Например, терригенным и терригенно-карбонатным отложениям подонинской и ургунской свит, имеющим суммарную мощность не более 300 м, в КТСЗ соответствует полуторакилометровой толще песчаников юргинской свиты. В визейское время депоцентр осадконакопления смещается по направлению к континенту, из КТСЗ в Горловский прогиб, а карбонатное осадконакопление турнея — раннего визе в пределах прогиба сменяется терригенным (поздневизейская выдрихинская свита). К моменту начала накопления молассы Горловского прогиба осадконакопление в пределах КТСЗ полностью прекращается. Именно верхний структурный ярус Горловского прогиба, сложенный угленосной молассой и не имеющий стратиграфических аналогов в смежных тектонических зонах, образует структуру глубокого линейного прогиба.

132

Внутренняя структура Горловской грабен-синклинали характеризуется интенсивной разнопорядковой складчатостью и разломной тектоникой [Марус, Музыка, 1979]. Общая ориентировка внутренних структур прогиба конформна его границам и повторяет их дугообразный изгиб. Продольными нарушениями прогиб расчленен на приподнятые северозападное и юго-восточное крылья и погруженную центральную часть. Ось прогиба ундулирует, что приводит к появлению расширений и сужений поля распространения моласс, слагающих ядро структуры. Отложения прогиба собраны в многочисленные разнопорядковые линейные складки. Складчатость представлена дисгармоничными сжатыми асимметричными складками с острыми замками, крутым (60-80°) падением крыльев и возрастанием мощности слоев в зонах шарниров. Складки почти всегда имеют отчетливую юго-восточную вергентность, часто встречаются опрокинутые в юго-восточном направлении формы (Рис. 5.16.а). Складчатые структуры осложнены продольными разрывными нарушениями надвиговой и взбросонадвиговой кинематики, а также мелкой гофрировкой. Породы интенсивно рассланцеваны, часто встречаются зоны дробления. Угли Горловского бассейна представлены антрацитами, что свидетельствует о высокой степени катагенетических преобразований. Складчатость северобассейна более западной прибортовой части напряженная, нежели складчатость противоположной стороны.



Рис. 5.16. Отложения балахонской серии в Горловском угольном разрезе

а-с – фото обнажений, а – запрокинутые в юго-восточном направлении складки в углистых алевролитах, b – место отбора обр. 15-471, нижняя часть пачки песчаников, с – грубозернистые серые песчаники с интракластами нижележащих углистых алевролитов, d – фото шлифа изученного песчаника, николи скрещены.

Для Горловского прогиба характерно пониженное значение гравитационного поля [Бабин, 2015; Казеннов, Мисюк, Тимофеев, 1978]. Изоаномалы на карте гравитационных аномалий очень хорошо коррелируют с геологическими границами прогиба и с элементами внутренней структуры его осадочного выполнения. Области погружения шарнира Горловской грабенсинклинальной структуры, в которых мощность осадочного выполнения возрастает за счет присутствия в разрез наиболее молодых отложений, соответствуют глубоким минимумам силы тяжести. Интенсивность гравитационных аномалий обнаруживает прямую зависимость от мощности осадочного выполнения прогиба, достигая в его осевой части значений -40 – -45 мГал [Котельников и др., 2015].

Структурное положение, морфология, характер осадочного выполнения и внутренней структуры прогиба, а также наличие соответствующей отрицательной гравитационной аномалии свидетельствуют, что Горловский прогиб является типичным форландовым бассейнов (краевым прогибом), согласно признакам, изложенным в работе [Beaumont, Keen, Boutilier, 1982]. Данная тектоническая интерпретация является для Горловского прогиба традиционной и принята большинством исследователей [Сотников и др., 1999]. Образование форланда, выполненного молассами, объясняется коллизионными процессами, приведшими к расчешуиванию и надвиганию девон-карбоновых отложений КТСЗ, формировавшихся в пределах континентального шельфа и склона в направление континента.

5.1.6. Результаты датирования детритового циркона из Горловского прогиба и их интерпретация

Для проведения геохронологических исследований нами был отобран образец песчаников балахонской серии из Горловского угольного карьера (Рис. 5.16), координаты места отбора (С 54°34'22,8", В 83°35'20,3"). В геолого-структурном отношении изученный разрез представляет собой субвертикально падающее северо-западное крыло синклинальной складки второго порядка, которая осложняет юго-восточное крыло Листвянской синклинали. Данная часть разреза характеризуется высокой насыщенностью угольными пластами, что характерно для верхней части балахонской серии, поэтому стратиграфический уровень места отбора образца можно с долей условности определить кунгурским ярусом нижней перми (283-272 млн лет).

Разрез балахонской серии в стенке карьера представлен чередованием пачек алевролитов и мелкозернистых песчаников, углей, а также грубо- и крупнозернистых песчаников (Рис. 5.16.b).

Пачки песчано-алевролитового состава представлены чередованием черных углистых алевролитов (20-30 см) и мелкозернистых темно-серых плоскопараллельно слоистых песчаников (3-7 см). В алевролитах наблюдаются отпечатки листовой флоры. В разрезе встречаются замещенные сидеритом древесные стволы, а также карбонатные стяжения. Мощность пачек 5-15 м. Угольные пласты мощностью 1-5 м сложены блестящими антрацитами. Светло-серые грубои крупнозернистые песчаники, образуют пачки мощностью 10-20 м с четкими, ровными контактами. Для данных пачек характерно уменьшение зернистости пород вверх по разрезу. Грубозернистые массивные песчаники образуют нижнюю часть пачки мощностью 1,5-3 м. Выше они сменяются крупнозернистыми песчаниками с грубой косой слоистостью и далее среднезернистыми волнисто- и горизонтально слоистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Песчаники содержат многочисленные плохоокатанные интракласты углистых алевролитов (Рис. 5.16.с). Отложения балахонской серии формировались в пределах аллювиальной равнины [Davies et al., 2010], пачки мелкозернистых пород соответствуют пойменной, а грубозернистые песчаники – русловой фации аллювия.

Обр. 15-471 для проведения геохронологических исследований был отобран из нижней части пачки грубозернистых песчаников русловой фации (Рис. 5.16.b). Песчаник сложен плохоокатаными и довольно хорошо сортированными зернами кварца (85%) и обломков пород (15%), главным образом, углистых аргиллитов и алевролитов (Рис. 5.16.с). В составе тяжелых минералов присутствуют обломочные циркон, магнетит, а также новообразованный пирит. Матрикс отсутствует, цемент поровый, представлен карбонатным материалом. Химический состав песчаника (массовые %): SiO₂-82,1, TiO₂-0,23, Fe₂O₃-1,79, MnO-0,02, MgO-0,71, CaO-1,28, Na₂O-0,87, K₂O-1,43, P₂O₅-0,05. По минеральному и химическому составу песчаник может быть отнесен к лититовым аренитам [Pettijohn, Potter, Siever, 1987] с повышенными относительно средних значений данной группы содержаниями кварца и кремнезема.

Из образца песчаников было датировано 84 зерна циркона, из которых 78 зерен имеют дискордантность менее 10%, только они использованы для построения диаграмм относительной вероятности возрастов. Диаграммы относительной вероятности возрастов (возрастные спектры) для проанализированных проб были построены по ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастам для зерен моложе 1 млрд лет и по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастам для зерен древнее 1 млрд лет (Рис. 5.17). Возрастной спектр обр. 15-471 включает три значимых возрастных популяции – неопротерозойская (840-710 млн лет, без контрастного максимума), кембрийско-раннеордовикская (530-460 млн лет с максимумом на 498 млн лет) и каменноугольно-пермская (380-280 млн лет с максимумом на 322 млн лет). цирконы составляют 14% от Неопротерозойские всех конкордантных значений. раннепалеозойские – 28%, а позднепалеозойские 50%, также 5% приходится на древние цирконы

с возрастами 2,7-1,8 млрд лет. Самое древнее зерно имеет возраст 2718 млн лет, самое молодое – 282 млн лет.

В катодолюминисцентных лучах цирконы палеозойского возраста имеют четкую осцилляторная зональность, среди популяции неопротерозойского возраста встречаются незональные зерна с однородным или блоковым внутренним строением (Рис. 5.18). Палеозойские цирконы, как правило, представлены хорошо ограненными зернами, зерна докембрийских цирконов часто хорошо окатаны. Th/U отношение для всех зерен лежит в диапазоне 0,2-1,56, в среднем составляя 0,73, каких либо закономерных изменений Th/U отношения в разных популяциях не наблюдается. Результаты датирования приведены в таблице в приложении Б.



Рис. 5.17. U-Pb (< 1 млрд лет), Pb-Pb (> 1 млрд лет): кривые относительной вероятности возраста (слева) и диаграмма с конкордией (справа) для детритовых цирконов из песчаников балахонской серии



Рис. 5.18. Катодолюминисцентные изображения датированных цирконов, различных возрастных популяций

Результаты изучения возрастного спектра детритовых цирконов из песчаников балахонской серии Горловского прогиба позволяют сделать выводы об источниках обломочного материала и возрасте главных магматических событий в пределах питающих провинций.

Первой особенностью возрастного спектра является крайне малое количество (5%) цирконов с возрастами древнее 1 млрд лет, в том числе характерной для Сибирского кратона популяции с возрастами 1,9-1,7 млрд лет [Gladkochub et al., 2010; Letnikova et al., 2013; Poller et al., 2005].

Так как магматические комплексы неопротерозойского возраста отсутствуют в пределах геологических структур, ограничивающих Горловский бассейн, можно предположить, что цирконы с возрастом 0,9-0,7 млрд лет рециклированы из раннепалеозойских толщ, накопление которых происходило вблизи неопротерозойских микроконтинентов. Есть три возможности объяснить происхождение популяции неопротерозойских цирконов с возрастом ~0,9-0,7 млрд лет. Первым потенциальным источником этих цирконов могут быть неопротерозойские складчатые пояса, обрамляющие Сибирский кратон, такие как Саяно-Енисейский ороген [Туркина и др., 2007; Vernikovsky et al., 2003]. Второй возможный источник – Тувино-Монгольский или Алтае-Монгольский микроконтиненты АССО, которые также содержат породы соответствующего возраста [Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2013; Chen et al., 2015, 2016; Salnikova et al., 2001]. Также источником цирконов может являться один из погребенных микроконтинентов в фундаменте Западно-Сибирской котловины. Упомянутая возрастная популяция широко распространена в докембрийских микроконтинентальных блоках Центрального и Южного Казахстана, и эта цепочка континентальных блоков может протягиваться и через фундамент Западно-Сибирского бассейна. Первая гипотеза менее вероятна из-за очень редкого появления в пробах «сибирских» цирконов с возрастом 2,0-1,8 млрд лет. Третий вариант также маловероятен, так как в самой ближней части Западно-Сибирской впадины ее складчатое основание сложено в основном позднепалеозойскими отложениями и магматическими породами, и доказательств существования в этой области докембрийских массивов нет [Жеро и др., 2016, 2000; Иванов и др., 2005, 2009; Исаев, 2009; Кунгурцев и др., 1998; Cherepanova et al., 2013; Ivanov et al., 2016, 2016]. Таким образом, наиболее вероятными источниками неопротерозойских цирконов являются Тувино-Монгольский и/или Алтае-Монгольский микроконтиненты.

Только одно зерно имеет возраст 638 млн лет. Отсутствие пика 630-600 млн лет, характерного для пород южной окраины Сибири [Glorie et al., 2014], указывает, на то, что зона проявления эдиакарского аккреционного события на южной границе Сибирского кратона [Ножкин и др., 2007] находилась за пределами территории источников сноса.

Большая часть детритовых цирконов образует два четко выраженных пика раннепалеозойский (с максимумом ~500 млн лет) и позднепалеозойский (с максимумом ~320 млн лет). Учитывая геологическое положение Горловского прогиба, на стыке раннепалеозойского Салаирского блока и КТСЗ, сложенной девон-карбоновыми осадочными отложениями, можно сделать вывод, что источником раннепалеозойских цирконов служили вулканические и субвулканические комплексы Салаира. Салаир сложен вулканическими и субвулканическими породами кембрия – раннего ордовика (печеркинкая свита, зелено-фиолетовая формация), которые рассматриваются как комплексы ювенильных энсиматических островных дуг [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Бабин, 2015]. Наши данные подтверждают отсутствие в фундаменте Салаира блоков древней континентальной коры. Магматическая активность в области сноса укладывается в весьма узкий интервал 550-460 млн лет, при этом большая часть цирконов имеют возрасты 510-480 млн лет, что, видимо, является временем наибольшей магматической активности на Салаире и соответствует времени формирования андезитов зелено-фиолетовой серии [Бабин, 2015]. Позднекембрийскораннеордовикский рубеж гранитного магматизма имеет крайне широкое распространение в пределах АССО [Руднев, 2013; Руднев и др., 2004; De Grave et al., 2011a].

Между ранне- и позднепалеозойским пиками на возрастном спектре наблюдается разрыв, соответствующий возрастному интервалу 450-395 млн лет (поздний ордовик – ранний девон). Этому интервалу на возрастном спектре детритовых цирконов соответствует крупный перерыв в осадочном разрезе сопредельных с Горловским бассейном районов. На северном Салаире позднеордовикские и силурийские стратифицированные образования полностью отсутствуют, а раннедевонские распространены фрагментарно, слагая основание девонского карбонатнотерригенного чехла. В позднем ордовике-раннем девоне северный Салаир находился в субплатформенном тектоническом режиме.

Возрастной рубеж 395 млн лет соответствует началу бимодального вулканизма буготакского комплекса, образующего основание КТСЗ [Кунгурцев и др., 1998; Сотников и др., 1999; Язиков и др., 2015]. Магматические образования буготакского комплекса возникли в обстановке растяжения и маркируют заложение позднепалеозойского морского бассейна, закрытие которого привело к формированию Горловского прогиба и покровной структуры КТСЗ.

Наибольшее количество цирконов (50%) имеет позднепалеозойский возраст (380-282 млн лет), большая часть возрастов укладывается в интервал 350-300 млн лет. Позднепалеозойский пик имеет характерную асимметричную форму с очень резким ограничением в сторону омоложения возраста и более пологим «склоном» в направлении древних значений. Большая часть цирконов имеет возраста крайне близкие ко времени накопления балахонской серии. Эти особенности могут быть объяснены привносом циркона из вулканических толщ,

138

формировавшихся непосредственно до и во время накопления балахонской серии, а также высокой скоростью эксгумации гранитоидных тел в питающей провинции. Позднедевонскокарбоновые вулканические породы отсутствуют в составе обнаженной части КТСЗ и Салаира, но широко развиты в осевой части Обь-Зайсанской складчатой системы, комплексы которой обнажены в Восточном Казахстане и Рудном Алтае [Владимиров и др., 2001; Glorie et al., 2012b], а также слагают фундамент Западно-Сибирской плиты к западу и северо-западу от КТСЗ [Исаев, 2009; Кунгурцев и др., 1998; Ivanov et al., 2016]. Карбоновые вулканические толщи Восточного Казахстана рассматриваются как образования Рудно-Алтайской островодужной системы [Берзин, Кунгурцев, 1996; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990]. Таким образом, в раннепермское время снос в Горловский прогиб происходил преимущественно с северо-запада со стороны растущего орогена, сложенного магматическими комплексами островной дуги карбонового возраста. Весьма вероятно, что большая часть «салаирских» цирконов имеет рециклированную природу. Они могли поступить в Горловский прогиб также с северо-запада в результате размыва позднедевонских-раннекарбоновых флишевых толщ КТСЗ, отлагавшихся на континентальной окраине северного Салаира.

Источники сноса для Горловского прогиба охватывали только сопредельные регионы – каледониды Салаирского кряжа и герциниды Обь-Зайсанской складчатой системы. Главной питающей провинцией для Горловского прогиба во время отложения балахонской серии служили вулканические образования карбона – ранней перми, в настоящее время перекрытые чехлом Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Карбоновые вулканические комплексы широко распространены в составе фундамента юго-восточной части ЗСП и, вероятно, имеют островодужную природу. В составе питающих провинций отсутствовали какие-либо блоки с раннедокембрийской континентальной корой, но присутствовали неопротерозойские террейны. Во время накопления отложений балахонской серии в Горловском прогибе снос происходил преимущественно с северо-запада с растущего коллизионного орогена Колывань-Томской тектонической зоны, что подтверждает интерпретацию Горловского прогиба в позднем карбоне – перми, как форландового бассейна.

5.1.7. Гранитоиды КТСЗ

Результаты петрологических, геохимических, геохронологических исследований гранитоидов КТСЗ изложены в работах [Бабин, 2015; Сотников и др., 1999, 2000; Vetrov et al., 2021b]. Гранитоиды региона образуют два самостоятельных магматических комплекса, различающихся по составу и возрасту. Эти комплексы известны как приобский гранит-гранодиорит-граносиенитовый комплекс и Барлакский лейкогранитный комплекс [Сотников и др., 2000]. Приобский комплекс включает Обский и Новосибирский массивы и состоит из трех

139

фаз магматизма: 1) монцонито-диоритовой, 2) монцогранитной и 3) монцолейкогранитной. U/Pb возраст по циркону (SHRIMP-II) гранитов основной, второй фазы Обского и Новосибирского массивов лежит в диапазоне 260,7±3,2 – 249±1 млн лет [Бабин, 2015]. Возраст третьей фазы новосибирской монцогранитной интрузии 249±1 млн лет [Бабин, 2015]. Биотитовый Ar-Ar возраст гранитоидов второй и третьей фаз Новосибирского и Обского плутонов колеблется в пределах 251,2±2,4 – 243,7±1,8 млн лет, тогда как Rb-Sr анализ новосибирских гранитоидов дал изохронный возраст 245,5±3,1 млн лет [Сотников и др., 2000]. Поэтому возраст приобского комплекса интерпретируется как позднепермско-раннетриасовый. Барлакский лейкогранитный комплекс состоит из Барлакского и Колыванского массивов и связанных с ними второстепенных массивов, полностью перекрытых кайнозойскими отложениями. В комплексе можно выделить две фазы внедрения. Первая и основная фаза сложена монцолейкогранитами. Вторая фаза представлена малыми штоками и дайками мелкозернистых монцолейкогранитов. U-Pb возраст циркона (SHRIMP-II) из гранитов основной фазы Барлакского массива составляет 242±2 млн лет, тогда как монцолейкограниты второй фазы дают возраст 249,1±0,7 млн лет. Близкие возрасты (249-247 млн лет) получены, например, для Колыванского массива [Бабин, 2015]. Аг/Аг возраст полевого шпата и биотита из Колыванских массивов составляет 233,0±1,8 млн лет и 235,5±2,6 млн лет соответственно [Сотников и др., 1999]. Rb-Sr-изохронный возраст гранитов барлакского комплекса составляет 232,0±6,9 млн лет, т.е. ранний – средний триас [Сотников и др., 1999]. Выходы гранитов секут элементы складчато-покровной структуры КТСЗ. По геофизическим данным количество и размеры гранитоидных массивов возрастают с глубиной и некоторые соседние изолированные массивы как приобского, так и барлакского комплексов представляют собой выступы кровли единых батолитов [Бабин, 2015; Васютинская, 1963; Вериго, 1969]. Формационная самостоятельность гранитоидных комплексов всесторонне обоснована в работе Сотников и 2000]. Кроме минералогических, петро-геохимических, изотопнодp., геохимических, металлогенических и геохронологических различий геологическое положение этих гранитоидных комплексов также различно. Массивы приобского монцодиоритграносиенит-гранитового комплекса имеют удлиненную форму в плане и северо-восточное простирание длинных осей, согласующееся с простиранием структур КТСЗ, а массивы барлакского гранит-лейкогранитового комплекса округлые И выстраивается В субмеридиональном направлении. Для гранитоидов приобского комплекса характерны сложные контакты с вмещающими породами, включающие участки магматических брекчий, гибридные породы, ксенолиты, апофизы и широкие ореолы ороговикования. Во внутренней части гранитоидных массивов широко развиты дайки среднего и основного составов. Все это указывает на тектоническую активность в период становления позднепермских гранитоидов. Интрузивы барлакского комплекса характеризуются более простым внутренним строением, их контакты

резко дискордантны по отношению к элементам геологической структур вмещающих пород. Дайки, ксенолиты и гибридные разности не характерны, состав пород менее изменчив [Вериго, 1969; Сотников и др., 2000]. Становление многофазных батолитов приобского комплекса связывается с коллизионным этапом развития складчатой области [Сотников и др., 1999, 2000] и фиксирует завершение активной фазы коллизионного орогенеза. Интрузивы барлакского лейкогранитового комплекса формировались во внутриплитных условиях в период относительной тектонической стабильности в обстановке постколлизионного растяжения [Сотников и др., 2000]. В работе [Vetrov et al., 2021а] гранитоиды приобского комплекса определяются как постколлизионные, а их появление связывается с процессами деламинации литосферы, а внутриплитные гранитоиды барлакского комплекса связываются с воздействием пермо-триасового Сибирского мантийного плюма.

5.1.8. Nd изотопная систематика пород КТСЗ

С целью характеристики возраста и состава блока земной коры, служившего фундаментом для накопления осадочной последовательности КТСЗ, было проведено исследование неодимовой изотопной систематики осадочных, вулканических и интрузивных пород КТСЗ. Результаты исследования представлены в Табл. 2 и на Рис. 5.19.



Рис. 5.19. Диаграмма эволюции изотопного состава неодима магматических и осадочных пород Колывань-Томской тектонической зоны

1 – магматические породы буготакского комплекса, 2 – осадочные отложения пачинской свиты и балахонской серии, 3 – граниты приобского и барлакского комплексов. Тренды эволюции изотопных резервуаров по [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008; Goldstein, Jacobsen, 1988].

Номер образца	порода	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd(0)	Возраст, млн лет	εNd(T)	T(DM)	T(DM-2)	T(CHUR)
15-541-2	песчаник	5,099	27,448	0,112285	0,512399±13	-4,67	360	-0,78	1131	1194	433
15-471	песчаник	4,305	24,291	0,107113	0,512406±13	-4,53	280	-1,10	1066	1174	396
14-264	лейкогранит	11,235	46,223	0,146912	0,512750±4	2,19	250	3,78	916	725	
МК-1	гранит	4,368	22,243	0,118701	0,512772±6	2,62	250	5,11	609	614	
15-519	гранит	4,036	16,502	0,147820	0,512867±16	4,47	255	6,06	658	539	
15-539	долерит	7,632	32,128	0,143585	0,512853±10	4,20	380	6,78	649	581	
15-485	риолит	3,917	20,461	0,115711	0,512778±11	2,73	380	6,67	581	591	
15-515	вулканомиктовая брекчия	8,263	37,116	0,134568	0,512837±17	3,88	375	6,86	607	571	

Таблица 2. Результаты изучения неодимового изотопного состава из пород КТСЗ

Позднедевонские песчаники юргинской свиты и каменноугольно-пермской балахонской серии имеют близкий изотопный состав Nd. Величина єNd для пород юргинской свиты составляет –0,78 при T(DM) ~1,1 млрд лет, а для песчаников балахонской серии єNd(T) составляет –1,1 и T(DM) ~1,1 млрд лет.

Все интрузивные и вулканокластические породы характеризуются высокими положительными значениями ϵ Nd(T) в диапазоне 3,78–6,86 и позднедокембрийским модельным возрастом (T(DM)=581–916 млн лет). Все значения, полученные для девонских вулканических образований бутотакского комплекса находятся в узком диапазоне (ϵ Nd(T)=6,67–6,86, T(DM)=581–649 млн лет). Позднепермские и триасовые гранитоиды характеризуются более низкими значениями ϵ Nd(T) и более древними модельными возрастами (ϵ Nd(T)=3,78–6,06, T(DM)=609–916 млн лет). Полученные нами изотопные характеристики для гранитоидов КТСЗ хорошо согласуются с определениями, опубликованными в работах [Бабин, 2015; Vetrov et al., 2021b].

Изотопная геохимия неодима свидетельствует о том, что источником всех исследованных магматических тел была позднедокембрийская ювенильная континентальная кора, типичная для гранитных интрузий и осадочных отложений восточного и некоторых районов Центрального Казахстана [Дегтярев и др., 2015; Kröner et al., 2008, 2014], Русского и Китайского Алтая [Крук, 2015; Tong et al., 2014], Синьцзяна [Yin et al., 2013] и других районов ЦАСП [Jahn, Wu, Chen, 2000; Kröner et al., 2007, 2014; Safonova, 2017; Wang et al., 2023].

Наибольшее значение єNd получено для среднедевонских вулканитов буготакского комплекса. Это древнейший вулканический комплекс КТСЗ, состав которого унаследован непосредственно от складчатого фундамента КТСЗ. Образцы буготакского комплекса, отобранные на расстоянии около 120 км друг от друга в пределах разных поднятий имеют очень близкие неодимовые изотопные характеристики, что свидетельствует об однородности состава магматического источника.

Обломочные отложения КТСЗ и Горловского прогиба имеют более древний модельный возраст и более низкие значения εNd, что указывает на некоторый вклад более древнего континентального корового материала, который мог поступать из складчатых поясов, прилегающих к Сибирскому кратону, или с микроконтинентов Алтае-Саянского региона. Отдельные зерна древних цирконов в осадочных отложениях юргинской свиты и балахонской серии подтверждают это предположение.

Модельные возрасты T(DM) верхнедевонской юргинской свиты и позднекаменноугольнораннепермской балахонской серии составляют около 1,1-1,0 млрд лет. Близкие Nd изотопные характеристики имеют как ранне- так из позднепалеозойские породы западной части Алтае-Саянской области и Казахстана [Крук, 2015; Плотников и др., 2003; Jahn, Wu, Chen, 2000]. Nd модельные возрасты ~1,2 млрд лет были получены, например, для верхнедевонских песчаников и сланцев такырской свиты Рудно-Алтайской складчатой системы [Плотников и др., 2003]. Такырская свита рассматривается как аналог обломочных отложений верхнего девона в КТСЗ. Неопротерозойский модельный возраст раннепалеозойских магматических пород наследуется ассоциированными с ними позднепалеозойскими отложениями в пределах КТСЗ, что хорошо согласуется с данными датирования детритовых цирконов. Высокие значения єNd также показывают, что районы сноса в основном сложены ювенильными палеозойскими магматическими комплексами, а не древними блоками континентальной коры. Отсутствие значительных количеств раннедокембрийских цирконов свидетельствует о том, что блоки с раннедокембрийской континентальной корой, по-видимому, отсутствуют не только в Кузнецком Алатау и Присалаирье, но и в фундаменте Кузнецкой и Бийско-Барнаульской впадин.

Позднепалеозойские граниты прорывают девонско-каменноугольные обломочные отложения и изотопный состав Nd, по-видимому, отражает смешение составов нижнепалеозойского складчатого фундамента этого блока и вышележащей осадочной толщи с более древним модельным возрастом.

5.2. Позднепалеозойская тектоническая эволюция КТСЗ (палеоокеанический этап и коллизионный орогенез)

Древнейшие породные комплексы КТСЗ представлены средне-верхнедевонскими вулканитами. Образования данного вулканического этапа проявлены повсеместно в пределах западной части АССО. Девонские вулканиты образуют основание осадочного выполнения Горловского, Хмелевского и Кузнецкого позднепалеозойских прогибов. Учитывая геологическое положение девонского вулканического комплекса западной части АССО, в основании осадочной последовательности наложенных прогибов причиной вулканизма послужили процессы растяжения, охватившие эпикаледонскую континентальную окраину Сибирского континента (Рис. 5.20.а). Время вулканизма определяется как конец живета – начало франа [Жимулев и др., 2018; Матвеевская, 1969; Zhimulev et al., 2020]. В пределах будущей КТСЗ происходит раскрытие позднепалеозойского морского бассейна Центрально-Западносибирской складчатой зоны. Комплексы данного морского бассейна в настоящее время образуют фундамент Западно-Сибирской плиты.

Во франское-визейское время на месте будущей КТСЗ идет накопление мощной карбонатно-терригенной последовательности, состоящей из нескольких трансгрессивнорегрессивных циклов. В палеотектоническом отношении КТСЗ представляет собой пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, включающего Сибирский кратон и аккреционный каледонский ороген АССО, пенепленизированный и находящийся на субплатформенном
периоде развития (Рис. 5.20.b). Осадочные толщи КТСЗ накапливаются на раннепалеозойском складчатом фундаменте западной окраины АССО. Источником сноса для накопления верхнедевонско-нижнекарбоновых отложений служили кембрийско-нижнеордовикские вулканические породы, образующие складчатый эпикаледонский фундамент юго-западной (в современных координатах) окраины Сибирского континента. В настоящее время эти породы обнажены в пределах Салаира, северной части Горного Алтая, Кузнецкого Алатау. Нет никаких оснований считать, что в фундаменте наложенных позднепалеозойских Кузнецкого или Хмелевского прогибов или же мезозойско-кайнозойской Бийско-Барнаульской впадины содержатся какие-либо крупные блоки консолидированной коры дораннепалеозойского возраста. Если бы подобные блоки присутствовали в невскрытых в настоящее время блоках эпикаледонского фундамента, это отразилось бы на изотопном составе неодима и возрасте детритового циркона из девон-карбоновых отложений КТСЗ и Горловского прогиба.

Наиболее крупные перестройки осадконакопления в начале и в конце фамена, вероятно, связаны с трансгрессивно-регрессивными процессами и, возможно, с эвстатическими колебаниями уровня моря. Смена глинистых сланцев и рифогенных известняков пачинской свиты на песчаники со знаками волновой ряби и фрагментами углефицированной древесины юргинской свиты, вероятно, связана с падением уровня моря. Геохимическое единство осадочных отложений пачинской и юргинской свит свидетельствует, что источники сноса не менялись в процессе накопления осадочного комплекса КТСЗ. Смена песчаников юргинской свиты глинистыми сланцами инской серии связана с раннекарбоновой трансгрессией.

В конце визейского века начинается процесс закрытия Центрально-Западно-Сибирского морского бассейна Палеоазиатского океана. В это время единый прежде осадочный бассейн чехла эпикаледонской платформы, сформированной на месте западной части АССО, дифференцируется на тектонические блоки и районы с различной траекторией геологического развития. В приподнятых блоках осадконакопление прекращается, а смежные передовые прогибы испытывают быстрое погружение, компенсирующееся накоплением мощных молассовых толщ. В КТСЗ в конце визейского времени осадконакопление прекращается и начинается формирование напряженной складчатости и покровообразования по механизму тонкокожей тектоники. В Хмелевском прогибе, расположенном на Салаирской аллохтонной пластине, осадконакопление прекращается, но складчатость, надвигообразование И тектоническое преобразование пород не достигают такой интенсивности как в КТСЗ, потому что Хмелевский прогиб целиком находится на жестком каледонском складчатом фундаменте, в то время как КТСЗ формируется на континентальной окраине. В Кузнецком и Горловском прогибе в конце визейского времени относительно конденсированное карбонатно-терригенное осадконакопление субплатформенного чехла, характерное для позднего девона – раннего

карбона, сменяется быстрым отложением песчаников морских моласс острогинской подсерии (Кузбасс) и елбашинской свиты (Горловский прогиб) (Рис. 5.20.с).



Рис. 5.20. Модель формирования КТСЗ в виде упрощенных внемасштабных геологических разрезов, показывающих провинции сноса и направление переноса осадков в среднем – позднем девоне (а), позднем девоне – раннем карбоне (b) и позднем карбоне – перми (c)

1 – раннепалеозойское (раннекаледонское) складчатое основание территории Салаира и Кузнецкого-Алатау, 2 – средне- и верхнедевонские вулканиты и отложения, включающие буготакскую свиту и ее аналоги за пределами КТСЗ, 3 – океаническая кора верхнедевонскокаменноугольного возраста, 4 – верхнедевонские (франские) аргиллиты, алевролиты и карбонатные отложения, пачинской свиты, 5 – верхнедевонские (фаменские) песчаники и алевролиты юргинской свиты, 6 – верхнедевонско-раннекарбоновый карбонатно-терригенноосадочный чехол Салаирского блока, 7 – раннекарбоновые, аргиллиты, мергели, инской серии, 8 – каменноугольные островодужные вулканические комплексы, предполагаемые под мезокайнозойским осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна, 9 – позднекарбоново-пермская угленосная моласса Горловского форландского бассейна, 10 – надвиги Колывань-Томской складчатой зоны на каледонский фундамент, 11 – направления переноса осадков, 12 – геологическое положение мест отбора образцов на датирование детритового циркона.

История построения коллизионного орогена КТСЗ запечатлена в осадочной летописи Горловского прогиба. Синорогенная моласса прогиба делится на три крупные стратиграфические единицы – нижняя морская моласса (елбашинская свита), мощность которой составляет 500 м, а стратиграфический объем – серпуховский и башкирский ярусы, угленосная континентальная моласса (балахонская серия) мощностью 1150 м, накапливашаяся с башкирского яруса карбона по кунгурский ярус перми, и верхняя безугольная континентальная моласса (кольчугинская серия) мощностью 910 м, накапливашаяся в течении биармийского отдела перми. Уже ко времени накопления балахонской серии КТСЗ представляла собой складчато-покровное сооружение, в осевой части которого располагались пакеты тектонических пластин, сложенных карбоновыми островодужными вулканитами. В настоящее время эта часть складчатой зоны скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты. Завершение коллизионного покровообразования приходится на конец перми и выражено прекращением накопления обломочного материала в передовых прогибах и становлением гранитоидных массивов приобского комплекса. В раннем – среднем триасе регион находился в тектонически стабильных условиях, в это время происходит становление постскладчатых внутриплитных интрузий кислого и основного состава барлакского лейкогранитового комплекса и изылинского долеритового комплекса [Бабин, 2015; Сотников и др., 1999]. Триасовые отложения в регионе представлены только вулканитами трапповой формации в осевой части Кузнецкого прогиба. Полное отсутствие триасовых обломочных отложений в Горловском прогибе, на Салаире и в КТСЗ указывает на эпоху пенепленизации коллизионного орогена КТСЗ. В мезозое позднепалеозойский коллизионный ороген КТСЗ испытал два импульса внутриконтинентального орогенеза, рассмотренных в главе 7.

ГЛАВА 6. СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ САЛАИРСКОГО КРЯЖА

Салаир представляет собой герцинское складчатое сооружение, в том смысле, что современная складчатая структура была сформирована в герцинскую эпоху, и она образована, по-видимому, серией шарьяжей...

Зоненшайн и др., 1990

6.1. Геологическое строение Салаира

6.1.1. Складчатый фундамент Салаира (кембрий – ранний ордовик)

Салаир представляет собой складчато-покровное сооружение, расположенное на крайнем северо-западе АССО [Матвеевская, 1969; Фомичев, Алексеева, 1961]. В плане Салаир имеет форму подковы, обращенной выпуклой стороной на северо-восток в направлении Кузнецкого прогиба и может быть разбит на три звена различного простирания: среднюю часть северозападного простирания, представляющую собой фронтальную часть сложно-построенного аллохтона и фланги юго-западного простирания (Рис. 6.1). Средняя часть протяженностью около 250 КМ примерно соответствует неотектоническому поднятию Салаирского кряжа, представляющего собой холмистую гряду. По системе чешуйчатых надвигов раннепалеозойские отложения Салаира надвинуты на девонско-пермское осадочное выполнение Кузнецкого прогиба. В плане надвиговый фронт имеет выпуклую в направлении Кузнецкого бассейна форму и является северо-восточной границей Салаира. Участок северо-западного простирания на севере и юге ограничен резкими ороклинальными изгибами структуры – южный и северный фланги простираются в юго-западном направлении примерно на 70-100 км, постепенно погружаясь под кайнозойский осадочный чехол Бийско-Барнаульской впадины (ББВ). Область современного распространения чехла ББВ принимается в качестве условной юго-западной границы Салаира. Границей юго-восточного фланга Салаира является Баркинский надвиг, по которому палеозойские породы Салаира надвинуты на нижнемеловые отложения Ненинско-Чумышского грабена [Токарев и др., 2019]. На севере палеозой Салаира перекрыт нижнеюрскими отложениями Доронинской впадины. С северо-запада на раннепалеозойские комплексы Салаира надвинуты позднепалеозойские отложения Горловского форландового прогиба и Колывань-Томской складчатой зоны. Центральная часть структурной дуги Салаира образована

наложенным Хмелевским прогибом, выполненным позднедевонско-раннекарбоновыми углеродистыми алевролитами и песчаниками девона – нижнего карбона.

Раннепалеозойские комплексы Салаирского складчато-покровного сооружения включают тектонические пластины вулканических пород как кислого, так и основного состава, известняков, количестве В подчиненном присутствуют терригенные породы, преимущественно вулканомиктового состава. Возраст отложений нижнего структурного этажа охватывает все отделы кембрия и начало раннего ордовика. Реконструируется по меньшей мере два этапа вулканизма – раннекембрийский, выраженный накоплением печеркинского базальт-андезитплагиориолитового среднекембрийско-раннеордовикский, комплекса И включающий образования средне-позднекембрийского орлиногорско-ариничевского риолиттрахибазальтового комплекса и андезитов зелено-фиолетовой серии позднего-кембрия раннего ордовика. Среднекембрийский возраст имеют терригенно-карбонатные отложения суенгинской свиты, накапливавшиеся во время перерыва вулканической активности. По аналогии с Горным Алтаем, продолжением которого являются структуры Салаира, предполагается, что в раннемсреднем кембрии островодужная система пережила трансформацию, вызванную столкновением островной дуги с вулканическими островами и плато [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004]. Общепризнано, что кембрийский вулканический комплекс Салаира формировался в обстановке энсиматической островной дуги [Бабин и др., 2007; Берзин и др., 1994; Ветрова, Ветров, Летникова, 2022; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990], что следует из породной ассоциации и подтверждено петрогеохимическими особенностями вулканитов. Большая часть вулканических представлено низкотитанистыми высокомагнезиальными пород разновидностями с натриевым типом щелочности и отчетливыми тантал-ниобиевыми минимумами на редкоэлементных спектрах.



Рис. 6.1. Геологическая схема юга Западной Сибири (с упрощениями по [Бабин и др., 2007] с вынесенными оценками возраста интрузивных пород Салаирского кряжа.

отложения: 1 – субдукционный меланж Аламбайской 1-2 – кембрий-раннеордовикские офиолитовой зоны (шалапский меланж), включающий базальты, кремнистые сланцы, известняки и серпентиниты; 2 – палеоостроводужные комплексы нерасчлененные (риолиты, их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, известняки); 3 – ордовикские отложения, аргиллиты, алевролиты, известняки; 4 – силурийские отложения, аргиллиты, алевролиты, известняки; 5 – девонские известняки, базальты, риолиты И ИХ туфы; _ верхнедевонско-6 нижнекаменноугольные отложения, углеродистые аргиллиты, алевролиты и песчаники; 7-9 осадочное выполнение позднепалеозойских прогибов: 7 – каменноугольные отложения, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 8 – нижнепермские отложения песчаники, алевролиты, угли; 9 – верхнепермские отложения, песчаники, алевролиты; 10 – триасовые отложения, базальты, песчаники; 11 – нижне-среднеюрские отложения наложенных впадин, песчаники, конгломераты, угли; 12 – нижнемеловые отложения, глинистые сланцы и песчаники; 13 – тела серпентинизированных гипербазитов; 14 – амфиболиты ангурепского комплекса; 15 – интрузивные массивы габбро-диоритовые, нерасчлененные; 16 – триасовые лейкограниты барлакского комплекса; 17 – позднепермские граниты приобского и жерновского комплексов; 18 – позднекаменноугольные сиениты борсукского комплекса; 19 – позднедевонские лейкограниты горновского комплекса; 20 – силурийские граниты улантовского комплекса; 21 – (а) разрывные нарушения, (б) – фронтальные надвиги Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны; 22 –

стратиграфические границы; 23 –точки отбора образцов и результаты уран-свинцового датирования циркона из образцов интрузивных пород Салаирского кряжа.

6.1.1.1. Аламбайская офиолитовая зона

В осевой части Салаира проходит Аламбайская офиолитовая зона (АОЗ), являющаяся северным звеном Аламбайско-Каимской зоны, Салаира и Горного Алтая. Аламбайская офиолитовая зона ограничена разрывными нарушениями и включает два ареала линзовидной формы. Северный ареал, называемый нами Тягун-Аламбайским, вытянут в северо-западном направлении и приурочен к южной части среднего звена Салаира и (расположен в верховье реки Аламбай, в районе железнодорожной станции Тягун) Южный, Шалапский ареал, протягивается в юго-западном направлении, образуя осевую часть юго-западного фланга Салаира. В составе офиолитовой зоны выделяются аламбайский базальтовый, верхнеаламбайский дунитгарцбургитовый и шалапский меланжевый геологические комплексы [Токарев, Куртигешев, Ефремова, 2019; Шокальский и др., 2000].

Аламбайский базальтовый комплекс представлен преимущественно базальтовыми лавами с подушечной отдельностью, пирокластические фации редки. Базальты характеризуются высокой титанистостью (более 1,5% TiO₂) низкой глиноземистостью и калиевостью, повышенной фосфористостью. Изредка встречаются умереннощелочные разновидности с повышенным содержанием калия. По особенностям химизма они могут классифицироваться как толеитовые, реже щелочные, базальты океанических островов. Вулканиты тесно ассоциируют с чёрными углеродистыми кремнистыми и кремнисто-карбонатными сланцами, составляя вместе аламбайскую свиту. Отложения свиты интенсивно тектонизированы, базальты аламбайского вулканического комплекса образуют тектонические пластины, а также встречаются в виде блоков в серпентинитовом меланже. Венд-раннекембрийский возраст свиты принят условно.

Верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый комплекс известен также под названием Салаирского гипербазитового пояса подробно описан в работах [Долгушин и др., 2019; Коновалова, Прусевич, 1977; Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Токарев, Куртигешев, Ефремова, 2019; Токарев и др., 2019]. Он объединяет более 20 крупных и около 100 мелких массивов гипербазитов, наиболее крупные из которых (Тогул-Сунгайский – 12 км², Верх-Аламбайский – 4 км², Успенский – 3 км², Мартыново-Шалапский 50 км² и др.) приурочены к Тягун-Аламбайскому и Шалапскому ареалам. Тела гипербазитов представляют собой тектонические линзы, заключенные в серпентинитовый или терригенный меланж шалапского комплекса. Массивы сложены, главным образом, апогарцбургитовыми серпентинитами, подчиненное положение в занимают дуниты И пироксениты. Перидотиты В обнажениях полностью них серпентинизированы, однако по данным бурения на глуби не встречены свежие гарцбургиты. С гипербазитами нередко ассоциируют габброиды, слагающие отдельные блоки или

встречающиеся совместно с гипербазитами. В крупных телах описаны постепенные переходы между дунитами и грацбургитами, грацбургитами и пироксенитами, пироксенитами и габбро, которые могут быть интерпретированы как фрагменты расслоенного комплекса океанической литосферы.

Шалапский меланжевый комплекс как тектоно-стратиграфическое картируемое подразделение выделен В. Н. Токаревым в ходе картосоставительских работ в 1990-ые гг. [Токарев, Куртигешев, Ефремова, 2019]. Ранее отдельные части шалапского меланжевого комплекса описывались в качестве различных стратиграфических подразделений. Меланжевый комплекс широко проявлен в южной части Аламбайской офиолитовой зоны, в пределах шалапского ареала. Он прослежен в виде полосы шириной до 22 км и длиной около 120 км, простирающейся в северо-восточном направлении от с. Воеводское на юге до верховьев реки Уксунай на севере. Глубина распространения меланжа по геофизическим данным составляет более 5-6 км. Полоса меланжа имеет сложное неоднородное строение и состоит из линзовидных тел серпентинитового и терригенного меланжа (Рис. 6.2). Серпентинитовый меланж имеет несколько меньшее распространение, чем терригенный, и представлен линзовидными и жилообразными телами сильно тектонизированных серпентинитов и блоками массивных серпентинизированных дунитов, гарцбургитов, размером до первых км. Серпентинитовый меланж изучен по керну скважин до глубины 500 м. Терригенный меланж слагает основную часть комплекса. В составе глыб и блоков установлены амфиболиты и мраморы ангурепского метаморфического комплекса, высокотитанистые базальты аламбайской свиты, кремнистые сланцы и микрокварциты, а также известняки нижнего кембрия. Матрикс терригенного меланжа имеет невыдержанный состав и представлен тонко- и микрозернистыми породами, нередко сланцеватого облика с преобладанием в составе слюдистых минералов с примесью тонковолокнистого амфибола, соссюрита, карбонатов, кремнистого материала, лейкоксена, рудной пыли и углеродистого вещества. Меланж прорывается и метаморфизуется плагиогранитами позднепермского жерновского комплекса с изотопным возрастом от 261±2 и до 262,2±2,3 млн лет [Токарев, Куртигешев, Ефремова, 2019].

Большая часть обнажений Шалапского меланжа представляют собой блоки микрокварцитов и кремнисто-глинистых сланцев (Рис. 6.3.а), в том числе содержащих окисленную марганцевую минерализацию (Рис. 6.3.b). Размер блоков микрокварцитов составляет от первых метров до нескольких сотен метров. Блоки кварцитов образуют цепочки, вытянутые согласно общему простиранию структур в северо-восточном направлении. Микрокварцитами образована холмистая гряда в районе села Целинное. Блоки кварцитов залегают в матриксе из зеленовато-серых алевритистых граувакк в различной степени тектонизированных. В районе с. Целинное и Шалап терригенный меланж насыщен блоками микрокварцитов, а породы матрикса сильно тектонизированы вплоть до образования плойчатых сланцев. В направлении на север вдоль долины реки Ямы насыщенность меланжа включениями и степень тектонической переработки пород матрикса падает и меланж постепенно переходит в нормально осадочную толщу тонкозернистых граувакк. К востоку от Шалапского ареала наблюдается еще несколько линз и полос развития меланжевого комплекса, меньшего размера. Тела меланжа разделяют тектонические пластины, сложенные вулканитами, флишевыми отложениями и известняками. В серпентинитовом меланже встречаются блоки базальтов аламбайской свиты (Рис. 6.3.с).

На профиле магнитотеллурического зондирования, пересекающем структуры южного Салаира, область меланжа представляют собой проводящую аномалию, имеющую неоднородную внутреннюю структуру [Zhimulev et al., 2023]. На профиле видно, что блок с относительными повышенными значениями удельного электрического сопротивления, соответствующий тектонической пластине метаморфических пород ангурепского комплекса, находится внутри проводящей области, сложенной комплексами Шалапского ареала AO3. Пластина пород ангурепского комплекса может рассматриваться, как часть структурновещественного парагенеза палеосубдукционной зоны.



Рис. 6.2. Геологическая схема Шалапского ареала АОЗ с точками опробования (по [Токарев, Куртигешев, Ефремова, 2019; Dobretsov, Buslov, Yu, 2004; Zhimulev et al., 2023]

1 – нижнемеловые отложения Неня-Чумышского прогиба; 2-5 – деформированные фрагменты чехла Салаира: 2 – верхнедевонско-нижнекарбоновые песчаники и алевролиты

Хмелевского прогиба; 3 – девонские известняки и песчаники; 4 – силурийско-девонские известняки и песчаники; 5 – ордовикские песчаники; 6 – среднекембрийско-нижнеордовикские туфы, лавы и песчаники островодужного происхождения; 7 – венд-нижнекембрийские углеродистые сланцы, алевролиты, микрокварциты и известняки (осадочная часть офиолитового разреза и карбонатная шапка палеоострова); 9 – блоки нижнекембрийских известняков в меланже; 10 – офиолитовое габбро; 11 – серпентинизированные гипербазиты; 12 – раннекембрийские амфиболиты ангурепского метаморфического комплекса; 13 – Шалапский полимиктовый субдукционный меланж; 14 – граниты нерасчлененные (ордовикские (?), позднедевонские, позднепермские); 15 – разломы; 16 – Баркинский надвиг, южная граница Салаира; 17 – а) точки отбора и номера отобранных образцов, б) фото обнажений.



Рис. 6.3. Фотографии обнажений шалапского меланжа и ангурепского метаморфического комплекса

(а) блок микрокварцитов в Шалапском меланже (точка наблюдения (т. н.) 20-289, С 53° 6'4,22", В 85°39'25,72"); (b) натечные агрегаты гидрооксидов марганца в коре выветривания по марганцевистым кварцитам и кремнистым аргиллитам, образующим блок в Шалапском меланже

(т. н. 19-260, С 53°6'12,48", В 85°48'49,05"); (с) блок зеленокаменных базальтов (слева) в серпентинитовом меланже, место отбора обр. 20-290-1 (С 53°6'16,62", В 85°39'31,74"), (d) прожилки мигматитов в амфиболитах ангурепского комплекса, место отбора обр. 20-307 (N 53° 2'49,38" Е 86°10'25,22"); (е) дайка микроплагиогранитов (справа) секущая амфиболиты ангурепского комплекса, место отбора обр. 20-322 (С 53°0'12,61", В 86°15'46,28"); (f) порфиробласты граната в мигматитизированных амфиболитах (т. н. 20-330, С 52°57'14,03", В 85°27'51,94").

6.1.1.2. Ангурепский метаморфический комплекс

Породы ангурепского метаморфического комплекса – гранатовые амфиболиты с жилами мигматитов, гранатовые плагиогнейсы и мраморы (Рис. 6.3.d.e) – к востоку от Шалапского меланжевого ареала слагают тектоническую пластину, которая по редким обнажениям и согласно геофизическим данным прослеживается примерно на 60 км при мощности 2-4 км. Простирание пластины в северной части субширотное, в юго-западной части меняется на субмеридиональное. В геофизических полях метаморфические породы выражены положительными аномалиями силы тяжести. С севера и северо-запада тектоническая пластина метаморфических пород совмещена с пластиной нижнекембрийских вулканитов, на юге и юговостоке – с толщей пестрого состава, включающей вулканомиктовые песчаники, конгломераты, известняки и вулканиты и интерпретируемой как олистострома аккреционного клина [Dobretsov, Buslov, Yu, 2004]. Разломные зоны, ограничивающие пластину метаморфических пород, трассируются телами рассланцеванных серпентинитов и графитистых милонитов.

Разрез по реке Ангуреп сложен амфиболитами с небольшим количеством мраморов. Типичный парагенезис метаморфитов – кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и эпидот. Роговая обманка имеет умеренную щелочность. Минеральные ассоциации ангурепского разреза относятся к эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений. В разрезе по р. Анамас преобладают гранатовые амфиболиты. Наиболее высокомагнезиальные гранаты содержат более 30% пиропа. В образцах с таким гранатом наблюдаются и максимальные концентрации алюминия в амфиболах (до 17% Al₂O₃). Амфиболы содержат мало щелочей, титана и принадлежат к актинолит-чермакитовой серии. С магнезиальным гранатом ассоциирует рутил. Ассоциация магнезиального граната, глиноземистого амфибола и рутила является высокобарической.

На берегу реки Шалап карьером вскрыт блок гранатовых амфиболитов, сложенных ассоциацией – кварц, плагиоклаз, амфибол, гранат, хлорит и эпидот. Гранат характеризуется аномально высокой железистостью (FeO от 16 до 30%) и отчетливой химической зональностью по содержанию всех компонентов. Предварительный расчет параметров метаморфизма с использованием различных калибровок дает средние значения Р и Т 8 кбар и 600°С

соответственно, и позволяет сделать вывод об относительно пониженном термическом градиенте при метаморфизме. Наличие высокобарических минеральных парагенезисов, геологическое положение в офиолитовом меланже и тектоническая фрагментированность метаморфического разреза позволяют связывать метаморфизм с палеосубдукционной зоной.

Возраст метаморфизма амфиболитов ангурепского комплекса определялся 40 Ar/³⁹Ar изотопным датированием чермакитового амфибола из образца гранатового амфиболита A.B. Травиным и C.A. Каргополовым. Высокобарической минеральный парагенезис, выявленный в данном образце, включает Qzt + Pl+ Hbl1+ Gr+Rut. Вторичные минералы представлены ассоциацией Ep+Mu+Chl+Hbl2. Вторичный амфибол (Hbl2) редок и представлен актинолитовой роговой обманкой и актинолитом. Для датирования была выделена монофракция чермакитового амфибола, характеризующего высокобарический парагенезис. В возрастном спектре образца выделяется плато, характеризующееся значением 520±2 млн лет и долей выделенного ³⁹Ar – 60% [Владимиров и др., 1994; Zhimulev et al., 2020]. Температура закрытия изотопной K/Ar системы амфибола (500-550°C) ниже чем оценка температуры для описанного минерального парагенезиса, поэтому полученное значение может рассматриваться как верхняя граница возраста пика метаморфизма.

Для определения времени завершения эксгумации субдукционных метаморфитов нами было проведено аргон-аргоновое датирование мусковита из жилы слюдисто-кварцевых апогранитовых пород, секущей блок гранатовых амфиболитов в терригенной фации Шалапского меланжа. Мусковит представлен разноориентированными выделениями без деформационных структур и представляет собой наиболее поздний, посттектонический минерал, развивавшийся по породам гранитоидной жилы на этапе низкотемпературного диафтореза в породах терригенного меланжа. Аргон-аргоновый возраст мусковита, рассчитанный по методу плато (Табл. 3, Рис. 6.4) составляет 500,0±6 млн лет и может рассматриваться как верхняя оценка времени полного завершения ретроградной ветви метаморфической эволюции комплекса.



Рис. 6.4. Микрофотография мусковит-кварцевой апогранитовой породы (обр. 19-263) и аргон-аргоновый возрастной спектр мусковита

TOC	t	⁴⁰ Ar(STP),	40 . 39	. 1	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar,	±1σ,	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar,	±1σ,	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar,	±1σ,		\sum^{39} Ar	Возраст	. 1
T°C	(мин)	·10 ⁻⁹	⁴⁰ Ar/ ³⁷ Ar	±lσ	·10 ⁻²	·10 ⁻³	·10 ⁻²	·10 ⁻³	·10 ⁻²	·10 ⁻³	Ca/K	(%)	(млн лет)	$ \pm 1\sigma$
													±1σ	
	Слюда 19-263, навеска 41,98 мг, J = 0,006025±0,000095 [*] ; интегральный возраст = 486,7±6,7 млн лет;													
					возраст пл	ато (750)-1130°C) =	16,8±0,4	млн лет					
500	10	75,5	38,711	0,133	2,488	2,38	11,81	18,3	6,221	1,48	0,43	2,5	208,4	5,3
600	10	148,1	53,527	0,078	1,668	1,46	20,02	12,4	3,162	0,64	0,72	6,1	425,8	6,2
675	10	166,2	55,496	0,124	1,72	0,65	6,9	7,6	1,98	1,04	0,25	10,1	472,1	7,1
730	10	169,4	56,208	0,050	1,756	1,02	2,21	7,2	2,052	1,06	0,08	14,0	476,3	7,1
800	10	499,0	56,151	0,100	1,308	0,08	2,36	6,1	1,221	0,64	0,08	25,6	496,2	7,1
870	10	967,8	55,757	0,094	1,173	0,58	1,28	4,7	0,759	0,36	0,05	48,2	504,2	7,0
920	10	674,9	56,264	0,073	1,121	0,8	0,61	4,7	0,829	0,53	0,02	63,8	506,7	7,1
970	10	497,8	57,075	0,065	1,082	0,87	0,14	10,7	1,18	0,87	0,00	75,2	504,8	7,3
1020	10	418,1	60,675	0,069	1,59	1,61	2	16,9	2,583	1,12	0,07	84,2	500,3	7,4
1090	10	367,6	57,292	0,131	1,881	1,25	3,6	18,2	1,961	0,9	0,13	92,5	487,5	7,2
1170	10	261,9	59,614	0,162	1,27	2,01	6,38	29,1	3,027	0,63	0,23	98,3	480,7	6,9
1250	10	85,3	64,346	0,368	2,359	3,21	7,06	32,1	8,11	2,7	0,25	100,0	392,9	9,1

Таблица 3. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования

* J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

На территории Салаира не выявлены фрагменты докембрийской консолидированной континентальной коры, а, учитывая, что осадочные отложения сопредельных с Салаиром палеозойских осадочных бассейнов почти не содержат детритовых цирконов древнее 580 млн лет и имеют высокие значения єNd [Жимулев и др., 2018, 2017, 2022; Zhimulev et al., 2020], можно заключить что подобные фрагменты отсутствуют и на глубине и Салаир представляет собой блок ювенильной раннепалеозойской континентальной коры, сформированной в результате надсубдукционного островодужного магматизма. Земная кора Салаира, вероятно, сложена преимущественно магматическими породами основного и кислого состава.

6.1.2. Деформированный палеозойский осадочный чехол Салаира

Силурийские и девонские карбонатно-терригенные мелководно-морские отложения несогласно перекрывают кембрийско-раннеордовикский вулканический комплекс и образуют осадочный чехол, формировавшийся после завершения островодужного вулканизма и аккреции островодужных систем к Сибирскому континенту. Покровная структура Салаира сформирована в пермском периоде в результате коллизии Сибирского, Восточно-Европейского и Казахстанского континентов [Берзин и др., 1994; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990] и запечатана позднепермскими полифазными гранитоидными батолитами жерновского комплекса [Росляков и др., 2001]. Образования постраннеордовикского палеозойского осадочного чехла встречаются в чешуйчатой структуре Салаира в виде тектонических клиньев и выполняют Хмелевский прогиб, выполняющий внутреннюю часть подковообразного в плане Салаирского аллохтона.

Хмелевский прогиб сложен комплексом отложений, имеющих возраст от раннего ордовика до раннего карбона. Наиболее крупный перерыв в осадконакоплении характеризуется выпадением из разреза осадков с нижнего силура до нижнего девона. По аналогии с другими герцинскими прогибами АССО, подошва девонских отложений может рассматриваться как основание наложенного прогиба. Суммарная мощность разреза девонско-раннекарбоновых отложений оценивается более чем в 4200 м [Беляев и др., 2015]. Нижняя часть разреза девонского возраста, верхняя часть – темно-серыми углеродистыми глинистыми сланцами и сероцветными песчаниками с реднедевонской хмелевской свиты и верхнедевонско-нижнекарбоновой пайвинской свиты. Отложения пайвинской свиты и верхнедевонско-нижнекарбоновой пайвинской свиты. Отложения пайвинской свиты только в узкой полосе на крыльях прогиба и в ядрах горст-антиклинальных структур. Отложения Хмелевского ворсиба и в пределах

Салаира. Учитывая, что на окраинах прогиба складчатость конформна позднепалеозойской складчато-надвиговой структуре Салаира, предполагается, что основание прогиба могло быть сорвано с додевонского фундамента [Токарев, Шатилова, Котик, 2019]. Складчатость Хмелевского прогиба характеризуется северо-восточной вергентностью и по своим морфологическим особенностям может быть отнесена к структурам складчато-надвигового парагенезиса.

6.1.3. Зона сочленения Салаира и Кузнецкого прогиба

Наложенный герцинский Кузнецкий прогиб подробно описан в геологической литературе [Авдеев и др., 2003; Лавренов и др., 2018; Матвеевская, 1969; Davies et al., 2010; Yuzvitskiy, 1984]. Он выполнен мощной осадочной последовательностью, охватывающей возрастной интервал с девона до средней юры. Девонско-раннекарбоновые отложения имеют преимущественно карбонатный состав, суммарная мощность девонско-нижнекарбоновых свит превышает 3 км. Среднекарбоново-пермская часть разреза, включающая балахонскую и кольчугинскую серии, сложена терригенными угленосными осадками. Мощность этой части разреза достигает максимальных значений (до 5900 м) в присалаирской части Кузнецкого прогиба [Лавренов и др., 2018]. Триасовые вулканиты и юрские континентальные терригенные отложения образуют серию мульд, тяготеющих к осевой части прогиба.

Отложения Салаира надвинуты на осадочное выполнение Кузнецкого прогиба с образованием широкой системы чешуйчатых надвигов в осадочном чехле прогиба. Надвиговый характер границы подтверждается данными изучения горных выработок и буровых скважин [Авдеев и др., 2003; Новиков и др., 2013]. По данным сейсмического зондирования [Максименко, 1999] мощность тектонической пластины Салаирского аллохтона на его северо-восточной окраине составляет 4-5 км. В глубинном строении наличие Салаирского аллохтона приводит к погружению поверхности Мохо под ним до 45 км, в то время как под Кузбассом она находится на глубинах 39-40 км [Yuzvitskiy, 1984]. Главный импульс покровообразования датируется пермским периодом. В это время Присалаирская часть Кузбасса развивалась как форландовый осадочный бассейн, прогибание которого компенсировалось накоплением континентальных моласс кольчугинской серии. В тылу Салаирского аллохтона покровная структура запечатывается позднепермскими гранитоидными батолитами жерновского комплекса.

6.1.4. Возрастные рубежи гранитоидного магматизма Салаирского кряжа

Постскладчатый гранитоидный магматизм – одно из ключевых событий коллизионного орогенеза. Установление возрастных рубежей гранитоидного магматизма необходимо для

построения моделей тектонической эволюции складчатых областей. В то же время, для гранитоидных комплексов Салаира до последнего времени надежные датировки практически отсутствовали. Легенда к листам кузнецкой серии государственной геологической карты РФ построена на основе старых калий-аргоновых, немногочисленных аргон-аргоновых и рубидийстронциевых датировках и региональных аналогиях. С целью надежного определения возрастных рубежей гранитоидного магматизма нами было предпринято уран-свинцовое датирование циркона из всех крупных и ряда мелких гранитоидных массивов Салаира. Результаты датирования заставляют практически полностью пересмотреть схему расчленения гранитоидов Салаира, положенную в основу серийной легенды. Кроме того, с целью определения возраста геологических событий, проявленных в виде наложенного термического воздействия, нами проводилось аргон-аргоновое датирование биотита или роговой обманки из образцов гранитоидов, датированных уран-свинцовым методом. Такой подход является одним из перспективных методов для выявления внутриконтинентальных тектонических перестроек, а также для изучения истории эксгумации и охлаждения гранитоидов в результате воздействия тектонических факторов и денудации. Подобные исследования позволяют по-новому взглянуть на перспективы использования аргон-аргоновой изотопной системы для геологических исследований. Как будет показано, аргон-аргоновое датирование может использоваться с большой осторожностью для датирования древних интрузивных массивов и только в случаях отсутствия заметной тектонической переработки пород. С другой стороны, применение аргонаргонового датирования позволяет выделять событийные рубежи, «невидимые» для высокотемпературной уран-свинцовой изотопной системы. Местоположение образцов интрузивных пород, отобранных для геохронологического изучения, приведено в Табл. 4.

Исходя из изложенных целей, ниже приведено очень краткое, не претендующее на полноту описание гранитоидных интрузий Салаира, основное же внимание уделено интерпретации полученных датировок, с точки зрения их значения для тектонической эволюции региона, и сопоставлению результатов U/Pb и Ar/Ar датирования полученных по минералам из одного образца.

Малые порфировые и микрогранитовые интрузии, сингенетичные кембрийским вулканитам и участвующие в строении вулканических разрезов венд-раннеордовикского складчатого фундамента в разделе не рассматриваются, речь идет только о постскладчатых гранитоидных массивах. Постскладчатые гранитоидные массивы Салаира пространственно образуют три ареала – южный центральный и северный.

Северный ареал представлен Улантовским и Коуракским массивами, расположенными, на северной оконечности Салаирского кряжа, в зоне перегиба салаирских структур. Массивы имеют

субизометричную форму в плане и рассматриваются как куполообразные выступы кровли единого батолита [Беляев, Нечаев, 2015].

Центральный ареал включает наиболее крупные многофазные гранитоидные массивы – Елбанский, Выдрихинский, Федосеевский, Жерновский, а также ряд мелких штоков (Хмелевский, Яновский и др.), представляющих собой, по-видимому, выступы кровли единого батолита. Эти интрузии приурочены к краевой части девонско-раннекарбонового Хмелевского прогиба, осадочные отложения которого подверглись ороговикованию.

Южный ареал представлен преимущественно мелкими массивами и отдельными обнажениями гранитоидов, приуроченными к эрозионным окнам в осадочном чехле кайнозойской Бийско-Барнаульской впадины. По современным данным, значительная часть палеозойского фундамента этой части ББВ сложена гранитоидами [Жимулев и др., 2021а; Токарев и др., 2019]. Наиболее крупные массивы ареала – Еландинский массив, секущий Шалапский ареал офиолитового меланжа, и Горновский массив, слагающий останцевую гряду в поле распространения кайнозойского чехла ББВ.

				Результаты датирования (млн лет)			
Номер	Координаты места отбора	Порода, массив	Интрузивный комплекс	Циркон, U/Pb	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar – возрастное плато (доля выделенного ³⁹ Ar, %)		
	•	Север	оный Салаир				
14-277	C 54°53'1,39" B 84°17'59,91"	Лейкогранит, Улантовский массив	улантовский	413,3±7	Не датировался		
17-1279	C 54°48'50,24" B 84°17'51,48"	Монцодиорит, Улантовский массив	улантовский	430,6±3,4	Биотит, Дискордантный спектр		
17-1284-1	C 54°52'39,91" B 84°20'35,41"	Гранодиорит, Улантовский массив	улантовский	423,4±4,9	Биотит, 423,0±7,9 (50)		
17-1284-2	C 54°52'39,91" B 84°20'35,41"	Гранит, Улантовский массив	улантовский	426,7±2,8	Биотит, Дискордантный спектр		
20-278	278 Гранит, Коуракский массив		улантовский	422,2±1,3	Биотит, Дискордантный спектр, Ступень 639,5±7,2		
18-1350	C 54°10'51,70" B 84°57'3,16"	Диорит, Выдрихинский массив	жерновский (выдрихинский)	257,5 ±2,0	Биотит, 220,7±3,7 (35)		
18-1347	C 53°58'38,97" B 84°47'11,25"	Гранит, Жерновский массив	жерновский	252,2 ±3,2	Биотит, 243,0±3,8 (74)		
17-1287	C 54°19'42,40" B 84°41'53,12"	Диорит, Елбанский массив	жерновский (выдрихинский)	255,8 ±1,8	Не датировался		
17-1287-1	C 54°19'42,40" B 84°41'53,12"	Диорит-порфирит, Елбанский массив	жерновский (выдрихинский)	256,2 ±2,0	Биотит 257,1±3,9		
19-227		Гранодиорит	жерновский (выдрихинский)	Не датировался	Ступень 182,6±3,2		

Таблица 4. Местоположение отобранных образцов интрузивных пород Салаира и результаты датирования

18-208	C 53°46'59,03" B 86°20'36,19"	Монцонит, массив Борсук	борсукский	304,6 ±2,4	Роговая обманка, 303,2±4,9 (53)				
Южный Салаир									
19-254	C 53°58'49,22" B 85°10'57,07"	Гранит	жерновский	257,9±2,6	Не датировался				
19-258	C 53° 9'4,23" B 85°42'1,84"	Гранит, Еландинский массив	жерновский	253,1±1,1	Биотит 254,5±4,0				
19-266	C 53° 5'18,13" B 85°19'5,52"	Гранит, Горновский массив	горновский	379,9±1,1	Биотит 255,8±4,1				

6.1.4.1. Северный ареал (улантовский комплекс, Улантовский и Коуракский массивы)

Северный ареал представлен Улантовским (80 км²) и Коуракским (120 км²) многофазными массивами. Массивы имеют субизометричную форму в плане и рассматриваются как куполообразные выступы кровли единого батолита. По меньшей мере две интрузивные фазы участвуют в строении интрузивов: первая фаза представлена диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами, вторая – биотитовыми гранитами и лейкогранитами. По химическому составу породы обеих фаз – высокоглиноземистые низкотитанистые и относятся к нормальному петрохимическому ряду калиево-натриевой серии. Возраст и формационная принадлежность этих гранитоидных массивов длительное время является дискуссионным вопросом. На севере массивы перекрыты раннеюрскими отложениями распадской свиты, образующей нижнюю часть осадочного выполнения Доронинской впадины. Конгломераты распадской свиты в районе с. Новоабышево содержат большое количество гальки и мелких валунов гранитоидных пород. Данные о взаимоотношениях интрузий с палеозойскими породами противоречивы, что объясняется слабой обнажённостью местности, а также конвергентным обликом кембрийских и девонских отложений района, в составе которых преобладают подвергшиеся зеленокаменным изменениям вулканиты основного состава, их туфы и вулканомиктовые песчано-сланцевые отложения. В.Д. Фомичев (1947, 1961) [Фомичев, Алексеева, 1961; Фомичев, Казаринов, 1947] указывал, что одна из апофиз улантовских гранитоидов метаморфизует нижний карбон. А. А. Арапов (1960) [Арапов, 1960], проводивший ГСР-50 в районе Улантовского и Коуракского плутонов, настаивал на позднедевонском возрасте комплекса. По его данным, интрузии метаморфизуют отложения живета и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями турне и верхнего девона. Б. В. Голошейкин (1965) [Голошейкин, 1965] утверждал, что породы Улантовского плутона трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего живета, Р.Ф. Колпакова (1973) [Колпакова, Вавилихин, 1973] – что они метаморфизуют отложения кембрия в куполе брахиантиклинальной структуры,

а не живета. Мареевым и др. (1976) [Мареев, 1976] было показано, что улантовские гранитоиды метаморфизуют живетские и инъецируют франские отложения, В.В. Нечаевым (1988) [Нечаев, Неволько, Валуев, 1988] - что верхнеживетские отложения на юге Улантовского массива ороговикованы. В то же время В. В. Нечаев и Н.И. Хубльдикова (1996) [Беляев, Нечаев, 2015] указывают, что при разбуривании надинтрузивной зоны южного погружения Улантовского массива вскрыта пачка песчаников, алевролитов, лиловых андезитовых, базальтовых порфиритов, туфов порфиритов в основании с 40-метровым горизонтом конгломератов. Конгломераты содержат гальку гранитоидов, контактовых роговиков, андезитовых и базальтовых порфиритов. По составу пород и конгломератов эта пачка соответствует фрагменту сафоновской свиты среднего девона. Исходя из этого, гранитоиды улантовского массива должны иметь досреднедевонский возраст. В литературе также упоминаются К-Аг датировки коуракских гранитоидов в 319 и 320 млн лет, без указания первоисточника [Беляев, Нечаев, 2015]. Для кварцевых диоритов Улантовского массива определен Rb-Sr изохронный возраст 424±19 млн лет, по амфиболу из тех же пород получен Ar-Ar возраст 411,7±4,7 млн лет, а лейкограниты массива имеют Rb-Sr изохронный возраст 417±1 млн лет [Росляков и др., 2001]. Ar-Ar возраст по плагиоклазу дайки плагиогранит-порфиров секущих гранитоиды Улантовского массива составляет 258±5 млн лет [Сотников и др., 1999]. Несмотря на столь противоречивые данные, при составлении легенды Кузбасской серии [Бабин и др., 1999] гранитоидные массивы северного ареала рассматривались совместно с массивами южного и их возраст был принят позднепалеозойским. Самостоятельный улантовский комплекс, выделявшийся ранее, был исключён из легенд. На картах N-45, N-45-VII Коуракский и Улантовский массивы представляют собой полихронные плутоны, диоритовая фаза которых относится к выдрихинскому комплексу средне-позднекарбонового возраста, а гранит-лейкогранитовая к жерновскому позднепермскораннетриасовому. Учитывая, что данные представления противоречат геохронологическим данным, ниже данные плутоны рассматриваются в составе улантовского комплекса.

С целью уточнения возраста интрузивных пород Улантовского массива нами было предпринято уран-свинцовое датирование циркона из четырех образцов пород массива. Обр. 14-277 представлен розовыми катаклазированными лейкогранитами и отобран из обнажений на вершине горы Улантовой в центральной части массива. Обр. 17-1279 (диорит) отобран из обнажений на борту долины реки Чем, около бывшей деревни Желтоногино, где обнажен южный контакт массива. Диориты содержат многочисленные ксенолиты роговиков по песчаникам, в отдельных обнажениях роговики секутся жилами диоритов. Обр. 17-1284-1 и 17-1284-2 отобраны из карьера к югу от села Лебедево, в северной части массива. Крупнозернистые гранодиориты (обр. 17-1284-1) пронизаны многочисленными дайками мелкозернистых биотитовых гранитов (обр. 17-1284-2). Коуракский массив обнажен еще хуже. Нами отобран образец для датирования (обр. 20-278) из береговых обрывов речки Коурак. Образец представлен сильно выветрелыми крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Обр. 14-277 был датирован в Университете Аделаиды, обр. 17-1279, 17-1284-1 и 17-1284-2 в Университете Тасмании, обр. 20-278 в ЦКП МЭИИ СО РАН (Новосибирск), все образцы датировались и на установках LA-ICP-MS. Цирконы из образцов 17-1279, 17-1284-1, 17-1284-2 имеют возрасты 430,6±3,4 423,4±4,9 и 426,7±2,8 соответственно (Рис. 6.5). Цирконы из обр. 14-277 имеет возраст 413,3±7 млн лет (Рис. 6.6), цирконы из гранитов Коуракского массива (обр. 20-278) имеют возраст 422,2±1,3 млн лет (Рис. 6.7). Все полученные датировки хорошо согласуются между собой и лежат в интервале 430 – 413 млн лет, что соответствует концу раннего силура-началу девона. При этом наиболее молодое значение возраста не вполне однозначно: в первоначальном, авторском варианте расчёта значения возраста, возраст составил 441 млн лет. Большая часть датировок соответствует позднему силуру. Цирконы из обр. 17-1284-1 и 17-1284-2 имеют одинаковый в пределах ошибки возраст, хорошо согласующийся с опубликованным Rb/Sr изохронным возрастом. Таким образом, обе интрузивные фазы имеют близкий, одинаковый в пределах аналитической ошибки, позднесилурийский возраст. Таким образом, гранитоиды Северного Салаира не являются возрастным аналогом позднепалеозойских гранитоидных интрузий центральной части Салаира. Сходство главных особенностей химического состава и близкий возраст разных фаз Улантовского массива позволяет относить их к единому интрузивному комплексу, что требует возвращения к представлениям о формационной самостоятельности улантовского гранодиоритгранитового комплекса. Противоречивые геологические данные объясняются сходством кемброордовикских и живетских вулканических разрезов северного Салаира. Эти противоречия хорошо видны при сравнении полей распространения кембрия и девона на старом [Колпакова, Мареев, 1968] и новом [Беляев, Нечаев, 2015] изданиях листа N-45-VII, а также присутствием в районе более молодых даек.

Для аргон-аргонового датирования был отобран биотит из четырех датированных урансвинцовых методом образцов (обр. 17-1279, 17-1284-1, 17-1284-2 из Улантовского массива и обр. 20-278 из Коуракского). Для биотитов из монцодиорита и гранодиорита Улантовского и Коуракского массивов получены дискордантные спектры, завышенные значения возраста высокотемпературных ступеней в которых, по всей видимости, не имеют геологического смысла. Во всех этих образцах доля выделенного аргона составляет менее 50%. Только на спектре биотита из обр. 17-1284-1 получено плато с возрастом 423,0±7,9 млн лет, согласующимся с урансвинцовым возрастом (Рис. 6.8). Геохронологическое изучение гранитоидов массивов улантовского комплекса с использованием двух изотопных систем показывает, что среднетемпературная К-Аг изотопная система легко нарушается при наложенных тектонотермальных воздействиях и сам факт ее нарушения может служить индикатором постмагматических этапов нагрева и деформаций. Массивы улантовского комплекса, исходя из их геологического положения, подверглись двум крупным постмагматическим событиям, первым из которых является вспышка вулканической активности на западе ACCO и раскрытие задугового бассейна КТСЗ на рубеже среднего и позднего девона, а вторым – коллизионное покровообразование Салаира в позднем карбоне – перми. Этап покровообразования по отношению к раннепалеозойской структуре Салаира может рассматриваться как ВО. При этом важно иметь ввиду, что термальное воздействие может приводить не только к потере радиогенного аргона и радиоизотопному омоложению, но и к насыщению минерала радиогенным аргоном из вмещающих толщ и удревнению оценки возраста. В случае массивов улантовского комплекса отдельные ступени на дискордантных Ar-Ar спектрах примерно соответствуют возрасту вмещающих граниты кембрийских вулканитов.



Рис. 6.5. Результаты уран-свинцового датирования циркона из гранитов Улантовского массива (обр. 17-1279, 17-1284-1, 17-1284-2)



Рис. 6.6. Результаты уран-свинцового датирования циркона из гранитов Улантовского массива (обр. 14-277)



Рис. 6.7. Результаты уран-свинцового датирования циркона из гранитов Коуракского массива (обр. 20-278)



Рис. 6.8. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования биотита из гранитоидов Улантовского и Коуракского массивов

6.1.4.2. Центральный ареал (жерновский комплекс, Елбанский, Выдрихинский, Жерновский массивы)

Елбанский, Выдрихинский, Федосеевский гранитоидные массивы и несколько десятков малых штоков размером от десятков метров до 1,5 км в поперечнике образуют в центральной части Салаира полосу длиной 60 км (от с. Елбань до с. Смазнево) и шириной около 15 км. Простирание этой полосы 145° соответствует простиранию надвигов, образующих покровную структуру Салаира. В геолого-структурном плане данная полоса представляет собой зону сочленения между Хмелевским прогибом и выступом нижнепалеозойского фундамента осевой части Салаира, при этом гранитоиды локализованы в песчано-сланцевых отложениях Хмелевского прогиба. Исходя из геологических и геофизических данных, можно предполагать, что перечисленные гранитоидные массивы центрального Салаира представляют собой выступы единого гранитоидного батолита, занимающего межформационное положение в зоне разделительного срыва между нижнепалеозойским складчатым фундаментом и наложенным Хмелевским прогибом. Жерновский массив расположен внутри Хмелевского прогиба. Выдрихинский массив (около 250 км²) рассматривается вместе с Федосеевским (70 км²). Предположительно, он имеет форму в виде батолита с пологим южным и крутыми – северным,

западным и восточным контактами. В массиве выделяется две фазы. Породы первой фазы, слагающие краевую зону массива, порфировидные, среднезернистые биотитовые и биотитроговообманковые тоналиты. Вторая представлена в основном биотитовыми и роговообманковобиотитовыми натриевыми гранитами. Елбанский массив (около 14 км²) представляет собой тело штокообразной формы, у которого крутые западный, восточный, южный контакты и более пологий – северный. Массив сложен кварцевыми диоритами, образующими постепенные переходы с биотит-роговообманковыми гранитами. Жерновский представляют собой штокообразные тело из мелкокристаллических биотитовых гранитов, которые на поверхности прослеживаются в виде дресвы и единичных обломков на площади 30-40 км². Массив характеризуются однообразием слагающих пород, среди которых выделяются структурные разновидности: грубо-, крупно- и среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, мелкозернистые аплитовые граниты и породы жильной фации.

На государственных геологических картах [Беляев и др., 2015] все диоритотнесены гранодиоритовые массивы данного ареала К средне-позднекарбоновому выдрихинскому кварцдиорит-тоналит-гранодиоритовому комплексу, а все гранитовые тела к жерновскому позднепермско-раннетриасовому монцонит-граносиенит-гранитлейкогранитовому комплексу. При этом массивы, сложенные тоналитами и гранитами, рассматриваются как полихронные, сложенные образованиями двумя различных интрузивных комплексов. Интересно, что по тоналитам «выдрихинского» комплекса не получено ни одной карбоновой датировки. Вот как выглядит описание геохронологической изученности и возрастного обоснования гранитоидов, относимых к выдрихинскому комплексу [Беляев и др., 2015]: «Радиологическое датирование пород даёт широкий разброс возрастов. К-Ar определение возраста гранитоидов по валовому составу для Выдрихинского массива – 253 и 219 млн лет [Свиридов и др., 1999 и ссылки в ней], Елбанского – 286, 243, 239 и 235 млн лет (лаборатория Уральского ПГО). Для Елбанского массива получена Rb-Sr изохрона, соответствующая 258 млн лет (позднепермский возраст), Ar-Ar даты по амфиболу – 273 млн лет (ранняя пермь), по биотиту, полевым шпатам и роговой обманке – 247-260 млн лет – пермский возраст [Свиридов и др., 1999 и ссылки в ней]. Благодаря отчетливо выраженному натриевому типу щелочности и повышенной основности, плагиогранитоиды выдрихинского комплекса хорошо сопоставляются с аналогичными образованиями волчихинского габбро-тоналит-плагиогранитового комплекса (С2-3) Рудного Алтая. В этой связи, с учетом рвущих взаимоотношений гранитоидов выдрихинского комплекса с отложениями пайвинской свиты (D₃?-C₁), их возраст условно принимается среднепозднекарбоновым». Таким образом, подавляющее большинство имеющихся датировок – пермские, часть датировок, полученных при помощи К-Аг изотопной системы – триасовые, но, исходя из неких сопоставлений с интрузивными массивами весьма удаленного региона, для части

полифазных диорито-гранитовых массивов принимался средне-позднекарбоновый возраст. Для жернового комплекса позднепермско–раннетриасовый возраст принимается на основании U-Pb датировки циркона из гранитов Жерновского массива (249,8±1,6 млн лет) [Владимиров, Крук, Руднев, 2000].

Для уран-свинцового датирования были отобраны следующие образцы: диориты выдрихинского массива (обр. 18-1350), граниты жерновского массива (обр. 18-1347), диориты (обр. 17-1287) Елбанского массива. Также из Елбанского массива был отобран образец диоритпорфира (обр. 17-1287-1), слагающего жилу мощностью 5-7 см. Все образцы датировались в ЦКП МКИИ СО РАН в Новосибирске. По диоритам выдрихинского комплекса (обр. 18-1350) был получен возраст 257,5±2 млн лет, по гранитам жернового массива (обр. 17-1347) – 252,2±3,2 млн лет (Рис. 6.9), по диоритам Елбанского массива – 255,8±1,8 млн лет, диорит-порфиры из жилы того же массива – 256,2±2,0 млн лет (Рис. 6.10). Все полученные значения лежат в узком диапазоне времени (257-252 млн лет) в пределах поздней перми. Диоритовая фаза древнее гранитовой на несколько миллионов лет, что сопоставимо с аналитической ошибкой.

Аргон-аргоновое датирование было проведено по трем из четырех образцов: биотит из диоритов Выдрихинского массива имеет возраст плато 220,7±3,7 млн лет, интегральный возраст составляет 189,7±3,1 млн лет, а доля выделенного аргона – 35% (Рис. 6.9). Биотит из диоритпорфира Елбанского массива имеет возраст плато 257,1±3,9 млн лет, интегральный возраст составляет 252,8±3,8 млн лет (Рис. 6.10). Биотит из гранитов Жерновского массива имеет возраст плато 243,0±3,8 млн лет (Рис. 6.9). Таким образом, для дайки сантиметрового масштаба аргонаргоновый возраст совпадает с уран-свинцовым в пределах аналитической ошибки, для биотита из жерновского массива аргон-аргоновый возраст меньше уран-свинцового на 8 млн лет. И этого достаточно, чтобы жерновский плутон оказался раннетриасовым, а не позднепермским, а для выдрихинского массива наблюдается существенное омоложение возраста при использовании калий-аргоновой изотопной системы (37 млн лет).

Также было проведено аргон-аргоновое датирование биотита из гранодиоритов одного из малых штоков в окрестностях села Хмелевка (обр. 19-227). По биотиту из данного образца был получен ступенчатый спектр, включающий плато на уровне 182,6±3,2 млн лет (ранняя юра) (Рис. 6.11).

Если уран-свинцовые возрасты гранитов ложатся в узкий интервал позднепермских значений (257-252 млн лет), то аргон-аргоновые датировки образуют широкий диапазон (257-220 млн лет) пермо-триасовых возрастов, самые древние, из которых совпадают с уран-свинцовыми.



Рис. 6.9. Результаты уран-свинцового датирования циркона (а) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования биотита (б) из гранодиоритов Выдрихинского массива (обр. 18-1350), гранитов Жерновского массива (обр. 18-1347)



Рис. 6.10. Результаты уран-свинцового датирования циркона (а) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования биотита (б) из гранодиоритов Елбанского массива (обр. 17-1287), аплитовидных гранодиоритов Елбанского массива (обр. 17-1287-1)



Рис. 6.11. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования биотита из гранодиоритов, слагающих шток в районе с. Хмелевка (обр. 19-227)

6.1.4.3. Южный ареал (жерновский и горновский комплексы, Еландинский и Горновский массивы)

В пределах южного Салаира локализован ряд гранитоидных массивов, наиболее крупными из которых являются Еландинский и Горновский. Гранитоиды района перекрыты чехлом рыхлых отложений и изучены по единичным обнажениям и керну картировочных скважин. Горновский массив выходит на поверхность в пределах останцевой холмистой гряды окруженной кайнозойскими отложениями ББВ. По данным [Токарев, Куртигешев, Ефремова, 2019] площадь выхода Горновского массива на погребенной поверхности палеорельефа составляет 712 км², Еландинского массива — 64 км². Еландинский массив прорывает песчано-сланцевые верхнедевонско-нижнекарбоновые отложения Хмелевского прогиба, а также комплексы нижнепалеозойского фундамента, включая Шалапский офиолитовый меланж. В экзоконтактовых зонах развиты роговики. Оба массива сложены крупнозернистыми биотитовыми гранитами и на государственной геологической карте отнесены к позднепермскораннетриасовому жерновскому комплексу, однако на обнажениях видно, что граниты Горновского массива абсолютно свежие, отчетливо посттектонические, массивные. Граниты Горновского массива имеют директивные текстуры, выраженные разгнейсованием по массе. В шлифах видно, что кварц гранитов Горновского массива имеет блочное строение.

По циркону из гранитов Еландинского массива (обр. 19-258) получен возраст 253,1±1,1 млн лет. Циркон из гранитов Горновского массива (обр. 19-266) имеет возраст 379,9±1,1 млн лет (Рис. 6.12). Таким образом, граниты Еландинского массива имеют позднепермский возраст, что

в пределах аналитической ошибки соответсвует возрасту гранитов петротипического Жерновского массива. Горновский массив имеет позднедевонский возраст, совпадающий с возрастом рифтогенного вулканизма в пределах КТСЗ [Zhimulev et al., 2020].

Биотит из гранитов Еландинского массива (19-258) имеет возраст плато 254,5 ±4,0 млн лет и интегральный возраст 251,5±4,9 млн лет. Биотит из Горновского массива имеет возраст плато 255,8±4,1 млн лет и интегральный возраст 249,0±4,0 млн лет (Рис. 6.12). Аргон-аргоновый возраст биотита из Еландинского массива в пределах погрешности совпадает с уран-свинцовым возрастом и, очевидно, датирует время кристаллизации. Биотит из позднедевонского Горновского массива имеет надежно определенный позднепермский возраст, совпадающий с возрастом наиболее массового эпизода гранитообразования в регионе. Мы интерпретируем этот возраст как время перекристаллизации биотита в условиях деформаций гранитоидов Горновского массива на поздних стадиях формирования

Также в краемой части Хмелевского прогиба встречаются небольшие гранитоидные штоки, секущие верхне-девонско-нижнекарбоновые песчаники пайвинской свиты и ее аналогов. По циркону из гранитового штока вблизи деревни Титово, на берегу реки Чумыш, получена дискордантная датировка циркона, в которой по трем значениям выделяется конкордантный компонент с возрастом 257,9±2,6 млн лет (Рис. 6.13).



Рис. 6.12. Результаты уран-свинцового датирования циркона (а) и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования биотита (б) из гранитов Еландинского массива (обр. 19-258), гранитов Горновского массива (обр. 19-266)



Рис. 6.13. Результаты уран-свинцового датирования циркона (а) и конкордантные значения уран-свинцового возраста циркона из гранитов, слагающих шток в районе деревни Титово (обр. 19-254)

6.1.4.4. Массив Борсук

Массив представляет собой шток овальной формы в правобережье р. Томь-Чумыш (на современных топокартах г. Барсук с абс. отм. 567,3 м) с площадью выхода на поверхность 6 км². В плане массив имеет изометричную форму, вытягивающуюся в северо-западном направлении. Массив прорывает отложения илокарской серии нижнего – верхнего ордовика. Для массива характерно концентрически-зональное строение, разделенное на две фазы. Первой фазе принадлежат габбро и монцодиориты из центральной части массива. Вторую внешнюю фазу образуют сиениты и щелочные сиениты. Монцодиориты сложены серицитизированным и альбитизированным плагиоклазом 45-70%, роговой обманкой 5-25%, моноклинным пироксеном 5-10%, биотитом 7%, кварцем 0-5% и калиевым полевым шпатом 5-10%.

Массив Борсук был продатирован при проведении геолого-съемочных работ при составлении геологической карты нового поколения: U-Pb возраст цирконов из сиенитов массива (проба № 8003), полученный на SHRIMP, установлен на уровне 304,4±3,9 млн лет [Токарев и др., 2019], что соответствует верхнему карбону. Нами независимо проведено уран-свинцовое датирование циркона из монцодиоритов центральной части массива на установке ICP-MS методом лазерной абляции в ЦКП МКИИ СО РАН. Полученный возраст циркона составил 304,6±2,4 млн лет (Рис. 6.14). Аргон-аргоновый возраст роговой обманки из этого же образца составляет 303,2±4,9 млн лет (Рис. 6.15).



Рис. 6.14. Результаты уран-свинцового датирования циркона из монцонитов массива Борсук (обр. 18-208)



Рис. 6.15. Результаты 40Ar/39Ar датирования роговой обманки из монцонитов массива Борсук (обр. 18-208)

6.1.4.5. Неодимовая изотопная систематика гранитоидов Салаира

В целях вещественной характеристики источника для интрузивных пород Салаира и в рамках сопоставления гранитоидного магматизма Салаира и КТСЗ было проведено исследование неодимовой изотопной систематики образцов пород из датированных массивов. Результаты изучения неодимовой систематики представлены в Табл. 5 и на Рис. 6.16.

Таблица 5.	Результаты	изучения	изотопного	состава	неодима	ИЗ	интрузивных	пород
Салаира								

Образец	Порода	Концентрация, мкг/г		Изотопные	отношения	Т _{DM} , млн лет	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$
		Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		
17-1284-1	гранодиорит	8,22	39,5	0,1257	0,512620±	921	+3,6
17-1284-2	гранит	3,47	17,146	0,1223	0,512560±	987	+2,6
18-208	монцонит	9,69	29,1	0,1157	0,512762±	607	+5,7
18-1347	гранит	2,19	12,51	0,1058	0,512746	574	+5,2
18-1350	гранодиорит	3,51	21,3	0,0996	0,512645	678	+3,5
19-266	гранит	3,03	14,62	0,1252	0,512664	840	+4,0
19-258	гранит	5,05	34,2	0,0892	0,512662	600	+3,9
19-227	гранит	4,18	23,6	0,1073	0,512708	636	+4,2
18-1347	гранит	2,19	12,51	0,1058	0,512746	574	+5,2
18-1350	гранодиорит	3,51	21,3	0,0996	0,512645	678	+3,5



Рис. 6.16. Изотопный состав неодима из интрузивных пород КТСЗ и Салаира, данные по [Бабин, 2015; Жимулев и др., 2022; Zhimulev et al., 2020]. В легенде указаны названия магматических комплексов

На диаграмме видно, что все магматические образования региона характеризуются положительными значениями ϵ Nd(T), характерными для ювенильной коры аккреционных орогенов. Позднепермские гранитоиды приобского комплекса КТСЗ имеют несколько более высокие значения ϵ Nd(T) (4,8-6,0) по сравнению с одновозрастными жерновскими гранитоидами Салаира (3,5-5,2), что, вероятно, объясняется их положением на утоненной при девонском рифтогенезе окраине каледонского корового блока. Девонские рифтогенные образования буготакского комплекса КТСЗ характеризуются наиболее высокими значениями ϵ Nd(T): 6,7-6,9. Щелочно-основные породы комплекса Борсук имеют ϵ Nd(T)=5,7, что сопоставимо с гранитоидными комплексами.

Все интрузивные породы имеют положительные значения єNd(T) в диапазоне +2,6 - +5,7 и модельные возрасты в диапазоне 0,57-0,98 млрд лет. Позднепермские гранитоиды жерновского комплекса имеют неодимомовые изотопные характеристики, идентичные характеристикам гранитоидов приобского комплекса КТСЗ [Бабин и др., 2007; Vetrov et al., 2021b; Zhimulev et al., 2020]. Эти значения типичны для западной части Алтае-Саянской складчатой области и Восточного Казахстана [Коваленко и др., 1996; Крук, 2015]. Применительно к Салаиру полученные данные указывают на отсутствие в глубинных уровнях земной коры региона блоков древней сиалической коры, кроме того, они свидетельствуют в пользу того, что аллохтон КТСЗ перекрывает автохтон, представляющий собой продолжение Салаирских структур.

6.1.4.6. Возрастные рубежи и тектонические обстановки интрузивного магматизма на Салаире

Проведенное датирование позволяет сделать ряд выводов об этапах проявления гранитоидного магматизма на Салаире (Рис. 6.1) и дополнить модель тектонического развития региона.

1. Обе интрузивные фазы Улантовского массива имеют одинаковый, в пределах аналитической ошибки, возраст, соответствующий лудловской эпохе силура. По биотиту из гранодиорита получено согласующееся с U/Pb датировкой значение возраста. Дискордантный характер спектров биотита из монцодиорита, гранита, по всей видимости, связан с неоднократным наложенным термическим воздействием. Обстановка проявления силурийского магматизма остается не вполне определенной. В регионе отсутствуют вулканические проявления силурийского возраста. Силурийские отложения Салаира имеют карбонатно-терригенный состав и рассматриваются как осадочный чехол, накапливавшийся после завершения островодужного магматизма и этапа складчатости фундамента в раннем ордовике.

2. Борсукский габбро-монцонит-сиенитовый массив, возраст которого ранее условно принимался пермо-триасовым [Свиридов и др., 1999], имеет позднекарбоновый возраст. Данный массив по геологическим и геохимическим особенностям представляет собой типично внутриплитный интрузив, хотя его внедрение произошло на ранней стадии коллизионного сжатия и покровообразования.

3. Впервые выявлен эпизод средне-позднедевонского гранитоидного магматизма на Салаире, представленный Горновским массивом. Горновский массив расположен в зоне сочленения Хмелевского прогиба и пластины нижнепалеозойского фундамента Салаира. Учитывая одновозрастность массива с девонским вулканизмом КТСЗ [Zhimulev et al., 2020], можно предположить, что гранитоиды Горновского массива связаны с рифтогенным этапом развития северо-западной окраины АССО, выразившимся в заложении Хмелевского прогиба и раскрытием морского бассейна, ставшего впоследствии КТСЗ.

4. Представления о существовании средне-позднекарбоновых гранитоидов выдрихинского комплекса на Салаире не подтвердились. Диориты, относимые к выдрихинскому комплексу, и граниты жерновского комплекса имеют одинаковый в пределах аналитической ошибки позднепермский возраст. Полученные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки биотита из гранитов моложе на 9 и 36 млн лет соответственно и хорошо согласуются с опубликованными результатами K/Ar датирования. Учитывая геологические данные, можно заключить, что диориты и граниты являются разными фазами единого жерновского полифазного диорит-гранитового комплекса, а позднее закрытие изотопной системы биотитов характеризует их постмагматическую
термическую историю. Время формирования гранитоидов жерновского комплекса ограничивается палеозоем. Все уран-свинцовые датировки укладываются в позднюю пермь. Указания на триасовый возраст части гранитоидов и вошедшие в серийную легенду представления о пермо-триасовом возрасте жерновского комплекса связаны с широким применением калий-аргоновой изотопной системы для определения возраст кристаллизации магматического расплава. Жерновский диорит-гранитовый комплекс является полным аналогом приобского комплекса КТСЗ.

6.1.4.7. Сопоставление результатов уран-свинцового и аргон-аргонового датирования интрузивных массивов Салаира

При сопоставлении результатов уран-свинцового и аргон-аргонового датирования минералов, выделенных из одного образца гранитоидов, можно описать несколько типов соотношений полученных значений и соответствующих им геологических сценариев.

Первый вариант, типичный для силурийских гранитоидных массивов, характеризуется дискордантными спектрами, на которых выделяются различные ступени, часто значительно более древние, чем граниты и даже вмещающие их породы. Аргон-аргоновое датирование производит результаты, не имеющие геологического смысла, хотя в отдельных случаях (в одном из четырёх) возможно выявление на спектре ступеней, соответствующих уран-свинцовому возрасту породы. Можно предположить, что такой сценарий характеризует ситуацию неоднократного термического воздействия на породу. Силурийские граниты северного Салаира по крайней мере дважды подверглись тектоно-термальному воздействию. Первый эпизод связан со средне- позднедевонским рифтогенным вулканизмом, второй – с образованием пермской покровной структуры Салаира. Со вторым этапом термального воздействия связано появление позднепермских гранитоидных даек, секущих Улантовский массив [Беляев, Нечаев, 2015; Росляков и др., 2001].

Второй случай, наиболее информативный, наблюдается в позднедевонских деформированных гранитах Горновского массива, подвергшихся частичной перекристаллизации и разгнейсованию при пермском коллизионном покровообразовании (Рис. 6.17). Возраст слюды из гранитов соответствует времени их деформации и частичной перекристаллизации. Зная регионально геологический контекст или же проведя структурно-геологические исследования, можно дать геологическую интерпретацию выявленному этапу. Отметим, что выявленный при помощи аргон-аргонового датирования эпизод тектоно-термального воздействия остается «невидимым» для высокотемпературной уран-свинцовой изотопной системы.

181



Рис. 6.17. Микрофотография шлифа позднедевонских гранитов горновского комплекса в скрещенных николях

Зерна кварца имеют блочное строение, являющееся результатом перекристаллизации. Порода разгнейсована, биотит ориентирован вдоль плоскостей сланцеватости. По биотиту получен аргон-аргоновый возраст 255,8±4,1 млн лет, интерпретируемый как время завершения деформаций, вызванных покровообразованием на Салаире.



Рис. 6.18. Микрофотография шлифа позднепермских гранитов Еландинского массива жерновского комплекса в скрещенных николях

Порода не несет следов тектонической переработки. Уран-свинцовый и аргон-аргоновый возрасты совпадают в пределах аналитической ошибки и могут быть интерпретированы как время магматической кристаллизации.

Третий случай наблюдается в Выдрихинском, и в меньшей степени в Жерновском массивах. Он характеризуется более молодым значением аргон-аргонового возраста по отношению к уран-свинцовому, при этом величина разницы во времени изменяется в довольно широких пределах: от первых миллионов лет до 40 млн лет. Данная ситуация, по-видимому, характерна для образцов из внутренних частей крупных гранитоидных батолитов.

Четвертый случай – совпадение в пределах аналитической ошибки результатов урансвинцового и аргон-аргонового датирования. В этом случае аргон-аргоновый метод определяет время кристаллизации магматической породы. Эта ситуация наблюдается для тонкой дайки порфировых аплитовидных диоритов из Елбанского массива, для монцодиоритов массива Борсук и гранитов Еландинского массива (Рис. 6.18). Полученные данные свидетельствуют, что подобные соотношения чаще наблюдаются для малых интрузивных тел или краевых частей крупных массивов, при этом порода образца не имеет структурных и текстурных признаков наложенного тектонического воздействия.

Полученные данные позволяют по-новому оценить применимость калий-аргоновой изотопной системы для геохронологических исследований. Если раньше она использовалась как способ датирования высокотемпературных событий, например, магматической кристаллизации, при этом допускалось, что возраст события несколько древнее полученной датировки, но в первом приближении она может быть принята. По мере роста доступности уран-свинцового датирования интерес к калий-аргоновой изотопной системе стал снижаться, и она начала применяться в тех случаях, где уран-свинцовое датирование было невозможно. Датирование высокотемпературных среднетемпературных минералов образца И ИЗ одного (мультихронологическое исследование) позволяет выяснить, как быстро остывала порода, подвергалась ли она повторному прогреву и частичной перекристаллизации, а в некоторых случаях датировать наложенное термально-деформационное событие, незафиксированное урансвинцовой изотопной системой.

6.2. История геологического развития Салаира

Салаир представляет собой складчато-покровное сооружение с многоэтапной и необычной историей развития. Коровый блок Салаира возник в раннем ордовике в результате аккреции кембрийско-раннеордовикской островодужной системы к Сибирскому континенту [Берзин и др., 1994; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Метелкин, 2012]. По возрасту и составу островодужные комплексы Салаирского кряжа подобны островодужным образованиям Кузнецкого Алтай, а также Русского (Горного), Монгольского и Китайского Алтая и образуют с ними единую зону север-северо-восточного простирания, изогнутую правосторонней флексурой, сорванной по Алтае-Салаирскому сдвигу. По-видимому, эти же островодужные комплексы

183

слагают фундамент наложенного Кузнецкого прогиба и продолжаются на север под позднепалеозойским аллохтоном КТСЗ, огибая юго-западную окраину Сибирский кратон. Салаирский сектор данной палеоостроводужной системы отличается крайне низкой степенью изученности и скудностью датировок возраста радиоизотопными методами. Имеющиеся данные о составе и строении Аламбайской офиолитовой зоны и о возрасте и составе кембрийскоордовикских вулканических и карбонатных пород Салаира позволяют предполагать, что для Салаирского сегмента островодужной системы характерен тот же тектонический сценарий, что и реконструированный для кембрийской островной дуги Горного Алтая [Буслов, Ватанабе, 1996; Safonova et al., 2004]. Данный сценарий включает существование венд-раннекембрийской островодужной системы, ранне-среднекембрийскую коллизию этой островной дуги с архипелагом вулканических островов, сопровождавшуюся образованием субдукционных меланжей, содержащих блоки метаморфических пород и заложение новой островодужной системы существовавшей в среднем – кембрии – раннем ордовике до аккреции к Сибирскому континенту с формированием раннекаледонского аккреционного пояса на юго-западной окраине Сибирского континента. Для Салаира при геологической съемке также установлено два дискретных этапа островодужного вулканизма (нижнекембрийский и среднекембрийскораннеордовикский), разделенные образованиями карбонатного чехла. При изучении популяций детритовых цирконов из раннеюрских отложений Доронинской впадины нами было установлено, что кембрийско-раннеордовикский пик распределения возрастов цирконов распадается на два пика – венд-раннекембрийский (560-540 млн лет) и позднекембрийский (520-490 млн лет), разделенные глубоким минимумом и, по-видимому, соответствующих двум дискретным импульсам островодужного магматизма. Аламбайская офиолитовая зона содержит тектонические пластины И блоки базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками, являющимися фрагментами океанических островов. Метаморфические породы офиолитовой зоны представлены гранатовыми амфиболитами ангурепского метаморфического комплекса. Пик высокобарического метаморфизма их определяется на уровне 522 млн лет (данные С.А. Каргополова и А. В. Травина, аргон-аргоновый возраст амфибола из высокобарического парагенезиса). Нами установлено, что эксгумация метаморфических пород завершилась 500 млн лет (возраст постметаморфической слюды из гранитоидной жилы, секущей гранатовые амфиболиты, образующие блок в Шалапском офиолитовом меланже).

Коллизионный этап раннеородовикского возраста на Салаире проявился в мягкой форме. В отличие от Кузнецкого Алатау, в регионе полностью отсутствуют позднекембрийскораннеордовикские многофазные гранитоидные батолиты, становление которых можно связать с коллизионным орогенезом и утолщением континентальной коры в результате масштабного покровообразования [Розен, Федоровский, 2001]. Раннепалеозойские покровы неизвестны на Салаире, это можно было бы объяснить тем, что они реактивированы в перми и потому определяются сейчас как пермские. Однако отсутствие ордовикских гранитоидных батолитов свидетельствует, что Салаирский сегмент островодужной системы на этапе аккреции к Сибирскому палеоконтиненту не испытал полноценного коллизионного орогенеза, важнейшими чертами которого являются покровообразование, утолщение коры и гранитоидный магматизм. Такой тип орогенеза, связанный с «мягким» причленением к континентальной окраине крупных субдукционно-аккреционных призм, называют аккреционным. Шенгером и Натальиным для его обозначения предложен термин «орогенеза турецкого типа» [Sengör, Natal'In, 1996]. Аккреционный, мягкий характер орогенеза можно связать с отсутствием крупных коровых блоков к западу (в современных координатах от Салаира) и с внешним удаленным положением Салаира относительно зоны столкновения раннепалеозойской островной дуги с Сибирским палеоконтинентом.

С конца раннего ордовика и до позднего девона Салаир представлял собой шельфовый бассейн со складчатым фундаментом, сложенным кембрийскими островодужными комплексами и чехлом из песчаников и известняков. В позднем девоне при активизации всей западной части АССО на Салаире происходит формирование рифтогенного Хмелевского прогиба, сопровождаемое вулканизмом и становлением гранитоидов горновского комплекса. В конце раннего карбона в регионе начинается коллизионное сжатие, проявившееся в прекращении осадконакопления в Хмелевском прогибе. Исходя из возраста терригенных отложений восточной части Кузбасса, выделяемой в Предсалаирский прогиб, коллизионный тектонический режим в регионе продолжался весьма длительное время – с конца раннего карбона до конца перми и завершился становлением полифазных гранитоидных плутонов жерновского комплекса.

Так как, в силу изложенных причин, коллизионная структурная перестройки земной коры Салаира не была реализована в рамках первичного орогенеза, она оказалась «перенесена» на следующий орогенический этап. Карбон-пермский внутриконтинентальный орогенез принял черты первичного коллизионного орогенеза и проявился с необычной для данного типа орогенеза интенсивностью. В карбоне-перми была сформирована покровная структура Салаирского орогена, комплементарный ей форландовый прогиб (Присалаирская зона Кузнецкого бассейна) и запечатывающие ее полифазные гранитоидные батолиты (позднепермский жерновский комплекс). В состав единой покровной структуры оказались вовлечены образования вендраннеордовикского аккреционного складчатого фундамента, силурийско-нижнедевонского осадочного чехла и среднедевонско-раннекарбоновых наложенных рифтогенных прогибов.

Описанная аномалия стандартной схемы геологического развития орогена, включающей единственный этап коллизионного орогенеза («рождение» орогена на месте океана) и серию затухающих импульсов ВО, определило геологические черты Салаира, приведённые в качестве

185

эпиграфа к данной главе: «Салаир представляет собой герцинское складчатое сооружение, в том смысле, что современная складчатая структура была сформирована в герцинскую эпоху, и она образована, по-видимому, серией шарьяжей...» [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990] и относящиеся к тектонотипу (!) салаирской фазы складчатости. Эта особенность тектонической эволюции побудила А. Г. Владимирова объединить сопредельные части герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы и каледонской АССО в рамках Алтайской коллизионной системы [Владимиров и др., 2005а].

Подобные соотношения между первичным и внутриконтинентальным орогенезом наблюдаются в настоящее время для Памира и Тибета – кайнозойская Индо-Евроазиатская коллизия оказывает на их мезозойские структуры настолько интенсивное воздействие, что в будущем кайнозойские структурные элементы будут определяющими для облика этих киммерийских орогенов.

Позднепалеозойский орогенез Салаира развивался вполне синхронно с коллизионным орогенезом КТСЗ. Одновременно, в конце раннего карбона прекратилось накопление углеродистых аргиллитов и алевролитов в КТСЗ (инская серия) и в хмелевском прогибе (пайвинская свита). Для Горловского передового прогиба и Кузнецкого бассейна выделяются одни и те же литостратиграфические подразделения. Позднепермские гранитоидные массивы Салаира являются полными возрастными аналогами массивов приобского комплекса и подобны им по набору геологических и геохимических особенностей. Главное отличие Салаира и КТСЗ – в том, что КТСЗ целиком сложена позднепалеозойскими отложениями, смятыми в лежачие, запрокинутые складки и образующими тектонические чешуи, а осевая часть Салаира образована тектоническими пластинами раннепалеозойского складчатого фундамента, при этом внутренняя структура этих пластин более сложная и не так однозначно отражает позднепалеозойский надвиговый стиль, а отложения палеозойского чехла и наложенного Хмелевского прогиба образуют менее напряженную складчатость. В мезозойское время Салаир испытал, по меньшей мере, два этапа внутриконтинентального орогенеза – раннеюрский и раннемеловой. Геологическая история этих этапов запечатлена в Ненинско-Чумышском и Доронинском синорогенных осадочных бассейнах, расположенных на периферии Салаирского складчатопокровного сооружения и рассмотрена в главе 7.

В результате рассмотрения структуры и истории геологического развития Салаирского орогена сформулируем Защищаемое положение № 1:

Палеозоиды Салаира – реликты раннепалеозойского аккреционного орогена, вовлеченные в позднепалеозойский коллизионный орогенез, сопровождаемый гранитоидным магматизмом и формированием тектонических покровов. Этот коллизионный орогенез, синхронно проявленный в палеозоидах Колывань-Томской тектонической зоны, обусловил счешуивание и надвигание комплексов континентальной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента на раннепалеозойские складчатые сооружения западной части Алтае-Саянской складчатой области.

ГЛАВА 7. МЕЗОЗОЙСКИЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОРОГЕНЕЗ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Сложное и многообразное развитие палеозойских складчатых областей Сибири не соответствует платформенном представлению 0 тектоническом режиме. В мезозое тектономагматические процессы протекали не менее энергично, чем в неогенчетвертичный этап, который часто рассматривается как время необычайно напряженной тектонической деятельности и эпиплатформенного орогенеза. В свете проведенного исследования усиление тектонических процессов, вновь начавшееся в конце палеогена-начале представляется лишь одним из этапов неогена, активизации, неоднократно повторявшихся в необратимом ходе эволюшии планеты.

К. В. Боголепов, 1967

Мезозойская тектоническая истории южной Сибири существенно различается в западном и восточном секторах. Сектор, лежащий к востоку от Тувы и Красноярска, в раннем мезозое был в определенной степени экранирован от тектонических событий на южной окраине Евразии Монголо-Охотским океаническим бассейном, представлявшим собой глубокий залив Палеопацифики. Позднемезозойская же тектоническая динамика в данном секторе проявилась с очень высокой интенсивностью и контролировалась процессом коллизии Амурии и Китайско-Корейского континента с Сибирским кратоном Евразийского континента. Мезозойская тектоника восточной части Алтае-Саянской складчатой области, Прибайкалья и Забайкалья подробно описана в работах иркутских, французских и китайских геологов [Аржанникова и др., 2018; Демонтерова и др., 2018; Мазукабзов, Сизых, 1987; Михеева и др., 2017, 2020; Arzhannikova et al., 2020; Jolivet et al., 2017, 2007]. Данная глава посвящена тектонической истории западного сектора южной Сибири, охватывающего такие геологические структуры, как КТСЗ, Салаир, Кузнецкий прогиб, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Туву и Минусинские впадины.

Данный сегмент ЦАСП представляет собой регион, последние 250 млн лет геологической истории находившийся во внутриконтинентальных условиях. Тектонические движения, происходившие в регионе после становления орогенов Обь-Зайсанской складчатой области и преобразования каледонид АССО в конце палеозоя, реконструировались в ряде работ при помощи геологических и геоморфологических методов [Адаменко, 1974, 1976; Башарина, 1975; Башарина и др., 1974; Беляев и др., 2005; Боголепов, 1967; Вдовин, 1976; Гутак, 2021; Малолетко, 1972, 2008; Новиков, 2001; Новиков, Сокол, 2009, 2009; Новиков и др., 2019, 2008а; Buslov et al., 2004; Davies et al., 2010; Dobretsov et al., 1996; Le Heron et al., 2008] с использованием

палеомагнитных данных [Метелкин, 2012]. Однако недостаточно широкое развитие мезозойских отложений затрудняет изучение мезозойской тектонической истории региона геологическими методами. В последние десятилетия по породам домезозойского складчатого фундамента региона получен большой объем термохронологических данных, включающих результаты моделирования термических историй образцов [Жимулев и др., 2021b; De Grave, Buslov, Van den haute, 2007; De Grave et al., 2011a, 2016; De Grave, Van den Haute, 2002; Glorie, De Grave, 2016; Vetrov et al., 2020, 2021b]. Это позволяет оценить пространственно-временную динамику мезозойских денудационных процессов в регионе, сложенном преимущественно палеозойскими породами.

Данная глава содержит совместное рассмотрение геологических и термохронологических данных о мезозойской тектонике региона. Наиболее значимыми источниками геологических данных для восстановления мезозойской тектонической истории являются наложенные синтектонические осадочные бассейны. Их форма, структура границ и строение осадочного выполнения несут информацию о структурно-кинематическом характере и возрасте тектонической активизации. Корреляция импульсов денудации, выявляемых термохронологическими моделированием по породам фундамента со временем накопления синорогенных обломочных отложений, служит важным инструментом для палеотектонических реконструкций.

Теоретической основой для интерпретации выявленных геологических событий являются представления о внутриконтинентальном орогенезе, опирающиеся на данные о строении и эволюции кайнозойского Центрально-Азиатского горного пояса и палеотектонические реконструкции коллизионных событий на южной и восточной окраинах Евразии.

При выделении этапов мезозойского ВО в первую очередь рассматриваются геологические свидетельств ВО, осадочные бассейны и их фрагменты внутри области ВО, а также иные геологические и палеогеографические свидетельства (вскрытие интрузий и т. д.). Далее с элементами геологического строения сопоставляются данные низкотемпературной термохронологии. На заключительном этапе анализа мы соотносим выявленные импульсы ВО с коллизионными событиями на окраинах континента и с первичными коллизионными орогенами, структурным продолжением которых являются рассматриваемые нами внутриконтинентальные орогены.

7.1. Геологическое строение мезозойского структурного этажа южной части Западной Сибири

Юрские эпиконтинентальные осадочные бассейны, заложенные на складчатом фундаменте каледонского и герцинского возраста, в пределах ЦАСП распространены на

огромной территории – от Урала (Челябинский грабен) до Охотского моря (ряд впадин в основании Предстанового прогиба) и от Таримской платформы (Яркенд-Ферганский прогиб) до Западно-Сибирской плиты (Улановская впадина). фундамента При тектоническом районировании они выделяются как обособленный структурный этаж, расположенный между палеозойским складчатым фундаментом и позднемезозойско-кайнозойским осадочным чехлом [Башарина и др., 1974; Боголепов, 1967] (Рис. 7.1). Рассмотрению геологического строения юрских впадин посвящена обширная литература, включающая сводные монографии [Адаменко, 1974, 1976; Башарина, 1975; Боголепов, 1967; Бувалкин, 1978; Вдовин, 1976; Малолетко, 2008, 2008], материалы геологических съёмок последнего поколения [Бабин, 2015; Бабин и др., 2007] и иные публикации [Аржанникова и др., 2018; Желинский, 1980; Михеева и др., 2017; Davies et al., 2010; Guo et al., 2017; Hendrix et al., 1992; Zhang et al., 2019], что позволяет нам не приводить геологическое описание каждой из них, а ограничиться обобщением данных о геологии раннемезозойского структурного этажа и обсуждением дискуссионных вопросов. В качестве примеров данного класса структур нами приводится описание впадин, непосредственно примыкающих к Колывань-Томской и Салаирской складчатым зонам: Улановской, Доронинской, Кулебакинской впадин и Неня-Чумышского прогиба.



Рис. 7.1. Палеогеографическая схема северо-западной части Алтае-Саянской области на юрское время

1 – акватории морей, 2 – денудационные равнины, 3 – низкогорья, 4 – среднегорья и высокогорья, аккумулятивные равнины, 5 – аккумулятивные равнины, 6 – современная гидрография, 7 – границы современного распространения юрских отложений.

7.1.1. Геологическое строение НЧП

Особое место среди мезозойских впадин юга Западной Сибири занимает Неня-Чумышский прогиб (НЧП), называемый также Ненинско-Чумышским, Ненинским или Солтонским [Бабин и др., 2007; Вдовин, 1976]. Он расположен в зоне сочленения складчатых сооружений Салаира, Горной Шории, Горного Алтая и Кузнецкого прогиба и выполнен преимущественно мезозойскими терригенными отложениями (Рис. 7.2). Выбор НЧП в качестве объекта исследования определяется следующими особенностями этого бассейна, выделяющими его на фоне других наложенных мезозойских прогибов южной Сибири и Казахстана. Один из геологических комплексов НЧП представляет собой изолированное поле развития меловых отложений на палеозойском фундаменте. Ближайшие поля выходов меловых отложений расположены на юго-восточной периферии Западно-Сибирской плиты. НЧП расположен внутри крупного региона, где в течении мела господствовали процессы денудации. Другие наложенные мезозойские впадины юга Западной Сибири образуют обособленный нижне-среднеюрский структурный этаж между палеозойским фундаментом и кайнозойским чехлом (Рис. 7.1, 7.2). В течении мела они не проявляли признаков самостоятельного тектонического развития, а подвергались размыву вместе с породами палеозойского основания. НЧП представляет собой осадочный бассейн, развивавшийся в пространственной и структурно-парагенетической связи с системой разрывных нарушений, ограничивающих юго-восточный фланг аллохтонной пластины Салаира. НЧП имеет узкую и вытянутую форму в плане и исключительно высокое отношение глубины к ширине (около 1/10), что характерно для осадочных бассейнов, непосредственно контролируемых разломами. В неотектонической структуре данному прогибу примерно соответствует понижение в рельефе, называемое Неня-Чумышской впадиной или долом. Это и ряд других геологических и геоморфологических особенностей свидетельствуют о частично унаследованном характере кайнозойской тектонической активизации НЧП и подчеркивает его значение как структуры, прошедшей длительное и многоэтапное развитие. Далее мы используем следующие названия геологических структур: НЧП – для мел-палеоценового осадочного бассейна, Неня-Чумышская котловина (НЧК) – для обозначения современного сквозного понижения рельефа, разделяющего Салаир и Горную Шорию, и Солтонский грабен – для обозначения глубокой тектонической впадины, выполненной нижне-, среднеюрскими отложениями в основании прогиба.



Рис. 7.2. Геологическая схема южной части Западной Сибири с вынесенными контурами юрских впадин, перекрытых отложениями Бийско-Барнаульской впадины. Названия впадин по [Адаменко, 1974; Беляев и др., 2005]

1-17 см. на Рис. 5.1. 18 – (а) юрские впадины, перекрытые мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины, цифрами обозначены следующие впадины: 1 – Мамонтовская, 2 – Серебрениковская, 3 – Алейская, 4 – Топчихинская, 5 – Шелаболихинская, 6 – Бобровская, 7 – Карагужевская, 8 – Тальменская, 9 – Глушинская, 10 – Солтонский грабен в основании Неня-Чумышского прогиба, 11 – Доронинская, 12 – Центрально-Кузбасская, 13 – Тутуясская.

7.1.1.1. **Форма НЧП**

При рассмотрении формы и размеров прогиба мы ограничиваем его по подошве нижнемеловых отложений, как занимающих наибольшую площадь, около 2000 км². Длинная ось прогиба ориентирована в северо-восточном направлении примерно по азимуту 35 градусов (Рис. 7.3). Протяженность прогиба составляет около 100 км, ширина – приблизительно 20 км, в расширенной северо-восточной части – до 30 км. Северо-восточный борт прогиба образован разрывным нарушением – Баркинским надвигом (взбросо-надвигом) [Токарев и др., 2019], по которому палеозойские комплексы Салаира надвинуты на меловые отложения осадочного выполнения прогиба. Надвиг прослеживается примерно на 150 км в северо-восточном направлении, буровыми скважинами установлено тектоническое перекрытие отложений илекской свиты породами девона и карбона [Токарев и др., 2019]. Вдоль плоскости разлома в

глинах илекской свиты наблюдаются зеркала скольжения. Надвиг характеризуется крутым падением сместителя на северо-запад, вертикальная амплитуда превышает 500 м. В плане Баркинский надвиг имеет ступенчатую форму – общее северо-восточное простирание нарушается двумя резкими изгибами. Вблизи деревни Сары-Чумыш простирание границы палеозойских и меловых отложений меняется на юго-восточное, далее, после еще одного линейного отрезка северо-восточного простирания, граница между палеозойским фундаментом Салаира и меловыми отложениями впадины резко меняет простирание на меридиональное, повторяя изгиб палеозойских структур Салаира.

Юго-восточный борт прогиба пологий, меловые отложения на юго-восточной стороне прогиба имеют небольшую мощность, залегают субгоризонтально и образуют серию эрозионных останцев, приуроченных к возвышенностям. Поэтому форма границ бассейна здесь сложная, следующая за рельефом. Чаще всего меловые отложения залегают непосредственно на девонских вулканитах палеозойского фундамента, реже – на ранне-среднеюрских отложениях. Учитывая малую мощность мезозойских отложений на юго-восточном борту прогиба, можно полагать, что до поднятия неотектонического рельефа Горной Шории мезозойские отложения занимали большую площадь.

Юго-западное замыкание прогиба скрыто под чехлом кайнозойских отложений, по имеющимся картографическим материалам можно предполагать коробчатую форму замыкания. На северо-западе меловые отложения НЧП образуют в плане узкий выступ в направлении югозападного края Кузнецкого прогиба. В этом районе полого падающие меловые отложения с несогласием перекрывают смятые в складки отложения карбона и перми. Нижне-среднеюрские отложения в этой части структуры залегают также полого, образуя серию приуроченных к возвышенностям эрозионных останцев, но между юрой и мелом наблюдается азимутальное несогласие и меловые отложения здесь залегают преимущественно на палеозойском фундаменте.

7.1.1.2. Глубинное строение НЧП

Информация о глубине залегания и рельефе палеозойского фундамента для наиболее глубоких частей прогиба получена геофизическими методами и опубликована на структурной карте подошвы мезозойско-кайнозойского чехла, составленной для территории Степного Алтая [Бабин и др., 2007; Беляев и др., 2005]. Менее глубокие части структуры разбурены в ходе картировочного колонкового бурения и поисковых работ на уголь [Малолетко, 2008; Первухин, 2009].

В поперечном разрезе НЧП имеет резко асимметричную форму и может быть подразделен на две структурные части – западную и восточную. Западная часть прогиба, протягивающаяся вдоль Баркинского надвига, представляет собой очень узкий и глубокий грабен с круто падающими бортами. Данную структуру мы называем Солтонским грабеном. В плане грабен имеет форму открытой дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-восток и осложненной несколькими ступенчатыми перегибами. Границы грабена в плане повторяют ступенчатые изгибы Баркинского надвига, а восточный борт грабена субпараллелен западному борту, что характерно для структур раскрытия. Западный, вогнутый в плане борт грабена имеет более крутое падение, чем восточный. В структуре грабена выделяется четыре глубоких впадины, приуроченные к вогнутым изгибам сместителя Баркинского разлома и разделенные участками воздымания фундамента, представляющими собой узкие диагональные горсты. Максимальная глубина залегания палеозойского фундамента составляет около 2,2 км ниже уровня моря. Морфология глубокой части прогиба подобна морфологии тектонической котловины озера Байкал. Восточная часть НЧП характеризуется меньшими глубинами и более простой структурой: рельеф палеозойского фундамента полого под углами 2-5° погружается на северозапад в направлении грабена западной части. Мощность осадочных толщ прогиба закономерно возрастает в северо-западном направлении. Восточная часть прогиба образует наклонное плечо Солтонского грабена, расположенного в западной части.

195



Рис. 7.3. Геологическая схема и разрез Неня-Чумышского прогиба (по материалам [Бабин и др., 2007; Беляев и др., 2005; Захаров, Захаров, Кузьмин, 1964])

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – палеогеновые отложения ненинской свиты; 4 – нижнемеловые отложения илекской свиты; 5 – нижне-среднеюрские отложения глушинской свиты; 6-7 – осадочное выполнение Кузнецкого прогиба: 6 – нижнесреднепермские, 7 – средне-верхнекарбоновые; 8 – верхнедевонско-нижнекарбоновые карбонатные и терригенные отложения Салаира; 9-10 – нижне-среднедевонские вулканогенные отложения тельбесской серии (Горная Шория): 9 – трахириолиты и их туфы, 10 – дациты и андезиты и их туфы; 11 – силурийско-нижнедевонские карбонатно-терригенные отложения; – нижнесилурийские отложения; 13 отложения, 12 _ средне-позднеордовикские 14 – нижнеордовикские отложения; 15 – среднекембрийско-раннеордовикские вулканические и обломочные отложения; 16 – нижнекембрийские риолиты и дациты; 17 – нижнекембрийские глинисто-кремнистые сланцы и кварциты; 18 – нижнекембрийские известняки; 19 – вендкембрийские известняки и глинистые сланцы; 20 – амфиболиты раннекембрийского ангурепского метаморфического комплекса; девонские 21 гранитоиды; 22 – стратиграфические границы между картируемыми подразделениями: а – показанными на схеме, б – объединенными при генерализации; 23 а – разрывные нарушения, б – Баркинский надвиг; 24 – элементы залегания слоистости.

7.1.1.3. Осадочное выполнение прогиба

Осадочные отложения НЧП подразделяются на четыре геологических комплекса, охватывающих мезозой и кайнозой. Это: 1) нижне-среднеюрский, 2) нижнемеловой, 3) позднемеловой (?) -палеоценовый, 4) неогеновый (Рис. 7.4). При этом большая часть осадочных отложений сформирована в мезозое и приходится на нижне-среднеюрский и нижнемеловой комплексы. Все перечисленные комплексы разделены стратиграфическими перерывами, подчеркнутыми разновозрастными корами выветривания и структурными несогласиями, проявленными, преимущественно, в краевых частях бассейна. Наиболее резкие изменения морфологии осадочного бассейна произошли между отложением нижнесреднеюрского и нижнемелового осадочных комплексов, что позволяет подразделить отложения прогиба на два структурных яруса – нижне-среднеюрский и мел-кайнозойский.

Нижне-среднеюрские отложения целиком выполняют глубокий грабен в западной части прогиба, где мощность их, согласно данным о глубине залегания палеозойского фундамента [Бабин и др., 2007; Беляев и др., 2005], должна достигать 1900-2000 метров, в восточной части прогиба юрские отложения образуют пологопадающую по направлению к грабену моноклинальную толщу (плечо грабена) мощностью до 250 м [Малолетко, 2008; Первухин, 2009]. Меловые отложения слагают широкий полуграбен (полурамп), имеющий в разрезе клиновидную форму и ограниченный на западе Баркинским надвигом [Токарев и др., 2019]. Мощность меловых отложений постепенно возрастает по направлению к надвигу, достигая 450 м. На фоне общего увеличения мощности мела по направлению к надвигу на нескольких участках вблизи Баркинского надвига встречаются породы юры. Слабая обнаженность затрудняет определение их структурной позиции, возможно, они образуют тектонические линзы в зоне разлома или же выходят в пределах поднятых блоков, где меловые отложения подверглись размыву.

Нижняя-средняя юра, глушинская свита (J₁₋₂gl)

Нижне-среднеюрские отложения НЧП, представленные серыми песчаниками, галечными конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и прослоями углей, относятся к глушинской свите [Адаменко, 1974]. Кроме НЧП отложения глушинской свиты выполняют многочисленные грабен-синклинали в подошве осадочного чехла Бийско-Барнаульской впадины (Рис. 7.2). Мощность отложений свиты в этих впадинах по геофизическим данным может достигать 800 м [Адаменко, 1974; Малолетко, 2008]. Отложения глушинской свиты изучены в результате бурения на Мулнайском буроугольном месторождении и Шабуровском угольном проявлении в восточной части НЧП и у поселка Караган. Терригенные отложения глушинской свиты залегают на породах палеозоя, нередко в палеозойских породах ниже подошвы глушинской свиты сохраняется доюрская кора выветривания, а материал переотложенной коры выветривания встречается в нижней части юрского разреза [Рагозин, 1938]. Юрские отложения со следами размыва перекрыты либо нижнемеловыми отложениями илекской свиты, либо мелпалеогеновыми ненинской свиты. Для юрских отложений характерна очень высокая фациальная изменчивость. На расстоянии между поисковыми скважинами в 1 км на некоторых участках разрез юрских отложений полностью меняется с грубообломочного до глинистого и корреляция отдельных пачек становится невозможной [Первухин, 2009]. Обычно в основании разреза залегает безугольная грубообломочная пачка, а выше – более тонкозернистая угленосная пачка. Безугольный разрез нижней части свиты почти полностью сложен конгломератами, зачастую валунными с прослоями гравелитов, гравийных песчаников и, в подчинённом количестве, глинисто-алевритовых пород. Отложения имеют ритмично-слоистое строение, причем в нижних частях разреза отдельные ритмы заканчиваются углистыми аргиллитами, либо маломощными прослоями угля. Цвет пород серый, зеленовато-серый, зелёный, углистых пород – черный. Галечные конгломераты образуют линзы мощностью до 15 м и слагают 13% разреза глушинской свиты [Малолетко, 2008]. Цемент конгломератов представлен слаболитифицированной песчаноглинистой массой, реже – прочным кварцево-известково-железистым материалом. В составе обломков выделяется две основные группы пород. Преобладают чёрные, серые и светло-серые кремни и микрокварциты, известняки и хлоритизированные песчаники, слагающие Кивдинскую гряду Салаира. В подчиненном количестве присутствуют эффузивы девона, характерные для Горной Шории. Галька и гравий хорошо окатаны. Цемент базальный, реже поровый, по составу глинисто-алевритовый, насыщенный тонкими частицами гидрослюд, каолина, гидрохлорита, местами – значительным количеством частиц гидроокислов железа. Мощность свиты в восточной части НЧП составляет 100-250 м. Нижне-среднеюрский возраст глушинской

определяется по палеоботаническим данным, подробное описание флористических комплексов приведено в работе [Адаменко, 1974].

НЕНЯ-ЧУМЫШСКАЯ ВПАДИНА								
Система	Отдел	Ярус	Возраст	Литология	М	Характеристика пород		
НЕО- ГЕНОВАЯ			Ng		> 70	Глины коричнево-красные или зеленовато-серые с линзами полимиктовых песков	1 1	
ПАЛЕО- ГЕНОВАЯ	палеоцен	ТАНЕТСКИЙ ЗЕЛАНДСКИЙ ДАТСКИЙ	₽nn		> 80	Ненинская свита. Глины каолиновые, серые, с прослоями и линзами кварцевых песков, гравийно-галечных отложений, и бурых железняков. В основании разреза пачка галечных конгломератов	°°°°°°° 3	3
MEJIOBAR	нижний	БАРРЕМ- ГОТТЕРИВСКИЙ	K, il			Илекская свита. Аргиллиты и алевролиты красновато-бурые, известковистые, слаболитифицированные. Тонкие прослои голубовато-серых мелко – и тонкозернистых полимиктовых песчаников с карбонатным цементом	° ° ° 0 4	1
					> 460		6 	5
							•••••• • •••••• • •••••• • •••••• • •••••• • ••••• • ••••• • •••• • •••• •	3
ЮРСКАЯ	СРЕДНИЙ	J ₁₂	J ₁₋₂ g/		> 1900	Глушинская свита. Песчаники серые, галечные конгломераты, гравелиты, апевролиты, аргиллиты и прослои бурых углей	<u> </u>	0
	нижний							

Рис. 7.4. Стратиграфическая колонка Неня–Чумышского прогиба (по [Бабин и др., 2007; Беляев и др., 2005; Захаров, Захаров, Кузьмин, 1964; Сенников, Конторович, 2003; Токарев и др., 2019])

1 – глины, 2 – пески, 3 – гравийно-галечные отложения, 4 – галечники, 5 – аргиллиты, 6 – алевролиты, 7 – песчаники тонкозернистые с карбонатным цементом, 8 – песчаники, 9 – гравелиты, 10 – конгломераты, 11 – бурые угли.

<u>Нижний мел. Илекская свита (K₁il)</u>

Ниженемеловые отложения НЧП сопоставляются с нижнемеловыми отложениями Чулымо-Енисейского прогиба и выделяются в илекскую свиту [Рагозин, 1936]. Отложения свиты несогласно залегают на породах палеозойского фундамента или глушинской свиты и с несогласием перекрываются отложениями ненинской свиты верхнего мела-нижнего палеогена. С подстилающими нижнекаменноугольными терригенными и карбонатными отложениями граница свиты резкая, с большим количеством угловатых слабоокатанных обломков пород фундамента в приконтактовой зоне.

Разрез свиты представлен однообразной толщей слаболитифицированных терригенных пород: красноцветных алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями голубовато-серых или красновато-бурых мелко- и тонкозернистых песчаников. Отложения свиты полого (5-10°) погружаются на северо-запад в сторону Баркинского надвига. Наибольшая неполная мощность илекской свиты составляет 459 м [Токарев и др., 2019].

Аргиллиты, преобладающие в разрезе свиты, содержат пылеватый карбонатный материал и тонкие карбонатные прожилки. В аргиллитах наблюдаются трещины усыхания, заполненные песчаным материалом. Песчаники в составе отложений составляют около 10%, они представлены мелко- и тонкозернистыми разностями и имеют полимиктовый состав. Цемент песчаников известковистый. Песчаники образуют прослои мощность 10-20 см, реже пачки мощностью до 10 м.

Также в разрезе свиты присутствуют линзы конгломератов мощностью до 22 м. Конгломераты состоят из плохоокатанных обломков кварцитов, кварца и известняка, слабосцементированных известково-глинистым материалом.

Возраст илекской свиты принимается нижнемеловым на основании находок остракод готерив-барремского возраста: *Origoilycypris* aff. Fidis Mand., *Licopthercypris* (?) sp., *Palaycythersdea*, *Mangolijnella palmosa*, *Darwinula barabinskiensis*, *Cypridea faveolata*, *C. consulata*, *C. planata* [Токарев и др., 2019]. Для стратотипа илекской свиты, расположенного в Чулымо-Енисейском бассейне, в последнее время установлен баррем-нижнеальбский возраст [Лещинский, Файнгерц, Иванцов, 2019], что позволяет сопоставлять нижнемеловые отложения НЧП с терригенными отложениями юго-восточной окраины Западно-Сибирской плиты.

<u>Палеоцен, ненинская свита (Р1nn)</u>

Отложения ненинской свиты представлены субгоризонтально залегающими пластовыми телами серых каолиновых глин с прослоями и линзами кварцевых песков и гравийно-галечных отложений, и бурых железняков. Основание разреза ненинской свиты повсеместно образовано пачкой галечных конгломератов и песчаников аллювиального генезиса. Галька представлена преимущественно кварцем и кварцитами. Максимальная неполная мощность свиты составляет 80 м. Ненинская свита залегает на отложениях илекской свиты, перекрывая допозднемеловую кору выветривания, по породам последней. На северо-востоке НЧП ненинская свита трансгрессивно залегает на эффузивах девона Горной Шории, в некоторых случаях отложения ненинской свиты перекрывают изолированные останцы нижне-среднеюрских пород, фиксируя следы допозднемелового размыва последних. Подошва отложений ненинской свиты полого погружается в сторону Баркинского надвига.

Возраст свиты установлен на Баркинском месторождении огнеупорных глин, где А. Н. Криштафовичем и П. А. Никитиным выделены и определены верхнемеловые флора и пыльца верхнего мела-нижнего палеогена, включая (*Aquilapollenites asper, Proteacidites mollis, Triprojectus erassus*) [Токарев и др., 2019]. В литературе часто принимается «дат-палеоценовый» возраст отложений свиты [Малолетко, 2008]. После отнесения датского яруса к палеогену, данные о позднемеловом возрасте начала накопления ненинской свиты нуждаются в уточнении. На современных геологических картах принят палеоценовый возраст свиты [Федак и др., 2018].

Формирование осадков ненинской свиты происходило за счет переотложения продуктов коры выветривания.

Неогеновые отложения

Неогеновые отложения мощностью до 70 м представлены толщей плотных коричневатокрасноватых или зеленовато-серых глин с линзами полимиктовых песков. Они приурочены к западной части НЧП, образуя полосу шириной до 15 км, с северо-запада поле их распространения ограничено Баркинским надвигом. Неогеновые отложения пространственно ассоциируют с мелпалеогеновыми, располагаясь вдоль северо-западного борта прогиба. Органические остатки в толще не обнаружены. Неогеновый возраст принят условно, принимая во внимание сходство с павлодарской свитой позднего миоцена-раннего плиоцена [Захаров, Захаров, Кузьмин, 1964; Федак и др., 2018].

7.1.1.4. Коры выветривания в разрезе НЧП

В пределах Неня-Чумышской впадины выделяются 4 эпохи – доюрская, дораннемеловая, меловая и мел-палеогеновая кора выветривания [Кужельный, 1979]. Кора выветривания доюрского возраста устанавливается по перекрытию структурного элювия палеозойских пород юрскими отложениями. Переотложенные продукты доюрской коры выветривания установлены в виде прослоев желтых и белых глин в юрских отложениях Мунайского угольного месторождения НЧП [Рагозин, 1938]. Дораннемеловая кора выветривания устанавливается по налеганию на нее отложений илекской свиты готтерив-баррема [Захаров, Максимов, 1962]. Илекская свита также содержит переотложенные продукты коры выветривания. Кора выветривания по терригенным породам илекской свиты нижнего мела отмечена в районе с. Караган и Солтон. Меловая кора выветривания развита по породам илекской свиты и перекрывается палеоценовыми отложениями ненинской свитой. Палеогеновая кора выветривания формируется по отложениям ненинской свиты [Кужельный, 1979].

7.1.1.5. Современный рельеф НЧП

НЧП в современном рельефе приблизительно соответствует сквозное понижение, разделяющее низкогорья Салаира и Горной Шории и соединяющее равнинные территории Бийско-Чумышской возвышенности с Кузнецкой впадиной (Рис. 7.5). Висячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа.

В современной структуре НЧК распадается на две впадины, разделенные поперечным поднятием – Сары-Чумышским валом [Малолетко, 2008] и занятые речными долинами Нени и Чумыша. Южная впадина соответствует нижнему течению реки Нени. Длина этой впадины, которая может быть названа Ненинской, взятая по аномально расширенному и заболоченному участку долины реки Нени составляет около 30 км, ширина – 10 км. Расширение речных долин с заболоченными плоскими днищами рассматривается нами как признак некомпенсированного прогибания днищ впадин, освоенных речной сетью. Восточное замыкание впадины соответствует резкому изменению направления долины реки Нени с северо-восточного на северное. Длинная ось впадины простирается в северо-восточном направлении по азимуту 60°. (азимут простирания НЧП по длинной оси поля распространения меловых отложений – 30°). Плоское днище впадины лежит на высоте около 230 м над уровнем моря. Впадина расположена на юго-западном краю НЧП, в зоне выклинивания меловых отложений. Депоцентр НЧП проецируется на западный борт современной впадины. Западный борт впадины прорезан долинами правых притоков реки Нени – Карагана, Солтонки, Уруны. Долины этих речек врезаны в неогеновые и меловые отложения, а в долине реки Караган даже выходят породы юрского возраста. В современной структуре наблюдается миграция депоцентра погружения в южном направлении.

Меридиональному отрезку течения реки Нени и водоразделу Нени и Сары-Чумыша соответствует поднятие Сары-Чумышский вал (СЧВ), представляющее собой неотектонический горст, в пределах которого Неня и ее притоки врезаются в меловые отложения прогиба [Малолетко, 2008]. Водораздельная поверхность этого поднятия лежит на высотах 300-350 м. Распространение лесной растительности подчеркивает границы приподнятого участка.

По данным [Малолетко, 2008] подошва палеоценовых отложений в пределах современной Ненинской впадины находится на высотах 189 м (скважина 43 у пос. Караган) и 186 м (скважина 38 у поселка Солтон), на СЧВ она приподнята до высоты 268 м, а в северной впадине – в 2 км западнее поселка Сары-Чумыш эта же геологическая поверхность залегает на высоте 186 м, что позволяет оценить амплитуду Сары-Чумышского поднятия в 80 м. Толща неогеновых глин приподнята в пределах Сары-Чумышского поднятия относительно котловин, ее присутствие на поднятом блоке и смещение ее подошвы указывает на молодой возраст данного поднятия. Северо-восточнее приподнятого участка расположена вторая современная котловина, охватывающая небольшой участок долины реки Чумыш, где он принимает в себя левые притоки Бенжереп и Сары-Чумыш, а также довольно протяженный участок долины реки Сары-Чумыш. Данная впадина, называемая нами Усть-Бенжерепской, вытянута в северо-восточном направлении, по азимуту 35, примерно на 22 км при ширине около 4 км, на замыканиях и до 10 км в средней части. Днище впадины образовано расширенным и заболоченным участком долины р. Чумыш, подпруженным Баркинским надвигом, и лежит на высоте 230-240 м.

Учитывая, что высотные отметки подошвы палеоценовых отложений и донных уровней современного рельефа идентичны в Ненинской и Усть-Бенжерепской впадинах, можно заключить, что они представляли собой единую депрессию, разделенную в четвертичное время поперечным поднятием субмеридионального Сары-Чумышского вала. Как было показано [Малолетко, 2008] воздымание Сары-Чумышского вала привело к разрыву речной системы реки Нени и перехвату ее верховий, включавших реки Мостовую и Кара-Чумыш, Чумышом. Палеодолина реки Нени пересекает Сары-Чумышский вал, соединяя истоки рек Черняй и Сары-Чумыш.



Рис. 7.5. Структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Салаирского кряжа и Горной Шории. Красными линиями показаны изогипсы палеозойского фундамента, розовыми контурами – четвертичные впадины

Неотектонический структурный ансамбль, включающий Ненинскую и Усть-Бенжерпескую впадины и разделяющий их Сары-Чумышский вал, представляет собой сдвиговый структурный парагенез из приподнятых и опущенных блоков в зоне сочленения активных сегментов сдвиговой зоны. Учитывая одинаковое значение высотных уровней в разделенных впадинах, можно предположить, что СЧВ является активной положительной структурой в зоне ограничивающего изгиба зоны правого сдвига. Таким образом, неотектонический структурный план характеризуется взбросовым поднятием Кивдинской грады по Баркинскому надвигу, комбинированным с правосдвиговым смещением (правосторонняя транспрессия). Данный структурный парагенез соответствует сжатию в север-северо-восточном направлении.

7.1.1.6. Модель формирования и тектонического развития НЧП

Главные черты структурного рисунка региона были заложены в перми при надвигании Салаирской аллохтонной пластины на Кузнецкий прогиб (Рис. 7.6.а) в условиях закрытия Палеоазиатского океана и коллизии Казахстанского, Восточно-Европейского и Сибирского континентов. Учитывая смещение Салаирской пластины в северо-восточном направлении, юговосточный фланг пластины, где позднее будет заложен НЧП, должен был представлять собой правый торцовый сдвиг. Данный разлом мы предлагаем называть Алтае-Салаирским сдвигом.

Амплитуда надвига аллохтонной пластины Салаира является дискуссионным вопросом. Косвенно на основании сопоставления девонских разрезов Присалаирской (Бачатско-Чумышской) фациальной зоны Кузнецкого прогиба с аналогичными разрезами северо-западного Алтая (верховье реки Ануя) в работе [Токарев, Шатилова, Котик, 2019] горизонтальная амплитуда надвига оценивается в 200-250 км. Это смещение компенсируется ороклинальным изгибом структур Салаира в южной части, а также складчатостью и смещением по другим разрывам, однако часть этого смещения приходится на сдвиговую систему, отделяющую Салаир от Горного Алтая и Горной Шории. Палеозойское основание на юго-восточном фланге Салаирского аллохтона полностью перекрыто мезозойскими и кайнозойскими отложениями, поэтому количественная оценка домезозойских тектонических правосдвиговых смещений вдоль разлома затруднена. Ось сжатия в перми, вероятно, была ориентирована на северо-восток, вдоль движения тектонических покровов Салаира. После завершения позднепалеозойского орогенеза, финальным актом которого стало становление гранитоидов жерновского комплекса в конце перми, наступил период тектонической стабильности, свидетельством которого служит доюрская кора выветривания.

Начало следующей тектонической активизации следует датировать концом триаса (Рис. 7.6.b). На это указывают следующие факты: базальные горизонты юрских отложений, в обрамляющих Салаир впадинах, сложены галечными и валунно-галечными конгломератами [Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2021b; Фомичев, Алексеева, 1961], а возраст их оценивается как геттанг-синемюрский [Бабин и др., 2007], таким образом, уже в самом начале юры мы находим свидетельства разрушения горного рельефа, который, очевидно, должен был иметь более древний, позднетриасовый возраст.

Морфологические особенности грабена в основании западной части НЧП определенно указывают на его формирование в зоне левого сдвига, как пулл-апарт (сосдвигового) грабена

(Рис. 7.5). Субпараллельные борта грабена, имеющие ступенчатую форму в плане, позволяют «закрыть» грабен правосторонним смещением на 17-20 км вдоль сдвига. Таким образом, раскрытие бассейна было связано с раннеюрской реактивацией древнего разлома: пермский правый сдвиг преобразовался в ранней юре в левый сдвиг. Амплитуда левого сдвига может быть оценена по степени раскрытия пулл-апарт бассейна и составляет около 20 км.

В раннеюрское время в зоне НЧП, вероятно, существовал узкий и глубокий пресноводный озерный водоем, подобный Телецкому озеру Горного Алтая [Dehandschutter et al., 2002] или юрскому Ферганско-Яркендскому прогибу в зоне Талассо-Ферганского разлома [De Pelsmaeker et al., 2018]. Кивдинская гряда представляла собой приподнятый блок, служивший главным источником обломочного материала – с него сносились продукты размыва коры выветривания и свежие обломки кварцитов [Вдовин, 1976]. Левый сдвиг северо-восточного простирания мог образоваться при сжатии в субмеридиональном направлении. В то же время, при создании структурно-кинематической модели раннеюрской тектонической активизации региона следует учитывать, что Салаир был приподнят над окружающими впадинами более чем на 1 км [Вдовин, 1976], а пермские надвиги, по крайней мере на севере и северо-востоке Салаира, реактивированы как надвиги и взбросы. В качестве сценария, объясняющего наблюдаемую кинематическую картину раннеюрского времени, можно предположить вращательное движение Салаирской пластины по часовой стрелке при общем субмеридиональном сжатии сложной мозаики тектонических блоков. С этим предположением хорошо согласуется форма глубокого грабена в основании НЧП. Она имеет не ромбовидную форму, характерную для простых пулл-апарт бассейнов, а представляет эшелонированную систему грабенов и разделяющих их поднятий, подобную Байкальской рифтовой системе, геометрия которой связывается с вращательным движением Сибирской платформы [Метелкин, 2012].

206



Рис. 7.6. Структурно-кинематическая модель тектонической эволюции Салаира в перми (а), ранней юре (b), раннем мелу (c) и неогене-четвертичном периоде (d), на цифровой модели рельефа

1 – поле современного распространения пермских отложений Кузнецкого прогиба; 2 – триасовые базальты Кузнецкого прогиба; 3 – юрские континентальные отложения синтектонических бассейнов; 4 – нижнемеловые отложения НЧП, илекская свита; 5 – палеоценовые отложения НЧП, ненинская свита; 6 – активные надвиги; 7 – неактивные надвиги; 8 – предполагаемая ориентировка осей сжатия; 9 – предполагаемое направление разворота Салаирского блока, с раскрытием НЧП; 10 – направления сдвиговых смещений по Алтае-Салаирскому разлому. Цифрами в кружках обозначены юрские грабены: 1 – Борбровский, 2 – Карагужевский, 3 – Доронинский, 4 – Центрально-Кузнецкий, 5 – Тутуясский, 6 – НЧП

Следующая реактивация, отраженная в осадочной летописи и структуре НЧП, произошла в раннем мелу (готтерив-баррем) после длительного периода денудации и формирования домеловой коры выветривания. В раннем мелу сдвиговый разлом на южном фланге Салаира был реактивирован как надвиг (Баркинский надвиг), а НЧП был преобразован из пулл-апарта в односторонний форландовый прогиб, что выразилось в частности в расширении бассейна (Рис. 7.6.с). Основная фаза надвигания приходится на ранний мел – время накопления мощной терригенной последовательности илекской свиты. Закономерное увеличение мощности илекской свиты по направлению к Баркинскому надвигу указывает на синтектонический характер накопления последней. В это же время произошла реактивация пермского Томского надвига, ограничивающего КТСЗ с юга и также имеющего северо-восточное простирание. По Томскому надвигу палеозойские комплексы КТСЗ были надвинуты на нижне-среднеюрское осадочное выполнение Доронинской впадины [Беляев, Нечаев, 2015; Жимулев и др., 2021b]. Надвиговые смещения вдоль разломов северо-восточного простирания указывают на северо-западное сжатие во время раннемеловой активизации.

В позднемеловое и кайнозойское время амплитуда тектонических движений уменьшается, однако Баркинский надвиг испытывает неоднократную реактивацию, он контролирует области накопления палеоценовых отложений ненинской свиты и неогеновых глин и выражен в современном рельефе. Отложение осадков ненинской свиты в палеоцене связано с переотложением продуктов коры выветривания, что может интерпретироваться, как результат слабой тектонической дифференциации существовавшего длительное время выровненного рельефа. Несогласное залегание ненинской свиты на илекской и непосредственно на девонских вулканитах указывает на тектоническую перестройку бассейна. Структурно-кинематический характер данной активизации не определен. Можно только сказать, что НЧП продолжал развиваться как отрицательная морфоструктура, в пределах которой сохранялись зоны осадконакопления на фоне регионального господства процессов выветривания и денудации, а также отметить невысокую интенсивность тектонических процессов в указанном интервале времени.

Выражением неоген-четвертичных тектонических движений является рельеф района (Рис. 7.5, 7.6.d). На неотектоническом этапе произошла реактивация дугообразных палеозойских разломов, ограничивающих Салаирский аллохтон [Новиков, Жимулев, Поспеева, 2022]. Геоморфологические особенности свидетельствуют о частично унаследованном характере кайнозойской тектонической активизации НЧП. Висячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. Вертикальная амплитуда четвертичных тектонических движений в районе составляет 50-100 м. Козырек надвига в рельефе выражен Кивдинской грядой, в пределах которой расположена высочайшая точка Салаира – гора Кивда (621 м). Характер речных долин меняется при пересечении ими Баркинского надвига – в лежачем крыле образуются расширения, занятые заболоченной поймой, в висячем – долины узкие, с крутыми бортами. Возраст поднятия СЧВ снизу ограничен накоплением неогеновой толщи, приподнятой в пределах вала, учитывая большое количество данных о раннечетвертичном поднятии Салаирского кряжа [Новиков и др., 2019] можно предположить, что СЧВ, как морфоструктура, имеет раннечетвертичный возраст. Форма НЧК дола в общих чертах соответствует форме одноименного мезозойского прогиба. Поднятие Сары-

Чумышского вала указывает на сдвиговый характер деформаций, а поднятие Кивдинской гряды на надвиговый. Современная кинематическая обстановка интерпретируется нами, как правосторонняя транспрессия.

7.1.2. Кулебакинская впадина (северо-восточная окраина Салаира)

Кулебакинское поле распространения юрских отложений приурочено к северо-восточной окраине Салаира. Юрские отложения, условно относимые к распадской свите тарбаганской серии, образуют изолированный выход 8-10 км длиной при ширине 1,5-2 км в поле распространения среднедевонских известняков, входящих в состав фронтальной зоны Салаирского аллохтона (Рис. 7.7). В центральной части отложения юры вскрыты карьером. Они представлены слабосцементированными валунными конгломератами. В обнажении в северозападном борту карьера видно, что толща погружается на юго-восток (аз. пд. 135) под углом 22°. Почти повсеместно юрские отложения перекрыты неоген-четвертичными рыхлыми отложениями и о контактах тела судить сложно. На изданных картах западный борт юрской впадины образован тектоническим разломом, а на восточном борту показан стратиграфический контакт. Имея ввиду погружение толщи к юго-востоку, мы предполагаем, что оба борта впадины представляет собой разломы. В разрезе может быть выделено две пачки, каждая из которых имеет мощность не менее 40 м. Нижняя пачка образована мономиктовыми конгломератами, сложенными галькой и валунами известняков девона. Преобладающая размерность обломков 5-10 см, довольно часто встречаются валуны размером 30-40 см в диаметре, а самые крупные достигают 60 см. Обломки имеют субизометричную форму, либо округлую, хорошо окатанную, либо угловато-окатанную. Удлиненные или уплощенные гальки не характерны. Верхняя пачка выделяется по изменению состава обломков. На долю девонских известняков, приходится примерно на 70% обломков, остальные 30% представлены зеленокаменными породами кембрийско-ордовикского фундамента Салаира: вулканомиктовыми песчаниками, песчаноалевритистыми градационно-слоистыми породами, гравелитами и мелкообломочными конглобрекчиями, плагиоклазовыми порфиритами, кварцевыми порфиры, печеркинской свиты. Известняки, слагающие 100% обломков нижней пачки, образуют узкую полосу вдоль восточной окраины Салаира. Расстояние от края юрской впадины до Предсалаирского взбросо-надвига [Токарев, Шатилова, Котик, 2019], разделяющего девонские известняки и кембрийскораннеордовикский фундамент Салаира, составляет 6 км. Таким образом, область сноса во время накопления мономиктовых конгломератов была ограничена очень узкой, 6-километровой зоной, что возможно только в случае существования нерасчлененного эрозией тектонического уступа. По мере развития эрозионной системы в область сноса были вовлечены отложения осевой части

Салаира, расположенные дальше к западу, за зоной Предсалаирского надвига. Мономиктовый состав обломков и приуроченность впадины к зонам разломов рассматриваются, как свидетельства синтектонического накопления конгломератов геттанг-синемюрской распадской свиты в зоне сочленения Салаира и Кузнецкого прогиба.



Рис. 7.7. Состав и строение нижнеюрских отложений Кулебакинской впадины а – галька из конгломератов нижней пачки разреза, представленная исключительно известняками; b – валун вулканомиктовых песчаников с градационной слоистостью (зеленофиолетовая серия) из верхней пачки разреза; с – нижняя пачка, мономиктовые валунно-галечные конгломераты, сложенные обломками девонских известняков, видна слоистость; d – изменение источника сноса от нижней к верхней пачке юрского разреза.

Короткая стрелка 1 – соответствует направлению и источнику сноса для нижней пачки разреза, длинная стрелка 2 – указывает расширение площади источника сноса во времени. Расширение источника сноса может быть свидетельством развитием эрозионной сети вглубь поднятия, ограниченного тектоногенным уступом, каким являлся в юрское время разлом, выделенный на схеме красным цветом. Основа рисунка – фрагмент государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 [Токарев, Шатилова, Котик, 2019].

7.1.3. Юрские впадины в зоне сочленения КТСЗ и Салаира (Улановская, Бобровская и Карагужевская).

Юрские грабен-синклинальные бассейны наложены на структуры Горлово-Зарубинского предгорного прогиба, образуя цепочку параллельную Томскому надвигу. Установлено тектоническое перекрытие юрских отложений палеозойскими породами КТСЗ. Юрские

отложения почти повсеместно перекрыты чехлом кайнозойских отложений. Естественные обнажения юрских пород встречаются только на южном краю Доронинской впадины. Геологическое строение юрских бассейнов приводится на основании отчетов и объяснительных записок [Ахмадщин, 2018; Бабин, 2015; Бабин и др., 2007; Беляев, Нечаев, 1999; Звонарев, 1965; Котельников и др., 2015]. В направлении с северо-востока на юго-запад наблюдаются следующие юрские впадины: Улановская, Доронинская, Карагужевская и Бобровская (Рис. 7.2).

Улановская впадина расположена перед фронтом Томского надвига на северо-востоке КТСЗ, где простирание зоны изменяется с северо-восточного до субмеридионального [Ахмадщин, 2018]. Она имеет северо-западное простирание, ширина ее составляет до 20 км, длина превышает 30 км. Поперечный разрез впадины асимметричен. Наиболее глубокая ее часть находится на севере, вблизи ограничивающего впадину разлома широтного простирания. Мощность юрских отложений, выполняющих впадину, точно не установлена и по геофизическим данным оценивается в 460-480 м. В южном направлении глубина впадины уменьшается постепенно. С запада впадина ограничена Томским надвигом, по которому складчатые девон-карбоновые комплексы надвинуты на юрские отложения.

Улановская впадина выполнена субгоризонтально, залегающей континентальной угленосной юрской молассой (Рис. 7.8, 7.9). В разрезе выделяются три свиты – макаровская, иланская и итатская. Макаровская свита мощностью 160 м залегает с размывом на палеозойских образованиях. Она представлена алевролитами зеленовато-серыми, песчаниками зеленоватосерыми, среднезернистыми, бурыми углями и углистыми аргиллитами. Возраст свиты раннеюрский. Иланская свита согласно перекрывает макаровскую свиту. От нижележащих отложений отличается преобладанием грубообломочных пород и отсутствием углей. Свита сложена конгломератами с преобладанием гальки и отдельных валунов песчаников и алевролитов, песчаниками серыми, среднезернистыми, алевролитами и аргиллитами. Общая мощность свиты 90 м. Выделенный палинокомплекс соответствует тоарскому ярусу нижней юры. Вышележащая итатская свита представлена переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, конгломератов и бурых углей. Обломочный материал полимиктового состава, слабо окатан и не сортирован. Аргиллиты слабо сцементированы и часто представляют собой плотные глины. Возраст свиты соответствует средней юре на основании флоры и видового состава спор и пыльцы [Григорьев, Сазонов, 1964].

Всеми исследователями отмечается изменчивость состава и мощности юрских отложений в Улановской впадине. Обломочный материал конгломератов слабо окатан, его гранулометрический и вещественный состав меняется в зависимости от местоположения разреза. Грубообломочные типы пород преобладают у бортов впадины. Например, в работе [Геология СССР том XIV Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области), часть 1, геологическое описание, 1967] указано, что макаровская свита сложена преимущественно конгломератами, а мощность ее составляет около 60 м. Вероятно, эти данные относятся к краевой части впадины. В центральной ее части возрастает роль алевролитов, аргиллитов и бурых углей. Накопление ранне-среднеюрских отложений происходило одновременно с формированием впадины. На северо-восточном борту впадины юрские породы по Томскому надвигу тектонически перекрыты девон-карбоновыми породами КТСЗ. Отложения симоновской свиты туронского возраста перекрывают Томский надвиг в районе Улановской впадины. Они представлены нелитифицированными глинами и кварцевыми песками, содержат бокситы, имеют небольшую мощность и залегают субгоризонтально.



Рис. 7.8. Геологическая карта и разрез Улановской впадины. Материалы государственной геологической карты масштаба 1:200 000 лист Тайга [Ахмадщин, 2018]

Карагужевская впадина расположена на складчатом палеозойском фундаменте, включающем позднепалеозойский Горловский прогиб и, частично, каледониды Западного Салаира и представляет собой широтно ориентированную мульду 25 км в длину и 15 км в ширину. Впадина выполнена ранне-среднеюрскими отложениями тарбаганской серии мощностью 300-400 м [Котельников и др., 2015]. Углы падения крыльев очень пологие, но на отдельных участках отмечались крутые падения слоёв, вероятно, представляющие собой флексуры над разрывными нарушениями. Согласно [Бабин, 2015] юрские отложения впадины перекрывают Томско-Каменский надвиг, а по Карасевскому разлому на них надвинуты карбоновые породы Горловского прогиба. Геологическое строение впадины охарактеризовано только несколькими скважинами [Котельников и др., 2015]. Принимая во внимание большую мощность отложений по отношению к размерам впадины и резкие изменения углов падения слоистости, Карагужевская впадина может иметь преимущественно тектонические контакты и представлять собой грабен-синклиналь.

Бобровская впадина расположена на крайнем юго-западе КТСЗ. Она представляет собой субширотно ориентированную брахисинклиналь (20 км в длину и 5-10 км в ширину), выполненную отложениями ранне-среднеюрской тарбаганской серии мощностью несколько сотен метров.

7.1.4. Доронинская впадина

Доронинская впадина наиболее крупная из юрских впадин района, простирается с запада на восток примерно на 70 км, при максимальной ширине в 25 км и имеет площадь около 1000 км². Она представляет собой типичный полуграбен, осадочное выполнение которого образует осложненную разломом брахисинклинальную структуру (Рис. 7.10). Углы погружения слоистости на южном, пологом крыле изменяются в диапазоне от 0 до 20°, северное крыло и центриклинальные замыкания срезаны надвигом, ограничивающим с юга Горловский прогиб и являющимся южной ветвью Томского надвига. В плане впадина имеет форму линзы, выпуклой в южном направлении. Максимальная мощность юрских отложений наблюдается вблизи северного, ограниченного надвигом борта впадины, и составляет около 1500 м [Бабин, 2015; Беляев, Нечаев, 2015], а по некоторым оценкам достигает 1880 м [Вдовин, 1976; Звонарев, 1965]. Доронинская впадина выполнена толщей континентальных угленосных отложений, несогласно залегающих на сложном по составу комплексе пород палеозойского фундамента. Юрский разрез впадины соответствует тарбаганской серии ранне-среднеюрского возраста, которая подразделяется на распадскую, абашевскую, осиновскую и терсюкскую свиты (Рис. 7.9).



Рис. 7.9. Литологические колонки юрских отложений Улановской и Доронинской впадин (по [Ахмадщин, 2018; Беляев, Нечаев, 1999])

1 – глины (меловые отложения), 2 – линзы бокситов, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, 5 – аргиллиты, 6 – конгломераты, 7 – угольные пласты, 8 – спорово-пыльцевые комплексы, 9 – фрагменты макрофлоры. Стратиграфические подразделения: J₁mk – макаровская свита, J₁il – иланская свита, J₁it – итатская свита, K₁₋₂ks – кийская свита, K₂smn – симоновская свита, J₁rs – распадская свита, J₁ab – абашевская свита, J₁os – осиновская свита, J₁₋₂tr – терсюкская свита.



Рис. 7.10. Геологическая схема и разрез Доронинской впадины по [Беляев, Нечаев, 1999; Звонарев, 1965; Файнер, 1964] с вынесенными образцами 16-546 и 17-1224

1-4 – юрские отложения Доронинской впадины: 1 – терсюкская свита, 2 – осиновская свита, 3 – абашевская свита, 4 – распадская свита, 5 – пермские отложения, 6 – карбоновые отложения 7 – девонские отложения, 8 – кембрийские отложения, 9 – плагиогранит-порфиры кембрийского возраста, 10 – габбро-диабазы кембрийского возраста, 11 – плагиограниты новолушниковского комплекса, раннеордовикского возраста, 12 – гранодиориты и граниты улантовского комплекса, силурийского возраста, 13а – разрывные нарушения, 13б – Томский (Томско-Каменский) надвиг, 14 – стратиграфические границы, литостратиграфических подразделений, 15 – элементы залегания слоистости, 16 – изолинии поверхности фундамента.

Распадская свита мощностью от 230 до 690 м сложена преимущественно песчаниками, с подчиненным количеством алевролитов, аргиллитов и отдельными прослоями угля. Нижняя часть разреза свиты в естественных обнажениях на южном борту впадины сложена галечными и валунно-галечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, отдельные валуны достигают 50 см в диаметре. Обломочный материал, в основном, плохо отсортирован, слабо окатан. В составе гальке преобладают измененные эффузивы и туфы основного и кислого

состава, встречаются известняки и граниты. Состав обломочного материала указывает на ближний перенос с северного Салаира. Также в составе конгломератов Доронинской впадины описаны обломки бокситов, вынесенных при размыве коры выветривания позднетриасового пенеплена Салаира [Фомичев, Алексеева, 1961]. На основании изучения палиноспектров определен геттанг-синемюрский возраст распадской свиты. Вышележащая абашевская свита по составу и структурно-текстурным особенностям пород близка распадской свите. Мощность абашевской свиты изменяется от 150 до 260 м, а возраст определяется как плинсбахский. Абашевская свита согласно перекрыта осиновской свитой, сложенной серыми, зеленоватосерыми алевролитами с прослоями песчаников, аргиллитов и углей. Мощность отложений осиновской свиты колеблется от 330 до 360 м, а возраст определяется как конец плинсбаханачало тоара. Разрез вышележащей терсюкской свиты имеет сложное ритмическое строение, меняющееся по вертикали и латерали на коротком расстоянии. Свита сложена преимущественно аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, угли составляют около 5 % объема свиты, конгломераты и гравелиты образуют единичные прослои. Мощность свиты варьирует от 90 до 270 м. Возраст свиты определяется как тоар-ааленский. Для всех свит характерны резкие изменения мощности и размера зернистости обломочного материала в латеральном направлении. Доля грубообломочных пачек и гранулометрическая размерность обломочного материала увеличиваются в южном и западном направлениях. По юрским отложениям развита кора выветривания позднемелового-раннепалеогенового облика (Рис. 7.11).



Рис. 7.11. Мел-палеогеновая кора выветривания по литифицированным и деформированным осадочным отложениям средне-юрского возраста. Северо-восточная часть Доронинской впадины

Юрские отложения впадины смяты в пологие открытые складки с углами падения крыльев в 5-10° и перекрыты тонким, субгоризонтально залегающим чехлом кайнозойских осадков,
включающих олигоцен-неогеновые глины и плейстоценовые лессовидные суглинки. Южная граница впадины нарушена многочисленными субмеридиональными и северо-восточными взбросами, по Новоабышевскому взбросу гранитоиды Коуракского массива надвинуты на юрские отложения. Амплитуда смещений по разломам, секущим юрские отложения, составляет 100-250 м, в редких случаях достигая 600 м (Новоабышевский взброс).

7.1.4.1. Датирование детритового циркона из юрских отложений Доронинской впадины

С целью изучения состава источников сноса и тектонических условий осадконакопления юрских отложений Доронинской впадины нами было проведено датирование популяций детритовых цирконов двух образцов, отобранных на южном краю впадины. Обр. 16-546 был отобран из пачки грубозернистых песчаников и валунно-галечных конгломератов нижней части распадской свиты геттанг-синемюрского возраста [Беляев, Нечаев, 2015]. Обр. 17-1724 взят в приподошвенной части абышевской свиты, также представленной переслаиванием песчаников и галечных конгломератов с включениями валунов (Рис. 7.12).



Рис. 7.12. Галечные конгломераты распадской свиты, нижняя часть разреза Доронинской впадины, место отбора обр. 16-546

Состав конгломератов распадской свиты олигомиктовый, с преобладанием зеленокаменных вулканитов, долеритов и вулканомиктовых граувакк, единичные обломки представлены карбонатными породами. Перечисленные породы также преобладают в составе гальки конгломератов абышевской свиты, но разнообразие гальки возрастает за счет появления кремнистых сланцев, кварцитов, песчаников различного состава и гранитоидов. Породы распадской свиты очень бедны обломочным цирконом, так что для его выделения пришлось раздробить большой объем породы, абышевская свита значительно богаче цирконом, что очевидно связано с присутствием в ней галек и валунов гранитоидов. Датирование цирконов из обр. 16-546 проводилось в ЦКП МКИИ СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск), цирконы из обр. 17-1224 были датированы в Центре геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского Федерального Университета. Цирконы из обр. 16-546 представлены ограненными кристаллами и их обломками без заметных следов окатывания, размером 70 – 200 В катодолюминисцентных лучах наблюдается преимущественно μm. осцилляторная зональность. реже – секториальное внутреннее строение (Рис. 7.13). Всего было проанализировано 73 зерна, одно зерно с дискордантностью >10 было исключено из рассмотрения. График плотности вероятности (Рис. 7.14), построен по результатам датирования 72 зерен. Для цирконов >1 млрд лет использован ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb возраст, для цирконов <1 млрд лет – ²⁰⁶Рb/²³⁸U возраст.

На кривой плотности вероятности большинство значений (44 датировки, 61% от всех) формируют пик со средневзвешенным возрастом 511,3±2,8 и диапазоном значений 490,9-522,9 млн лет. На катодолюминисцентных изображениях эта популяция неоднородна. Первый тип зёрен представлен более изометричными низкоуранистыми цирконами с яркой неконтрастной светимостью в CL лучах, с секториальной и слабой осцилляторной зональностью (например, зёрна 12, 21, 24, 37, 53). Второй тип представлен более удлинёнными цирконами с отчётливой осцилляторной зональностью и контрастной светимостью (например, зёрна 54, 56, 64, 73).

Одиннадцать датировок (15% от всех; № 39, 35, 9, 45, 42, 47, 30, 28, 44, 43, 48) образуют второй малый пик с возрастом 553,7±6,2 (2 σ) и интервалом значений 543,2-568,3 млн лет.

Девять датировок (12,5% от всех; №14, 28, 20, 16, 23, 40, 25, 26, 18, 19) образуют пик 358,2±4,6 млн лет (2 σ) с интервалом значений 343,5-366,8 млн лет. Остальные 8 датировок не образуют групп: три позднетриасовые датировки в интервале 201,5-233,5, три ордовикские датировки в интервале 466,9-478,1 и две единичные докембрийские датировки 639,3 и 1556,2 млн лет. Самая древняя датировка 1556,2±40,5 млн лет получена для зерна № 60. Данное зерно резко отличается от остальных хорошей окатаностью.



Рис. 7.13. Катодолюминисцентные фотографии разных популяций циркона из обр. 16-546



Рис. 7.14. Гистограмма и кривая плотности вероятности ²⁰⁶Pb/²³⁸U значений возраста детритовых цирконов для обр. 16-546

Самое древняя датировка 1556,2±40,5 млн лет на графике не отображена.

Цирконы из обр. 17-1224 также представлены ограненными кристаллами и их обломками, размер их составляет 200-300 µm, кристаллы имеют призматический габитус с коэффициентом удлинения 2,5-3,0. 79 анализов с дискордантностью менее 10% вынесены на диаграмму Tera-Wasserburg). Итоговый возраст для них рассчитан по отношениям ²⁰⁶Pb/²³⁸U с поправкой на нерадиогенный свинец по содержанию ²⁰⁷Pb с использованием формулы Age7corr, встроенной в пакет Isoplot v.3.75. По этим возрастам был построен график плотности вероятности (Рис. 7.15). Подавляющее большинство полученных значений (62 датировки, 78%) формируют пик с возрастом 260,5 млн лет (поздняя пермь) и диапазоном значений 247-275 млн лет. Популяция включает два основных типа цирконов. Первый тип (Рис. 7.16.а) представлен удлиненными кристаллами (коэффициент удлинения 3-3,5) с осцилляторной зональностью. Второй тип (Рис. 7.16.б) представлен более изометричными зернами с удлинением 2, зачастую имеющими слабую светимость на CL снимках, также с осцилляторной зональностью. На 11 зернах измерялось по две точки, и еще на двух зёрнах – по три точки. В одной паре точек №43-44 датировка №44 получилась сильно дискордантная и была отброшена, для остальных парных точек (45-46, 83-84, 78-79, 61-62, 57-58, 54-55, 39-40, 76-77, 28-29, 24-25) возрасты сошлись в пределах погрешностей. В одном зерне три точки дали близкие значения возраста, попарно пересекающиеся в пределах

погрешности: в точке № 34, находящейся в центре зерна, 266,9±3,5; в точке № 33 на краю зерна – 260,1±3,3; в промежуточной точке № 35 – 257,2±3,5. В другом зерне возрасты трёх точек № 63, 64, 65 сошлись в пределах ошибки и дали средневзвешенное значение 264,2±4,3 млн лет.

Восемь датировок (№ 14, 21, 36, 37, 66, 67, 95, 96) по пяти зернам образуют малый пик с конкордантным возрастом 487,5±4,6 млн лет (граница кембрия – ордовика). Эти цирконы в CL лучах обнаруживают секториальную и осцилляторную зональность и яркое фиолетовое свечение (Рис. 7.16.в). У трёх зёрен на основании CL снимков предполагалось наличие более древнего ядра, однако анализы в ядре и кайме показали неотличимые значения возраста (точки 36-37, 66-67 и 95-96). Остальные 9 цирконов дали разброс значений возраста: семь зёрен в интервале от 468 до 320 млн лет (средний ордовик – ранний карбон), и еще два наиболее древних зерна 505 и 519 млн лет (средний кембрий).



Рис. 7.15. Гистограмма и кривая плотности вероятности U/Pb значений возраста детритовых цирконов с дискордантностью |D|<10% для обр. 17-1224

Возраст циркона рассчитан с поправкой на нерадиогенный свинец [Ludwig, 2012].



Рис. 7.16. Катодолюминисцентные изображения типичных цирконов двух популяций

7.1.4.2. Анализ питающих провинций и эволюция источников сноса для юрских отложений Доронинской

впадины

В образцах выделяются следующие популяции циркона – венд-раннеордовикская (568-471 млн лет), подразделяющаяся на две субпопуляции – венд-раннекембрийскую (568-543 млн лет) и кембрийско-раннеордовикскую (522-471 млн лет), имеющую подчиненное значение девон-карбоновую 402-308 млн лет и пермско-раннетриасовую (275-246 млн лет). Древняя популяция образована цирконами из вулканических толщ складчатого фундамента Салаира. Разрыв на спектре 543-523 млн лет соответствует времени перерыва в островодужном магматизме, связанного с этапом коллизии венд-раннекембрийской островной дуги с Аламбайским океаническим островом и накоплением карбонатных чехлов, перекрывающих островодужные вулканиты венд-раннекембрийского возраста. Возраст пика субдукционного метаморфизма ангурепского комплекса составляет 522 млн согласно данным С. А. Каргополова и А. В. Травина. Очень компактная группа цирконов с возрастами 515-508 млн лет, скорее всего, Старогутовский характеризует плагиогранит-порфировый массив, расположенный в приподнятом крыле зоны Северо-Салаирского разлома в 20 км к югу от точки опробования. Девонско-карбоновые цирконы имеют своим источником девонские вулканические толщи девона, широко распространенные на севере Салаира и туфогенный материал из карбоновых отложения карбонатных пород, подстилающих юрские Доронинской впадины. Позднепалеозойский пик спектра (260,5 млн лет) образован цирконами из гранитоидов жерновского комплекса, развитыми в центральной части Салаирского кряжа и имеющими возраст 257-252 млн лет. Почти полное отсутствие довендских унаследованных цирконов, подчеркивает ювенильную природу Салаирского островодужного корового блока. В отложениях Доронинской впадины полностью отсутствуют цирконы из гранитоидов Улантовского и

Коуракского массивов, выходы которых расположены в нескольких километрах к югу от точек опробования. Данные массивы расположены в пределах северного, опущенного крыла Северо-Салаирской ветви Салаиро-Кузнецкого надвига, по которому породы раннепалеозойского фундамента Салаира надвинуты на девон-карбоновые образования деформированного чехла. Во время накопления нижних частей тарбаганской свиты (обр. 16-546, геттанг-синемюр) источник сноса был локальным и располагался в южном, приподнятом крыле Северо-Салаирского разлома. Учитывая валунно-галечный состав материала, большую мощность отложений и локальный, резко разграниченный разломом источник сноса можно предполагать, что Северо-Салаирский разлом представлял собой тектонический уступ, по которому позднетриасовораннеюрский Салаирский ороген был сочленен с Доронинским прогибом. По мере развития эрозионной системы, расчленившей ограниченное дугообразными разломами тектоническое поднятие Салаира, произошло значительное расширение источника сноса на юг. Во время накопления абышеской свиты (плинсбах) происходил размыв гранитоидов жерновского комплекса, ближайший массив которых (Елбанский) расположен на расстоянии 65 км от точки опробования, а основное поле гранитоидов, представленное Выдрихинским и Жерновским массивами, на расстоянии 80-100 км. Позднепермские массивы в ранней юре были выведены на поверхность, произошло ли это на завершающих стадиях герцинского орогенеза, в начале триаса, или же в ходе мезозойского, в конце триаса в начале юры, определить точно нельзя. Широкое распространение аргон-аргоновых датировок триасового и даже раннеюрского возраста, полученных по слюдам из гранитов жерновского комплекса, на современном эрозионном срезе и отсутствие раннетриасовых грубообломочных толщ в регионе, косвенно указывают на то, что эрозионное вскрытие позднепермских гранитоидов Салаира следует относить к мезозойскому орогеническому этапу. Отсутствие свидетельств размыва в ранней юре позднесилурийских гранитоидов Северного Салаира позволяет предполагать, что вся территория до Северо-Салаирского разлома на юге представляла собой в ранней юре область аккумуляции. Это служит еще одним свидетельством масштабного постюрского денудационного события в районе, одним из результатов которого был, размыв и переотложение значительного объема юрских осадков.

7.1.5. Общая характеристика юрских впадин юга Западной Сибири

Впадины сходного строения, выполненные однотипным комплексом юрских терригенных пород и перекрытые осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты, широко распространены на юге Западной Сибири, в Приуралье и Казахстане. В качестве примеров нами были охарактеризованы только несколько впадин, структурно приуроченных к КТСЗ и Салаиру. Подводя итог их рассмотрению, можно отметить следующие общие черты строения. Юрские

отложения образуют обособленный структурный этаж, отделенный от палеозойского мел-палеогенового чехла несогласиями, фундамента и структурными длительными стратиграфическими перерывами и эпохами формирования кор выветривания. Юрские отложения, в особенности нижняя часть их разреза, представлены грубообломочными отложениями (вплоть до галечно-валунных конгломератов), которые могли формироваться в условиях расчлененного рельефа. В базальных частях толщи встречаются фрагменты размытой коры выветривания, сформированной по подстилающим породам. Вверх по разрезу наблюдается уменьшение гранулометрического состава обломков и увеличение роли угольных пачек. Резкая латеральная изменчивость мощности и гранулометрического состава юрских отложений, а также приуроченность юрских бассейнов к разрывным нарушениям, свидетельствуют о синтектоническом характере осадконакопления, многократно отмеченном в литературе. Очень высокий градиент изменения мощности (до 200 м разреза на км по латерали) является еще одним отличием юрских впадин от структур платформенного чехла. Постседиментационная докайнозойская складчатость и разломная тектоника описана для многих юрских впадин [Боголепов, 1967; Мазукабзов, Сизых, 1987]. В рассматриваемом регионе результатом данного деформационного события является надвигание палеозойских пород КТСЗ на нижнесреднеюрские отложения впадин.

Выделяется два основных морфологических типа юрских бассейнов – широкие открытые синклинали, приуроченные к центральным частям позднепалеозойских наложенных прогибов (Улутхемская впадина Тувинского прогиба, Тутоясская и Центральная мульды Кузбасса) и узкие грабены, расположенные вдоль крупных сдвиговых зон (Казаныкский и Желсайский грабены Горной Шории и Каргинский грабен Алтая – вдоль Алтае-Кузнецкой зоны разломов, Нарингольский грабен – в зоне виргации Главного Саянского разлома, Солтонский грабен Неня-Чумышского прогиба – в зоне Алтае-Салаирского разлома) [Башарина, 1975]. Также можно выделить промежуточный тип, представленный клиновидными полуграбенами, приуроченными к крупным разломам надвигового типа (Доронинская впадина, Серлигхемская впадина Восточной Тувы).

Дискуссионным является вопрос о первичном объеме юрских осадочных отложений и о площади, которую они занимали после своего формирования и до начала последующих денудационных процессов. В этой связи исследователи указывают на следующие факты: во всех впадинах наблюдается фациальная зональность, выраженная погрубением осадочного материала от центра к краевым частям впадины, что часто рассматривается как признак того, что впадины имели размер, близкий к сегодняшнему. С другой стороны, в ряде случаев, например, в Горной Шории, к юго-востоку от НЧП наблюдаются эрозионные останцы юрских отложений, приуроченные к возвышенностям рельефа, что прямо указывает на существенный размыв,

224

первоначальных покровов юрских отложений. Другим аргументом в пользу значимого постюрского размыва является достаточно высокая степень диагенеза юрских осадков, представленных сцементированными обломочными породами и углями. На основе изучения степени метаморфизма юрских углей в Кузнецком прогибе Ю.Б. Файнер пришел к выводу, что первоначальная мощность юрских отложений в Кузнецком прогибе составляла 2,5-3,0 км [Файнер, 1967]. В настоящее время юрские отложения образуют серию разобщенных мульд в осевой части прогиба и тектонические клинья в зонах разломов, ограничивающих прогиб. Современная мощность юры Кузнецкой впадины составляет 500-900 м [Бабин и др., 2007]. Наличие постседиментационной складчатости в юрских породах [Боголепов, 1967] является косвенным свидетельством тектонической перестройки и денудационного этапа.

Еще одним аргументом, в пользу значительного эрозионного среза юрских отложений наложенных бассейнов нам представляются термохронологические данные. Пока что изучение трековой хронологии по обломочному апатиту из юрских отложений Южной Сибири не проведены, однако подобные работы проведены для некоторых районов Средней Азии [Nachtergaele et al., 2018]. При этом общая выявленная закономерность состоит в том, что в юрских отложениях популяции обломочного апатита подверглись постседиментационному отжигу и их термическая история отражает денудацию пород юрского бассейна, а в меловых и более молодых породах обломочный апатит существенного отжига не претерпел и термическая история обломочного апатита отражает термическую историю источников сноса. Данное явление называется нами мезозойским термохронологическим несогласием. Мезозойское термохронологическое несогласие (МТН) разделяет ранне- и позднемезозойский этапы развития ЦАСП и соответствует крупному денудационному событию. Что касается южной Сибири, то учитывая, что породы фундамента повсеместно имеют меловые возрасты закрытия трековой системы апатита, а термохронологические модели апатита указывают на этап быстрой раннемеловой денудации, можно ожидать, что МТН проявлено в породах юга Западной Сибири еще более контрастно, чем в Средней Азии.

Раннеюрское денудационное событие, приведшее к выведению на поверхность позднепермских гранитов КТСЗ и Салаира, было весьма значительным, а объем синхронных ему осадочных отложений несопоставимо мал. Это противоречие может быть устранено, предположением, что первоначально юрские отложения занимали существенно большие площади, а позднее были эродированы. Синтектонический характер осадконакопления во впадинах и наличие фациальной зональности, не противоречат представлениям о значительно более широком развитии юрских отложений по сравнению с современным. Осадконакопление, начинаясь в пределах тектонических депрессий, могло трансгрессивно распространяться на более широкие территории. В современном эрозионном срезе, мы наблюдаем только

225

изолированные участки тектоногенных понижений дна крупных юрских седиментационных бассейнов.

7.1.6. Меловые отложения юга Западной Сибири

Важнейшей особенностью мелового этапа развития юга Западной Сибири является отсутствие меловых отложений на огромной территории, включающей западную часть АССО. Изолированное поле меловых отложений образует НЧП, кроме того, меловые отложения доступны для изучения в пределах Чулымо-Енисейской впадины (Рис. 7.17), в зоне погружения структур КТСЗ, Кузнецкого Алатау и Северо-Минусинской впадин под чехол юго-восточной окраины ЗСП. Западнее меловые отложения трансгрессивно перекрыты кайнозойским отложениями чехла. В большинстве же районов юга Западной Сибири поздняя юра, ранний и часть позднего мела представляют собой длительную денудационную эпоху. Переход от зоны денудации к сопряженной зоне аккумуляции проявлен в резком росте мощности отдельных литостратиграфических подразделений. Например, мощность илекской свиты, возраст которой определяется в широком интервале валанжин-альб, изменяется от нескольких десятков метров в предгорьях Кузнецкого Алатау до 744 м в Чулымской опорной скважине [Головнева, Щепетов, 2010]. Меловые отложения от окреких, меньшей степенью диагенеза и цементации.



Рис. 7.17. Позднемезозойские отложения на южной окраине Чулымо-Енисейской впадины

а – позднеюрские отложения тяжинской свиты, переслаивание малиновых глин с серыми песчаниками (С 55°44'53,91", В 88°30'36,01"). Красный цвет алевролитов указывает на аридный климат в поздней юре.

b – косослоистые слабосцементированные аллювиальные песчаники илекской свиты (С 55°46'10,11", В 88°45'33,33"). Грубообломочные отложения в позднем мезозое в регионе отсутствуют.

7.1.7. Чехол Западной Сибири

Геологическая история орогенов это геологическая история их форландовых прогибов или иных смежных осадочных бассейнов. Денудационным событиям в регионе должны соответствовать мощные осадочные последовательности в сопряженных осадочных бассейнах. Область мезозойского горообразования на юге Сибири сосуществовала с Западно-Сибирским мегабассейном, образующим чехол одноименной молодой плиты. Для оценки этапов поступления наибольшего количества обломочного материала в Западно-Сибирский бассейн нами использованы геологические карты и сопроводительные материалы к ним, имеющиеся в открытом доступе, а также обзорные публикации и палеогеографические карты [Жеро и др., 2016, 2000; Конторович, 2009; Конторович и др., 2001; Vyssotski, Vyssotski, Nezhdanov, 2006]. В платформенном чехле южной части ЗСП меловые образования занимают от половины до трех четвертей его полной мощности, что составляет около 1500-2200 м, в то время как мощность кайнозойских отложений составляет 400-600 м, а юрских – 400-500 м (Рис. 7.18). Внутри мезозойского разреза наблюдается три мощных седиментационных цикла – тюменская свита среднеюрского аален-батского возраста, мощностью около 400 м. Выше по разрезу наблюдается весьма конденсированное осадконакопление в интервале келловей-берриас. Большую часть разреза меловых отложений слагают образования двух седиментационных циклов - валанжинаптского (киялинская свита и ее аналоги) и апт-сеноманского (покурская или леньковская свита и их аналоги). Мощность киялинская свиты к северу от Новосибирска составляет до 530 м, мощность покурской – до 600 м [Бабин, 2015]. Покурская свита перекрывает киялинскую с незначительным размывом. Граница между свитами имеет среднеаптский возраст. Покурская свита представлена преимущественно песками и песчаниками. Постсеноманские морские отложения перекрывают покурскую свиту с размывом. Выше по разрезу скорость накопления осадков резко падает, так что весь постсеноманский верхний мел имеет мощность менее 500 м. На большинстве геологических разрезов ЗСП видно, что отложения нижнего мела и сеномана слагают более половины объема осадочных отложений плитного комплекса Западной Сибири (Рис. 7.17).



Рис. 7.18. Фрагмент геологического разреза мезозойско-кайнозойского чехла южной части Западно-Сибирской плиты (лист государственной геологической карты масштаба 1:500000, N-44 [Бабин, 2015]

Обсуждаемые в тексте литостратиграфические подразделения: $J_2 tm$ – тюменская свита аален-батского возраста, $K_1 kj$ – киялинская свита валанжин-аптского возраста, $K_{1-2} pk$ – покурская свита апт-сеноманского возраста.

Для оценки этапности накопления чехла нами построена кривая накопления мезозойскокайнозойских отложений для южной окраины Западно-Сибирской плиты, на основе данных о

228

мощности возрасте местных стратиграфических подразделений, приведенных И на государственной геологической карте миллионного масштаба N-44 (Новосибирск). Для расчетов нами использованы средние мощности местных стратиграфических подразделений, таким образом, чтобы общая мощность полученной осадочной последовательности соответствовала реальной мощности осадочного чехла. Разрез осадочного чехла в данном районе начинается с отложений тюменской свиты аален-батского возраста. Мы присоединили снизу к чехлу Западно-Сибирской плиты разрез тарбаганской серии геттанг-ааленского возраста мощностью 1000 м, что не противоречит геологическим данным, так как впадины, выполненные этим осадочным комплексом, известны под чехлом Западно-Сибирской плиты, а мощность тарбаганской серии в Доронинской впадине достигает 1500 м.

Полученная кривая (Рис. 7.19) делится на четыре отрезка, соответствующих периодам с разной скоростью накопления осадочных отложений. Первый отрезок – ранняя- средняя юра, 201-167 млн лет, характеризуется очень высокими темпами накопления осадков – 64 м/млн лет, в этот период идет формирование серии грабен-синклиналей, выполненных грубообломочными отложениями, а в пределах Западно-Сибирского бассейна отлагается тюменская свита. Второй отрезок, соответствует поздней юре 167-145 млн лет. В это время наблюдается резкое замедление скорости поступления осадков, до 3,4 м/млн лет. В геологическом отношении ему соответствует накопление нефтематеринского баженовского горизонта ЗСП, по-видимому дефицит поставки терригенного материала был одной из причин обогащения пород органикой. Третий период охватывает ранний мен и сеноман (145-93 млн лет), в течении этого времени было сформировано около половины плитного комплекса ЗСП. Скорость накопления осадочного чехла в это время составляла 26 м/млн лет. Последний период, 93 млн лет – наше время характеризуется замедлением скорости накопления чехла до 11 м/млн лет.

Два периода быстрого терригенного осадконакопления – ранне-среднеюрский и раннемеловой-сеноманский, разделенные периодом конденсированного биогенного осадконакопления в поздней юре, соответствуют периодам активного рельефообразования в питающих провинциях, поздняя юра была временем тектонического затишья на юге Западной Сибири.



Рис. 7.19. Диаграмма, иллюстрирующая скорость накопления мезозойскокайнозойского чехла юго-западной окраины ЗСП и осадочного выполнения ранне- среднеюрских впадин в складчатом обрамлении ЗСП

Диаграмма построена по материалам государственной геологической съемки, масштаба 1:1000 000, лист N-44, Новосибирск [Бабин, 2015]. Для построения графика принимались средние значения мощности отдельных литостратиграфических подразделений из стратиграфической колонки листа N-44, время накопления литостратиграфических подразделений приблизительно оценивалось по общей стратиграфической шкале [Стратиграфический кодекс России, 2006], в случаях несовпадения возраста литостратиграфического подразделения с датированной границей подразделений общей шкалы, возраст границ литостратиграфического подразделения условно принимался равным возрасту середины соответствующего яруса общей шкалы.

7.1.8. Эрозионное вскрытие гранитоидных интрузивов КТСЗ и Салаира

В пределах КТСЗ распространены два гранитоидных комплекса – позднепермскораннетриасовый приобский монцодиорит-граносиенит-гранитовый и ранне-среднетриасовый барлакский гранит-лейкогранитовый [Бабин, 2015; Сотников и др., 2000]. Учитывая новые данные уран-свинцового датирования [Бабин, 2015] возраст приобского комплекса может быть принят позднепермским. По гранитоидам обоих комплексов широко развиты мел-палеогеновые красноцветные коры выветривания [Коры выветривания Сибири, книга 1, Формации кор выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области, 1979]. Образование коллизионного орогена КТСЗ завершилось на рубеже перми и триаса, о чем свидетельствует пермский возраст наиболее молодых континентальных моласс (кольчугинская

230

серия) в Горловском передовом прогибе. Тектоническая стабильность региона в триасовом периоде общепризнана [Вдовин, 1976; Матвеевская, 1969; Сотников и др., 1999].

Лейкограниты барлакского комплекса формировались во внутриплитной обстановке. В борту Колыванского каменного карьера (С 55°21'19,73", В 82°46'4,82"), наблюдается следующий разрез (Рис. 7.20). На неизмененных лейкогранитах барлакского комплекса сформирована кора выветривания, представленная суглинками малиново-красного цвета. Кора выветривания перекрыта палево-бурыми лессовидными суглинками краснодубровской свиты четвертичного возраста. Согласно существующим представлениям о палеоклиматах и облике кор выветривания, малиново-красное суглинки, часто содержащие бокситы, формировались в регионе в позднем мелу и палеоцене, когда климат региона был тропическим [Кулькова, Волкова, 1997]. Эоценовые и более молодые коры выветривания характеризуются меньшей зрелостью и бурой окраской [Волков, Казьмин, 2007]. Таким образом, эрозионное вскрытие гранитных массивов барлакского комплекса произошло в интервале времени с позднего триаса до палеоцена. Начиная с позднего мела регион находился в тектонически стабильном режиме, о чем свидетельствует сохранность кор выветривания территориях [Бабин, 2015; Коры выветривания Сибири, книга 1, Формации кор выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области, 1979].



Рис. 7.20. Геологический разрез в борту Колыванского каменного карьера (С 55°21'19,73", В 82°46'4,82"). Пояснения в тексте

В районе с. Инское в зоне разлома, отделяющего Горловский прогиб от Салаира, карьером вскрыт небольшой массив кварцевых диорит-порфиритов, подобных по составу гранитоидам приобского возраста [Котельников и др., 2015]. Данный массив может представлять собой апикальную часть массива гранитоидов приобского комплекса [Котельников и др., 2015], залегающего на глубине, в этом случае можно говорить о значительном различии эрозионного среза палеозойской структуры в КТСЗ и Горловском прогибе. Также отметим, что согласно данным геологических съемок юрские отложения перекрывают размытую поверхность позднепермских гранитов, входящих в состав складчатого фундамента ЗСП [Бабин, 2015; Жеро и др., 2016].

Источником информации о времени выведения на поверхность гранитоидов Салаира являются юрские отложения Доронинской впадины. Конгломераты распадской свиты на южном краю Доронинской впадины не содержат гальки гранитоидов и позднепалеозойских цирконов, что по-видимому, связано с очень ограниченным источником сноса, который целиком сложен кембрийскими породами северной части Салаира. В нескольких километрах к северу, в нижней части абашевской свиты, относимой к плинсбаху [Беляев, Нечаев, 2015] состав гальки конгломератов становится значительно более разнообразным, в частности, появляются окатанные гальки и валуны гранитоидов, а песчанистый матрикс конгломератов обогащен цирконом по сравнению с песчаниками распадской свиты. Большая часть циркона из пород абашевской свиты имеет возраст около 250 млн лет, что соответствует главной фазе гранитообразования на Салаире. Таким образом, уже в ранней юре (плинсбах – 190 млн лет) позднепермские гранитоиды жерновского комплекса были выведены на поверхность. С нашей точки зрения, эксгумация гранитоидов произошла в два этапа – первый из них был связан с позднепермским размывом коллизионного орогена Салаира, однако накопление синорогенной молассы в Кузнецком прогибе закончилось в поздней перми, и предположение что значительное воздымание и денудация орогена происходила позднее, в триасе, противоречит данным осадочной летописи. Второй этап эксгумации, приведший к выведению позднепермских гранитоидов на поверхность мог быть связан с позднетриасовым воздыманием и денудацией внутриконтинентального орогена на месте Салаира.

7.1.9. Трековое датирование апатита из гранитоидов КТСЗ

Объектом для трекового датирования служил магматогенный акцессорный апатит гранитоидных интрузий. Гранитоидные породы обнажены в пределах КТСЗ весьма ограничено. Они вскрыты карьерами и обнажены в районе города Новосибирска, а также в нескольких пунктах в долине реки Оби (села Дубровино, Новобибеево). В работе представлены результаты трекового датирования апатитов четырех образцов, гранитоидов второй фазы приобского

позднепермского комплекса: обр. С-1 монцограниты Новосибирского массива с U-Pb возрастом цирконов 256 млн лет, обр. 14-279 – граносиениты Новосибирского массива с U-Pb возрастом цирконов 258 млн лет, обр. 15-519 – монцограниты Обского массива с U-Pb возрастом цирконов 261 млн лет, обр. 17-1346 – гранодиорит-порфириты в районе села Инского (Табл. 6, 7, Рис. 7.21).

	Проба	Широта	Долгота	Абс. высота, м	Порода	Привязка	Массив	Комплекс
1	C-1	C 54°58'13,85"	B 82°53'47,46"	118	монцогранит	Карьер Иподромский, г. Новосибирск	Новосибирский	приобский
2	14-279	C 54°59'27,36"	B 82°55'16,68"	102	граносиенит	Кривощековский карьер, г. Новосибирск	Новосибирский	приобский
3	15-519	C 55°41'19,26"	B 83°44'32,30"	110	монцогранит	Село Новобибеево, коренные выходы	Обской	приобский
4	17-1346	C 54°12'33,51"	B 83°12'15,31"	240	гранодиорит -порфириты	Карьер, село Инской		приобский (?)

Таблица 6. Места отбора проб на трековый анализ апатита

Таблица 7. Результаты трекового анализа апатита

	Проба	n ^a	$\rho_s (\pm 1\sigma)^b$	$N_s{}^c$	$\rho_i (\pm 1\sigma)^b$	Nic	$\rho_d (\pm 1\sigma)^b$	N _d ^c	ρ_s/ρ_i	$P(\chi^2)^d$	$t(\zeta)^e$	$l_m^{\ f}$	$n_1{}^{\mathrm{f}}$	$\sigma^{\rm f}$
1	C-1	10	6,514 (0,138)	2220	4,589 (0,116)	1564	5,307 (0,118)	2033	1,42±0,05	0,97	118,1±12,9	10,4	69	2,1
2	14-279	10	8,882 (0,195)	3757	7,223 (0,176)	2072	5,305 (0,118)	2034	1,23±0,04	0,74	99,9±12,6	11,9	70	1,6
3	15-519	30	5,011 (0,086)	3403	3,985 (0,077)	2706	5,306 (0,118)	2034	1,26±0,03	0,69	108,9±11,6	13,2	50	1,5
4	17-1346	47	4,249 (0,100)	1805	2,559 (0,077)	1087	4,667 (0,074)	3932	1,70±0,07	0,72	110,9±5	12,9	51	1

^а Количество проанализированных зерен

^b ρ_s , ρ_i , ρ_d — плотности спонтанных, индуцированных треков и индуцированных треков на внешнем детекторе, представленные в 10⁵ треков/см²

^с N_s, N_i, N_d — количество спонтанных, индуцированных треков и индуцированных треков на внешнем детекторе

^d Вероятность постоянного соотношения ρ_s/ρ_i в датируемых зернах

^е Трековые возрасты апатита (млн лет)

^f Данные трековых длин апатита: средняя трековая длина (*l_m*) со стандартным отклонением (σ), полученные из измерений количества (*n*) естественных горизонтальных ограниченных треков

Результаты трекового датирования представлены в Табл. 7, а термальные истории и гистограммы распределения трековых длин на Рис. 7.21. Для обр. С-1 получен раннемеловой трековый возраст апатита 118,1±12,9 млн лет. Средняя трековая длина по 69 измерениям составляет 10,4±2,1 мкм, что значительно меньше средней длины новообразованных треков (16,3 мкм) и может свидетельствовать о длительном пребывании в зоне частичного отжига (60-120°С). Гистограмма распределения трековых длин характеризуется широким основанием и слабо проявленной бимодальностью, что может быть вызвано, как минимум, двумя этапами быстрого охлаждения. В термальной истории обр. С-1 отчетливо выделяются два контрастных этапа (мелпалеогеновый и неогеновый), отражающие различные тектонические режимы. Наличие юрского этапа быстрого охлаждения можно только предполагать по воздыманию T-t-тренда при условной экстраполяции первичной модели термальной истории. На протяжении всего мела в течение почти 80 млн лет обр. С-1 был охлажден максимум на 40°С, иначе говоря, скорость денудации на этом временном интервале не превышала 2 м/млн лет. Такие значения являются показателем тектонической стабильности тектонического блока, из которого был отобран обр. С-1. Во время палеоцена и эоцена T-t-тренд термальной истории погружается в связи с нагреванием (от 60 до 70°С), которое может быть вызвано погружением в результате накопления осадочной последовательности. По прямым расчетам (с учетом среднего геотермического градиента исследуемой территории 25-30°С на 1 км) можно предположить, что суммарная мощность отложений, накопившихся в палеоцене-эоцене составляла 250-300 м. Возможно, именно этот эпизод погружения привел к возврату обр. С-1 в зону частичного отжига, где трековая система апатита была частично перезагружена. Проседание прекратилось к олигоцену, во время которого термальная история характеризуется горизонтальным поведением тренда.

По обр. 14-279 получен трековый возраст апатита 99,9±12,6 млн лет, что соответствует границе раннего и позднего мела. Средняя трековая длина по 70 измерениям составляет 11,9±1,6 мкм, что свидетельствует о существенном отжиге треков. Трековая история, смоделированная по данным анализа треков обр. 14-279, подобна термальной истории обр. С-1 и может дополнить ее. В отличие от обр. С-1, термальная история обр. 14-279 проявила раннемеловой этап быстрого охлаждения в диапазоне 140-110 млн лет. Скорость охлаждения на этом этапе составила 65-70 м/млн лет.

Для обр. 15-519 рассчитан раннемеловой трековый возраст 108,9±11,6 млн лет. Значение средней трековой длины получено по 50 измерениям и составляет 13,2±1,5 мкм. Высокое значение средней трековой длины и распределение длин треков спонтанного деления на гистограмме свидетельствует о хорошей сохранности треков в апатите из обр. 15-519, который отобран из другого массива (неотектонического блока) нежели два предыдущих образца. Термальная история подчеркивает самостоятельность этого неотектонического блока – по обр.

15-519 не выделяются обособленные термотектонические режимы, образец на протяжении 120 млн лет испытывал длительное монотонное охлаждение со скоростью 0,40 С/млн лет, что соответствует скорости денудации 12-15 м/млн лет.

Для обр. 17-1346 получен раннемеловой трековый возраст апатита 110,9±5млн лет. Средняя трековая длина по 51 измерению составляет 12,9±1 мкм. Гистограмма распределения трековых длин свидетельствует об отжиге треков в зоне частичного отжига. В термальной истории обр. 17-1346 выделяются меловой и неогеновый этапы быстрого охлаждения, разделенные этапом нагревания на протяжении всего палеогена. Образец на протяжении мела охлаждался со скоростью 20 С/млн лет, что соответствует скорости денудации около 60-75 м/млн лет. Во время палеогена T-t-тренд термальной истории погружается в связи с нагреванием (от 45 до 65°С), которое может быть вызвано погружением. В начале неогена обр. 17-1346 испытал заключительную фазу быстрого охлаждения и был выведен на поверхность.

Термальные истории изученных образцов показали различия в мезозойско-кайнозойской истории. Для образцов Новосибирского массива и штока диорит-порфиритов в районе села Инское (обр. С-1, 14-279, 17-1346) выделяется три тектонических режима со сменой скоростей охлаждения, для образца, отобранного из Обского массива (обр. 15-519) - предполагается единый монотонный термотектонический режим со стабильной невысокой скоростью охлаждения. При сопоставлении термальных историй с геологическими данными, в особенности, с литолого-стратиграфической летописью Западно-Сибирского осадочного бассейна, выявляется следующее: а) развитие мощных кор химического выветривания в меловое время согласуется со стабильной тектонической обстановкой, установленной по T-t-трендам обр. C-1, 14-279; б) выявленное по T-t-тренду обр. C-1 погружение в палеоцене-эоцене может быть вызвано накоплением 250-300 м толщи осадков, что, в целом, согласуется с мощностью накопления осадков палеоцен-эоценового возраста в Западно-Сибирском бассейне, и позволяет предполагать более широкие масштабы морской трансгрессии, которая по литолого-стратиграфическим данным достигла своего максимума в среднем эоцене; в) неогеновый тектонический импульс, выявленный по T-t-трендам обр. C-1, 14-279, синхронен с началом неотектонической активизации, расчленением пенеплена и формированием современного денудационного рельефа на территории КТСЗ.

Наличие неогенового этапа быстрого подъема в обр. С-1, 14-279 и 17-1346 и его отсутствие в обр. 15-519 может быть объяснено тем, что первые три образца были отобраны ближе к приподнятой фронтальной части КТСЗ, а обр. 15-519 характеризует тыловую часть зоны, вблизи погружения палеозойских пород под чехол Западно-Сибирского бассейна (Рис. 5.1). Все термальные истории характеризуются низкой скоростью остывания породы в позднем мелу и палеогене.



Рис. 7.21. Термальные истории и гистограммы распределения трековых длин в апатитах из гранитоидов КТСЗ

На термальных история: по вертикали – температура в градусах Цельсия, по горизонтали – возраст в млн лет, цветная шкала отражает вероятность построенной модели. На гистограммах: по вертикали – частота встречаемости треков, по горизонтали – длина треков в мкм, Lm – средняя трековая длина со стандартным отклонением (σ), n1 – количество измерений естественных горизонтальных ограниченных треков.

Трековые возрасты апатита из гранитоидов приобского комплекса лежат в интервале 118-100 млн лет, что соответствует аптскому и альбскому векам раннего мела. Эти датировки характеризуют поверхность выравнивания, выработанную в результате разрушения раннемелового орогена. Раннеюрская датировка несет информацию о более древнем орогеническом событии. Позднемеловой – палеогеновый период тектонического покоя, доказанный геологическими данными, отражен в термических историях всех образцов.

7.1.10. Результаты термохронологического изучения пород складчатого фундамента юга Западной Сибири

Рассмотрев в качестве примера трековое датирование апатита из гранитоидов КТСЗ, дадим общую характеристику термохронологической истории пород фундамента западной части АССО и восточной части Обь-Зайсанской складчатой системы. В последние десятилетия получен большой массив термохронологических датировок пород домезозойского фундамента разных регионов Центральной Азии и Сибири. Согласование термохронологических и геологических данных представляется важной задачей. Большая часть термохронологических реконструкций выполнено при помощи трекового метода по апатиту, отдельные реконструкции, выполнены при помощи других методов – трековым методом по сфену и гелиевым методом по апатиту.

237

В породах Восточного Казахстана, на крыльях Иртышской зоны, смятия трековые возрасты апатита лежат в диапазоне 70-100 млн лет, термическим моделирование устанавливается эпизод быстрого охлаждения в диапазоне 110-95 млн лет и последующее медленное охлаждение, в одном из образцов, наблюдается этап быстрого подъёма в диапазоне 85-75 млн, лет, период стабильности и повторный эпизод быстрого подъема с 25 млн лет [Glorie et al., 2012b].

Для Горного Алтая получены многочисленные термохронологические определения [De Grave et al., 2007; De Grave, Van den Haute, 2002; Glorie et al., 2023, 2012а]. Кратко суммируя эти данные можно отметить следующее: Трековые датировки титанита лежат в интервале 299-195 млн лет, эпизод быстрого подъема реконструируется по ним в диапазоне 240-195 млн лет. Трековые возрасты апатита лежат в диапазоне 57-130 млн лет, при этом более древние возрасты (130-100 млн лет) получены для пород на выровненных плато, на удалении от крупных разломов, а более молодые (90-57 млн лет) характеризуют глубокие долины и зоны динамического влияния крупных разломов (Телецкий грабен, зона Курайский и Чарышско-Теректинский разломы). Эпизоды быстрого подъема соответствуют указанным диапазонам возрастов. Апатит-гелиевые возрасты лежат в диапазоне 25-98 млн лет, по одному образцу получено значение 1,5 млн лет, что возможно связано с низким содержанием урана в апатите. Большая часть палеогена и неогена на Алтае характеризуется отсутствием значимой денудации. Для северных предгорий Горного Алтая получены трековые возрасты по апатиту в диапазоне 71-80 млн лет, а эпизод быстрого подъема реконструируется в диапазоне 85-80 млн лет [Vetrov et al., 2021b]. По КТСЗ получены трековые возрасты в диапазоне 78-178 млн лет [Vetrov et al., 2021b; De Grave et al., 2007; Жимулев и др., 2021b], при этом эпизод быстрого подъема реконструируется в диапазоне 140-130 млн лет, для Новосибирского массива и 105-90 млн лет для Обского массива [Vetrov et al., 2021b]. По восточному склону Кузнецкого Алатау и юго-западной окраине Северо-Минусинской впадины получен трековый возраст по титаниту – 226 млн лет, трековые возрасты по апатиту в диапазоне 103-111 млн лет и апатит-гелиевый возраст 89 млн лет [De Grave et al., 2011а]. При этом часть образцов отобрана из каледонского фундамента вблизи подошвы девонских отложений, что указывает на глубокое погружение и прогрев девонских пород под денудированной в настоящее время толщей позднепалеозойских осадков. Эпизод быстрого подъема реконструируется в диапазоне 140-110 млн лет. По горным сооружениям Тувинского региона (Западный Саян, Танну-Ола, Шапшальский хребет, нагорье Санглиен, хребет Агардаг-тайга) трековые возрасты апатита лежат в интервале 37-115 млн лет [De Grave et al., 2014; Vetrov et al., 2020] при этом наибольшее количество значений попадают в интервал 100-80 млн лет. Термические истории образцов различаются временем эпизода быстрого подъема, для большинства образцов данный эпизод лежит в диапазоне 100-80 млн лет. Эоцен-неогеновое время (40-10 млн лет)

характеризуется термической стабильностью. Результаты термохронологического изучения южной части Западной Сибири показаны на Рис. 7.22, 7.23.





На цифровую модель рельефа центральной части Алтае-Саянской складчатой области вынесены основные разломы и гранитоидные интрузии и определения термохронологического возраста по [De Grave et al., 2008, 2014, 2007; De Grave, Van den Haute, 2002; Glorie et al., 2012а]. Определения трековых возрастов по титаниту (TFT) написаны белым шрифтом, трековых возрастов по апатиту (AFT) выделен черным шрифтом, гелиевых возрастов по апатиту (AHe) черным курсивным шрифтом. Цветом точек показан термохронологический возраст образцов. Цветовая кодировка основных возрастных групп: (фиолетовый – пермский и триасовый периоды, зеленый – юрский, желтый – меловой,

оранжевый – поздний мел-раннепалеогеновый, красный – палеогеновый, розовый – неогеновый). Разломы, для которых получены позднемеловые и кайнозойские трековые определения возраста отображены красным цветом. Врезка: графики, показывающие скорость охлаждения пород для Сибирского Алтая (область, обведенная синими пунктирными линиями). Пологие тренды соответствуют образцам, характеризующим пенеплен вне динамического воздействия реактивированных разломов, крутые тренды – получены по образцам отобранных вблизи зон реактивированных разломов. Тренды синего цвета построены на основании трековых датировок по титаниту, тренды желтого цвета – по трековым и гелиевым датировкам апатита.

Подводя итог рассмотрению термохронологической изученности юга Западной Сибири можно сделать следующие выводы. Большая часть значений трекового возраста по апатиту из пород складчатого фундамента имеет меловой возраст, при этом наиболее распространены датировки в диапазоне 110-80 млн лет, что соответствует интервалу альб-сантон (Рис. 7.23). Меловые значения трекового возраста характеризуют современную земную поверхность, находящуюся вне динамического влияния зон региональных разломов.



Рис. 7.23. Диаграмма, иллюстрирующая результаты трекового датирования титанита (TFT) и апатита (AFT), а также гелиевого датирования апатита (AHe) и циркона (ZHe) АССО по [Glorie, De Grave, 2016]

Сверху – гистограмма распределения трековых датировок по апатиту для АССО, снизу – продолжительность коллизионных событий и типовые термохронологические модели для образцов из разных популяций (реликтовой, главной и омоложенной). Выделено три популяции оценок возраста и моделей охлаждения образцов – триасово-раннеюрская (реликтовая), меловая главная, отражающая термический возраст поверхности доорогенного пенеплена, и неотектоническая, характеризующая тектоногенные уступы современного рельефа. Для каждой популяций показаны представительные термохронологические ИЗ модели. Термохронологические данные сопоставлены с коллизионными событиями на границах плит и региональные хиатусами. В верхней части диаграммы – гистограмма распределения термохронологических датировок. Ha основе корреляции термохронологических И геологических данных проведена оценка морфотектонической эволюции АССО в мезозое и кайнозое. Гистограмма распределения имеет унимодальный вид. Реликтовая популяция (~200

млн лет) очень незначительна, популяция реактивированных разломов вплотную примыкает к главной популяции, образуя единую группу значений (130-60 млн лет). Данное распределение свидетельствует, что термохронологическая структура территории сформировалась в результате одного денудационного события, которое полностью стерло более древнюю термохронологическую историю. После разрушения раннемелового орогена, территория не испытывала значительных денудационных событий.

Можно Западной Сибири представляет собой меловую сказать, что ЮГ термохронологическую провинцию. Интересно, что в отличие от Казахстана и Тянь-Шаня, где сохранились участки с раннеюрскими и даже позднетриасовыми трековыми возрастами апатита (Рис. 7.24) [Gillespie et al., 2021], на юге Западной Сибири домеловой этап практически полностью стерт из термохронологической летописи меловыми событиями (Рис. 7.23), что позволяет сделать вывод о более интенсивном проявлении мелового орогенеза в Сибири по сравнению с Тянь-Шанем. Позднетриасово-раннеюрское денудационное событие запечатлено только в более высокотемпературной трековой системе титанита. При рассмотрении мелового денудационного события выделяется по меньшей мере две его фазы – раннемеловая с диапазоном 145-130 млн лет и ранне-позднемеловая, характерная для КТСЗ и проявленная в значительной части образцов Горного Алтая и Тувы с возрастом 110-80 млн лет, имеющая максимально широкое распространение. Достаточно широко распространены в регионе позднемеловые и даже палеогеновые датировки апатита (80-50 млн лет). Подобные возрасты характерны для подножий протяженных горных склонов или же зон динамического воздействия магистральных разломов. Однако даже с учетом этого обстоятельства эти датировки труднообъяснимы с геологической точки зрения.



244

Рис. 7.24. Упрощенная геологическая схема Восточного Казахстана с вынесенными результатами трекового датирования апатита [Gillespie et al., 2021]

Пример термохронологической структуры Казахстанской термохронологической провинции. На удалении от магистральных сдвиговых разломов, породы имеют триасовый и даже позднепермский трековый возраст, отражающий денудацию орогена сформированного в результате закрытия Палеоазиатского океана. Популяция омоложенных разломов имеет преимущественно юрские возрасты, отражающие палеотетический импульс внутриконтинентального орогенеза ЦАСП.

7.2. Мезозойская тектоническая эволюция юга западной Сибири КТСЗ (внутриконтинентальный орогенез)

7.2.1. Поздний триас-ранняя юра. Палеотетический ВО

После завершения тектонической эволюции коллизионных орогенов Обь-Зайсанской складчатой системы в конце перми и до позднего триаса территория юга западной Сибири

находилась в состоянии тектонического покоя. Позднепалеозойские горные сооружения были уничтожены денудацией, а на их месте выработана региональная поверхность выравнивания. Продукты разрушения горных сооружений выносились за пределы территории. Триасовых отложений в ее пределах практически нет за исключением сравнительно небольшой территории в центральной части Кузнецкой котловины, где на локальной территории развиты триасовые эффузивные и связанные с ними эффузивно-осадочные образования. В триасовое время на поверхности выравнивания была развита мощная площадная кора выветривания латеритного профиля, сохранившаяся в настоящее время только под юрскими отложениями в основании мезозойских разрезов Чулымской, Кулундинской и Предалтайской равнин [Ивания, 1973; Коры выветривания Сибири, книга 1, Формации кор выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области, 1979].

В конце триаса (рэт) на территории Казахстана и юга западной Сибири проявился импульс внутриконтинентального орогенеза. Геологическим свидетельствами его служат рэтграбен-синклинальные структуры, раннеюрские заложение которых контролировалось активизированными разломами палеозойского фундамента [Башарина, 1975; Боголепов, 1967, 1973; Бувалкин, 1978; Жимулев и др., 2021b; Zhimulev et al., 2023]. Примером связи юрских бассейнов с активизированными разломами фундамента, может служить глубокий Солтонский грабен, образующий нижний структурный ярус НЧП. Заложение Солтонского грабена обусловлено поворотом Салаирской аллохтонной пластины по часовой стрелке и левосдвиговым смещением по позднепалеозойскому Алтае-Салаирскому сдвигу. В Присалаирской части Кузбасса раннеюрские отложения накапливались одновременно активизацией, с ограничивающих Салаир разломов. На это указывает исключительно локальный состав обломочного материала, характерный для самых нижних горизонтов юрского разреза и постепенное увеличение разнообразия обломочного материала вверх по разрезу, что повидимому связано с развитием эрозионной системы в приподнятом тектоническом блоке. Несмотря на сходство геологического строения юрских впадин их развитие происходило не изохронно. Наблюдается постепенное омоложение структур с запада на восток. На Урале и в Казахстане они начали формироваться в позднем триасе, на юге Западной Сибири в самом начале юры, а в Туве – в конце ранней юры (?). Учитывая грубообломочный конгломератопесчаниковый состав распадской свиты геттанг-синемюрского возраста, можно заключить, что уже в конце триаса на юге Западной Сибири существовал новообразованный горный рельеф. Раннемезозойское денудационное событие привело К выведению на поверхность позднепермских коллизионных гранитов Обь-Зайсанской складчатой системы и Салаира уже в ранней юре. На протяжении ранне- и среднеюрского времени происходило разрушение позднетриасовых горных сооружений, что выразилось в закономерном уменьшении зернистости

245

обломочного материала юрских терригенных отложений вверх по разрезу и увеличении доли тонкозернистых и угленосных осадков. Эта же закономерность характерна для раннеюрских отложений Кузнецкой и Чулымо-Енисейской впадин [Davies et al., 2010; Le Heron et al., 2008]. Средняя и поздняя юра на всей территории западной части АССО и в Казахстане – была периодом затухания тектонических процессов [Башарина, 1975; Бувалкин, 1978].

Юрские трековые возрасты пород фундамента не характерны для юга Западной Сибири, так как термическая история этого времени в значительной мере стерта более молодыми, меловыми событиями. В то же время, позднетриасово-раннеюрский этап быстрой эксгумации пород уверенно реконструируется при моделировании термических историй наиболее древних образцов, отобранных на доорогенной равнинной поверхности в ряде регионов Средней Азии [De Grave et al., 2011a, 2011b; Glorie, De Grave, 2016; Jepson et al., 2021; Jolivet et al., 2007; Morin et al., 2019]. Позднетриасовый этап быстрого охлаждения выявляется при трековом датировании детритового апатита из юрских осадочных отложений Центральной Азии [Chen et al., 2020; Nachtergaele et al., 2018]. На территории юга Западной Сибири «термохронологическая запись» свидетельствующая о позднетриасово–раннеюрском денудационном событии запечатлена в трековых датировках титанита [De Grave et al., 2011a; Glorie et al., 2012a] имеющего более высокую температуру закрытия трековой системы. Одна трековая датировка 178,6±8,2 млн лет (ранняя юра, тоар), полученная по апатиту из монцодиоритов карьера Борок, С 54°59'15", В 82°59'12" [De Grave et al., 2007], хорошо согласуется с геологическими данными о времени накопления обломочных пород тарбаганской серии.

Позднетриасово-раннеюрский импульс внутриконтинентального орогенеза в Центральной Азии большинством исследователей связывается с закрытием океана Палеотетиса и столкновением с южной окраиной Евразии серии киммерийских блоков [Metcalfe, 2021; Sengor, 1979], наиболее крупным из которых является – Цайтанг (Qiangtang), образующий северную и центральную часть современного Тибета. Также в это время происходит коллизия Бадахшанского блока и образуются складчато-покровные сооружения Памира [Robinson, 2015]. В западном секторе ШАСП киммерийская орогения связывается с коллизией Иранской плиты с Евразией [Zanchi et al., 2016]. Данная коллизия привела к формированию горного рельефа на территории современной Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири в обстановке субмеридионального сжатия. Одним из ее результатов стала реактивация палеозойских сдвиговых систем Центральной Азии [Алексеев и др., 2017; De Pelsmaeker et al., 2018; Jepson et al., 2021], а на рассматриваемой территории – Алтае-Салаирского разлома, отделяющего Салаир от Алтая и Горной Шории. Существует также интерпретация раннеюрской тектонической активизации как эпизода растяжения [Jolivet, 2015; Morin et al., 2020], однако, почти полная

амагматичность юрского этапа и грубообломочный состав отложений юрских прогибов, больше согласуются с моделью коллизионного сжатия.

7.2.2. Ранний мел. Монголо-Охотский ВО

Второй мезозойский этап внутриконтинентального орогенеза имеет позднеюрскораннемеловой возраст. Геолого-структурным выражением данного этапа является реактивация региональных сопровождающая деформация разломов И ИХ юрских отложений. Позднемезозойская активизация палеозойского Томского надвига, проявлена в надвигании палеозойских пород КТСЗ на юрские отложения Доронинской впадины [Гутак, 2021; Жимулев и др., 2021b]. Вертикальная амплитуда мезозойских смещений по этому разлому превышает 1500 м. Геологические методы позволяют датировать эту реактивацию только в очень широком диапазоне – между средней юрой (возраст верхней части тарбаганской серии) и поздним мелом (время накопление симоновской свиты, перекрывающей надвиг). На южном фланге Салаира Алтае – Салаирский сдвиг, ориентированный параллельно Томскому надвигу, был реактивирован как надвиговый разлом, а НЧП был преобразован из бассейна пулл-апарт в принадвиговый прогиб. В НЧП, возраст тектонической активизации Баркинского надвига, определяется возрастом илекской свиты (баррем-альб, ~140-110 млн лет), седиментация которой контролировалась данным разломом. Можно предположить, что активизация Томского надвига имеет близкий возраст.

В Присалаирской зоне Кузбасса тектонические линзы юрских отложений вовлечены в чешуйчатую структуру фронтальной части Салаирского аллохтона, юрские отложения образуют линейные синклинальные складки, западные крылья которых срезаются Салаирскими надвигами что свидетельствует о послеюрской активизации надвигов Салаира. В центральной части Кузнецкого прогиба юрские отложения залегают на пермских и триасовых, часто без видимого структурного несогласия и образуют с ними единые складчатые структуры, постсреднеюрского возраста. Складчатые структуры срезаны поверхностью пенеплена позднемеловогораннепалеогенового возраста, по которой развита кора выветривания каолинового профиля.

В геологической летописи позднеюрско-раннемеловой этап выражен региональным структурным несогласием и длительным перерывом осадконакопления. Данное несогласие подчеркнуто заметной разницей в степени диагенеза юрских и меловых отложений, что является свидетельством крупного денудационного события. Мы предполагаем также наличие термохронологического несогласия между юрой и мелом. В пределах НЧП нижнемеловые отложения перекрывают юрские со структурным несогласием, в подстилающих породах юры отмечается кора выветривания [Коры выветривания Сибири, книга 1, Формации кор выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области, 1979].

Верхнемеловые и палеогеновые покровные отложения имеют небольшую мощность, преимущественно глинистый состав, залегают субгоризонтально и без изменения мощностей перекрывают юрские прогибы и ограничивающие их разрывы. Еще одним свидетельством мезозойских денудационных процессов является выведение на поверхность к позднему мелу триасовых гранитов барлакского комплекса, формировавшихся во внутриплитных условиях после завершения герцинского коллизионного орогенеза КТСЗ. Их выведение на поверхность – целиком результат раннеюрского и раннемелового денудационных событий.

Свидетельством размыва позднемезозойского горного сооружения являются меловые песчаники илекской свиты, формировавшиеся в дельтовых условиях. Возраст илекской свиты в стратотипе определяется в диапазоне баррем- ранний альб [Лещинский, Файнгерц, Иванцов, 2019]. Мощность илекской свиты в Чулымо-Енисейской впадине составляет 744 м. В НЧП илекская свита имеет мощность более 450 м. В результате изучения состава аллювиальных юрских и меловых отложений Чулымо-Енисейской мезозойского бассейна авторы работы [Le Heron et al., 2008] пришли к выводу о двух дискретных импульсах усиления денудации – в ранней юре и в раннем мелу.

Коррелятными отложениями раннемелового денудационного этапа являются отложения валанжин-аптского и апт-сеноманского седиментационных циклов ЗСП. Значительное превышение объема нижнемеловых обломочных отложений над объем юрских отложений, позволяет заключать, что меловой орогенез был проявлен значительно сильнее, даже с учетом того, что какая-то часть юрских отложений ЗСП могла быть размыта и переотложена в раннем мелу. Наличие двух этапов быстрой денудации на юге Западной Сибири следует из осадочного разреза ЗСП и согласуется с результатами обзора большого количества термохронологических датировок складчатого фундамента.

Палеомагнитные данные фиксируют значительные мезозойские сдвиговые смещения в пределах Южно-Сибирского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, завершившиеся к концу мелового периода [Метелкин, 2012].

Меловые трековые возрасты (80-140 млн лет) очень широко распространены на территории ЦАСП. Они характерны для Тувы [De Grave et al., 2014; Vetrov et al., 2020], Хакасии [De Grave et al., 2011b], Горного Алтая [Ветров, Буслов, Де Гравэ, 2016; Glorie et al., 2012a], Восточного Саяна [Аржанникова и др., 2013] и преобладают даже в зонах активного современного горообразования, таких как Тянь-Шань [De Grave et al., 2013; Nachtergaele et al., 2018] и Джунгарский Алатау [Glorie et al., 2019]. Анализ геоморфологической позиции мест отбора образцов на трековое датирование показывает, что молодые возрасты, соответствующие неотектоническому этапу (25-5 млн лет) встречаются только в узких зонах в нижних частях тектонических уступов, в особенности ограничивающих горную страну Тянь-Шаня в целом

[Sobel et al., 2006]. Позднемеловые и палеогеновые трековые возрасты (80-50 млн лет) также характеризуют только узкие зоны вблизи региональных разломов. Большая часть трековых образцов отобранных с доорогенной поверхности выравнивания имеет меловой возраст. Очень широкое распространение меловых датировок по площади связано с тем, что они представляют «корни» последних, полностью срезанных эрозией горных систем. Большая часть более древних датировок, характеризовавшая дораннемеловую поверхность выравнивания, была эродирована вместе с горными системами раннемелового времени. Широко развитая в настоящее время доорогенная поверхность выравнивания, перекрытая позднемеловыми-раннепалеогеновыми корами выветривания и осадками, образовалась после срезания раннемеловых горных поднятий. Весь юг Западной Сибири может рассматриваться как раннемеловая термохронологическая провинция. Моделирование термической истории также, практически повсеместно указывает на эпоху позднеюрско-раннемеловой быстрой эксгумации [Аржанникова и др., 2013; Жимулев и др., 2021b; Chen et al., 2020; De Grave et al., 2011a, 2014; Glorie, De Grave, 2016; Nachtergaele et al., 2018; Tang et al., 2015; Vetrov et al., 2021b]. Если позднетриасово-раннеюрский этап в Средней Азии проявлен сильнее, чем на юге Сибири, то для позднеюрско-раннемелового наблюдается обратная ситуация. В ряде районов Тянь-Шаня меловой этап не выражен [Morin и др., 2019 и ссылки в ней], в то время как на юге Сибири раннемеловой этап подъема – в большинстве случаев представляет собой наиболее древнее реконструируемое термальное событие. Равнинная территория Казахстана, по современным данным является более древней термохронологической провинцией ЦАСП, чем Тянь-Шань и юг Западной Сибири. На пенеплене вдали от региональных разломов, в Казахстане часто встречаются раннеюрские, триасовые и даже пермские трековые возрасты апатита [Gillespie et al., 2021; Glorie et al., 2019; Jepson et al., 2021] что указывает на меньший масштаб мезозойской денудации. Раннемеловой этап быстрой эксгумации пород фундамента (140-130) реконструируется для гранитоидов КТСЗ [Жимулев и др., 2021b; Vetrov et al., 2021b], что хорошо соответствует времени накопления илекской свиты в принадвиговом бассейне НЧП. Термохронологические данные позволяют выделить для юга западной Сибири два импульса позднемезозойской денудации – раннемеловой (140-120 млн лет) и более поздний, охватывающий конец раннего и начало позднего мела (110-80 млн лет). Скорее всего они отражают тектонические перестройки мезозойского внутриконтинентального орогена, подобные позднеолигоценовой, позднемиоценовой и раннеплейстоценовой тектоническим перестройкам в кайнозойской истории ЦАСП.

Юрско-раннемеловой этап внутриконтинентального орогенеза связывается с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и столкновением Северо-Китайского континента с Евразией [Zonenshain et al. 1990; Nie et al., 1990; Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Cogné et al., 2005; Metelkin et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Didenko et al., 2013; Jolivet et al., 2017; Yang et al., 2015; Sorokin et al., 2020]. Данная коллизия развивалась с ранней юры в Западном Забайкалье и в восточной части Монголо-Охотского пояса (Джагдинский террейн) до средней юры в пределах Восточно-Забайкальского прогиба, перекрывающего Керулено-Аргунский террейн.С ней связана тектоническая активизация южной Сибири. По аналогии с современным Альпийско-Гималайским горным поясом, в пределах которого горные сооружения сосуществуют с реликтовыми бассейнами морскими И межгорными впадинами, пространственно-временная динамика зон древнего внутриконтинентального орогенеза также была неоднородной.

В западном секторе ЦАСП, примерно в это же время или несколько позже, в раннем мелу, произошло причленение блока Лхаса к южной окраине Евразии [Карр et al., 2007; Yang, Guo, Luo, 2017; Zhu et al., 2016, 2013], что привело к тектонической перестройке в пределах Тибета [Lin et al., 2019; Yang, Guo, Luo, 2017], Памира [Robinson, 2015] и Тянь-Шаня.

Учитывая взаимное расположение рассматриваемого региона и Северо-Китайского континента, коллизионное сжатие должно было иметь северо-западное направление, что и привело к преобразованию Алтае-Салаирского сдвига в надвиг, а НЧП из присдвигового бассейна в принадвиговый (форландовый). В этом же поле напряжений произошла реактивация Томского надвига, имеющего северо-восточное простирание и юго-восточную вергентность. Надвиговые смещения по разломам северо-восточного простирания свидетельствуют, что тектоника региона определялась в это время в первую очередь закрытием Монголо-Охотского океана, а не позднеюрско-раннемеловыми коллизионными событиями на южной окраине Евразии, такими как коллизия блока Лхаса [Карр et al., 2007; Zhu et al., 2016].

В первой половине позднего мела, раннемеловой ороген был полностью эродирован, и на территории КТСЗ и сопредельных структур началось формирование коры выветривания. На части территории КТСЗ период выравнивания и формирования коры выветривания продолжался с позднего мела по эоцен включительно, на северо-западе образование коры выветривания прерывалось трансгрессиями Западно-Сибирского бассейна [Бабин, 2015].

7.2.3. Поздний мел и палеоцен-эоцен

Поздний мел и палеоцен-эоцен – по геологическим данным эпоха стабильности и образования каолиновой коры выветривания, облекающей региональную поверхность выравнивания. К позднему мелу, согласно имеющимся палеомагнитным данным, прекращаются, фиксируемые данным методом, смещения по внутриконтинентальным сдвигам региона [Метелкин, 2012]. Образование в раннем палеогене глинистых красноцветных толщ, представляющих собой переотложенную кору выветривания (коктурпаксая свита и ее аналоги, северного Тянь-Шаня), является индикатором некоторой вертикальной дифференциации

рельефа. На рассматриваемой территорией аналогом этих толщ является ненинская свита НЧП, содержащая линзы галечников и валунников [Малолетко, 2008; Федак и др., 2018].

В то же время в последние годы появляется все больше термохронологических данных о позднемеловом-раннепалеогеновом эпизоде быстрого охлаждения пород фундамента. Данный этап выявлен для Восточного Казахстана, Горного и Рудного Алтая и Тувы [De Pelsmaeker et al., 2015; Gillespie et al., 2021; Glorie et al., 2019; Vetrov et al., 2020]. Трековые датировки этого возраста и импульсы быстрого подъема и охлаждения пород в этом интервале фиксируются по образцам, отобранным вблизи разломных зон регионального масштаба. В отличии от раннемеловых датировок, встречающихся повсеместно на доорогенных пенепленах, позднемеловые приурочены к активизированным разломам или же, в современных высокогорных районах Тянь-Шаня – к глубоким ущельям и нижним частям тектоногенных уступов [Chen et al., 2020; Gillespie et al., 2021; Glorie, De Grave, 2016; Glorie et al., 2019].

С нашей точки зрения, постеноманские трековые датировки для равнинных и низкогорных территорий юга Западной Сибири противоречат очевидной геологической реальности и связаны с несовершенством термохронологических методов. Не подвергшиеся диагенезу коры выветривания и недеформированные поверхности выравнивания этого времени, отсутствие мощных толщ коррелятных отложений не допускают возможность глубокого эрозионного среза территории в постраннемеловое время. Однако, тектоническое оживление позднемелового пенеплена в палеоцене требует тектонической интерпретации.

Интерпретация причин позднемеловых и раннепалеогеновых тектонических событий в Центральной Азии и южной Сибири в настоящее время затруднена низкой интенсивностью этих тектонических движений, недостаточно точным датированием отложений указанного интервала, а также неопределенностью геодинамического сценария развития южной окраины Евразии [Hinsbergen van et al., 2012; Kapp, DeCelles, 2019; Kapp et al., 2007; Searle, 2019; Zhu et al., 2016]. Достаточно сказать, что время коллизии блока Лхаса, разными исследователями определяется в широком интервале – от средней юры до позднего мела [Zhu et al., 2016].

В последние годы импульс мелового подъема пород вдоль крупных разломных зон Средней Азии связывается с процессами задугового растяжения в результате смещения зон субдукции (roll-back) в Мезо- и Неотетисе [Gillespie et al., 2021; Glorie et al., 2019]. С нашей точки зрения, подобная интерпретация обоснована для позднемелового этапа, так как в Центральной Азии и южной Сибири отсутствуют мощные толщи позднемеловых обломочных отложений, которые должны были бы сформироваться при эксгумации в условиях сжатия и денудации орогена. При эксгумации в режиме растяжения (extension unroofing), возможна тектоническая денудация, без эрозии и переотложения фронтальных частей тектонических покровов. Что касается раннемелового этапа, то, учитывая реактивацию надвиговых разломов, обстановка сжатия и связь с Монголо-Охотской коллизией, для рассматриваемого региона выглядит предпочтительным объяснением. Раннемеловые датировки характерны для неактивизированных частей пенеплена южной Сибири и рассматриваются как результат пенепленизации последней, срезанной эрозией горной страны, Позднемеловой- раннепалеогеновый этап тектонического подъема проявлен главным образом вблизи разломов регионального масштаба. Палеоценовый этап обычно связывается с реакцией на начало Индо-Австралийской коллизии. Однако, возраст столкновения Индийского субконтинента с Азиатской окраиной Евразии принимается раннеэоценовым (около 50 млн лет [Searle, 2019]), а время накопления комплекса красноцветных осадков, определяется в довольно широком интервале времени (конец мела-эоцен), поэтому геодинамическая интерпретация раннепалеогеновой активизации представляется открытым вопросом.

7.2.4. Пространственно-временная динамика мезозойских импульсов ВО на юге Западной Сибири

Хотя многими исследователями ранее отмечалась неоднократность деформаций геологических комплексов мезозойского структурного этажа Южной Сибири, например, наличие син- и посттектонических деформаций в юрских впадинах, выделение двух этапов мезозойского ВО в регионе проведено впервые. Для сопредельных регионов с более широким развитием мезозойских отложений, представления о двух этапах мезозойских деформаций высказывались ранее. Выделение раннемезозойского (триас- средняя юра) и позднемезозойского (поздняя юра ранний мел) тектонических этапов было обосновано Л. П. Зоненшайном с соавторами [1971] для территории Монголии, в частности отмечено, что раннемезозойские структуры от отличаются от позднемезозойских по морфологии и отделены несогласием, а интенсивные тектонические движения мезозойской эпохи завершились на рубеже раннего и позднего мела. Геологические проявления раннеюрского и раненемелового импульсов ВО на юге Сибири имеют как сходства, например, длительными хиатусами они выражены И структурными несогласиями межрегионального распространения, так и существенные различия. К различиям можно отнести отсутствие грубообломочных толщ мела на юге Западной Сибири, распространение которых ограничено Забайкальем. Своеобразие геологических проявлений этих двух орогенических этапов, обусловлено рядом факторов, из которых особенно важен климатический. Эрозия раннеюрского орогена происходила в условиях гумидного климата, а раннемеловой ороген формировался и эродировался в аридном климате [Hendrix et al., 1992; Jolivet, 2015; Li et al., 2014]. Можно предположить, что разрушение раннемелового орогена заняло более длительный промежуток времени, в то время как материал триасово-юрского орогена был быстро перемещен в синтектонические впадины в виде грубообломочных моласс. Значительная часть осадков,
возникших при размыве раннеюрского орогена была позднее рециклирована и переотложена в виде нижнемеловых-сеноманских толщ Западно-Сибирской плиты.

Для мезозойско-кайнозойских поясов орогенных поясов Центральной Азии характерно омоложение структур в восточном направлении. На малых расстояниях это омоложение незначительное и не нарушающее общей периодизации развития коллизионной системы, но на значительных расстояниях с этим явлением связано полное выклинивание в Европе широкого пояса мезозойских орогенов Восточной Азии. Применительно к мезозойскому орогенезу Сибири данная закономерность выражена в хорошо известном омоложении структур Монголо-Охотского орогена в восточном направлении. Для южного Урала, Казахстана и юга Западной Сибири та же закономерность наблюдается для позднетриасово-юрского этапа развития: на южном Урале грубообломочные отложения в основании юрских прогибов имеют рэтский возраст, в Казахстане и на юге-Западной Сибири – геттанг-синемюрский, а в Туве – среднеюрский. Данная закономерность, называемая нами восточным возрастным скольжением, связана с общей чертой эволюции всех океанических бассейнов тетического ряда (Прото-Палео-Мезо- и Неотетис). Эволюция каждого из тетических океанов включает рифтогенный откол корового блока (микроконтинента) на восточной окраине Гондваны (Африки) и последующий дрейф данного блока в северном направлении до южной окраины Евразии. Микроконтиненты отколовшиеся от северной части Гондваны движутся по дуге малого радиуса и быстрее достигают Евразии, чем блоки, отколовшиеся от южной части Гондваны. Согласно палеотектоническим реконструкциям тетические океаны, представляли собой сужающиеся в западном направлении заливы Палеопацифики. В современной структуре хорошо видно, что сутурные зоны тетических океанов образуют расходящийся в восточном направлении веер, в то время как в западном секторе Тетического орогенного пояса ветви древних сутур и зоны доальпийской складчатости исчезают, замещаясь структурами Альпийско-Гималайского пояса [Metcalfe, 2021]. Аравийский континент, отколовшийся от Африки в позднем олигоцене, около 25 млн лет назад, уже сейчас вовлечен в коллизионное взаимодействие с Евразией, в то время, как Мадагаскар отделившийся от Африки в поздней юре (около 155 млн лет назад) оказался отделен от Индии (около 90 млн лет назад) современным спрединговым хребтом Индийского океана и достигнет юго-восточной окраины Евразии только после закрытия весьма широкого в настоящее время «современного Тетиса» – Индийского океана.

В мезозое ВО охватил обширный регион, включающий различные тектонические зоны – палеозойские коллизионные орогены (КТСЗ и Салаир) их передовые прогибы – Горловский и Присалаирский форланд на западе Кузнецкого прогиба и длительно развивавшиеся внутриплитные рифтогенные осадочные бассейны представляет собой способ изучения процессов унаследованного тектонического развития. Сопоставление мезозойских и

палеозойских структур, рассмотренных в главах 5-7 позволяет выявить некоторые закономерности, касающиеся явления унаследованности в тектонической эволюции земной коры.

Размещение зон погружения и воздымания при ВО контролировалось древней структурой. Салаирский ороген дважды, в ранней юре и раннем мелу, реактивировался как горное сооружение, КТСЗ испытала воздымание, по меньшей мере однократно, в раннем мелу, позднепалеозойские прогибы – Минусинский и Тувинский развивались как области погружения и осадконакопления. Границами областей поднятия и погружения служили крупнейшие разломы, ограничивающие тектонические зоны – Томский надвиг, надвиги, ограничивающие Салаир, Алтае-Салаирский сдвиг. Эти швы, заложившиеся на стадии коллизионного орогенеза, образуют структурный каркас складчатой области, смещения по ним обеспечивают аккомодацию тектонических напряжений на внутриконтинентальном этапе развития. Элементы внутреннего строения первичных коллизионных орогенов, представляющие собой напряженные запрокинутые складки и тонкие тектонические пластины («складки-покровы») не испытывают реактивации и дифференцированных тектонических движений согласных элементам древней структуры. По-видимому, после однократного проявления процессов тонкокожей тектоники и образования складчато-надвигового пояса, верхняя часть земной коры орогена становится более хрупкой и теряет возможность к напряженным пластическим деформациям. Эта консолидация ведет к тому, что деформации, связанные с ВО не преобразуют каждый элемент объема древнего орогена, а ограничиваются смещением по главным разломным зонам.

На основе изучения мезозойских отложений и структур юга Западной Сибири и термохронологического исследований пород фундамента сформулируем Защищаемое положение № 2.

В мезозое земная кора южной части Западной Сибири претерпела два импульса внутриконтинентального (эпиплатформенного) орогенеза. Первый импульс проявлен в позднем триасе – ранней юре. Он обусловлен произошедшей, в результате закрытия океана Палеотетис, аккрецией Цайтанга и других киммерийских блоков к южной окраине Алтае-Сибирской части композитного континента Северной Евразии; выражен в реактивации региональных разломов; предопределил заложение серии сети раннеюрских синтектонических осадочных бассейнов. Второй импульс проявлен в раннем мелу. Он связан с произошедшей в результате закрытия Монголо-Охотского океана коллизией Алтае-Сибирской части композитного континента Северной Евразии и Северо-Китайского континента. Удаленное воздействие этой коллизии предопределило на юге Западной Сибири эпиплатформенный орогенез, выраженный в складчатых деформациях юрских толщ; надвиговых смещениях по разломам северо-восточного простирания; крупном

денудационном событии и накоплении коррелятных обломочных образований, участвующих в строении чехла Западно-Сибирской плиты.

ГЛАВА 8. ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА В СТРУКТУРЕ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ (ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

Весьма показательными в этом смысле регионами являются Прибайкалье и Западное Забайкалье. Здесь на протяжении позднего протерозоя, палеозоя и мезозоя наблюдалось последовательное смещение зон морского осадконакопления, принадлежащих северной части Центрально-Азиатского подвижного пояса, на юг от Сибирского кратона и соответственное смещение зон первичного орогенеза. Вместе с тем, в каждую орогеническую эпоху – салаирскую, каледонскую. герцинскую, киммерийскую – проявления орогенеза не ограничивались зонами предшествующего морского осадконакопления, а распространялись на более северные районы, вплоть до южного края Сибирского кратона. Именно этим объясняется исключительное обилие разновозрастных гранитоидов в регионе. Здесь, по существу, надо говорить не о повторном, вторичном, а о неоднократно повторяющемся, рекуррентном орогенезе.

Хаин, Ломизе, 2005

Величины абсолютного возраста шарыжалгайской и слюдянской серий Тункинских гольцов и хребта Хамар-Дабан, определенные по биотиту К-Ar методом, укладываются в интервал от 592 до 306 млн лет. Эти цифры соответствуют палеозою и отражают возраст процесса омоложения, геологические причины которого будут рассмотрены ниже.

Докембрий..., ред. С. В. Обручев, 1964

Данная глава посвящена описанию геологических проявлений позднепалеозойского ВО в раннепалеозойском коллизионном орогене крайней юго-восточной оконечности АССО. Материалы, использованные при подготовке данной главы, получены при детальных геолого-картировочных, геолого-структурных и геохронологических исследованиях небольшого опорного участка в восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна [Буслов и др., 2009; Жимулев и др., 2011b; Рябинин, 2012; Рябинин и др., 2011] и у автора нет задачи подробного рассмотрения геологического строения и истории развития общирного и весьма сложно устроенного региона южной Сибири, которому посвящена общирная научная литература [Бараш и др., 2006; Беличенко, 1977; Беличенко и др., 1988, 2003; Боос, 1991; Кузьмичев, 2004; Летникова, Гелетий, 2005; Летникова и др., 2017; Резницкий и др., 2013, 2007, 2015a, 2015b;

Савельева, Травин, Зырянов, 2003; Савельева и др., 2006, 2012; Ситкина и др., 2021; Федотова, Хаин, 2002; Школьник и др., 2011а, 2009, 2020, 2016, 2011b, 2014; Геология и метаморфизм Восточного Саяна, 1988; Геология и рудоносность Восточного Саяна, 1989; Докембрий Восточного Саяна, 1964; Khain et al., 2002]. Данные по геологии всего южного Прибайкалья привлекаются очень ограничено, только для подтверждения широкого пространственного проявления, выявленных взаимоотношений и возрастных рубежей. Описанные в главе геологические соотношения и результаты датирования могут представлять интерес в плане методических приемов выявления палеозойских импульсов ВО и с точки зрения описания глубоко эродированного структурно-вещественного комплекса внутриконтинентального орогена.

8.1. Тункинский террейн – часть раннепалеозойский коллизионного орогена Южной Сибири

Геологическое строение Тункинских гольцов Восточного Саяна (ТГВС) характеризуется сложной покровно-складчатой структурой [Беличенко и др., 1988; Боос, 1991], которую слагают позднедокембрийские и нижнекембрийские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы, метаморфизованные в различной степени [Боос, 1991; Школьник и др., 2009; Летникова, Гелетий, 2005; Геология и метаморфизм Восточного Саяна, 1988]. Складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн [Беличенко и др., 2003] или Ильчирскую зону [Федотова, Хаин, 2002], сформировалась в раннем ордовике в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) к Сибирской платформе [Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004].

Тункинский террейн (Рис. 8.1) располагается почти полностью в пределах ТММ, образуя по его северно-восточной окраине сложно построенную аллохтонную структуру. Автохтон обнажается в тектоническом окне и сложен венд-кембрийскими карбонатными и терригенными отложениями чехла ТММ (верхнешумакская, горлыкская и араошейская свиты [Боос, 1991]). В составе аллохтона присутствуют вулканические и карбонатные отложения, интерпретируемые как палеоостроводужные и задуговые комплексы – уртагольская и толтинская свиты [Беличенко и др., 2003; Школьник и др., 2009]. С юга на Тункинский террейн надвинут Хамардабанский террейн. Он сложен высокометаморфизованными породами – кристаллическими сланцами, биотитовыми гнейсами, кальцефирами и мраморами.



Рис. 8.1. Схема геологического строения юго-западного Прибайкалья по [Беличенко и др., 2003] с упрощениями и изменениями

1 – кайнозойские отложения Тункинской впадины, 2 – каменноугольно (?) – пермские молассоидные отложения (сагансайрская свита), 3 – гранитоиды ордовикские и частично более поздние (неразделенные), 4 – гранитоиды рифейские, 5 – отложения венд-нижнекембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента, 6-10 – рифейские образования фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента: 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения окинской серии (поздний докембрий), 7 – осадочно- вулканогенные отложения (хугейнская серия), 8 – офиолиты (а), турбидиты (б), 9 – карбонатные отложения рифейского чехла Гарганской глыбы, 10 – раннедокембрийские метаморфические образования Гарганской глыбы, 11 – Тункинский террейн, 12 – Хамардабанский террейн, 13 – Китойкинская зона, 14 – фундамент Сибирской платформы (Шарыжалгайский краевой выступ), 15 – границы тектонических покровов, 16 – значения возраста (млн лет) гранитных и метаморфических комплексов региона (481 – [Резницкий и др., 2007], 474 – [Донская и др., 2000], 469 – [Бараш и др., 2006], 353-278 – [Савельева, Травин, Зырянов, 2003], 321 – [Беличенко и др., 1988], объяснения в тексте).

Первичная природа отложений Хамардабанского террейна связывается с деятельностью островной дуги и задугового бассейна [Беличенко и др., 2003]. Полифациальный метаморфизм пород Хамардабанского террейна достигает гранулитовой фации. Возраст метаморфизма лежит в интервале 488-471 млн лет [Salnikova et al., 1998]. Постметаморфические граниты, секущие метаморфическую зональность Хамардабанского террейна, имеют возраст 469±2 млн лет [Бараш и др., 2006]. Хамардабанский террейн образует с Тункинским единую сложную покровно-складчатую структуру, которая сформировалась до проявления ордовикского зонального метаморфизма, о чем свидетельствует наложение изоград метаморфизма на границы террейнов. Изограды метаморфизма секут покровно-складчатые структуры Тункинского террейна и секутся

гранитоидами Мункусардыкского массива, расположенного в западной части Тункинских гольцов. Данный массив представляет собой сшивающий комплекс, прорывающий отложения Тувино-монгольского микроконтинента, Тункинского и Хамардабанского террейнов и дискордантный относительно метаморфической зональности, охватывающей перечисленные террейны. Возраст гранитоидов определяется как верхний предел аккреции и метаморфизма рассматриваемых террейнов. Гранитоиды Мункусардыкского массива датировались как средне-позднеордовикские (452±16 млн лет Rb/Sr методом) [Литвинцев, Калмычкова, 1990]. Позже уран-свинцовым методом была получена датировка 481±2 млн лет [Резницкий и др., 2007], позволившая авторам указанной работы прийти к выводам, что аккреция террейнов завершилась уже в раннем ордовике. По метаморфическому альбиту из слюдисто-полевошпатового кальцефира горлыкской свиты автохтона Тункинского террейна был получен Ar/Ar возраст плато 487,6±4,4 млн лет [Резницкий и др., 2013].

Раннеордовикский возраст аккреции террейнов подтверждается геохронологическими данными по сопредельным регионам. В Окинской зоне Восточного Саяна дайки кварцевых порфиров, секущие покровную структуру, имеют возраст 476 ± 4 млн лет [Рыцк и др., 2000]. Метаморфические породы Китойкинской зоны, расположенной между восточной частью Тункинского террейна и Сибирским кратоном, имеют возраст 474 ± 3 млн лет [Донская и др., 2000]. Возраст гранулитового метаморфизма слюдянского метаморфического комплекса и прорывающих его постметаморфических кварцевых сиенитов составляет 481 ± 2 млн лет и 474 ± 5 млн лет соответственно [Котов и др., 1997]. Развитие коллизионной системы в Приольхонье протекало в период 500-450 млн лет (обзор в работах [Гладкочуб и др., 2010а; Розен, Федоровский, 2001]), в частности, гранулитовый метаморфизм имеет возраст 485 ± 5 млн лет [Бибикова, Карпенко, Сумин, 1990]. Далее, к северо-востоку от Байкала, в пределах Баргузинского террейна выявлены гнейсо-граниты с возрастом 469 ± 4 млн лет, слагающие купольные структуры в составе раннепалеозойской коллизионной системы [Рыцк и др., 2009]. Во всех приведенных примерах высокоградный метаморфизм связывается с аккрецией террейнов к Сибирской платформе.

Тункинский террейн является частью протяженного кембрийско-ордовикского аккреционного пояса Южной Сибири, включающего Канский и Арзыбейско-Дербинский массивы [Туркина и др., 2007].

Структуры раннепалеозойского этапа, охватывающего временной интервал от позднего кембрия до конца ордовика (500-440 млн лет), прослежены и изучены на огромной территории южного складчатого обрамления Сибирской платформы, от Горного Алтая на западе до северного Забайкалья на востоке. Наиболее детально изученные раннепалеозойские коллизионные системы региона, такие как раннепалеозойские складчато-покровные сооружения

Приольхонья или Сангилена, обнаруживают длительную многостадийную историю формирования. Для каледонид Сангилена время собственно коллизионной стадии определяется в интервале 535-490 млн лет, а последовавшей за ней трансформно-сдвиговой стадии – 490-430 млн лет [Владимиров и др., 2005b]. Развитие коллизионной системы в Приольхонье протекало в период 500-450 млн лет [Гладкочуб и др., 2010а], в частности гранулитовый метаморфизм имеет возраст 485±5 млн лет [Бибикова, Карпенко, Сумин, 1990].

8.2. Геологические строение Аршанского опорного участка Тункинских гольцов

Для исследования был выбран участок в восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна, лежащий к северу от поселка Аршан (Бурятия) и охватывающий водосборы рек Кынгарга, Бугтотай, Бухота и Толта. С северо-востока данный участок ограничен Главным Саянским разломом, по которому палеозоиды ЦАСП совмещены с Сибирской платформой, а с юга неотектонический сброс, разделяющий горную цепь Тункинских гольцов и кайнозойскую рифтовую Тункинскую впадину, являющуюся часть Байкальской рифтовой зоны. В пределах Аршанского участка Тункинских гольцах Восточного Саяна два этапа покровообразования хорошо читаются в геологической структуре (Рис. 8.2). Нижний и верхний пакеты тектонических пластин разделены пермской сагансайрской свитой, которая служит неоатохтонным комплексом для нижнего пакета и перекрыта по надвигу верхним аллохтоном. В восточной части Тункинских гольцов, к северо-западу от с. Аршан, пакет тектонических пластин различного состава перекрывает по пологому надвигу красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты. На основании многочисленных находок отпечатков растений, чешуи рыб, спор и пыльцы растений, установлен позднепалеозойско-раннемезозойский, вероятнее всего, пермский возраст свиты в стратотипическом районе [Бутов и др., 2001]. Отложения сагансайрской свиты в регионе имеют мощность до 1000 м и образуют асимметричные, клиновидные мульды, частично перекрытые надвигами северной вергентности (Сангансайрская синклиналь) [Арсентьев, 1969], поэтому широкое распространение позднепалеозойских (С3-Р1) надвигов и тектонических покровов в Тункинских гольцах Восточного Саяна можно считать доказанным.



Рис. 8.2. Схема геологического строения Аршанского участка

1-2 – нижний аллохтон: 1 – венд-нижний кембрий, верхнешумакская свита, зеленые сланцы по песчаникам и алевролитам, линзы метаконгломератов, 2 – венд-нижний кембрий, горлыкская свита, известняки, доломиты, прослои графит-гранат-кварцевых сланцев, 3-4 неоавтохтон-1: 3 – микроклиновые граниты и граносиениты (средний ордовик, третья интрузивная фаза сархойского комплекса), 4 – сагансайрская свита, поздний карбон (?) – пермь, конгломераты и песчаники красноцветные, 5-7 верхний аллохтон: 5 – нижний-средний протерозой (?), гнейсы с блоками гранатовых амфиболитов, 6 – биотитовые сланцы, 7 – толтинская свита, нижний – средний(?) кембрий, известняки с прослоями зеленокаменных вулканитов, 8 – интрузивные контакты, сопровождающиеся ороговикованием, 9 – кембрийскораннеордовикские надвиги, 10 – карбон-пермские надвиги, 11 – место отбора пробы гранитов на U/Pb датирование и полученное значение возраста (в млн лет), 12 – места отбора образцов на Ar/Ar датирование и значения возрастов амфибола (Amf), биотита (Bt) и мусковита (Mu) из метаморфических пород (в млн лет) по [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011]

Нижний пакет пластин прорван гранитными массивами сархойского комплекса. В составе нижнего пакета залегают смятые в складки пластины метатерригенных зеленых сланцев верхнешумакской свиты и метаморфизованных карбонатных отложений горлыкской свиты. Отложения верхнешумакской свиты представлены метаморфизованными в зеленосланцевой

фации метапесчаниками с линзами деформированных галечных метаконгломератов. Горлыкская свита сложена преимущественно доломитами, в которых залегают многочисленные линзовидные тела высокоглиноземистых углеродистых кварц-гранат-серицитовых сланцев. Метаморфизм проявился неравномерно: вблизи контактов тектонических пластин породы верхнешумакской свиты превращены в кварц-биотит – амфиболовые сланцы, в центральных частях пластины сохраняются слабодеформированные конгломераты. Шумакская и горлыкская свиты рассматриваются как осадочный чехол ТММ [Летникова, Гелетий, 2005; Летникова и др., 2020]. Их возраст определяется как венд-нижнекембрийский [Летникова, Гелетий, 2005]. Чехол ТММ обычно рассматривается как автохтонный комплекс, однако, принимая во внимание высокую степень его деформаций, интенсивную складчатость, метаморфизм, пространственную разобщенность с комплексами фундамента, на данной территории корректнее рассматривать сорванный и деформированный чехол как параавтохтон [Магматизм и рудоносность Восточного Саяна, 1989] или нижний аллохтон. Тектоническая природа контактов между зеленосланцевыми и карбонатными пластинами устанавливается по наличию зон гидротермальной проработки и дробления. В ядре крупной аниформы, образованной пластинами названных свит, в эрозионных окнах на поверхность выходят биотитовые плагиогнейсы, подстилающие нижний пакет пластин, возможно, слагающие автохтонный фундамент. Складчатая структура нарушена И крутопадающими сдвигами субширотного простирания.

Граниты Тункинского массива сархойского [Магматизм и рудоносность Восточного Саяна, 1989] (саянского [Арсентьев, 1969; Самбург, 1971]) комплекса прорывают складчатую структуру, образованную тектоническими пластинами метатерригенной верхнешумакской и карбонатной горлыкской свитами. Породы названных свит вблизи контакта с гранитами несут следы изменений. Для них характерно ороговикование, мраморизация известняков и доломитов, мигматизация, инъецирование апофизами, формирование контактовых магматогенных брекчий.

В составе сархойского комплекса выделяется три фазы внедрения, первая сложена диоритами и кварцевыми диоритами, вторая – гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, третья – микроклиновыми гранитами, лейкократовыми гранитами и граносиенитами [Самбург, 1971]. В плане форма массивов неправильная, вытянутая по простиранию складчатых структур, у поздних фаз нередко субизометричная. В краевых частях массивов иногда наблюдаются первичные линейные и гнейсовидные текстуры. Гнейсовидность совпадает с ориентировкой вмещающих пород. Контакты тел крутопадающие. Сложная форма границ тел в плане, наличие блоков вмещающих пород в поле распространения гранитоидов, локализация последних среди слабометаморфизованных пород свидетельствуют о неглубоком эрозионном срезе массивов сархойского комплекса Тункинских гольцах. Становление массивов происходило на завершающем этапе складчатости вмещающих пород и после ее окончания [Арсентьев, 1969;

Самбург, 1971]. С юга на породы нижнего пакета пластин и прорывающие их гранитоиды надвинут верхний пакет тектонических пластин. В его состав входят пластины карбонатных пород толтинской и уртагольской свит, биотитовых сланцев и гранито-гнейсов с будинами гранатовых амфиболитов. Толтинская и уртагольская свиты сложены известняками и доломитами, толтинская свита также содержит пачки зеленокаменных вулканитов. Возраст свит определяется как кембрийский [Геология и метаморфизм Восточного Саяна, 1988].

Сильно деформированные биотитовые гранито-гнейсы с многочисленными телами амфиболитов, в том числе гранатовых, содержат метаморфические цирконы, ядра которых имеют возраст 2,7-2,4 млрд лет, а кайма – 2,0-1,7 млрд лет [Zhimulev et al., 2010]. Возможно, данная гнейсовая пластина (Рис. 8.3) представляет собой эксгумированный фрагмент древнего континентального блока, входившего в состав фундамента ТММ. Гнейсы пронизаны многочисленными зонами рассланцевания. В этих зонах гнейсы превращены в кварц-мусковитовые сланцы. Аг/Аг датирование мелкозернистого мусковита из них дало возраст плато 304,8±3,3 млн лет [Рябинин и др., 2011].

Сагансайрская свита с размывом залегает на складчатой структуре нижнего пакета пластин и на прорывающих его гранитах Тункинского массива. Верхний пакет пластин тектонически перекрывает красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты (Рис. 8.4). В западной части участка верхний пакет пластин залегает очень полого, с углами паденья около 5°. В условиях расчлененного рельефа на водоразделах образуются тектонические останцы, в основании которых залегают красноцветные конгломераты и песчаники. По направлению к западу углы паденья надвигов постепенно увеличиваются, достигая 25-30°.



Рис. 8.3. Взаимоотношения гранитов Тункинского массива (γO2), красноцветных конгломератов и песчаников сагансайрской свиты (C3-Psg) и гнейсов с телами гранатовых

амфиболитов из верхнего пакета пластин (PR1-2(?)) (объяснения в тексте). Координаты места фотосъемки С 51°56'50", В 090°23'17"



Рис. 8.4. Взаимоотношение отложений сагансайрской свиты и покровных тектонических структур

а – пологое (5-10°) залегание конгломератов и песчаников в верховьях р. Толта; б – конгломераты и песчаники в районе водораздела Буготай/Бухота (угол падения 25°); в, г – фотография и схематический рисунок, иллюстрирующий налегание отложений сагансайрской свиты (2) на деформированные мрамора (1), и положение тектонического останца сложенного катаклазированными гнейсами (3), красной линией показано положение поверхности сместителя надвига; д – фотография верховий рек Буготай и Толта, хорошо выражена в рельефе линия надвига; е – рисунок, показано положение автохтона (1), останцы аллохтона (2), и выходы грубообломочных отложений сагансайрской свиты (3).

Углы падения слоистости сагансайрской свиты изменяются также, поэтому слоистость сагансайрской свиты повсеместно параллельна подошве тектонического покрова. Это свидетельствует, что изменение угла падения сместителя надвига является результатом более поздних складчатых деформаций.

Описанные взаимоотношения показывают, что до накопления сагансайрской свиты была сформирована покровно-складчатая структура, в состав которой входят горлыкская и верхнешумакская свиты, после чего произошло внедрение гранитов сархойского комплекса. К моменту отложения сагансайрской свиты верхняя часть данного сооружения была эродирована и на дневную поверхность были выведены запечатывающие структуру гранитные массивы. Возраст формирования древней покровно-складчатой структуры в данном районе оставался неопределенным, так как все изотопно-геохронологические определения возраста пород из выполненные нижнего структурного этажа, аргон-аргоновым методом, датировали позднепалеозойские события [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011]. Комплекс геологоструктурных и геохронологических данных свидетельствует, что в позднем палеозое породы древнего структурного этажа подверглись ретроградному метаморфизму, а структура была сильно преобразована. С целью определения возраста этапа деформаций, предшествовавшего внедрению интрузий и накоплению сагансайрской свиты, мы датировали запечатывающие граниты Тункинского массива сархойского комплекса. Для датирования с горы Трехглавой в верховьях р. Кынгарга, к северу от с. Аршан, был отобран обр. Т09051 розовых микроклиновых гранитов третьей фазы Тункинского массива (С 51°58'08", В 102°22'13"). Порода имеет розовый цвет, массивную текстуру и среднезернистую, гранитную структуру. Минеральный состав: микроклин 35-40 %, кварц 35-40 %, кислый плагиоклаз 20-25 %, биотит – 5-7 %.

Циркон из лейкократовых гранитов сархойского комплекса имеет конкордантные и субконкордантные значения возраста 462±7,8 млн лет (СКВО=0,34, вероятность конкордантности – 0,56, конкордантность лежит в пределах 97-108 %). Th/U отношение составляет 0,4-0,8, что типично для цирконов из магматических пород. Результаты датирования представлены на Рис. 8.5 и в Табл. 8. Учитывая, что цирконы представлены одним морфологическим типом, имеют хорошую магматическую зональность, а также конкордантные и субконкордантные значения возраста, следует полагать, что полученный возраст соответствует времени кристаллизации гранитов Тункинского массива.



Рис. 8.5. Диаграмма с конкордией для цирконов из обр. Т09051 гранитов Тункинского массива



№ тчк	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b /U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^c	±20(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^c	±2o(%)	²⁰⁷ Pb ^c / ²⁰⁶ Pb	±2σ (%)	Rho	$\begin{array}{c} {}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U} \\ {}^{\pm}2\sigma(\text{Ma}) \end{array}$	$207 Pb/235 U \pm 2\sigma$ (Ma)	con. ^d	$\frac{207}{Pb}/206}{Pb}$ $\pm 2\sigma$ (Ma)
1	2450	377	30	0,42	1297	0,0751	3,2	0,6446	7,2	0,0623	6,5	0,44	467±14	505±29	108	683±139
2	1485	241	21	0,60	641	0,0765	5,3	0,6309	7,4	0,0598	5,1	0,72	475±24	497±29	105	597±112
3	1731	299	25	0,59	7799	0,0773	4,9	0,5950	7,6	0,0558	5,8	0,64	480±23	474±29	99	444±129
4	3523	612	50	0,54	2322	0,0750	4,2	0,5811	5,4	0,0562	3,3	0,78	466±19	465±20	100	461±74
5	877	166	14	0,74	543	0,0725	5,8	0,5557	10,5	0,0556	8,8	0,55	451±25	449±39	99	435±196
6	2945	558	45	0,60	7465	0,0716	5,6	0,5495	6,9	0,0557	4,1	0,80	446±24	445±25	100	440±91
7	828	144	13	0,79	410	0,0785	4,9	0,5975	8,4	0,0552	6,8	0,59	487±23	476±32	98	421±152
8	2825	512	43	0,57	5481	0,0756	4,9	0,5926	6,7	0,0568	4,5	0,73	470±22	473±25	101	485±100
9	1246	240	19	0,66	1402	0,0710	4,2	0,5403	9,2	0,0552	8,2	0,46	442±18	439±33	99	420±183
10	2385	436	37	0,59	4791	0,0758	3,8	0,5664	6,3	0,0542	5,0	0,61	471±17	456±23	97	380±112
11	587	109	9	0,77	2076	0,0743	5,6	0,5680	10,5	0,0554	8,9	0,53	462±25	457±39	99	429±199
12	1061	201	16	0,64	415	0,0713	5,4	0,5583	7,7	0,0568	5,5	0,70	444±23	450±29	101	483±122
13	482	95	8	0,77	613	0,0693	8,3	0,5757	13,4	0,0602	10,5	0,62	432±35	462±51	107	611±227

Таблица 8. U-Pb изотопные данные для цирконов из гранитов Тункинского массива сархойского комплекса

^а Поправка на интенсивность сигнала лазера внутри одной последовательности

^b Содержание U и Th и Th/U отношение рассчитано относительно цирконового стандарта GJ-1

^с U/Pb возраст рассчитан по программе Isoplot (Ludwig, 2003)

Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений 207 Pb/ 235 U – 206 Pb/ 238 U ^d Конкордантность = age 206 Pb/ 238 U / age 207 Pb/ 235 U x 100

Датировав граниты, запечатывающие один пакет пластин и перекрытые другим, удалось подтвердить наличие досреднеордовикской складчатости и покровообразования на том же небольшом участке, где ранее уже были установлены позднепалеозойские покровы и складчатость [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011, раздел ниже]. Полученное нами значение возраста для постскладчатых гранитов Аршанского массива Тункинских гольцов 462,6±7,8 млн лет очень близко значению возраста постметаморфических гранитов Зун-муринского массива 469±2 млн лет [Бараш и др., 2006], секущих метаморфические породы Хамардабанского террейна. Это может служить еще одним подтверждением единства тектонической истории этих террейнов, разделенных в современной структуре отложениями кайнозойской Тункинской впадины (Рис. 8.1). Две разновозрастных генерации тектонических покровов – не единственное свидетельство двух крупных структурообразующих этапов в регионе. Ниже рассмотрены геолого-структурные и геохронологические данные, свидетельствующие о широком развитии позднепалеозойских деформаций, наложенных на раннепалеозойскую структуру региона.

8.3. Структурный анализ Аршанского участка

В геологическом строении восточной части ТГВС принимают участие метаморфические метаморфизованные породы, поэтому при картировании проводилось И изучение деформационных структурных форм метаморфических пород (ориентировки шарниров складок, плоскостных и линейных директивных структур: минеральной и агрегатной полосчатости и линейности). Проводился отбор ориентированных образцов метаморфических пород для микроструктурного анализа, а также отбор проб на Ar-Ar датирование. Структурные данные по обнажениям сгруппированы в соответствии с литологией и одинаковой ориентировкой директивных структур. В свою очередь, сходные структурные характеристики групп обнажений послужили основанием для выделения нескольких областей – доменов. В структуре района (с севера на юг) выделяется несколько структурно-вещественных доменов (Рис. 8.6). Детально были изучены структуры Южно- и Северо-Аршанского доменов и зоны Архутско-Кынгаргского разлома, в которых наблюдается наиболее полный набор позднепалеозойских деформационных структур.



Рис. 8.6. Структурно-геологическая схема восточной части Тункинских гольцов Цифрами обозначены структурно-вещественные домены: І – Китойский (зона Главного саянского разлома), ІІ – Белокопыткинский (мраморы, кальцифиры, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты), ІІІ – Архутский (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, субсогласно прорваные гнейсовидными тоналитами-гранодиоритами), IV – зона Архутско-Кынгаргского разлома, V – Северо-Аршанский (мраморы, гранат-слюдяные сланцы, субсогласные тела амфиболитов и биотитовых гнейсов), VI – Южно-Аршанский (амфиболиты, мраморы, кальцифиры прорваные плагиогранитами-гранодиоритами). На стереограммах изолиниями показано залегание сланцеватости (с шагом изолиний 1%), точками – ориентировка шарниров синхронных складок. Прямоугольником обозначены границы детально изученного Аршанского опорного участка.

8.3.1. Южно-Аршанский домен

В строении домена принимают участие различные по литологии метаморфические образования: кальцитовые, кальцит-мусковитовые, кальцит, флогопит, диопсидовые мраморы; и

углисто-карбонатные милониты; метатерригенных зелёные сланцы; мономинеральные, плагиоклазовые, плагиоклаз-биотитовые амфиболиты и основные кристаллосланцы; биотитовые плагиогнейсы (Рис. 8.7).



Рис. 8.7. Геологические структуры Южно-Аршанского домена. [Рябинин и др., 2011] 1 – мраморы, кальцифиры, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты; 2 – маркирующие тела гранат-слюдяных сланцев; 3 – амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотитовых, биотит амфиболовые плагиогнейсы; 4 – метапелитовые зелёные сланцы; 5 – двуполевошпатовые граниты; 6 – красноцветные грубообломочные породы саган-сайрской свиты; 7 – диафторитовые зелёные сланцы; 8 – ориентировка шарниров складок; 9 – разломы: а – с наклонным, б – вертикальным положением поверхности сместителя; 10 – залегание плоскостных элементов сланцеватости, полосчатости на стереограмме, 11 – ориентировка длинных осей деформированных галек.

Геологическая структура домена характеризуется делением на ряд тектонических пластин, отличающихся по литологии и отделённых друг от друга зонами разрывных нарушений. На границах тектонических пластин наблюдаются зоны рассланцевания и катаклаза с появлением новообразованных листоватых минералов – слюд и хлоритов. В северной части домена тектонические пластины надвинуты на неметаморфизованные отложения сагансайрской свиты, представленные красноцветными песчаниками и мелкообломочными конгломератами. На водоразделе рек Зун-Хандагая и Толты отложения сагансайрской свиты представлены полимиктовыми конгломератами, гравелитами, красноцветными песчаниками с прослоями

вишнёво-красных алевролитов (Рис. 8.4.а). Конгломераты залегают на размытой поверхности мраморов с ярко выраженным структурным несогласием (Рис. 8.4.в, г) и общим пологим падением на юг под углом 5-10°. На осадочных породах сагансайрской свиты с тектоническим контактом залегают катаклазированные, хлоритизированные гнейсы, которые слагают несколько тектонических останцов, хорошо выраженных в рельефе (Рис. 8.4.в, д, е). Тектонический контакт, как правило, закрыт рыхлыми склоновыми отложениями, а приконтактовые изменения в осадочных породах выражены, по всей видимости, лишь в нарушении их сплошности. Следов деформаций и метаморфизма осадочных пород не наблюдается, что свидетельствует об приповерхностных условиях образования тектонических покровов. Мощность отложений сагансайрской свиты в указанном районе составляет 40-50 м. На водоразделе рек Бухота и Бугатай отложения сагансаирской свиты представлены в основном полимиктовыми конгломератами прослоями красноцветных плохосортированных с маломощными грубозернистых песчаников (Рис. 8.4.б). Они с размывом залегают на микроклиновых гранитах с общим падением на юг (аз. пд. $150 \perp 25^{\circ}$), и в свою очередь перекрываются (по тектоническому контакту) рассланцованными хлоритизированными гнейсами и амфиболитами. Мощность отложений 30-40 м. Следов деформации пород и метаморфических изменений не наблюдается. Следует отметить, что угол падения слоистости в осадочных породах сагансайрской свиты (также как и поверхности сместителя для тектонических покровов) увеличивается с запада на восток, что свидетельствует о более поздней деформации тектонических пластин и подстилающих их отложений.

Внутреннее строение пластин характеризуется сложной складчатой структурой. Выделяются складки двух генераций: F₁ (с кинематическим типом послойного течения) и F₂ (складки вязко-пластичного излома и складки изгиба в зависимости от литологии и положении в тектоническом «разрезе»). Для складок F₁ характерны сложные дисгармоничные структуры, часто наблюдаются оторванные замки складок. В породах различного состава доминирует сланцеватость (параллельная крыльям лежачих складок F₁), обусловленная в амфиболитах ориентировкой кристаллов амфибола, в мраморах и кальцифирах – ориентировкой кристаллов кальцита и слюд (парагонит, мусковит, флогопит).

Шарниры складок погружаются с углами ~20° на юго-запад. По геометрическим характеристикам складки F₁ относятся к цилиндрическому типу. Складчатые структуры F₂ в зависимости от положения деформируемых пород в составе «пакета» пластин имеют различную морфологию. Формирование этих складок идёт на фоне регрессивного метаморфизма фации зелёных сланцев (вплоть до серицитовой подзоны). При этом в хлорит-серицитовых диафторитах по плагиоклазовым амфиболитам формируются складки вязкого излома. Исходя из результатов изучения микроструктуры породы сделан вывод, что мраморы деформировались по механизму простого сдвига, в обстановке меридионального субгоризонтального сжатия, в процессе надвигообразования синхронно с образованием макроструктур S₁ и F₁.

8.3.2. Северо-Аршанский домен

В строении Северо-Аршанского структурно-литологического домена принимают участие тектонические пластины: 1) кальцитовые, кальцит-мусковитовые мраморы, кварц-карбонатные и углисто-карбонатные милониты, 2) биотит-амфиболовые плагиогнейсы (Рис. 8.8). Пластины деформированы и смяты в антиформную складку с простиранием шарнирной поверхности в широтном направлении. Уровень метаморфизм пород определяется как верхи зеленосланцевой - низы эпидот-амфиболитовой фации (по метапелитам). Карбонатные породы, залегающие в ядре антиформы, сильно деформированы и представлены как крупнокристаллическими мраморами, так и карбонатными сланцами, с мелкими удлинёнными кристаллами кальцита. Протолитом для этих пород могли быть известняки и доломиты горлыкской свиты. Внутреннее строение мраморов Северо-Аршанского домена характеризуется сложной складчатой структурой. Выделяются складки двух генераций: F₁ – выделяется в виде реликтов В обнажениях обычно изоклинальной складчатой структуры. наблюдается псевдомоноклинальная структура, представленная сланцеватостью S₁ (параллельной крыльям складок F₁). Данная плоскостная структура деформирована в крупную антиформную складку F₂ за счет изгиба осевых поверхностей и параллельных им крыльев складок F₁. На стереограммах (Рис. 8.8.а, б) полюса сланцеватости для карбонатов образуют пояс складки, в западной части участка (а) – цилиндрической, в восточной части (б) – конической складки. Падение шарнирной поверхности антиформной складки определяется как аз. пд. 192 $\lfloor 60^{\circ}$. Залегание шарнира антиформы в западной части – аз. пд. 260 ∟ 34°, в восточной части участка – аз.пд. 274 ∟ 18°. Эти значение хорошо согласуется с ориентировкой шарниров мелких синхронных складок F₂.



Рис. 8.8. Геологическая схема Северо-Аршанского домена [Рябинин и др., 2011] 1 – мраморы, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты; 2 – маркирующие тела гранат-слюдяных сланцев; 3 – биотитовые, биотит амфиболовые плагиогнейсы; 4 – ориентировка шарниров складок; 5 – разломы: а – с наклонным, б – вертикальным положением поверхности сместителя; 6 – залегание плоскостных элементов сланцеватости, полосчатости на стереограммах. Выделены сводные стереограммы сланцеватости в мраморах и карбонатных милонитах в западной (а) и в восточной (б) части структуры.

Как следует из стереограмм залегания сланцеватости в мраморах северо-Аршанского домена (Рис. 8.а, б), антиформа в западной части является цилиндрической, а в восточной части – конической. Такую геометрию можно интерпретировать либо как периклинальное замыкание цилиндрической антиформы, либо как результат наложенной неоднородной деформации. Исходя из наблюдаемой геологической структуры и ориентировки шарнира, замыкание структуры можно ожидать в западной части, а не в восточной, что противоречит имеющимся наблюдениям. Таким образом, коническая геометрия антиформы в восточной части, скорее всего, является результатом неоднородной деформации цилиндрической структуры. Среди мраморов наблюдаются пластообразные тела углеродистых сланцев (Bt, Qtz, ±Grt, ±Mus, ±Graf). Тела сланцев маркируют складчатую структуру Северо-Аршанского домена (Рис. 8.8).

Микроструктурные данные [Рябинин и др., 2011] свидетельствуют о дифференциальных скольжениях, происходящих при «межслоевом» проскальзывании, синхронном изгибанию пакета тектонических пластин и формированию крупной антиформы F₂.

Геологическими границами Северо-Аршанского домена являются сдвиговые разломные зоны. Северный тектонический контакт находит своё структурное выражение в формирование «веера» шарниров (с увеличением угла их падения по направлению к разлому) в зелёных сланцах. Образование сланцеватости S₃ и приразломных складок (F₃); последующий рост пойкилитовых кристаллов амфибола в плоскости S₃. По макро, микроструктурным данным определяется левосторонняя сдвиговая кинематика разрывного нарушения. В северной части участка, расположенной в водораздельной части хребта, структуры Северо-Аршанского домена «срезаются» сдвиговой зоной Архутско-Кынгаргского разлома. Зона разлома прослежена с востока на запад от долины р. Архут до водораздела рек Кынгарга – Фёдюшкина. В зоне разлома наблюдаются тектонические блоки – пластины, сложенные карбонатными милонитами, гранитами, амфиболитами катаклазированными микроклиновыми плагиогнейсами, И серпентинитами.

Мраморы в зоне разлома интенсивно деформированы. Залегание сланцеватости (S₃) в них конформно общему простиранию тектонической зоны и имеет среднее значение аз. пд. $16 \perp 86^{\circ}$. Ориентировка гофрировки пород и шарниров мелких складок имеет крутое падение. В карбонатных милонитах наблюдаются линзовидные будины мраморов. Основываясь на морфологических характеристиках данный тип структур можно определить, как будинаж пластического течения. Образование структур будинажа данного типа характеризует условия деформаций, когда материал будин и вмещающей среды обладали очень высокой пластичностью, т.е. они практически не отличались по своим реологическим свойствам. Это может свидетельствовать об образовании данных структур практически одновременно со складчатостью и метаморфизмом.

Гнейсы и плагиограниты в зоне Архутско-Кынгаргского разлома интенсивно изменены – широко развиты процессы катаклаза и милонитизации с образованием плоскостной директивной структуры S₃. На стереограмме замеров сланцеватости нормали S₃ образуют компактный ореол с максимумом аз. пд. 354 ∟ 86°.

8.4. Геодинамическая модель формирования деформационных структур Аршанского участка

Данные динамического анализа в комплексе с результатами Ar-Ar датирования синтектонических минералов (слюд и амфиболов) позволили на примере Аршанского опорного

участка создать геодинамическую модель формирования позднепалеозойских покровноскладчатых структур региона.

8.4.1. Покровный этап (316-310 млн лет)

Деформационные структуры данного этапа лучше всего сохранены и проявлены в Южно-Аршанском домене. В макроструктурном плане это «моноклинально» залегающие тектонические пластины с падением тектонических контактов на юг. Внутренняя структура тектонических пластин характеризуется интенсивной складчатостью сдвигового течения F₁. Широко проявлена минеральная линейность а-типа, представленная ориентировкой удлинённых кристаллов амфибола, и плоскостная структура S1, обусловленная в амфиболитах ориентировкой мелано- и лейкократовых полос, а также уплощенных кристаллов амфибола, в мраморах – ориентировкой сглаженных кристаллов кальцита. В целом образование данных структур происходило в обстановке субмеридионального сжатия (Рис. 8.9). Таким образом, для данного этапа характерны деформации, типичные для обстановок надвигообразовния. Процессы деформации, судя по типу кинематическому складок, скорее всего, начинались в условиях амфиболитовой фации. Однако большая часть наблюдаемых минерально-структурных парагенезисов соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, что характеризует условия окончательного оформления структур данного этапа. В нашем случае пригодными для датирования являются синтектонические минералы, формирующие соответствующие линейные плоскостные структуры (афибол и биотит). Амфибол из обрацов гранатового (обр. № 06-90-3) и плагиоклаз-биотитовых (обр.№ 07-51, 06-90-1) амфиболитов дают возраста 315,2±3,5, 316,5±3,3 и 316,1±3,2 млн лет соответственно (возраст плато, Рис. 8.10). Возраст биотита (обр. № 06-94), формирующего плоскостную структуру S₁, в пластине зелёных сланцев 310,7±3 млн лет. Растяжка по возрасту может объясняется фиксированием процесса прогрессивной деформации на фоне общего снижения температур (за счёт различных температур закрытия К/Ar изотопной системы для амфибола и биотита).



Рис. 8.9. Геологическая схема Южно-Аршанского домена с вынесенными результатами динамического анализа деформационных макро-, микроструктур для первого этапа формирования деформационной структуры района [Рябинин и др., 2011]

а – на разрезе по линии А-Б, реконструируемые траектории, описывающие площадки нормальных напряжений $\sigma_3 - 1$ и $\sigma_1 - 2$, б – блокдиаграмма доминирующих структурных форм. На схему вынесены Ar/Ar датировки, полученные по минералам, слагающие микроструктуры данного этапа.



277

Рис. 8.10. Аг/Аг возрасты, полученные по синтектоническим минералам из пород Аршанского участка

07-51 амфибол, 06-94 биотит, 06-90-1 амфибол и 06-90-3 амфибол – Ar/Ar спектры минералов, образующих микроструктуры первого (покровного) этапа. 07-51 биотит, 06-95 биотит, Ф-08-217 мусковит – Ar/Ar спектры минералов, образующих микроструктуры второго

(покровно-складчатого) этапа, 06-94 амфибол, развитый по плоскостям сланцеватости S3, сформированной в ходе третьего сдвигового этапа.

8.4.2. Покровно-складчатый этап (305-303 млн лет)

Деформационные формы, характеризующие эту стадию формирования покровноскладчатой структуры, широко распространены в пределах опорного участка, однако в наибольшей степени они проявлены в Северо-Аршанском домене. Здесь тектонические пластины различного состава изогнуты в антиформную цилиндрическую складку, с углом между крыльями ~ 50° и шарниром, полого (20-30°) погружающимся на запад. Складчатые структуры предыдущего этапа (F₁) выделяются лишь в виде реликтов на фоне многочисленных мелких складок F₂, возникающих при «межслоевом» скольжении, синхронно общим изгибовым деформациям. Результаты динамического анализа (Рис. 8.11) позволяют сделать вывод, о том, что ориентировка действующих сил, по сравнению с предыдущим этапом (Рис. 8.9), практически не изменилась.

Датирование синтектонического биотита из кварц-гранат-биотитового сланца (обр. № 06-95) в ядре антиформы дало возраст плато 303,1±3,0 млн лет, что соответствует возрасту формирования антиформы Северо-Аршанского домена. Процессы деформации проходили в условиях низов зеленосланцевой фации метаморфизма. В Южно-Аршанском домене деформационные структуры второго этапа выражены средне-мелкомасштабными складками пластического излома и складками скалывания F_2 и плоскостной структурой S_2 , выполненной слюдами и хлоритами. Датирование мелкозернистого мусковита, находящегося в микроструктурном плане в кливажных доменах S_2 , дало возраст плато 304,8±3,3 млн лет (обр. № $\Phi 08217$). Возраст биотита (S_2) из плагиоклаз-биотитового рассланцованого амфиболита (обр. № 07-51) соответствует 303,0±2,8 млн лет (Рис. 8.10).

Структурно-геологические данные, результаты динамического анализа в комплексе с Ar/Ar определениями возраста показывают, что на этом возрастном уровне, на макроуровне происходит потеря устойчивости и концентрация деформации в относительно узкой линейной зоне (в современной структуре Северо-Аршанский домен). Что соответствует переходу от надвигово-покровных структур к покровно-складчатым, в которых сами тектонические пластины вовлечены в процесс складкообразования.



Рис. 8.11. Геологическая схема Аршанского опорного участка с вынесенными результатами динамического анализа для второго этапа формирования деформационной структуры района

На схему вынесены Ar/Ar датировки, полученные по минералам, слагающим микроструктуры данного этапа. На врезке блокдиаграмма доминирующих структурных форм.

8.4.3. Складчато-сдвиговый этап (286 млн лет)

Структуры данного этапа локализованы в узких линейных зонах, секущих ранее сформированные структуры. Они характеризуют дальнейшую деформацию рассматриваемых геологических тел по сдвигам различной кинематики. В пределах разломных зон деформации выражены в формирование плоскостной структуры S_3 и складок F_3 . Для данного этапа также характерна неоднородная деформация ранее сформированных складчатых структур F_1 и F_2 , в том числе и за пределами собственно зон разломов. Это проявилось в деформировании Северо-Аршанской антиформы с приобретением ею конической геометрии в восточной части. Следует отметить, что данная крупная складчатая структура ограничена разломами сдвиговой кинематики, с севера — зона Архутско-Кынгаргского правостороннего сдвига, с юга — левосторонним сдвигом. Вместе эти факты могут свидетельствовать о неоднородной деформации антиформной складки (F_2) и «выжимании» Северо-Аршанского домена в западном направлении по сопряжённым разломным зонам право и левосторонней сдвиговой кинематики

279

(Рис. 8.12). Наблюдаемые вариации ориентировок осей сжатия и растяжения для третьего этапа (Рис. 8.12) связано, в первую очередь, с существенной неоднородностью уже сформированных геологических структур и характеризует вышеописанный механизм выдавливания тектонических блоков по системам сопряженных разломов. При этом формируется сланцеватость S₂ и складки F₃ с крутым (60-70°) положением шарниров. Датирование амфибола (обр. № 6-94), растущего в плоскости S₃, даёт возраст 286,8±4,8 млн лет.

Следует отметить, что формирование всех описанных типов деформационных структур происходило, скорее всего, под действием одних и тех же сжимающих сил во временном интервале 316-286 млн лет. Об этом свидетельствует то, что расположение реконструируемых областей сжатия и растяжения для структур I и II типов практически одинаково (Рис. 8.9, 8.11), а все выделяемые возрастные рубежи (с учётом доверительного интервала) полностью перекрываются.



Рис. 8.12. Геологическая схема Северо-Аршанского домена с вынесенными результатами динамического анализа для третьего, сдвигового этапа

а – блокдиаграмма показывающая взаимоотношение крупных структурных форм. Условные обозначения см. на Рис. 8.7.

Выявленная последовательность структурных парагенезов подобна последовательности, выделенной В. С. Федоровским для раннепалеозойской коллизионной системы Приольхонья (покровный-купольный-сдвиговый парагенезы) и отличается от нее менее глубоким эрозионным срезом и пониженными температурами, в результате чего купольный тектогенез замещен складчатым. По-видимому, последовательность структурообразования, включающая следующие этапы: 1) тектоническое счешуивание, 2) складчатость и вертикальные движения внутри утолщенного корового блока, 3) его тектоническое разлинзование по системам сопряженных сдвигов и выдавливание линзовидных блоков по механизму escape tectonic из зон наибольших деформаций, представляет собой общий сценарий структурной эволюции орогенов.

8.5. Позднепалеозойский внутриконтинентальный орогенез в Тункинских гольцах и других районах Саяно-Байкальской горной области

Образование тектонических покровов явилось только одним из проявлений позднепалеозойского орогенного этапа в регионе. Данный этап нашел отражение в деформациях, магматизме и метаморфизме Тункинского террейна и сопредельных территорий.

Результаты изучения структурных форм Аршанского опорного участка позволяют предполагать широкое распространение позднепалеозойских (C₃-P₁) деформационных структур в юго-восточном сегменте Саяно-Байкальской складчатой области. Можно предположить, что деформации в первую очередь проявились в структурах, являющимися концентраторами напряжений. Примером последних является Главный Саянский разлом (ГСР), отделяющий краевые выступы фундамента южной части Сибирской платформы от её складчатого обрамления. Детально изученный нами опорный участок расположен примерно в 20 км к югу от зоны ГСР. Позднекарбоновый возраст имеют синтектонические метасоматиты в зоне Главного Саянского разлома [Савельева, Травин, Зырянов, 2003], Ar/Ar методом по амфиболам и биотитам получены следующие датировки: 321 ± 5 , $317,0\pm1,7$, $310,5\pm1,7$, $309,3\pm2,9$ млн лет. В зоне разлома выявлено несколько генераций гранитных жил различного по химическому и петрографическому составу ($353\pm1,9$, 334 ± 14 , $310,5\pm1,7$, $278,2\pm4,3$ млн лет), самые древние из которых – раннекарбоновые, самые молодые – раннепермские [Савельева и др., 2006]. Эти даты полностью перекрываются с временным интервалом формирования тектонических покровов для Аршанского опорного участка.

Интересен тот факт, что на сравнительно небольшом расстоянии деформации проходили разными путями: по краевому шву путём сдвига с перемещениями в горизонтальной плоскости (ГСР), а южнее главным образом путём образования надвигов и тектонических покровов. Эти факты снимают вопрос о том, какие структуры в данном регионе первичны – надвиговые или

сдвиговые. Без привязки к конкретным структурным единицам (блокам, структурным доменам и т.д.), образующим определённую силовую схему, этот вопрос является некорректным. В одних случаях мы будем наблюдать более древние сдвиги и более молодые надвиги, в других наоборот. Следует принимать во внимание неоднородность геологической среды (обусловленной предыдущими этапами тектогенеза, в данном случае каледонским) и, соответственно, многообразие локальных динамических обстановок (силовых схем). Одни и те же сжимающие усилия в определённый момент времени в разных точках будут являться причиной образования разных деформационных структур.

Таким образом, формирование покровно-складчатой структуры района происходило одновременно с активизацией сдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому, являющемуся границей между Сибирской платформой и складчатыми комплексами Алтае-Саянской области.

В позднем палеозое в пределах Тункинского и Хамардабанского террейнов и Окинской зоны вдоль крупных разломов происходит внедрение даек и штоков щелочных и субщелочных гранитоидов. На основании Rb/Sr датирования этих гранитоидов выявлено четыре магматических эпизода: 319-317, 307-304, 283-281 и ~261 млн лет [Рассказов и др., 2003], которые довольно хорошо коррелируют с возрастными интервалами гранитоидов и синтектонических метасоматитов ГСР и с этапами формирования складчато-покровной структуры Аршанского участка Тункинских гольцов. Преимущественная субмеридиональная ориентировка даек указывает на внедрение магматических расплавов в обстановке субмеридионального сжатия коры, что согласуется с северной вергентностью позднепалеозойских тектонических покровов и результатами динамического анализа для складчато-покровной структуры Аршанского участка [Рябинин и др., 2011].

В центральной части Тункинского террейна проявлен зональный метаморфизм позднекарбонового возраста. Результаты радиоизотопного Rb/Sr датирования центральной части «хонголдойской глыбы», проведённого для метаморфических пород, соответствующих дистенставролитовой зоне регионального метаморфизма, дали позднепалеозойские значения возраста 312±20 млн лет [Беличенко и др., 1988]. Возраст 320-315 млн лет [Докембрий Восточного Саяна, 1964] имеют граниты араошейского комплекса. Распределение K-Ar датировок метаморфических пород Тункинского и Хамардабанского террейнов, опубликованые в монографии [Докембрий Восточного Саяна, 1964], имеет два пика – раннепалеозойский (около 490 млн лет) и, более значительный, позднепалеозойский (около 300 млн лет).

Позднекарбоновые и раннепермские тектоно-магматические события широко распространены в складчатых зонах Прибайкалья и Забайкалья. Результаты детальных геохронологических исследований показали, что становление гигантского Ангаро-Витимского

282

батолита и ряда других гранитоидных массивов Забайкалья, суммарная площадь которых превышает 200 тыс. км², произошло в интервале времени 330-275 млн лет [Цыганков и др., 2007, 2010; Ярмолюк и др., 1997]. В районе горы Мандрик (около 30 км от Улан-Удэ) выявлены метаморфические породы амфиболитовой фации, возраст которых определен как 295,3±1,6 млн лет [Мазукабзов и др., 2010]. В позднем карбоне – ранней перми в Икат-Багдаринской зоне Забайкалья произошло закрытие Точерского флишевого прогиба и трансформация его в покровно-складчатое сооружение (прорывающий данную складчато-покровную структуру Усойский гранитный массив имеет раннепермский возраст, составляющий 288±2 млн лет.) [Руженцев и др., 2007]. По биотиту из бластомилонитов Икатского надвига в одноимённом террейне Забайкалья получен Ar/Ar возраст 282,0±0,4 млн лет (средний возраст по двум датировкам), что интерпретируется как возраст надвигообразования [Резницкий и др., 2015а]. Интересно, что в точности такой же Ar/Ar возраст (281-282 млн лет) был получен по биотиту и мусковиту из бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана [Травин и др., 2001]. На южном фланге Сибирской платформы фиксируются базитовые дайками с возрастом 274±3 млн лет [Гладкочуб и др., 2010b].

Перечисленные события полностью перекрываются по времени с формированием позднепалеозойских тектонических покровов, сдвигов, гранитоидов и метаморфитов в каледонском Тункинском террейне. Наблюдаемая структура восточной части Тункинских гольцов является результатом, по меньшей мере, двух крупных орогенных этапов – ордовикского и каменноугольно-пермского, имеющих широкое региональное распространение. В современной структуре террейна пространственно совмещены деформационные комплексы разновозрастных палеозойских орогенных этапов.

Широкое проявление процессов карбон-пермской тектонической активизации в раннепалеозойских складчатых сооружениях Саяно-Байкальского региона в настоящее время общепризнано. Исследователями предлагаются разные версии интерпретации этих событий [Мазукабзов и др., 2010]. Учитывая, что позднепалеозойские деформации раннепалеозойских складчатых систем проявлены на северо-западе ЦАСП повсеместно и развивались синхронно коллизионному этапу формирования позднепалеозойского сегмента ЦАСП, охватывающего Обь-Зайсанскую складчатую систему и южную Монголию [Резницкий и др., 2015а; Травин и др., 2001], мы считаем позднепалеозойскую реактивацию раннепалеозойских структур результатом закрытия Палеоазиатского океана.

8.6. Сравнение каледонского и герцинского орогенных этапов формирования структуры Тункинских гольцов

Структура региона образована в ходе двух орогенических этапов. Геологические тела и структурные формы двух различных этапов совмещены в данном регионе пространственно, но имеют разный возраст. Первый из них происходил примерно в интервале 500-460 млн лет и может быть сопоставлен с каледонской фазой складчатости. Второй – приблизительно в диапазоне 320-280 млн лет, что соответствует герцинскому орогенному этапу. Для сравнения орогенных этапов нами были использованы следующие критерии: возраст и продолжительность, проявления в осадконакоплении, магматизме, метаморфизме, деформациях, присутствие офиолитов, пространственное положение орогенной области относительно палеотектонических структур, динамика процесса.

Говоря о временных рамках древних орогенических этапов, мы имеем ввиду некоторые принятые с долей условности временные ограничения. Они основаны на имеющихся геохронологических данных и теоретических представлениях об орогеническом процессе. Теоретические представления опираются в значительной степени на результаты изучения современных или же относительно молодых орогенных зон. Время раннепалеозойского орогенного этапа может быть оценено как 500-450 млн лет, соответственно продолжительность этапа составляет около 40 млн лет. В этот интервал попадает возраст большого количества метаморфических и магматических комплексов, распространенных вдоль южной границы Сибирского кратона и объединенных в раннепалеозойский коллизионный пояс, который прослеживается вдоль южной окраины Сибирской платформы более чем на 2000 км - от Дербинского и Канского блоков на западе [Туркина и др., 2007] до Баргузинского террейна на востоке [Беличенко, Гелетий, Бараш, 2006]. Следует также учитывать, что методы изотопной геохронологии позволяют надежно датировать зрелые и поздние стадии орогенных процессов, для которых характерно новообразование эндогенных формаций, высокоградный метаморфизм и гранитоидный магматизм. Ранние стадии орогенеза фиксируются палеонтологическими и палеомагнитными данными, но для таких древних, сильно эродированных, деформированных и метаморфизованных образований применение этих методов затруднено. В этих условиях для определения времени ранних стадий орогенного этапа мы пользуемся косвенными методами. Учитывая, что наиболее молодые из вовлеченных в покровы комплексов отложений имеют нижнекембрийский и, частично, среднекембрийский (?) возраст, а в раннем ордовике (480 млн лет) они уже подверглись гранулитовому метаморфизму, мы предполагаем, что коллизионный орогенез начался в позднем кембрии около 500 млн лет назад. В восточной части Тункинских

гольцов возрастной рубеж 462 млн лет – внедрение гранитов поздней фазы сархойского комплекса – соответствует завершающей стадии развития орогенной системы.

В позднепалеозойский этап, охватывающий поздний карбон и раннюю пермь (320-280 млн лет), попадают три этапа покровных, покровно-складчатых и сдвиговых деформаций, выявленных в пределах Аршанского участка. Примерная продолжительность позднепалеозойского орогенного этапа может быть оценена как 40 млн лет. Таким образом, продолжительность примерно одинакова, хотя их динамика различна, как будет показано ниже.

Говоря о соотношениях с осадконакоплением, следует остановиться на двух вопросах. Первый из них – это временной разрыв между накоплением осадочных толщ, вовлеченных в участвующих в строении орогенной области, и самими синорогенными деформациями. Второй – наличие или отсутствие собственно синорогенных осадочных формаций, к которым следует отнести олистостромы (ранняя стадия) и молассы, выполняющие предгорные и межгорные прогибы (поздняя стадия).

ТГВС преимущественно венд-нижнекембрийскими сложены карбонатными И вулканогенными комплексами. Перерыв между накоплением мощных толщ осадков, формировавшихся в различных палеогеографических обстановках и высокоградным (до гранулитового) метаморфизмом, составляет средний и поздний кембрий. Учитывая, что раннеордовикский синорогенный метаморфизм проявился в результате разогрева утолщенной за покровной тектоники коллизионной коре, первые деформации, счет включая надвигообразование и складчатость, должны были начаться до раннего ордовика. Следовательно, начался непосредственно после завершения осадконакопления, орогенез а точнее осадконакопление завершилось в результате наступления орогенного режима.

Синорогенные каледонские осадочные формации в ТГВС отсутствуют. Западнее, в Окинской зоне Восточного Саяна, широко проявлена олистостромовая формация, где она ассоциирует с офиолитовыми аллохтонами [Кузьмичев, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2002]. По-видимому, это объясняется вариациями эрозионного среза раннепалеозойской коллизионной системы. В восточной части ТГВС на дневную поверхность выведены верхние части гранитных батолитов и метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций, естественно, что одновозрастные молассы этой же коллизионной системы полностью уничтожены эрозией. Окинская зона сложена тектоническими покровами слабометаморфизованных осадочных и вулканогенных комплексов и содержит олистостромовые толщи, вовлеченные в покровную структуру.

Позднепалеозойский орогенез проявился в деформации осадочных комплексов, слагавших раннепалеозойскую складчатую область. Значительные объемы морских отложений, непосредственно предшествовавших позднепалеозойским складчатости и орогенезу, отсутствуют. В то же время в Тункинских гольцах сохранились фрагменты позднепалеозойских межгорных прогибов, выполненные красноцветными континентальными конгломератами и песчаниками позднепалеозойской сагансайрской свиты. Синорогенный характер сагансайрской свиты доказывается ее соотношениями с тектоническими покровами. Сместители перекрывающих надвигов параллельны слоистости в отложениях свиты. Наиболее крупный фрагмент позднепалеозойской синорогенной молассы образует клиновидный в разрезе принадвиговый бассейн – асимметричную Сагансайрскую синклиналь, южное крыло которой запрокинуто.

Фрагменты синорогенной молассы меньшего размера сохранились локально под останцами позднепалеозойских тектонических покровов. Литологический состав отложений позволяет сделать вывод об их накопление в пределах континентальной горной области. Следует отметить, что если бы отложения пермской синорогенной молассы были бы полностью уничтожены эрозией или перекрыты тектоническими покровами, то выявление данного орогенного этапа было бы крайне проблематичным.

Согласно палеонтологическим данным, синорогенное осадконакопление происходило, главным образом, в перми, возможно, и в начале мезозоя [Бутов и др., 2001]. Большая часть датировок метаморфических и магматических пород герцинского орогенного этапа, как было показано выше, имеет позднекарбоновый возраст. При этом пермскую молассу на Аршанском опорном участке подстилают метаморфические образования с позднекарбоновыми датировками. Более того, на водоразделе р. Бухота и Бугутай позднекарбоново-раннепермские датировки получены из пластины, тектонически перекрывающей неметаморфизованные конгломераты сагансайрской свиты.

Это значит, что в позднем карбоне-перми район испытывал быстрое воздымание и эрозию, так что карбоновые метаморфиты к перми были выведены на поверхность. В то же время, даже фрагментарная сохранность синорогенных моласс свидетельствует о менее глубоком эрозионном срезе данной орогенной системы по сравнению с каледонской, в которой на эрозионный срез выведены верхние части гранитных батолитов.

В раннепалеозойскую орогенную эпоху были сформированы многофазные гранодиоритгранит- и граносиенит-лейкогранитовые батолиты, слагающие значительную часть земной коры Тункинского террейна. Крупные гранитные массивы секут контакты тектонических пластин и метаморфическую зональность. Формирование крупных гранитных массивов занимало длительное время – самые древние датировки раннепалеозойских гранитоидов района – 480 млн лет, наиболее молодые – 460 млн лет. Целый ряд различных датировок получен внутри этого диапазона. В позднепалеозойскую эпоху образовались небольшие гранитные массивы (штоки), а также несколько генераций жильных тел гранитов, распространенных в зоне Главного Саянского разлома [Савельева и др., 2006, 2012]. С. В. Рассказовым с соавторами [Рассказов и др., 2003] отмечено, что дайки щелочных пород в Окинской зоне Восточного Саяна занимают меридиональное положение, что соответствует субширотному сжатию. Это хорошо согласуется с широтным простиранием позднепалеозойских надвигов. Объем позднепалеозойских магматических образований на несколько порядков меньше, чем раннепалеозойских.

Для каледонского орогенного пояса характерен ряд крупных зональных метаморфических комплексов (слюдянский, хамардабанский, китойкинский). В пространстве метаморфические породы данного этапа образуют обширные ареалы с зональным расположением изоград. Степень метаморфизма в некоторых из них достигает гранулитовой фации, в других случаях – амфиболитовой. Метаморфическая зональность сечет контакты между тектоническими пластинами разного состава и, в свою очередь, сечется гранитовыми массивами [Беличенко и др., 1988]. События этого возраста датированы с помощью U/Pb метода по цирконам как из самих метаморфических пород, так и из син- и постметаморфических магматических тел.

Позднепалеозойские метаморфические образования представлены породами зеленосланцевой и нижней части эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Обладая низкой степенью метаморфизма, они не обнаруживают пространственной ассоциации с син- и постметаморфическими магматическими телами. Датировки рассматриваемого диапазона получены Ar/Ar и Rb/Sr методами по амфиболам, слюдам и полевым шпатам [Буслов и др., 2009]. В ряде случае эти породы являются диафторитами по высокоградным метаморфическим породам каледонского этапа. Низкоградные метаморфиты позднепалеозойского возраста часто контролируются крупными структурными формами, протягиваясь вдоль сместителей крупных разломов сдвиговой и надвиговой кинематики. Если каледонский метаморфизм проявился преимущественно после главной фазы деформаций, то герцинский метаморфизм являлся преимущественно синкинематическим и сопровождал деформации.

В каледонской покровной структуре офиолитовые аллохтоны позднедокембрийского возраста, а также сопровождающие их меланжи и олистостромы, играют важную роль [Кузьмичев, 2004; Федотова, Хаин, 2002; Khain et al., 2002]. Позднепалеозойские офиолиты полностью отсутствуют в районе. В то же время на некоторых участках линзы серпентинитов из древних офиолитовых комплексов попадают В зоны сместителей достоверно позднепалеозойских сдвигов (например, район перевала Аршанский). Отсутствие или присутствие офиолитов, формировавшихся незадолго до орогенеза, может служить диагностическим признаком для определения типа орогенной системы – является ли она первичной, возникшей непосредственно в зоне коллизии, или же внутриконтинентальной.

287

Каледонский орогенез был вызван аккрецией Тувино-Монгольского микроконтинента и Хамардабанского островодужного террейна к Сибирскому кратону [Беличенко и др., 2003]. Тункинский террейн представляет собой северный, наиболее близкий к Сибирскому кратону, край ТММ, деформированный в наибольшей степени. К позднему палеозою рассматриваемая область находилась во внутренней части обширного каледонского аккреционного пояса, сформированного вдоль окраины Сибирского континента. Таким образом, герцинский орогенез происходил на большом удалении от коллизионных событий этого возраста, имевших место в Рудном Алтае и Южной Монголии.

При сравнительном изучении каледонского и герцинского орогенных этапов бросается в глаза одна интересная особенность, которую мы решили обозначить как динамика процесса. В ходе каледонского орогенного этапа были сформированы крупные геологические тела, образование которых протекало непрерывно в течение длительного времени (десятки млн лет) и на огромной территории (Тункинский террейн целиком, и более того, вся восточная часть Алтае-Саянской складчатой области). Во время герцинского орогенеза все выявленные геологические события образуют несколько разновозрастных групп, разделенных периодами, никак не проявленными в региональной геохронологии. По-видимому, позднепалеозойский орогенез протекал не в виде поступательного инерционного процесса в течение 40 млн лет, а реализовался серией кратковременных импульсов деформаций. Подобная же закономерность характеризует пространственное размещение геологических комплексов, сформированных в разные орогенные этапы. Если каледонские метаморфиты и гранитоиды развиты очень широко (почти повсеместно), то герцинские комплексы динамометаморфических пород, отложения синорогенных моласс и малые магматические тела группируются вблизи структур, выступавших концентраторами напряжений. Такими структурами являются Главный Саянский разлом и ряд других крупных разломов надвиговой и сдвиговой кинематики. Таким образом, если каледонский орогенез ответственен за формирование всей континентальной коры региона, то герцинский проявился серией локальных во времени и пространстве геологических событий, наложенных на структуры более ранних этапов.

В мезозое территория Тункинского хребта, вместе со всей АССО претерпела ВО. Складчатые комплексы АССО являлись областями денудации, поэтому коррелятные осадки данных тектонических событий встречаются преимущественно в краевых частях АССО или за ее пределами. На современный эрозионный срез выведен верхний уровень структурновещественного парагенеза мезозойского ВО. Разрывные нарушения на этом уровне представляют собой зоны хрупкого разрушения, что не позволяет их датировать радиоизотопными методами, а осадочные отложения мезозоя в Тункинском хребте отсутствуют (табл. 1). Единственным источником информации о мезозойской тектонической активности и
денудации являются данные низкотемпературной термохронологии. В работе [Аржанникова и др., 2013] при помощи трекового датирования апатита изучена поверхность фрагмента пенеплена на Окинском плато, западнее рассматриваемой территории. Полученные датировки апатита лежат в интервале 80-123 млн лет, что является типичными значениями для всей АССО и для североазиатского пенеплена в целом ([Glorie, De Grave, 2016] и ссылки в ней, Рис. 7.22). Термическое моделирование указывает на выход пород из зоны частичного отжига в интервале 65-50 млн лет для основной популяции и 90 млн лет для одного образца, что может быть интерпретировано, как приблизительный геологический возраст самой поверхности и коррелятных ей образований (кор выветривания и осадочных отложений). Если бы данный регион пребывал в тектоническом покое с позднего палеозоя до кайнозойского рифтогенеза, трековые датировки пенеплена имели бы не меловой, а позднепермский или триасовый возраст, как это имеет место в некоторых районах Восточного Казахстана, расположенных на удалении от крупных, неоднократно реактивированных разломов [Gillespie et al., 2021]. Таким образом, мезозойский орогенез В регионе проявлен крупным денудационным событием, зафиксированным в результатах низкотемпературной геохронологии.

Геологическим свидетельствами позднемезозойского этапа ВО в сопредельных регионах являются тектонические покровы раннедокембрийских пород, перекрывающие юрские отложения Присаянского прогиба Иркутского бассейна (юго-западное побережье озера Байкал) [Тетяев, 1927; Мазукабзов, Сизых, 1987].

8.7. Некоторые методические и исторические аспекты выделения позднепалеозойского этапа деформаций в Тункинских Гольцах

Позднепалеозойский внутриконтинентальный орогенез в геологической истории Тункинского террейна длительное время не привлекал внимания исследователей.

Набор ключевых геологических фактов, указывающих на позднепалеозойское орогенное событие включает сагансайрскую свиту, перекрытую тектоническими покровами, K-Ar и Ar-Ar датировки слюд и амфиболов из метаморфических пород, аргон-аргоновые, рубидий стронциевые датировки и уран-свинцовые датировки кайм цирконов из синтектонических метасоматитов и малых интрузий зоны Главного Саянского разлома. При этом наиболее очевидным свидетельством являются геологические соотношения и состав отложений сагансайрской свиты. Однако будучи континентальной грубообломочной толщей, данная свита крайне слабо охарактеризована палеонтологически. При геологической съемке первого поколения сагансайрская свита считалась кембрийской, что служило аргументом докембрийского возраста, нижележащей тектонической структуры. Позднее, в песчаниках сагансайрской свиты были найдены отпечатки растений, и возраст ее стал определяться D₃-C₁(?) [Боос, 1991; Геология и метаморфизм Восточного Саяна, 1988; Геология и рудоносность Восточного Саяна, 1989]. Соответственно, возраст формирования покровной структуры оказывался более молодым силурийско-девонским. Далее в результате большого объема геохронологических работ был установлен позднекембрийско-раннеордовикский возраст формирования покровной структуры террейна[Беличенко, 1977; Резницкий и др., 2013, 2007, 2015b, 2015b; Школьник и др., 2016], а с другой стороны – было показано, что сагансайрская свита имеет более молодой, вероятнее всего, пермский возраст [Бутов и др., 2001]. Только после этих исследований присутствие двух генераций тектонических покровов в регионе было доказано [Жимулев и др., 2011b].

Многочисленные калий-аргоновые датировки, полученные еще в середине прошлого века [Докембрий Восточного Саяна, 1964], считались не имеющими геологического значения, хотя сейчас видно, что эти датировки группируются во вполне определенные кластеры (Рис. 8.13), отвечающие геологическим событиям, выявленным современными геохронологическими данными [Беличенко и др., 1988; Буслов и др., 2009; Резницкий и др., 2013; Савельева, Травин, Зырянов, 2003; Савельева и др., 2006, 2012].



Рис. 8.13. Гистограмма распределения результатов K/Ar и Rb/Sr датирования метаморфических пород Тункинско-Хамардабанской и Китойской зон Юго-Восточного Саяна. ([Рябинин, 2012] по данным [Докембрий Восточного Саяна, 1964]) по материалам лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1964)

Рассмотрение истории выявления позднепалеозойского внутриконтинентального орогенеза в Тункинском террейне позволяет сформулировать некоторые методические приемы исследования древних этапов ВО.

1) Тектонические клинья, линзы и полуграбены обломочных отложений, отличающихся меньшей степенью деформаций, диагенеза или метаморфизма – ключевой объект для выявления древних этапов ВО. При этом, учитывая, что подобные отложения часто имеют неопределенный возраст, важным методом их исследования должно быть датирование детритового циркона из них, не столько с целью определения питающих провинций, сколько с целью ограничения возраста седиментации снизу.

2) Пространственная локальность проявления ВО определяет еще один важнейший объект исследования – зоны крупных разломов. Ассоциации геологических тел, контролируемых крупными разломами (тектониты и метасоматиты разломных зон, малые интрузии и серии даек, метаморфические ореолы в приразломных областях) несут информацию об этапах тектонической активизации земной коры, в том числе о ВО. Геолого-геохронологическое изучение разломных зон позволяет определять время этапов тектонической активизации.

3) Датирование высокотемпературных метаморфических пород первичного коллизионного орогена и тектонитов разломных зон при помощи среднетемпературной калийаргоновой (аргон-аргоновой) изотопной системы дает не случайные, геологически бессмысленные значения, связанные с нарушением изотопной системы, а фиксирует время определенных геологических событий. Поэтому аргон-аргоновое датирование является действенным инструментом выявления палеозойских этапов ВО. В некоторых случаях аргонаргоновое датирование может быть дополнено и подтверждено уран-свинцовым датированием метаморфогенных кайм зональных цирконов из пород, подвергшихся особенно интенсивным наложенным преобразованиям [Савельева и др., 2012].

По результатам рассмотрения Тункинского района сформулируем Защищаемое положение № 3:

В строении палеозоид Тункинского террейна участвуют структурно-вещественные комплексы двух орогенных этапов – кембрийско-раннеордовикского и каменноугольнопермского. Каменноугольно-пермский внутриконтинентальный (эпиплатформенный) орогенез связан с закрытием Палеоазиатского океана и выражен в накоплении синорогенной молассы (сагансайрской свиты); реактивации древних покровных структур, проявлении сдвиговых смещений и складчатых деформаций, существенно усложнивших строение реликтов раннепалеозойского аккреционного орогена. Каменноугольнопермский орогенный этап развития Тункинского террейна проявлен в виде трех дискретных деформационных импульсов: покровного (316-310 млн лет), покровноскладчатого (305-303 млн лет) и складчато-надвигового (286 млн лет).

ГЛАВА 9. РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Что же сказать в заключение? Мы вопрошали Азию. И она не была слишком скупа в своих ответах. Она говорила нам о других континентах и структуру большинства из них мы смогли увидеть яснее с ее помощью.

Э. Арган, 1935

Рассмотрев ряд примеров проявления разновозрастных импульсов внутриконтинентального орогенеза и реконсолидации участков земной коры в различных складчатых зонах Центрально-Азиатского складчатого пояса, в данной главе мы представим результаты обобщения регионального материала с целью создания предварительной тектонической модели внутриконтинентального орогенеза и определения места и роли данного процесса в эволюции земной коры континентов. На данном этапе развития наших знаний о ВО в геологическом прошлом многие вопросы не могут быть решены, но сама их постановка, с нашей точки зрения, представляет интерес для развития тектоники континентов. Ниже мы рассмотрим, какой вклад могут внести представления о ВО в решение следующих общих проблем тектоники континентов: 1) унаследованное развитие тектонических структур; 2) структурноморфологическое разнообразие орогенов; 3) палеотектоническое районирование и понятие о термохронологических провинциях; 4) эволюция состава и геохимическая зрелость континентальной коры. Что же касается тектонической модели ВО, то наиболее наглядно она может быть представлена в виде сравнения с коллизионным орогенезом.

9.1. Унаследованное развитие тектонических структур

Явление унаследованности в тектонической эволюции структуры континентов и соотношение унаследованных и новообразованных структурных планов при тектонических активизациях является фундаментальной проблемой тектоники континентов. Почему одни и те же области земной коры при каждой из тектонических активизаций становятся областями погружения и осадконакопления, а другие с не меньшим постоянством – областями воздымания и денудации, почему тектоническая активизация приводит и к реактивации древней сети разломов и к образованию новых, почему одни части древнего структурного рисунка подновляются и оживают, а другие совершенно «игнорируются» деформационным процессом. Эти вопросы всегда встают перед геологами, изучающими структуру древних, неоднократно реактивированных орогенов. Не претендуя на их исчерпывающее разрешение этой проблемы,

представим некоторые соображения, опирающиеся на наши наблюдения соотношений разновозрастных структур ЦАСП.

Для объяснения причин сосуществования и закономерностей взаимного расположения крупных межгорных осадочных бассейнов и горных хребтов Центрально-Азиатского горного пояса применяется модель микроплит, которая предполагает структурный контроль межгорных впадин неоднородностями фундамента. В рамках этой модели каждой из крупных впадин соответствует жесткий блок (микроплита) древней консолидированной коры в складчатом фундаменте, а зоны поднятия образованы более молодыми складчатыми комплексами, которые при тектонической реактивации надвигаются на края впадин. С нашей точки зрения, данная модель не согласуется с геологическими фактами. Во-первых, форма всех межгорных впадин имеет вторичную природу, все впадины в плане имеют форму линз, короткая ось которых параллельна оси сжатия. На примере Тибета хорошо изучены процессы деформации отдельных тектонических блоков, подтверждённые данными GPS геодезии и изучением активных разломов (обзор и ссылки в [Буртман, 2012а]). Процессы разрастания горных сооружений за счет впадин общеизвестны. Межгорные впадины Тянь-Шаня на неотектоническом этапе находятся в постоянном движении в результате роста горных сооружений за счет впадин. В ядрах протыкающих мезозозойско-кайнозойский чехол взбросо-складок, выраженных в рельефе холмистыми и низкогорными грядами, обнажаются те же палеозойские складчатые комплексы, что и в пределах высокогорных хребтов. Не вызывает сомнения, что до начала неотектонического этапа многие межгорные впадины (например, Афгано-Таджикская, Ферагнская и Алайская) сливались в единый бассейн. Наблюдаемые на современном этапе границы межгорных впадин часто являются резко несогласными по отношению к палеозойской структуре (например, северо-западное ограничение Джунгарской впадины). Особенно показательными структурами, с точки зрения дискуссии о фундаментах межгорных впадин, являются диагональные хребты и поднятия перемычки, представляющие собой молодые поднятия, разделяющие единые прежде осадочные бассейны. Примером таких структур в надрегиональном масштабе является ассоциация структур Таримская впадина – хребет Алтын-Таг – Цайдамский блок. Хребет Алтын-таг, вероятно, представляющий собой транспрессионную структуру цветка, сформированную при движениях по одноименному сдвигу, образован протерозойскими комплексами фундамента Таримской платформы. Присутствие кристаллических пород не помешало активизации данной области земной коры на неотектоническом этапе. Пример меньшего масштаба – хребет перемычка Байбичетоо между Нарынской и Атбашинской впадинами [Леонов и др., 2020]. Как морфоструктура данный хребет возник в начале четвертичного периода [Пржиялговский и др., 2022; Шульц, 1948], разделив почти пополам ранее единый осадочный бассейн. Палеозойская геологическая структура хребта

Байбичетоо принципиально не отличается от хребта Молдо-Тоо, ограничивающего Нарынскую Оба хребта сложены складчатой девон-карбоновой впадина с севера. осадочной последовательностью Срединного Тянь-Шаня. Таким образом, молодое поднятие Байбичетоо не подтверждает предположения о существовании жесткой микроплиты в фундаменте крупной Нарынской межгорной впадины Тянь-Шаня. Подобные диагональные перемычки, рассекающие межгорные впадины (виргации третьего рода в терминологии Аргана (1935) [Арган, 1935]), и, вероятно, связанные с зонами транспрессии [Леонов и др., 2020] представляют собой закономерный элемент структурного парагенеза неотектонического внутриконтинентального орогена Центральной Азии. В пределах этих новообразованных поднятий выходят породы того же фундамента, что и в пределах обрамляющих исходную впадину горных хребтах. С. С. Шульц на основании повсеместного участия палеозойского основания в неотектонической складчатой структуре Тянь-Шаня пришел к выводу, что «...нет никаких данных для того, чтобы рассматривать впадины Тянь-Шаня и, в частности, Фергану как какие-то особенные по своему строению, опущенные жесткие глыбы». Современное пространственное распределение реликтов мезо-кайнозойского плитного комплекса и горных хребтов, сложенных породами палеозоя, представляет собой мгновенный, в геологическом масштабе времени, снимок быстро эволюционирующей структуры растущего неотектонического орогена.

Граниты и метаморфические породы, слагающие фундаменты древних блоков, нередко участвуют в строении тектонических покровов, связанных с внутриконтинентальной активизацией. Горные хребты Северного Тянь-Шаня образованы в результате активизации земной коры гренвильского возраста, содержащей огромные объемы позднеордовикских раннесилурийских гранитоидов. Тектонические пластины палеопротерозойских гранито-гнейсов образуют тектонические покровы В Тункинских гольцах Восточного Саяна. а раннедокембрийская Гарганская глыба не выражена в современной морфоструктуре как единое целое и как область аккумуляции, то же можно сказать про ряд составных микроконтинентов ЦАСП – например, Тувино-Монгольский и Дзабханский. Пример хребта Алтын-таг приведён выше. Рассмотрение только неотектонического орогена Тянь-Шаня и Высокой Азии (Тарим, Куньлунь и Тибет) не дает достаточного материла для решения проблемы структурного контроля межгорных впадин, так как в данном регионе мы наблюдаем незавершенный, развивающийся в настоящее время этап ВО.

В пределах Алтае-Саянской складчатой области можно наблюдать унаследованное развитие наложенных впадин, начиная с девона до настоящего времени. Наиболее крупные структуры – Северо- и Южно-Минусинские и Кузнецкая впадины, а также Западно-Сибирская плита, развивающаяся с раннего триаса. Все эти прогибы имеют рифтогенную природу и характеризуются утоненной земной корой и мощной толщей основных вулканитов в основании

разреза. С нашей точки зрения именно рифтогенный этап при заложении структуры определяет тенденцию структуры к погружению при последующих активизациях. Нет никаких, ни геологических, ни геофизических, оснований предполагать в фундаменте Кузбасса некий микроконтинентальный блок. Форма бассейна закономерно изменялась в ходе его тектонической эволюции. До надвига КТСЗ и Салаира, в девоне, форма Кузнецкого прогиба контролировалась с востока Алтае-Кузнецким разломом, на северо-западе Кузнецкий эпиконтинентальный бассейн, вероятно, первоначально ограничивался Обь-Зайсанским океаном. В перми фронтальные части тектонических покровов Салаира и КТСЗ образовали дуги, обращенные выпуклой стороной внутрь Кузнецкого прогиба, а перед фронтом покровов были сформированы передовые прогибы – Прислаирский и Горлово-Зарубинский. В юре Кузнецкий прогиб развивался унаследовано, но доюрское основание прогиба уже представляло собой консолидированный блок, поэтому юрские структуры, значительно менее напряженные, чем пермские. На неотектоническом этапе унаследованность структуры сохраняется только в самом общем виде – границы современной Кузнецкой впадины и позднепалеозойского Кузнецкого прогиба не совпадают. Прогиб вытянут в северо-западном направлении, а современная Кузнецкая впадина стремится принять форму субширотно-вытянутой структуры, при этом южная часть палеозойского прогиба вовлекается в поднятие. Какую же форму должен иметь гипотетический жесткий блок в фундаменте Кузнецкого прогиба, чтобы обеспечить все эти структурные перестройки и не образовать ни единого обнажения во вздернутых бортах меняющегося бассейна. Еще одним примером длительного многоэтапного погружения представляет собой Западно-Сибирский бассейн. Анализ распределения мощностей разных ярусов осадочного чехла бассейна [Конторович, 2009; Конторович и др., 2001] указывает на существование устойчивых во времени зон высокого градиента мощности осадочного чехла, которые могут рассматриваться как «естественные» или тектонические границы Западно-Сибирского бассейна. По современным представлениям древние континентальные массивы слагают небольшую часть складчатого фундамента ЗСП, сложенного преимущественно ранне- и позднепалеозойскими складчатыми зонами, продолжающими складчатые сооружения Урала, Казахстана и АССО [Жеро и др., 2000]. Причиной, по которой ЗСП с эпигерцинским фундаментом превратилась в область аккумуляции в мезозойско-кайнозойское время, а обрамляющие ее складчатые сооружения Урала и Казахстана с подобным строением фундамента развивались как области денудации, вероятно, является раннетриасовый рифтогенный этап, приведший к утонению континентальной коры, ее прогибанию и накоплению осадочных отложений ЗСП, а не присутствие древнекоровых блоков, характерных и для Кокчетав-Улутау-Северо-Тянь-Шанской дуги Центрально-Казахстанской складчатой системы. Границы этих массивов не контролируют современное распределение зон аккумуляции и денудации.

Рассмотрение региональных примеров свидетельствует, что наличие незавершенного рифтогенного этапа при зарождении осадочного бассейна является предпосылкой того, что в ходе последующих активизаций данная область земной коры будет испытывать тенденцию к погружению и наследоваться осадочными бассейнами других генетических типов, например, форландовыми. Это наблюдение относится к осадочным бассейнам, испытывавшим унаследованное погружение в течении нескольких орогенических этапов. Современные межгорные впадины, чехол и фундамент которых не имеет специфических отличий от фундамента и реликтов чехла сопряженных хребтов, представляют собой эфемерные образования, быстро эволюционирующие внутри одного орогенического цикла. Их форма и пространственное распределение контролируется разломной сетью района.

Что касается блоков земной коры складчатых областей, имеющих устойчивую во времени тенденцию к воздыманию, то хорошим примером является Салаир. Фронтальная часть сформированной в позднем палеозое покровной структуры воздымалась в юрское время и на неотектоническом этапе, причем в результате реактивации одних и тех же надвигов, разделяющих Салаир и Кузнецкий прогиб ([Авдеев и др., 2003; Жимулев и др., 2021а, 2021b; Лавренов и др., 2018; Zhimulev et al., 2023, 2023]. В работе [Новиков, Жимулев, Поспеева, 2022] проведено сопоставление древней сети разломов, построенной по данным геологических карт и сети неотектонических нарушений, созданной на основании морфотектонического анализа топографических карт и представлений о возрасте и высотах древних поверхностей выравнивания, изложенных в работе [Новиков и др., 2019]. В результате этого сопоставления было выявлено, что напряженная складчатость и сопровождающие ее разрывы, характерные для внутренней части Салаирской аллохтонной пластины и сформированные в карбоне-перми, не подвергались реактивации. Неотектонические деформации происходили только за счет смещения по серии дугообразных надвигов, ограничивающих Салаирскую пластину. Геологические данные о составе и структурном положении юрских осадков свидетельствуют, что и в юре реактивация происходила по такому сценарию [Жимулев и др., 2021a, 2021b]. Аллохтон КТСЗ в раннем мелу испытал поднятие в результате реактивации Томского надвига [Жимулев и др., 2021b], при этом нет никаких свидетельств повторной складчатости или контрастной дифференциации внутри аллохтонной пластины КТСЗ. Эти и многие другие примеры свидетельствуют, что пакеты надвиговых пластин часто испытывают повторные поднятия за счет реактивации ограничивающих их надвигов.

В литературе собрано множество свидетельств многократной реактивации крупных магистральных разломов складчатого фундамента на каждом из этапов тектонических активизаций [Буртман, 2020]. Примерами данного класса структур могут служить разломы, составляющие систему продольных сдвигов Центрально-Азиатского складчатого пояса:

Главный Саянский, Кузнецко-Алатаусский, Чарский, Иртышский, Джунгарский, Джалаир-Найманский, Талассо-Ферганский и ряд других. Эти разломы хорошо выражены областями аномального омоложения трековых возрастов поверхности пенеплена, даже в тех случаях, когда геологической информации об этапах активизации разломов извлечь не удается [Gillespie et al., 2021; Glorie et al., 2019]. Данные разломы, представляющие собой границы различных блоков земной коры, обособленных на палеоокеанической стадии и оформленные как структурные швы на коллизионной стадии, представляют собой долгоживущие структуры, определяющие тектонику складчатых областей на внутриконтинентальной стадии.

Необратимыми, не подверженными реактивации являются напряженные складчатые деформации, представляющие собой часть тонкокожей покровной тектоники, преобразующие осадочный бассейн платформенного чехла и пассивной континентальной окраины в складчатонадвиговый пояс. Возникший на месте недеформированных осадочных отложений складчатонадвиговый пояс впоследствии деформируется как более консолидированное образование по механизму толстокожей надвиговой тектоники, для которой характерны менее напряженные формы сопровождающих разломы складок. Данный факт нашел отражение в тектонической терминологии – коллизионный этап развития орогена часто называют «завершающей складчатостью».

9.2. Структурно-морфологическое разнообразие орогенов и фациальная зональность внутриконтинентального орогенеза

Орогены ЦАСП существенно различаются друг от друга по соотношениям доли осадочных, интрузивных, метаморфических пород на современном эрозионном срезе, по степени развития покровной, складчатой и сдвиговой структурных форм и многим другим признакам. Каждый из орогенов ЦАСП возник в результате эволюции палеоокеанического бассейна или его части, однако, на континентальной стадии разнообразие геодинамических сценариев очень велико. Если коллизионный орогенез, рождающий складчатую зону, представляет собой однократное событие, то количество, интенсивность и пространственно-кинематические характеристики последующих импульсов ВО, преобразующих структуру складчатой области, ничем не ограничено. С большим количеством и высокой интенсивностью импульсов ВО может быть связано, например, большое количество разновозрастных гранитоидов в Забайкалье [Хаин, Ломизе, 2010]. Интенсивное преобразование раннепалеозойских орогенов АССО и Центрального Казахстана в ходе позднепалеозойского ВО привело к усложнению их геологического строения и появлению существенных отличий от классических каледонид Скандинавии, Шотландии и Аппалачей, например, мозаично-блокового структурного рисунка. Структурообразующая роль

ВО в некоторых орогенах настолько значительна, что становится не вполне ясно, какой именно орогенический этап следует считать главным («завершающей складчатостью»). Например, Салаирский раннепалеозойский ороген, рассматривавшийся как теконотип раннепалеозойской салаирской складчатости, в современной структуре представляет собой позднепалеозойский сложный аллохтон и нередко рассматривается в литературе как герцинское складчатое раннемезозойский, Памир, киммерийский ороген, сооружение. активизирован на позднекайнозойском этапе с образованием гранитов, метаморфических пород и тектонических покровов и в отечественном тектоническом районировании относится к Альпийско-Гималайскому поясу кайнозойского возраста. Одним из критериев разделения орогенических этапов на первичные и вторичные может являться возрастной интервал между офиолитовыми комплексами и орогеническими структурами. Для первичных, коллизионных орогенов разница в возрасте между офиолитами и орогенезом не превышает нескольких десятков миллионов лет, для внутриконтинентальных орогенов она составляет более 100 млн лет.

Примером современного преобразования первичных орогенов прошлого является зона кайнозойской Индо-Евроазиатской коллизии, где перед индентором Индийского субконтинента происходит расплющивание мезозойских орогенов тетического ряда с выжиманием тектонических блоков в восточном направлении по реактивированным сутурным зонам (escape tectonic). В геологической перспективе линейный мезозойский тетический орогенный пояс может быть полностью разорван альпийским орогеном, связанным с коллизией Индостана, а структура этой части Евроазиатского континента приобретет мозаично-блоковый структурный рисунок вместо первичного линейного. Интенсивный позднепалеозойский герцинский внутриконтинентальный орогенез является одной из главных причин мозаично-блокового структурного рисунка раннепалеозойских складчатых сооружений Алтае-Саянской области.

Как любой геологический процесс ВО проявляется в пространстве неоднородно и характеризуется определенной фациальной зональностью, выраженной в постепенном затухании процесса ВО по удалению от материнского первичного коллизионного орогена. Вблизи последнего комплексы внутриконтинентального орогена постепенно переходят в образования первичного коллизионного орогена. Например, Тибетско-Гималайский ороген включает первичный коллизионный ороген Гималаев и несколько мезозойских орогенических зон, существенно преобразованных в ходе неотектонического этапа орогенеза. К таким зонам следует отнести Тибет и Памир. Далее на север в пределах палеозойских складчатых сооружений Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Алтая кайнозойские гранитоиды и продукты регионального метаморфизма не выявлены, но орогенез проявился в виде активизации разломов, образовании горного рельефа и сопряженных осадочных бассейнов. Наименее активизированные области

представлены денудационными равнинами Казахстана и южной Сибири, где неотектонический этап орогенеза привел к частичному размыву рыхлых отложений чехла и кор выветривания.

Описанные геологические особенности современного этапа ВО могут быть положены в основу классификации фациальных зон орогенического процесса. Удобным геологическим критерием для разделения ближних (проксимальных) и средних фаций ВО может быть присутствие или отсутствие интрузивных образований, в первую очередь гранитоидов в структурно-вещественном парагенезе внутриконтинентального орогена. Коллизионный гранитоидный магматизм – один из определяющих процессов коллизионного тектогенеза – охватывает не только аккретированные отложения палеоокеанического бассейна, но и распространяется на фланги новообразованного орогена. Области континентальной коры, интрудированные гранитоидными интрузиями последующего коллизионного этапа, могут рассматриваться как гранитовая фация ВО. Средняя фация, которая характеризуется амагматичностью, тектонической активизацией магистральных разломов и горным рельефом, может быть названа конгломератовой, так как грубообломочные континентальные отложения всегда ассоциируют с тектоногенными уступами, образующимися при активизации сдвигов и надвигов и не способны к значительному смещению от тектоногенной морфоструктуры. Сохранившиеся от размыва фрагменты конгломерато-песчаниковых толщ являются важнейшим существования пересеченного геологическим аргументом рельефа, образованного тектонической активизацией. Наконец, дистальная фация ВО выражена только длительным и имеющим широкое региональное распространение перерывом в осадконакоплении и может быть названа фацией перерыва или хиатуса.

На примере ЦАГП видно, что границы между фациями ВО имеют сложную форму, контролируемую неоднородностями земной коры, например, пенеплены южного Казахстана, находящиеся в фации перерыва, находятся значительно ближе к зоне Индо-Евроазиатской коллизии, чем Русский Алтай, соответствующий конгломератовой фации.

Вероятно, все каледониды АССО и Казахстана могут рассматриваться как проксимальная фация герцинского внутриконтинентального орогена. Пермские интрузии широко распространены в пределах раннепалеозойского складчатого основания АССО, например, в каледонидах Тувы [Кармышева и др., 2022] и на Салаире [Жимулев и др., 2022].

ВО проксимальной, гранитовой фации по своим геологическим проявлениям подобен первичному коллизионному орогенезу и может оказаться более значимым структурообразующим событием, чем коллизионный орогенез. Подобные взаимоотношения возникают в случаях, когда первичный орогенез протекал в мягком аккреционном режиме, а последующий ВО был вызван гиперколлизией гималайского типа. В качестве примеров подобных орогенов может служить Памир – киммерийский (позднетриасовый) ороген, испытавший ВО в неоген-четвертичное время в связи с Гималайской коллизией, и Салаир – раннекаледонский (раннеордовикский) ороген, испытавший импульс ВО в карбоне-перми.

Неравномерность в количестве, интенсивности и пространственно-кинематических условиях импульсов ВО, которым подвергся тот или иной регион, является важным фактором морфологического разнообразия орогенов Земли.

Если в ходе коллизионного тектогенеза быстрая тектоническая эксгумация метаморфитов и интрузивных массивов имеют геодинамическое объяснение, например, экструзия миоценовых метаморфитов и гранитов Высоких Кристаллических Гималаев или рост гранитнометаморфических ядер Западного Забайкалья, то природа денудационных событий, которые приводят к выведению на поверхность интрузивов, образованных на внутриплитной стадии, не вполне ясна. Ранне-средне-триасовые гранитоиды барлакского комплекса КТСЗ, становление которых происходило в спокойной тектонической обстановке на посторогенном этапе, уже к концу мела были выедены на земную поверхность. Само по себе геологическое время не приводит к автоматической денудации, причиной подъема и денудации могут быть определенные тектонические режимы, в том числе образование И разрушение внутриконтинентального горного сооружения. Выведение на поверхность триасовых гранитов баралакского комплекса связывается нами с триасово-раннеюрским и раннемеловым этапами внутриконтинентального орогенеза, коррелятными отложениями для которых являются терригенные осадки Западно-Сибирской плиты и юрских впадин западной части АССО. Представления о ВО с одной стороны позволяют предложить объяснение денудационным событиям, приводящим к выведению на поверхность глубинных, магматических или метаморфических пород, образовавшихся во внутриплитных условиях.

Различия в геологическом строении древних платформ и молодых плит является одной из фундаментальных проблем тектоники континентов. Формально, отложение плитного комплекса на эродированной поверхности позднепалеозойского орогена позволяет называть такую область эпигерцинской платформой, хотя разница в строении и геологической эволюции древних платформ и молодых плит ясна всем практикующим геологам. До недавнего времени считалось, что описанная разница в строении древних и молодых платформ связана с тем, что древние платформы формировались в каких-то принципиально отличных условиях при действии иных геологических процессов [Боголепов, 1967]. В настоящее время, в результате успехов докембрийской геологии установлено, что большинство комплексов фундамента древних платформ могут рассматриваться как корневые, глубоко эродированные уровни древних коллизионных орогенов, возникших при действии тектоники литосферных плит, очень похожей на современную [Розен, Щипанский, Туркина, 2008], поэтому для указанных различий в строении древних платформ и молодых плит следует искать иные объяснения.

В пределах древних платформ чехол отделен от фундамента так называемым метаморфическим несогласием, при котором на высокометаморфизованном фундаменте залегает слабо дислоцированный и неметаморфизованный чехол. Стратиграфический объем этого несогласия очень велик и составляет сотни миллионов лет, а в некоторых случаях превышает 1 млрд лет. В составе фундамента высока роль гранитоидов и метаморфических пород. В то же время для молодых плит, например, эпигерцинских Западно-Сибирской и Туранской, известно, что осадочный чехол начинает накапливаться сразу после формирования складчатого фундамента, а фундамент сложен дислоцированными, но не метаморфизованными породами. Одним из возможных объяснений данной ситуации может быть многократное проявление ВО в промежуток времени между формированием фундамента и накоплением чехла древней платформы. Первичный чехол плиты – эфемерное в геологическом отношении образование, которое эродируется при последующих этапах ВО. Вместе с чехлом эродируется часть складчатого фундамента. При каждом последующем тектоно-эрозионном цикле новообразованный чехол все больше отличается от фундамента по возрасту и степени изменения пород, в составе фундамента преобладают все более глубинные кристаллические породы, а структурный стиль каждого последующего импульса ВО характеризуется все более блоковым и менее складчатым характером. В какой-то момент консолидация фундамента достигает платформенной стадии.

9.3. Понятие о термохронологических провинциях как инструмент палеотектонических реконструкций внутриконтинентальных орогенов

Широкое распространение данных низкотемпературной хронологии ставит много вопросов к способам их геологической интерпретации с учетом тектонического и геоморфологического строения, распространения осадочных отложений, кор выветривания и несогласий. Хорошо известно, что данные трековой хронологии, в особенности сами оценки трекового возраста, сильно различаются даже для образцов, отобранных на небольшом расстоянии друг от друга. Это затрудняет тектоническую интерпретацию получаемых данных по отдельным структурным формам. Иногда эти противоречия отражаются в научных публикациях[Glorie, De Grave, 2016; Macaulay et al., 2014], но в подавляющем большинстве случаев эти данные или не публикуются, или им не дается интерпретации. С другой стороны, термохронологическая изученность ЦАСП и других регионов мира быстро возрастает. Это позволяет использовать большие массивы датировок для изучения истории денудационных и тектонических событий, обобщая данные для того или иного региона. Такой подход позволяет избегать построения геологических моделей на единичных датировках, противоречащих

наблюдаемым геологическим соотношениям. В каждом массиве данных, полученном по тому или иному региону при помощи одного термохронологического метода, может быть выделено три группы (популяции) оценок трекового возраста, образующие дискретные пики на гистограмме распределения значений возраста: 1) Главная популяция, представленная образцами, отобранными на слабо эродированном пенеплене, на удалении от крупных разломов, испытывавших неоднократную реактивацию. Данная популяция характеризует возраст пенеплена, образовавшегося после денудации последней из существовавших в регионе горной системы. 2) Реликтовая популяция, включающая более древние по сравнению с главной популяцией значения возраста. Эти возрасты характеризуют реликты пенеплена, существовавшего до последнего этапа горообразования и сохранившиеся в благоприятных для консервации рельефа условиях (геоморфологических убежищах). Степень развития реликтовой популяции характеризует интенсивность проявления последнего импульса горообразования. Если последний импульс горообразования характеризуется высокой интенсивностью, то реликтовая популяция может полностью отсутствовать. Если же последний импульс проявлен только в форме роста отдельных структур, что характерно для окраинных частей орогенов, то реликтовая популяция может быть развита весьма широко. 3) Третья группа объединяет значения возраста, более молодые по отношению к главной популяции. Изучение тектонического положения точек их отбора свидетельствует, что они характеризуют зоны динамического влияния крупных разломов, испытывавших неоднократную реактивацию. В случае зон интенсивной современной тектонической активности это тектоногенные уступы, представляющие собой фронтальные части надвиговых пластин. Однако омоложение наблюдается и около крупных разломов, не выраженных в современной топографии. Данная группа может быть названа популяцией реактивированных разломов. Развитие молодой группы значений возрастов находится в прямой зависимости от размаха современного рельефа и степени его расчленения эрозионными формами.

Облик термохронологической провинции описывается значениями и относительным развитием каждой из трех описанных групп датировок и характеризует в обобщенном виде денудационную историю региона. Отдельные термохронологические провинции соответствуют эродированным орогенам. Границы между провинциями являются постепенными и выражены зонами возрастного «скольжения» отдельных возрастных групп, например, главная популяция становится более древней и принимает значения, характерные для реликтовой популяции смежной провинции.

Для выделения термохронологических провинций нами использованы данные о трековых датировках апатита, так как этим методом получено наибольшее количество определений возраста. В северной части ЦАСП на данном уровне термохронологической изученности могут быть выделены Тянь-Шанская, Южно-Сибирская и Казахстанская термохронологические провинции.

B пределах Тянь-Шанской провинции широкое развитие имеет популяция реактивированных разломов, характеризующая крутые горные склоны в тектоническом отношении представляющие собой фронтальные уступы надвиговых пластин. Возраст популяции составляет приблизительно 3-25 млн лет, что хорошо соответствует времени неотектонической активизации Тянь-Шаня. Главная популяция характеризует образцы, отобранные с доорогенной поверхности палеозойского фундамента, в том числе перекрытой кайнозойскими осадочными отложениями, большая часть таких образцов имеет возрасты 130-90 млн лет. Разрыва между популяцией реактивированных разломов и главной популяцией на гистограмме нет, что отражает постепенное расчленение доорогенного пенеплена и широкое развитие протяженных склонов, в верхних частях которых сохраняются фрагменты доорогенного пенеплена, а в трековый возраст минимален и принадлежит подножиях группе реактивированных разломов.

Реликтовая популяция представлена раннеюрскими и триасовыми возрастами, встречающимися в геморфологических «убежищах», представлявших собой, вероятно, донные части межгорных впадин в пределах орогена мелового возраста. Реликтовая популяция несет информацию о раннекиммерийском орогене, главная – о позднекиммерийском, реактивированных разломов – об альпийском. В настоящее время наблюдается ранняя стадия образования послеальпийского пенеплена с возрастами (25-3 млн лет).

Южно-Сибирская провинция характеризуется практически унимодальным распределением трековых возрастов (130-70 млн лет). Реликтовые домеловые оценки возраста практически отсутствуют, что указывает на высокую степень интенсивности раннемелового орогенеза, полностью уничтожившего геоморфологические реликты прежних эпох. В то же время триасово-юрский этап отражен значениях, полученных В с помощью термохронологических методов с более высокой температурой закрытия системы. Популяция реактивированных разломов отчетливо не выражена, она практически сливается с главной популяцией, несколько расширяя ее диапазон значений в сторону омоложения, и объединяет позднемеловые и палеогеновые датировки. Это указывает на умеренную тектоническую активность магистральных разломов на протяжении кайнозоя. В целом, Южно-Сибирская провинция представляет собой пенеплен, сформированный на месте раннемеловой горной области и слабо нарушенный позднейшими тектоническим процессами.

Казахстанская провинция характеризуется меньшей степенью изученности. Доступные данные указывают, что этот регион претерпел значительно меньшую тектоническую активизацию в мезозое. В пределах Восточного Казахстана широко распространены пермские и

триасовые трековые датировки апатита, составляющие главную популяцию. Вблизи магистральных разломных зон – Чингиз-Алаколь-Северо-Тяньшаньской и Центрально-Казахстанской – наблюдаются более молодые значения трекового возраста: раннеюрские в равнинной, северной части провинции и меловые и юрские в южной, горной. Можно предположить, что главная популяция связана здесь с денудацией первичного коллизионного орогена в герцинское время, реликтовая популяция отсутствует, а популяция реактивированных разломов охватывает широкий диапазон мезозойских значений возраста. Данные о предлагаемых к выделению термохронологических провинциях кратко суммированы в Табл. 9.

T	Территориал ьное положение	Группы значений возрастов (млн лет), степень распространения			
Гермохроно логическая провинция		Реликтовая	Главная (доорогенного пенеплена, региональная)	Реактивирован ных разломов	Источники
Тянь- Шанская	Киргизский Тянь-Шань	210-150 умеренно широкое распространение	130-90 широкое распространение	3-25 широкое распространение	[Buslov et al., 2007; Chang et al., 2021; De Grave et al., 2011, 2013; Glorie et al., 2011; Jia et al., 2015; Macaulay et al., 2014; Nachtergaele et al., 2018; Sobel et al., 2006a, 2006b]
Южно- Сибирская	Алтае- Саянская область, Джунгарский Алатау, Монгольский Алтай, северо- восточный Казахстан	170-150 единичные датировки	130-90 очень широкое распространение	80-50 широкое распространение	[De Grave, Buslov, Van den haute, 2007; Жимулев и др., 2021; Аржанникова и др., 2013; De Grave et al., 2014, 2011; Vetrov et al., 2020, 2021]
Казахстанская	Юго- восточный Казахстан	отсутствует	300-200 широкое распространение	150-70 широкое распространение	[Gillespie et al., 2021; Glorie et al., 2019]

Таблица 9. Термохронологическое районирование северной части ЦАСП.

Представленные рассуждения пока представляют собой только схематическое изложение идеи, которая может быть положена в основу нового методического подхода к интерпретации термохронологических данных и палеотектоническому картированию эродированных внутриконтинентальных орогенов. Данная идея вызывает пока много вопросов и нуждается в дальнейшей разработке алгоритмов исследовательских процедур и принятой терминологии.

9.4. Внутриконтинентальный орогенез и эволюция континентальной коры

Связь процессов орогенеза и роста континентальной коры является фундаментальной проблемой тектоники, привлекающей внимание исследователей [Jahn, Wu, Chen, 2000; Safonova, 2017; Wang et al., 2023]. Континентальная кора создается на конвергентах границах литосферных плит в результате процессов аккреции и последующего коллизионного орогенеза. Однако, простое накопление аккретированного материала и даже однократное его переотложение или частичное плавление не может привести к формированию геохимически зрелой континентальной дифференцированной коры, включающей высокоглиноземистые И высококалиевые осадочные, метаморфические и магматические породы.

Высокоглиноземистые метаморфические породы И лейкограниты Высоких Кристаллических Гималаев – типичные коллизионные образования, являются продуктами метаморфизма и частичного плавления зрелых осадочных пород чехла Индийского субконтинента. В тех же зонах, где древняя континентальная кора отсутствует, комплексы коллизионного этапа по своим геохимическим особенностям соответствуют надсубдукционным образованиям. Примером этого могут служить гранитоиды и осадочные породы Салаира и КТСЗ. Пермские коллизионные гранитоиды КТСЗ и Салаира представлены мета- и слабо пералюминиевыми І-гранитами, попадающими на диаграммах Пирса в поле вулканических дуг, так как выплавились из фундамента, сложенного раннепалеозойскими островодужными комплексами. Позднедевонско-раннекарбоновые отложения КТСЗ, представляющие собой образования пассивной окраины, представляют собой текстурно, минералогически и геохимически не зрелые породы – граувакки с большим количеством плагиоклаза и обломков пород и слабо окатанными зернами. Они имеют высокие значения индекса химической вариабельности (ICV (index chemical variability) [Cox, Lowe, Cullers, 1995]), лежащие в диапазоне 1,0-2,0 и представляют собой осадки первого цикла. На геохимических диаграммах они попадают в поле значений характерных для активных континентальных окраин. Это вполне естественно, если учесть, что они образовались в результате размыва тех же самых раннепалеозойских островодужных комплексов Салаира, что и позднепермские коллизионные граниты региона. Иная ситуация наблюдается в Горловском передовом прогибе, карбон-пермское осадочное выполнение которого образовалось за счет размыва осадочных толщ КТСЗ. Песчаники Горловского прогиба представлены лититовыми аренитами, породы Горловского прогиба имеют более низкие значения индекса химической вариабельности (0,5-1,0), характерные для рециклированных осадков.

Первичный коллизионный орогенез очень существенно преобразует геологическую структуру, но оказывает довольно ограниченное влияние на состав корового блока, так как процессы геохимической дифференциации ограничиваются одним эпизодом частичного плавления и денудацией орогена в результате одного эрозионно-седиментационного цикла. В результате коллизионного орогенеза образуется складчатая область, сложенная магматическими образованиями островодужного происхождения. При ее размыве накапливаются незрелые осадки первого цикла. Коллизионные гранитоиды, формирующиеся внутри этой складчатой области, также за счет плавления надсубдукционных островодужных вулканитов представлены высоконатриевыми металюминиевыми и слабопералюминиевыми породами І-типа.

Каждый эпизод ВО приводит к перезапуску эрозионно-седиментационного цикла складчатой области. На примере Индо-Евроазиатской коллизии хорошо видно, что коллизионные деформации приводят к появлению довольно узкого 150-300 км коллизионного орогена и образованию огромной области внутриконтинентального горообразования шириной до 2000 км. На всей этой огромной территории воздымание сопровождается размывом и переотложением ранее сформированных осадочных чехлов, что ведет к минералогическому и геохимическому вызреванию осадочной оболочки континентов. В будущем этот осадочный материал, прошедший многократный рециклинг, может послужить источником для выплавления высококалиевых высокоглиноземистых гранитоидов. Опыт изучения геохимического состава коллизионных комплексов ЦАСП указывает на то, что многократный перезапуск внутриконтинентального орогенного эрозионно-седиментационного цикла – необходимый механизм дифференциации вещества земной коры.

Количественная оценка роли процессов ВО в осадочной дифференциации и геохимическом преобразовании земной коры представляется делом будущего и важное значение в решении данной научной задачи может принадлежать термохронологии. Уже сейчас можно дать грубую оценку данного процесса для ЦАСП. Большая часть Центрально- и Северо-Азиатских пенепленов имеет раннемеловой трековый возраст апатита (пик частоты значений находится примерно в диапазоне 130-100 млн лет), что соответствует площадной денудации земной коры на глубину 3 км с мела до настоящего времени. Поверхности с раннемеловым трековым возрастом апатита (130-100 млн лет) повсеместно перекрыты палеогеновыми (от палеоценовых до олигоценовых) отложениями и допалеоценовыми корами выветривания, то есть сама по себе площадная денудация заняла по времени 10-30 млн лет в конце раннего, начале позднего мела, но оценивая геологическую роль процессов ВО для рециклинга корового материала, мы должны учитывать длительные периоды тектонического покоя, разделяющие кратковременные импульсы денудации орогенов. В современном Тянь-Шане наблюдается разрушение пенеплена с меловыми трековыми возрастами апатита и начало формирования

денудационной поверхности с олигоцен-миоценовым (~25 млн лет) термохронологическим возрастом апатита, которая распространится на весь регион после эрозионного разрушения современного горного сооружения. На юге Сибири пенеплен с раннемеловым термохронологическим возрастом может существовать еще длительное время. В Восточном Казахстане и на окраинах Тарима до сих пор сохранились фрагменты поверхности с триасовым трековым возрастом.

Таким образом, эрозионный срез и геологическая переработка корового слоя мощностью 3 км в пределах долго развивающейся складчатой области ЦАСП происходит примерно за 100-130 млн лет. Аппроксимируя эти скорости на 1 млрд лет, можно предложить решение проблемы метаморфического несогласия и хиатуса в основании чехлов древних платформ.

Подводя итог описанию тектоники ВО, представим краткую сравнительную характеристика основных проявлений первичного коллизионного и внутриконтинентального орогенеза в виде Табл. 10.

	Коллизионный орогенез	Внутриконтинентальный орогенез
Геологические комплексы- индикаторы	Гранитоидный магматизм, зональный региональный метаморфизм, континентальные молассы, без стратиграфического перерыва, перекрывающие флишевые отложения	Динамометаморфиты разломных зон, вблизи зоны коллизионного орогенеза – гранитоидные интрузии, малые интрузии, сопровождающие сдвиги, континентальные молассы, залегающие с резким структурным (возможно, метаморфическим) несогласием и значительным стратиграфическим перерывом на древней денудационной поверхности
Ассоциация главных структурных форм	Тектонические покровы, образованные по механизму тонкокожей тектоники. Внутренняя структура надвиговых пластин представлена лежачими и запрокинутыми складками	Разломная сеть, включающая сопряженные по типу конского хвоста, системы сдвигов и надвигов, пологие изгибы поверхности доорогенного фундамента, в чехле – взбросо-складки, рамповые антиклинали и складки срыва. Толстокожая надвиговая тектоника. Тектоническая структура отдельных надвиговых пластин различная, унаследованная от древних этапов
Продолжительность и пространственно- временная динамика	Общая продолжительность может превышать 50 млн лет, внутри этого промежутка времени выделяется серия дискретных этапов	Продолжительность и этапность соответствуют этапам эволюции сопряженного коллизионного орогена, при этом наблюдается расширение области орогенеза во времени. Поэтому удаленные области внутриконтинентального орогена испытывают активизацию только на поздних стадиях развития коллизионного орогена
Строение окраинных частей орогенов	Краевые прогибы, представлены запрокинутыми лежачими синклиналями, вовлечёнными в покровообразование и представляющими собой параавтохтоны	Краевые прогибы представлены широкими слабодеформированными осадочными клиньями (полурампами), большая часть деформаций сосредоточена в зоне надвига орогена на краевой прогиб
Соотношение времени деформаций и структуры и геологических комплексов	Главная фаза деформаций наступает непосредственно после завершения морского осадконакопления и надсубдукционного вулканизма	Деформации отделены от времени консолидации фундамента длительным промежутком времени (десятки-сотни миллионов лет)
Морфоструктура	Горные хребты дугообразной в плане формы. Элементы орографии соответствуют элементам шарьяжной структуры	Ячеистая структура из различно ориентированных горных хребтов, контролируемых надвигами, сдвигами и зонами их виргаций, и межгорных впадин линзовидной формы, узкие присдвиговые прогибы

Таблица 10. Сравнение коллизионного и внутриконтинентального орогенеза

Краткие выводы из представленной работы сформулированы в виде обобщающих Защищаемых положений № 4 и 5:

4. В геологической истории внутренних областей континентов проявления внутриконтинентального (эпиплатформенного) орогенеза выражены активизацией региональных разломов, денудационными событиями и формированием осадочных бассейнов, сопряженных с этим орогенным поднятием. Продолжительность и этапность (эпиплатформенных) развития внутриконтинентальных орогенов отражают продолжительность развития и этапы эволюции коллизионного орогена, обусловившего этот внутриконтинентальный орогенез. B позлнепалеозойской. мезозойской И кайнозойской геологической истории различных структурных элементов Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенных во внутренних областях северной Евразии, проявлены тектонические обстановки наложенных внутриконтинентальных орогенных событий.

5. «Термохронологические провинции», выделенные на основе анализа пространственного распределения термохронологических датировок, представляют собой области земной коры, имеющие единую историю вертикальных движений (воздымания и погружения) и близкие возрасты поверхностей пенепленизации орогенных поднятий. термохронологических провинций Определение границ позволяет проводить палеотектоническое картографирование древних внутриконтинентальных эпиплатформенных орогенов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

И наблюдая проносящуюся перед нами цепь преходящих явлений, вслушаемся в древний гимн, в эту чудесную песнь морей, которая приветствовала бесчисленные подымавшиеся к свету дня новые горные цепи Земли.

Э. Арган, 1935

Данная работа представляет собой опыт изучения истории геологического развития отдельных складчатых зон с использованием представлений об этапах ВО, которые, исходя из принципа актуализма, должны были иметь место в геологическом прошлом этих складчатых зон. До настоящего времени, изучая историю геологического развития или геодинамическую эволюцию той или иной складчатой области, исследователи нередко ограничиваются рассмотрением только палеоокеанического и коллизионного этапов, посвящая всей последующей истории несколько замечаний о наступлении внутриконтинентального режима, продолжавшегося 200, 300 или 400 млн лет и отмеченного лишь отдельными моментами оживления древней разломной сети. Представления об однократности орогенического этапа в геологической истории складчатой области приводят к невольным попыткам объединения первичного коллизионного орогенеза с внутриконтинентальным орогенезом И к необоснованному расширению временных рамок орогенических эпох.

В то же время современные величественные горные сооружения Центральной Азии – Памир, Тянь-Шань, Куньлунь, Алтай – являются очевидным свидетельством масштабных тектонических перестроек, которые претерпевает континентальная кора спустя длительное время после пенепленизации первичного коллизионного орогена. Принцип актуализма требует в геологической истории фундаменты сточенных до от нас искать основания внутриконтинентальных орогенов прошлого. Древние этапы ВО, являясь преимущественно денудационными эпохами, представляют собой «события-невидимки» или «вырванные страницы» геологической летописи, что крайне затрудняет их выявление и объясняет слабую изученность данного тектонического режима в геологическом прошлом. Исследование современных пространственно-временных взаимоотношений первичных коллизионных орогенов с неотектоническими внутриконтинентальными орогенами и расшифровка блоковой структуры Азии служат для нас «волшебным фонарем», позволяющим предсказывать пространственно-временное положение «события-невидимки» и, сосредотачивая свое внимание в данной области, находить незаметные прежде свидетельства срезанных эрозией горных стран далекого прошлого. Применение теоретических представлений о ВО позволило найти общее решение следующих частных проблем геологии отдельных регионов: мезозойская реактивация Томского надвига Колывань-Томской тектонической зоны, источник огромного объема мезозойско-кайнозойских, преимущественно нижнемеловых, осадочных отложений, слагающих чехол Западно-Сибирский плиты; мезозойские денудационные события, приведшие к выведению на поверхность внутриплитных лейкогранитов барлакского комплекса к позднему мелу, а позднепермских коллизионных гранитоидов – к ранней юре; отложение в ранней юре мощных толщ грубообломочных отложений, выполняющих синтектонические приразломные бассейны на территории Средней Азии и Южной Сибири; многостадийная эволюция приразломного Неня-Чумышского прогиба, развитого в зоне сочленения Салаира и Горной Шории. Перечисленные события находят органичное объяснение в виде двух этапов ВО, впервые выделенных в мезозойской истории южной части Западной Сибири. Важным результатом работы является возрастная и структурно-кинематическая характеристика этих этапов, а также установление их парагенетической связи с коллизионными событиями на окраинах Евразии.

Сходства и различия в геологической структуре Салаира и КТСЗ, в частности пермский возраст гранитоидных батолитов, запечатывающих раннекаледонский ороген Салаира, хорошо интерпретируются в рамках представлений о нескольких орогенных этапах различной интенсивности. В раннепалеозойском складчато-покровном сооружении Тункинских гольцов Восточного Саяна выявлена ассоциация динамометаморфических, тектонических и седиментационных событий, интерпретируемая как структурно-вещественный комплекс позднепалеозойского ВО.

Выделение структурно-вещественных комплексов ВО в каждом из рассмотренных регионов и в пределах Центрально-Азиатского неотектонического эталона позволило построить общую тектоническую модель ВО и выявить сходства и различия внутриконтинентального и коллизионного орогенеза. На базе рассмотрения региональных примеров были высказаны соображения, касающиеся общих проблем тектоники, таких как соотношение унаследованных и новообразованных структурных форм в земной коре континентов и тектонические механизмы дифференциации и геохимической эволюции земной коры. В рамках первой проблемы было показано, что важнейшим структурным механизмом ВО является реактивация крупнейших наследующих крупнейшие структурные разломов, элменты палеоокеанического И коллизионного этапа. Напротив, не происходит реактивации изоклинальной лежачей складчатости первичного орогена, представляющей собой часть структурного парагенеза тонкокожей покровно-надвиговой тектоники. По мере консолидации коры при каждом последующем этапе орогенеза снижается роль шарьяжей и напряженных складок и возрастает роль сдвигов и складок, связанных с блоковыми движениями фундамента – коробчатые, «германотипные» антиклинали, синеклизы, приразломные складки и флексуры. Проблема роли процессов ВО в дифференциации вещественного состава земной коры нуждается в разработке. В настоящее время можно отметить, что коллизионный орогенез, будучи однократным

событием, способен только сформировать коровый блок, имеющий геохимические особенности островной дуги или активной окраины. Для формирования зрелой континентальной коры с высокоглиноземистыми метаморфическими породами и калиевыми гранитами за счет окраинно-континентального орогена, сложенного террейнами внутриокеанического происхождения, необходимо многократное повторение цикла денудации – осадочной дифференциации и переотложения осадка. Наиболее очевидный тектонический механизм запуска данного процесса представляет собой ВО, значение которого с точки зрения денудации и осадочной дифференциации корового материала превышает значение первичного коллизионного орогенеза, локализованного в узкой зоне и представляющего собой однократное явление.

В качестве одной из проблем для будущих исследований можно отметить не разработанность металлогении тектонической обстановки ВО. Каждая тектоническая обстановка характеризуется определенными геолого-промышленными типами месторождений. Еще К. В. Боголеповым и его сотрудниками отмечалось, что ряд телетермальных месторождений сурьмы, серебра, ртути, флюорита, барита, для которых не устанавливается связь с магматическими комплексами или зонами регионального метаморфизма могут быть результатом древних этапов ВО. Смещения по разломам, сопровождаемые внедрением малых интрузий и образованием синтектонических метасоматитов при внутриконтинентальном орогенезе доказаны, вполне вероятно, что гидротермальные системы активизированных разломов могут быть рудоносными. Сейчас, когда развитие методов изотопной геохронологии открывает новые возможности датирования руд и рудовмещающих пород (Re-Os изотопия, датирование кальцита U/Pb методом, широкое развитие Ar/Ar метода) изучение металлогенической составляющей процессов ВО представляется актуальной задачей. Примерами месторождений, возникших на стадии ВО могут служить многие золоторудные объекты Забайкалья и северо-восточной Монголии, а также меловые платиноносные щелочно-ультраосновные массивы Алданского щита (Кондер, Инагли, Арбарастах). Кобальтовое оруденение пояса Бу-Аззер в Антиатласе локализовано в складчатых сооружениях панафрианского времени (700-500 млн лет) но связано с позднепалеозойским этапом внутриконтинентального орогенеза [Oberthür et al., 2009]. Позднепалеозойский и раннемеловой (?) этапы проявления кобальтовой гидротермальной минерализации в Алтае-Саянской складчатой области [Третьякова и др., 2010] также могут быть результатом ВО. Можно предполагать, что так называемые телетермальные низкотемпературные гидротермальные рудоносные системы, с которыми связаны месторождения сурьмы, ртути, флюорита представляют собой металлогеническую формацию, соответствующую ВО. Изучение ртутных месторождений и рудопроявлений АССО, (работы проводились в Горном Алтае, на Салаире, в Туве, Кузнецком Алатау и на Восточном Саяне) привело академика В. А. Кузнецова и его сотрудников к выводу о повсеместном мезозойском (послераннетриасовом и допозднемеловом) возрасте ртутного оруденения и его приуроченности к зонам крупных разломов, контролирующих размещение малых щелочных анорогенных интрузий мезозойского возраста и прогибов, выполненных юрскими отложениями [Кузнецов, Оболенский, 1969]. В проявления Кузнецкого частности, ртутные месторождения И Алатау имеют постраннетриасовый, мезозойский возраст и связываются с одним из импульсов тектонической реактивации Кузнецко-Алатаусского разлома [Минин, Кузьмин, 1975], ртутные месторождения Восточного Саяна связаны с Главным Саянским разломам и его крупнейшими виргациями (Казырский, Жомболокский, Китойский) [Щеглов, Парфенов, 1967], а месторождения Тувы с Саяно-Тувинским разломом, отделяющим поднятие Западного Саяна от Тувинского прогиба. Подобие геологического строения этих месторождений и минерального состава их руд, свидетельствуют об их формировании в рамках одного металлогенического этапа [Кузнецов, Оболенский, 1969, Минин, Кузьмин, 1975, Кузнецов и др., 1978]. Обобщение данных о металлогении тектонической обстановки ВО было проведено А. Д. Щегловым в монографии 1968 года, с характерным для того времени названием «Металлогения областей автономной активизации». В этой работе был сделан вывод о целесообразности выделения двух металлогенических стадий, с первой из которых связаны месторождения олова, вольфрама, редких земель, полиметаллов, меди, молибдена, урана и висмута. Для этих месторождений характерна связь с малыми трещинными интрузиями пестрого состава. Образования второй стадии представлены низкотемпературными (телетермальными) месторождениями флюорита, барита, марганца, полиметаллов, сурьмы, ртути. Обе группы месторождений контролируются разломной тектоникой и несут следы рудоотложения в приповерхностных условиях, при резком перепаде давлений. Очевидно, что систематизация данных о металлогении ВО на современном уровне развития тектоники, геохронологии, термобарогеохимии и геологии рудных месторождений является важной задачей геологической науки.

Важной задачей будущего является геологический анализ и интерпретация термохронологических данных, что имеет особенно большое значение для выявления мезозойских этапов ВО. Мезозойский ВО во многих районах ЦАСП не фиксируется ни структурно-геоморфологическими, ни средне- и высокотемпературными геохронологическими методами. В настоящее время накоплено большое количество термохронологических датировок и термотектонических моделей истории образцов, что открывает возможности для поиска различных путей их интерпретации. В данной работе мы предлагаем использовать несколько новых понятий, таких как «термохронологическое несогласие», разделяющее осадочные толщи с отожжеными трековыми возрастами, где все зерна имеют общую термическую историю, представляющую собой термическую историю осадочного бассейна и толщи с неотожжеными трековыми возрастами, в которых каждое зерно апатита сохраняет трековый возраст источника.

Термохронологическое несогласие отражает наличие крупного денудационного этапа. В Средней Азии и Южной Сибири термохронологическое несогласие, по предварительным данным, разделяет юрские и меловые толщи. Набор термохронологических датировок может быть использован для выделения «термохронологических провинций», представляющих собой области земной коры, имеющие сходную термическую историю и близкие возрасты поверхности пенеплена. При этом важной процедурой должна являться классификация полученных значений термохронологического возраста исходя из структурных, геоморфологических и геологических условий в точке отбора образца для термохронологического изучения.

Датирование детритовых цирконов из нижне-среднеюрской тарбаганской серии Доронинской впадины позволило выявить основные черты раннемезозойской тектонической активизации Салаира, в частности, резкий подъем Салаирского блока по Северо-Салаирскому разлому с постепенным развитием эрозионной сети вглубь приподнятого блока. Изучение популяций возрастов детритового циркона и трекового возраста апатита из юрских отложений, выполняющих другие синтектонические впадины на юге Сибири, может принести много новой информации о пространственно-временной динамике мезозойского ВО в регионе.

Перспективным методом изучения мезозойского ВО является синтез трех независимых источников данных: 1) геологической и геоморфологической информации по рассматриваемому региону; 2) термохронологических данных для пород фундамента; и 3) информации о коллизионных событиях или иных перестройках ближайших зон конвергенции литосферных плит. Металлогеническая специализация тектонической обстановки ВО и количественная оценка роли ВО в дифференциации вещества и геохимическом вызревании континентальной коры также являются актуальными, и при этом совершенно неизученными, проблемами. Решение многих из намеченных в работе вопросов представляет собой дело будущего. В заключение, автор хотел бы выразить надежду на то, что представленные материалы привлекут внимание коллег к изучению процессов внутриконтинентального орогенеза в истории преобразования земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахматов, К.Е. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) / К.Е. Абдрахматов, Р. Уэлдон, С. Томпсон, Д. Бурбанк, Ч. Рубин, М. Миллер, П. Молнар // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1585-1609.

2. Абдрахматов, К.Е. Активная тектоника Тянь-Шаня / К.Е. Абдрахматов, С. Томпсон, Р. Уилдон. – Бишкек: Илим, 2007. – 72 с.

3. Авдеев, А.П. Угольная база России: Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири. Т. II / А.П. Авдеев, В.Ф. Череповский, Г.Н. Шаров, А.З. Юзвицкий. – М.: ООО «Геоинфоцентр», 2003. – 604 с.

4. Адаменко, О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая / О.М. Адаменко. – Новосибирск: Наука, 1974. – 168 с.

5. Адаменко, О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий / О.М. Адаменко. – Новосибирск: Наука, 1976. – 184 с.

6. Алексеев, Д.В. Верхнепалеозойские субдукционные и коллизионные магматические комплексы нарынского сектора срединного Тянь-Шань (Кыргызстан) / Д.В. Алексеев, К.Е. Дегтярев, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, А.А. Третьяков, С.З. Яковлева, И.В. Анисимова, К.Н. Шатагин // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 427. – № 2. – С. 219-223.

7. Алексеев, Д.В. Кинематический анализ юрских грабенов Южного Тургая и роль мезозойского этапа в истории Каратау-Таласо-Ферганского сдвига (Южный Казахстан и Тянь-Шань) / Д.В. Алексеев, В.А. Быкадоров, Ю.А. Волож, Р.Б. Сапожников // Геотектоника. – 2017. – № 2. – С. 3-20.

8. Алексеев, Д.В. Нижнемосковские известняки хребта Богдошань (Северо-Западный Китай) как показатель завершения островодужного магматизма в джунгарском регионе / Д.В. Алексеев, Ю.С. Бискэ, А.В. Дженчураева, Б. Ван, О.Л. Коссовая, Л.Л. Чжон, Ю.В. Савицкий // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. – 2019. – Т. 27. – № 1.

9. Алексеев, Д.В. Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня / Д.В. Алексеев, Ю.С. Бискэ, Б. Ван, А.В. Дженчураева, О.Ф. Гетман, В.А. Аристов, А. Крёнер, Х. Лю, Л. Чжон // Геотектоника. – 2015. – Т. 2015. – № 2. – С. 3-35.

10. Алексеев, Д.В. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты Киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов / Д.В. Алексеев, А.К. Худолей, С.Э. Дюфрейн // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2020. – Т. 491. – № 2. – С. 5-9.

11. Амарский, В.Г. Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита / В.Г. Амарский, В.Г. Ветлужских // Геология и геофизика – 1990. – №. 2. – С. 8-12.

12. Арапов, А.А. Новые данные о возрасте гранитоидных интрузий Северного Салаира // Некоторые итоги геологического изучения Салаирского кряжа. / А.А. Арапов. – Н.: НТО Горное, Западно-Сибирское правление, 1960.

13. Арган, Э. Тектоника Азии / Э. Арган. – ОНТИ НКТП. – М., 1935. – 192 с.

14. Аржанникова, А.В. Возраст формирования и деструкции мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне / А.В. Аржанникова, М. Жоливе, С.Г. Аржанников, Р. Вассалло, А. Шове // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 7. – С. 894-905.

15. Аржанникова, А.В. О корреляции юрских отложений Иркутского бассейна и югозападного Забайкалья по данным палеоботанических и геохронологических исследований / А.В. Аржанникова, А.О. Фролов, С.Г. Аржанников, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Жоливе Марк, М.Н. Рубцова, А.Л. Дорожко // Геология И Геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 6. – С. 773-791. 16. Арсентьев, В.П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXVI: объяснительная записка / В.П. Арсентьев. – М., 1969. – 73 с.

17. Ахмадщин, Н.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист О-45-ХХХІІ (Тайга): объяснительная записка / Н.Ю. Ахмадщин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 207 с.

18. Бабин, Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44-Новосибирск: объяснительная записка / Г.А. Бабин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 392 с.

19. Бабин, Г.А. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае–Саянская. Лист N-45 Новокузнецк: объяснительная записка / Г.А. Бабин, Н.И. Гусев, А.А. Юрьев, А.Н. Уваров, В.С. Дубский, А.И. Черных, А.Ф. Щигрев, Г.Д. Чусовитина, Т.В. Кораблева, Л.Н. Косякова, И.А. Ляпунов, Д.В. Митрохин, А.И. Бычков, В.Л. Некипелый, Ж.Н. Савина, А.С. Егоров, Г.М. Шор, В.Д. Алексеенко, А.В. Булычев, Н.М. Радюкевич, Л.С. Николаева, В.П. Богомолов, Р.В. Шипов, С.В. Суслова, В.А. Сазонов, В.В. Юрьева, Т.В. Хлебникова, А.К. Кондрашова, Н.Ф. Тереда. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 665 с.

20. Бабин, Г.А. Легенда кузбасской серии государственной геологической карты Российской федерации, масштаба 1: 200 000 (издание второе) / Г.А. Бабин, С.М. Борисов, В.Н. Токарев, С.П. Шокальский, Ю.М. Колыхалов, А.Ф. Щигрев, В.В. Бутвиловский, В.С. Дубский, Л.Л. Зейферт, Е.И. Котельников, В.С. Куртигешев, В.В. Нечаев, В.Г. Свиридов, А.Н. Уваров, Г.С. Федосеев, В.Д. Яшин. – Новокузнецк, 1999. – 202 с.

21. Бараш, И.Г. Возрастные соотношения метаморфизма Слюдянского гранулитового и Хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований / И.Г. Бараш, Е.Б. Сальникова, Л.З. Резницкий, А.Б. Котов, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко // Доклады Российской академии наук. – 2006. – Т. 409. – № 3. – С. 381-385.

22. Баталева, Е.А. Комплексный электромагнитный мониторинг геодинамических процессов Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон) / Е.А. Баталева, В.А. Мухамадеева // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. – № 2. – С. 461-487.

23. Бачманов, Д.М. Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане / Д.М. Бачманов, В.Г. Трифонов, А.В. Миколайчук, Ф.А. Вишняков, А.А. Зарщиков // Геотектоника. – 2008. – № 3. – С. 30-50.

24. Башарина, Н.П. Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей (геологические формации и структура) / Н.П. Башарина. – Новосибирск: Наука, 1975. – 124 с.

25. Башарина, Н.П. Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса / Н.П. Башарина, К.В. Боголепов, В.Д. Ермиков, Е.М. Заболоцкий. – Новосибирск: Наука, 1974. – 77 с.

26. Баянова, Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: монография / Т.Б. Баянова. – СПб.: Наука, 2004. – 174 с.

27. Беличенко, В.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения / В.Г. Беличенко, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 10. – С. 1049-1059.

28. Беличенко, В.Г. Каледониды Байкальской горной области / В.Г. Беличенко. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.

29. Беличенко, В.Г. Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских гольцов (Восточный Саян) / В.Г. Беличенко, Р.Г. Боос, Т.Н. Колосницина, В.С. Лепин, В.Н. Солодянкина, А.В. Снытко // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 301. – № 2. – С. 402-405.

30. Беличенко, В.Г. Тувино-монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) / В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 6. – С. 554-565.

31. Белоусов, В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. / В. В. Белоусов// В кн. Активизированные зоны земной коры. – М.: Наука. – 1964.

32. Белоусов, В. В. Основные вопросы геотектоники / В. В Белоусов. – М. Госгеолтехиздат. – 1954.

33. Беляев, В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-45-XIII (Маслянино): объяснительная записка / В.И. Беляев, В.В. Нечаев, В.Б. Дергачев, А.Н. Зудин, Ю.Г. Дагаев. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2015. – 276 с.

34. Беляев, В.И. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин): объяснительная записка / В.И. Беляев, В.В. Нечаев. – Новосибирск, 2015. – 275 с.

35. Беляев, В.И. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000 (издание второе). Лист №-45-VII: объяснительная записка / В.И. Беляев, В.В. Нечаев. – Новосибирск, 1999. – 135 с.

36. Беляев, С.Ю. Пликативная тектоника подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (Степной Алтай) и структурные предпосылки нефтегазоносности / С.Ю. Беляев, Н.В. Сенников, Г.Ф. Букреева, А.И. Зайцев, А.Г. Клец, А.В. Филонов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. – № 7. – С. 18-26.

37. Бердичевский, М.Н. Модели и методы магнитотеллурики / М.Н. Бердичевский, В.И. Дмитриев // М.: Научный мир. – 2009. – Т. 677. – С. 680.

38. Берзин, Н.А. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана / Н.А. Берзин, Р.Г. Колман, Н.Л. Добрецов, Л.П. Зоненшайн, Э.З. Сяо Сючань Чанг // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7-8. – С. 8-28.

39. Берзин, Н.А. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области / Н.А. Берзин, Л.В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 63-81.

40. Бибикова, Е.В. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Забайкалье) / Е.В. Бибикова, С.Ф. Карпенко, Л.В. Сумин // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990. – С. 170-183.

41. Бискэ, Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня / Ю.С. Бискэ. – Санкт-Петербург: Издательство С.-Петербургского университета, 1996. – 192 с.

42. Бискэ, Ю.С. Структуры позднепалеозойского надвигового пояса китайского Южного Тянь-Шаня / Ю.С. Бискэ, Д.В. Алексеев, Б. Ван, Ф. Ван, О.Ф. Гетман, А.В. Дженчураева, Р. Зельтманн, В.А. Аристов // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 442. – № 1. – С. 74-78.

43. Бискэ, Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу / Ю.С. Бискэ // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – Т. 63. – № 4. – С. 416-462.

44. Боголепов, В.К. Мезозойская тектоника Сибири / В.К. Боголепов. – М.: Наука, 1967. – 328 с.

45. Боголепов, К.В. Орогенез в истории развития земной коры / К.В. Боголепов. – Новосибирск: Наука, 1976. – 157 с.

46. Боголепов, К.В. Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии: Труды института геологии и геофизики / К.В. Боголепов. – Новосибирск: Наука, 1973. – Вып. 173. – 283 с.

47. Боголепов, К.В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры / К.В. Боголепов. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985. – 296 с.

48. Боос, Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна / Р.Г. Боос. – Новосибирск: Наука, 1991. – 143 с.

49. Бувалкин, А.К. Юрские отложения Восточного Казахстана / А.К. Бувалкин. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1978. – 164 с.

50. Буланов, С.А. Особенности внутриконтинентального орогенеза (на примере Центрально-Азиатского горного пояса) / С.А. Буланов // Геоморфология. – 2002. – № 3. – С. 41-52.

51. Буртман, В.С. Геодинамика Памир-Пенджабского синтаксиса / В.С. Буртман // Геотектоника. – 2013. – Т. 2013. – № 1. – С. 36-58.

52. Буртман, В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое / В.С. Буртман // Геотектоника. – 2012а. – № 3. – С. 18-46.

53. Буртман, В.С. Системы разломов в верхней коре Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.С. Буртман // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2020. – № 1. – С. 8-18.

54. Буртман, В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое / В.С. Буртман // Геотектоника. – 2015. – Т. 2015. – № 4. – С. 67-85.

55. Буртман, В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое: Тр. ГИН РАН / В.С. Буртман. – М.: ГЕОС, 2012b. – Вып. 603. – 188 с.

56. Буслов, М.М. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) / М.М. Буслов, Т. Ватанабе // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 1. – С. 82-93.

57. Буслов, М.М. Проявления позднекарбонового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в Южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) / М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев, А.Б. Рябинин, А.В. Травин // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 428. – № 4. – С. 496-499.

58. Буслов, М.М. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей / М.М. Буслов, Т. Ватанабе, Л.В. Смирнова, И. Фудживара, К. Ивата, Н.Н. Семаков, А.В. Травин, А.П. Кирьянова, Д.А. Кох // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1-2. – С. 49-75.

59. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов / М.М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 66-90.

60. Бутов, Ю.П. Сагансайрская свита - эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы Бурятского Восточного Саяна / Ю.П. Бутов, О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина, Т.Ф. Трегуб, Ю.П. Катюха // Вестник Воронежского университета. – 2001. – № 12. – С. 87-101.

61. Васютинская, Т.Ф. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист №-44-ХІІ: объяснительная записка / Т.Ф. Васютинская. – М.: ГНТИ литературы по геологии и охране недр, 1963. – 116 с.

62. Вдовин, В.В. Основные этапы развития рельефа: История развития рельефа Сибири и Дальнего востока. Т. 10 / В.В. Вдовин. – М.: Наука, 1976. – 270 с.

63. Вериго, Е.К. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 200 000. Серия Кузбасская. Лист N-44-XI: Объяснительная записка. / Е.К. Вериго. – М., 1969. – 82 с.

64. Ветров, Е.В. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое-кайнозое по данным трековой термохронологии апатита / Е.В. Ветров, М.М. Буслов, И. Де Гравэ // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 01.

65. Ветрова, Н.И. Петрологическая модель формирования кислых вулканитов печеркинской свиты (северо-западная часть Салаирского кряжа) / Н.И. Ветрова, Е.В. Ветров, Е.Ф. Летникова // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2022. – Т. 67. – № 4.

66. Владимиров, А.Г. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники / А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, О.П. Полянский, В.Г. Владимиров, Г.А. Бабин, С.Н. Руднев, И.Ю. Анникова, А.В. Травин, Я.В. Савиных, С.В. Палесский // Проблемы тектоники Центральной Азии: сб. науч. работ. – М.: ГЕОС, 2005а. – С. 277-308.

67. Владимиров, А.Г. Изотопное датирование магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области в целях ГСР-1000/3 и 200/2 / А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, С.Н. Руднев. – Сводный промежуточный отчет по результатам работ за период с 01.01.1990 г. по 31.07.2000 г., 2000.

68. Владимиров, А.Г. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) / А.Г. Владимиров, М.С. Козлов, С.П. Шокальский, В.А. Халилов, С.Н. Руднев, Н.Н. Крук, С.А. Выставной, С.М. Борисов, Ю.К. Березиков, А.Н. Мецнер, Г.А. Бабин, А.Н. Мамлин, О.М. Мурзин, Г.В. Назаров, Макаров В. А. // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 8. – С. 1157-1178.

69. Владимиров, А.Г. Промежуточный отчет по проекту «Петролого-геохронологическое исследование магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области» / А.Г. Владимиров, А.С. Гибшер, С.В. Есин, А.Э. Изох, С.А. Каргополов, Н.Н. Крук, О.Ю. Маликова, А.В. Плотников, А.П. Пономарева, С.Н. Руднев, С.И. Ступаков, А.В. Титов. – 1994. – 403 с.

70. Владимиров, В.Г. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционноколлизионного тектогенеза / В.Г. Владимиров, А.Г. Владимиров, А.С. Гибшер, А.В. Травин, С.Н. Руднев, И.В. Шемелина, Н.В. Барабаш, Я.В. Савиных // Доклады Академии Наук. – 2005b. – Т. 405. – № 1. – С. 82-88.

71. Волков, И.А. Палеоценовая кора выветривания как важнейший хронологический репер в геологии Западной Сибири / И.А. Волков, С.П. Казьмин // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2007. – № 2. – С. 221-223.

72. Врублевский, В.В. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны / В.В. Врублевский, М.П. Нагорный, А.Ф. Рубцов, Ю.Ю. Эрвье. – Томск: Издательство Томского университета, 1987. – 96 с.

73. Гайдук, В.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов / В.В. Гайдук, А.В. Прокопьев. – Новосибирск: Наука, 1999. – 160 с.

74. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 2. К–П. –СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 480 с.

75. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / ред. Н.Л. Добрецов. – Новосибирск: Наука, 1988. – 190 с.

76. Геология и рудоносность Восточного Саяна / ред. Н.Л. Добрецов, В.Г. Беличенко, Р.Г. Боос, И.В. Бутов. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1989. – 127 с.

77. Геология СССР том XIV Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области), часть 1, геологическое описание / ред. И.Н. Звонарев, А.В. Сидоренко, Л.Д. Староверов, В.Д. Фомичев. – Москва: Недра, 1967. – 664 с.

78. Гладкочуб, Д.П. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины / Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, А.Н. Ларионов, С.А. Сергеев // Геология и геофизика. – 2010а. – Т. 51. – № 5. – С. 571-588.

79. Гладкочуб, Д.П. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона / Д.П. Гладкочуб, А.М. Станевич, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, С.А. Писаревский, Г. Николь, З.Л. Мотова, Т.А. Корнилова // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1472-1490.

80. Гладкочуб, Д.П. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интрепретация / Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Иванов, Р. Эрнст, А.М. Мазукабзов, С.А. Писаревский, Н.А. Ухова // Геология и геофизика. – 2010b. – Т. 51. – № 9. – С. 1222-1239.

81. Головнева, Л.Б. Фитостратиграфия альб-сеноманских отложений бассейна р. Кия (Чулымо-Енисейский район Западно-Сибирской низменности) / Л.Б. Головнева, С.В. Щепетов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18. – № 2. – С. 51-63.

82. Голошейкин, Б.В. О возрасте Улантовского массива гранитоидов в Северо-Западном Салаире / Б.В. Голошейкин // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. – Н.: НТО Горное, Западно-Сибирское правление, 1965.

83. Григорьев, Н.В. Геология и полезные ископаемые Томь-Яйского междуречья. (Окончательный отчет Григорьевской и Подломской партий за 1960–1964 гг. лист О-45-124). Т. 1 / Н.В. Григорьев, П.Т. Сазонов. – ТФ Томскгеолкома, 1964.

84. Гутак, Я.М. Корреляция средне-верхнедевонских отложений севера Кузбасса и Томь-Колыванской области / Я.М. Гутак, В.А. Антонова // Геосферные исследования. – 2017. – № 2. – С. 68-76.

85. Гутак, Я.М. Становление структуры западной части Алтае-Саянской складчатой области (мезозойский этап) / Я.М. Гутак // Геосферные исследования. – 2021. – № 1. – С. 123-129.

86. Демонтерова, Е.И. Источники сноса и палеогеографические условия формирования Юрских контиНентальных отложений на юге Сибирской платформы (по Sm-Nd и U-Pb данным) / Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Е.А. Михеева, А.В. Аржанникова, А.О. Фролов, С.Г. Аржанников, Н.В. Брянский, Л.А. Павлова, Л.З. Резницкий, О.В. Зарубина // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 480. – № 6. – С. 688-692.

87. Диденко, А.Н. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино Томмот / А.Н. Диденко А.С. Ефимов, П.А. Нелюбов, А.С. Сальников, В.С. Старосельцев, Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, В.А. Гурьянов, Н.Г. Заможняя // Геология и геофизика. – 2013. –Т. 54 – № 10. – С. 1583 – 1599.

88. Диденко, А.Н. Струкутра литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса / А.Н. Диденко, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Малышев, Б.Ф. Шевченко // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 629-647.

89. Диденко, А.Н. Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) / А.Н. Диденко, О.Л. Морозов // Геотектоника. – 1999. – № 4. – С. 64-80.

90. Диденко, А.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии / А.Н. Диденко, А.А. Моссаковский, Д.М. Печерский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова // Геология и геофизика. – 1994. – №7-8. – С. 59-75.

91. Дмитриева, Е.Л. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии / Е.Л. Дмитриева, С.А. Несмеянов. – М.: Наука, 1982. – 140 с.

92. Добрецов, Н. Л. Эволюция структур Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Уро-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) / Н. Л Добрецов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 1-2. – С. 5-27.

93. Добрецов, Н.Л. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая / Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, И.Ю. Сафонова, Д.А. Кох // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 12. – С. 1381-1403.

94. Докембрий Восточного Саяна / ред. С.В. Обручев. – М., Л.: Наука, 1964.

95. Долгушин, С.С. Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа) / С.С. Долгушин, В.В. Жабин, И.Ю. Лоскутов, О.Г. Садур. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 238 с.

96. Донская, Т.В. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс / Т.В. Донская, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, Н.Г. Бережная // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 374. – № 1. – С. 79-83.

97. Елютин, Д.Н. Геология СССР. Киргизская ССР. Часть 1. Геологическое описание. Книга 1: Геология СССР. Т. 25 / Д.Н. Елютин, В.И. Кнауф, В.Г. Королев, К.Д. Помазков, А.В. Сидоренко. – Москва: Недра, 1972. – 280 с.

98. Ефремов, И.А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии / И.А. Ефремов // Изв. АН СССР, сер. геолог. М. – 1944. – № 3. – С. 40-58.

99. Желинский, В.М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии / В.М. Желинский. – Новосибирск: Наука, 1980. – 111 с.

100. Жеро, О.Г. Структурно-тектоническая карта домезозойского основания Западно-Сибирской плиты / О.Г. Жеро, В.И. Лотышев, А.И. Недоспасов, Л.В. Смирнов, В.С. Сурков. – СНИИГиМС, 2016.

101. Жеро, О.Г. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / О.Г. Жеро, А.Э. Конторович, В.П. Коробейников, В.Н. Крамник, Л.В. Смирнов, В.С. Сурков. – СНИИГиМС, 2000.

102. Жимулев, Ф.И. Возраст и палеотектоническая обстановка девонского вулканизма Колывань-Томской складчатой зоны по паным датирования детритовых цирконов Митрофановской свиты / Ф.И. Жимулев, Д. Гиллеспи, С. Глорие, А.В. Котляров, Е.В. Ветров, Й. Де Граве // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 3. – С. 13-24.

103.Жимулев, Ф.И. Возраст питающих провинций Горловского передового прогиба: результаты датирования детритовых цирконов из песчаников балахонской серии / Ф.И. Жимулев, Д. Гиллеспи, С. Глорие, Е.В. Ветров, В.И. Борискина, Е.А. Караковский, Й. Де Граве // Геосферные исследования. – 2017. – № 2. – С. 33-48.

104. Жимулев, Ф.И. Глубинное строение салаирского складчато-покровного сооружения (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) / Ф.И. Жимулев, Е.В. Поспеева, И.С. Новиков, В.В. Потапов // Геодинамика и тектонофизика. – 2021а. – Т. 12. – № 1. – С. 125-138.

105. Жимулев, Ф.И. Гранитоидный магматизм и внутриконтинентальный орогенез Салаирского кряжа, в контексте представлений об Алтайской коллизионной системе / Ф.И. Жимулев, А.В. Травин, А.И. Прошенкин, Е.Ф. Летникова, А.С. Степанов, Гиллеспи Дж., П.А. Серов, Т.Б. Баянова. – Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 2022. – С. 72-74.

106. Жимулев, Ф.И. Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны (Южная Сибирь), синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита / Ф.И. Жимулев, Е.В. Ветров, И.С. Новиков, Г. Ван Ранст, С. Начтергаеле, С.А. Докашенко, И. Де Гравэ // Геология и геофизика. – 2021b. – Т. 62. – № 9. – С. 1227-1245.

107. Жимулев, Ф.И. Раннесреднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР- UHP метаморфического пояса и Степнякской

палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) / Ф.И. Жимулев, М.М. Буслов, А.В. Травин, Н.В. Дмитриева, И. Де Граве // Геология и геофизика. – 2011а. – Т. 52. – № 1. – С. 138-157.

108. Жимулев, Ф.И. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна (Юго-Западное обрамление Сибирской платформы) / Ф.И. Жимулев, М.М. Буслов, С. Глорие, И. Де Граве, М.А. Фидлер, А. Измер // Геология и геофизика. – 2011b. – Т. 52. – № 12. – С. 2075-2086.

109. Жуков, М.А. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Улутау-Кокчетавская. Лист N-42-XXIX: объяснительная записка / М.А. Жуков, Т.Б. Рахимбаев. – 1964. – 90 с.

110.Забелина, И.В. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии / И.В. Забелина, И.Ю. Кулаков, М.М. Буслов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 7. – С. 906-920.

111.Захаров, А.П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXVII: объяснительная записка / А.П. Захаров, В.А. Захаров, Ю.В. Кузьмин. – Москва: Недра, 1964. – 88 с.

112.Захаров, А.П. Меловые и кайнозойские отложения Неня-Чумышского прогиба / А.П. Захаров, И.П. Максимов // Вестник ЗСГУ и НТГУ. – 1962. – № 3. – С. 1-10.

113.3вонарев, И.Н. Доронинская впадина Кузнецкого бассейна / И.Н. Звонарев. – Новосибирск, 1965. – 122 с.

114.Зоненшайн, Л. П. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии / Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, М. С. Нагибина // Геотектоника. – 1971. – № 4. – С. 54-64.

115.Зоненшайн, Л. П. Реконструкция палеозойских океанов Дрейф континентов. / Л. П. Зоненшайн. – М., 1976.

116.Зоненшайн, Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР: монография в 2-х томах: в 2 т. Т. 1 / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. – М.: Недра, 1990. – 325 с.

117.Зорин, Ю.А. Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье/ Ю.А. Зорин, Е.В. Скляров, А.М. Мазукабзов, В.Г. Беличенко // Геология и геофизика. – 1997. – № 10. – С. 1574-1584.

118.Зятькова, Л. К. Новейшая тектоника Западного Саяна / Л. К. Зятькова. – Новосибирск: Наука, 1973. – 175 с.

119. Ивания, Л.А. Важнейшие этапы формирования мезозойско-палеогеновых поверхностей выравнивания и кор выветривания западной части Алтае-Саянской области / Л.А. Ивания // Поверхности выравнивания (материалы IX пленума Геоморфологической комиссии). – М.: Наука, 1973. – С. 146-154.

120.Иванов, К.С. Геохронологические исследования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения / К.С. Иванов, Ю.Н. Федоров, Ю.Л. Ронкин, Ю.В. Ерохин. – 2005.

121. Иванов, К.С. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна / К.С. Иванов, В.А. Коротеев, М.Ф. Печеркин, Ю.Н. Федоров, Ю.В. Ерохин. – 2009.

122.Изох, Н.Г. Новые данные о возрасте известняков Шипуновского мраморного карьера (окрестности г. Искитима Новосибирской области) / Н.Г. Изох, А.Ю. Язиков // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2015. – Т. 2. – № 1. – С. 63-67.

123.Исаев, Г.Д. Стратиграфия и геологическое строение палеозоя Томь-Колыванской структурно-фациальной зоны Западно-Сибирской плиты / Г.Д. Исаев // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. – 2009. – Т. 151. – № 3. – С. 192-204.

124.Казеннов, А.И. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна и его обрамления. Отчет Горловской партии по

результатам опытно-производственной групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 площади листов N-44-59-B;-69-Г;-70-А, Б, В;-81-А, Б;-82-А, проведенной в 1972-1978 гг. / А.И. Казеннов, В.Д. Мисюк, В.А. Тимофеев. – Новосибирск: ФБУ ТФГИ по СФО, 1978.

125.Калинин, Ю.А. Пространственно-временные и генетические соотношения золоторудной и сурьмяной минерализации на золотосульфидных месторождениях Обь-Зайсанской складчатой зоны / Ю.А. Калинин, Е.А. Наумов, А.С. Борисенко, К.Р. Ковалев, А.И. Антропова // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. – № 3. – С. 179-194.

126.Калинин, Ю.А. Штокверковая золотосульфидная минерализация рудного поля Райгородок (Северный Казахстан) / Ю.А. Калинин, К.Р. Ковалев, Е.И. Сухорукова, Е.А. Наумов, В.П. Сухоруков, Ф.И. Жимулев // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – Т. Ч. 1. – № 3с. – С. 72-75.

127.Карманова, Н.Г. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARI-9900XP / Н.Г. Карманова, Н.С. Карманов // VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу (Новосибирск, 19-23 сентября 2011): Тезисы докладов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. – С. 126.

128.Кармышева, И.В. Позднепалеозойский контрастный магматизм восточной части Каахемского магматического ареала (Центрально-Азиатский складчатый пояс) / И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, А.М. Сугоракова, С.Н. Руднев, Д.В. Семенова // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 3. – С. 4.

129.Ковалев, К.Р. Штокверковое золото-сульфидно-кварцевое месторождение райгородок северо-казахстанской золоторудной провинции / К.Р. Ковалев, С.О. Сыздыков, Ю.А. Калинин, Е.А. Наумов, В.В. Баранов, В.П. Сухоруков, А.С. Гладков, Ф.И. Жимулев // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 11. – С. 1852-1869.

130.Коваленко, В.И. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, В.П. Ковач, А.Б. Котов, И.К. Козаков, Е.Б. Сальникова // Геохимия. – 1996. – № 8. – С. 699-712.

131.Колпакова, Р.Ф. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия кузбасская. Лист N-45-VII: объяснительная записка / Р.Ф. Колпакова, Г.А. Вавилихин. – М., 1973. – 104 с.

132.Колпакова, Р.Ф. Объяснительная записка к металлогенической и прогнозной картам северо-западной части Салаира (Отчёт по теме №62 «Составление металлогенической и прогнозной карт масштаба 1:200000 для северо-западной части Салаира) / Р.Ф. Колпакова, С.К. Мареев. – Н.: Изд-во НГТУ, 1968. – 148 с.

133.Коновалова, О.Г. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира (Геологические особенности, условия формирования, хромитоносность) / О.Г. Коновалова, Н.А. Прусевич. – Новосибирск: Наука, 1977. – 166 с.

134.Конторович, В.А. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири / В.А. Конторович // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 4. – С. 461-474.

135.Конторович, В.А. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое / В.А. Конторович, С.Ю. Беляев, А.Э. Конторович, В.О. Красавчиков, А.А. Конторович, О.И. Супруненко // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 11-12. – С. 1832-1845.

136. Коры выветривания Сибири, книга 1, Формации кор выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области / ред. В.П. Казаринова. – М.: Недра, 1979. – 221 с.

137.Котельников, А.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII (Черепаново): объяснительная записка / А.Д. Котельников, С.В. Максиков, И.В. Котельникова, Н.А. Макаренко, К.С. Субботин. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.

138.Котов, А.Б. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов / А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Л.З. Резницкий, Е.П. Васильев, И.К. Козаков, С.З. Яковлева, В.П. Ковач, Н.Г. Бережная // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 4. – С. 380-393.

139.Крук, Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов / Н.Н. Крук // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 8. – С. 1403-1423.

140.Кужельный, Н.М. Неня-Чумышская впадина / Н.М. Кужельный // Коры выветривания Сибири. Формации коры выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Недра, 1979. – Т. 1. – С. 221.

141.Кузнецов, В. А. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области / В. А. Кузнецов, В. И. Васильев, А. А. Оболенский, И. П. Щербань. – Наука, 1978. – 296 с.

142.Кузнецов, В. А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области / В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский // Геология и геофизика. – 1969. – № 5. – С. 3-10.

143.Кузьмичев, А.Б. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам / А.Б. Кузьмичев, А.Н. Ларионов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 45-57.

144.Кузьмичев, А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы / А.Б. Кузьмичев // М.: Пробел-2000. – 2004. – Т. 19. – С. 1-192.

145.Кулькова, И.А. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене / И.А. Кулькова, В.С. Волкова // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 3. – С. 581-595.

146.Кунгурцев, Л.В. Геодинамические комплексы и этапы развития Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) / Л.В. Кунгурцев, Г.С. Федосеев, В.А. Широких, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, А.С. Борисенко, В.О. Гимон // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 1. – С. 26-37.

147. Лавренов, П.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-45-XV (Ленинск-Кузнецкий): объяснительная записка / П.Ф. Лавренов, Б.А. Снежко, А.Ф. Щигрев, Н.В. Шелеметева, Н.Е. Филиппова. – М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2018. – 115 с.

148. Леонов, М.Г. Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика / М.Г. Леонов, А. Рыбин, В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.Е. Матюков, Г.Г. Щелочков. – М.: ГЕОС, 2017. – 132 с.

149. Леонов, М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей / М.Г. Леонов. – М.: Наука, 1981. – 173 с.

150.Леонов, М.Г. Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня / М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, А.К. Рыбин, Г.Г. Щелочков // Литосфера. – 2021. – Т. 21. – № 6. – С. 747-774.

151. Леонов, М.Г. Граниты постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал / М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина. – Москва: ГЕОС, 2018. – 331 с.

152. Леонов, М.Г. Тектоника консолидированной коры / М.Г. Леонов. – Наука, 2008.

153.Леонов, М.Г. Тектоническая эволюция системы "фундамент–чехол" и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов / М.Г. Леонов, Ю.А. Морозов, Е.С. Пржиялговский, А.К. Рыбин, Р.А. Бакеев, Е.В. Лаврушина, Ю.П. Стефанов // Геотектоника. – 2020. – № 2. – С. 3-31.

154. Летникова, Е. Ф. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb-датирования цирконов / Е. Летникова, С. Школьник, Ф. Летников, Е. Караковский, Б. Костицын, И. Вишневская, Л.
Резницкий, Ал. Иванов, А. Прошенкин // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 474. – № 5. – С. 1-6.

155.Летникова, Е.Ф. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов / Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов, И.А. Вишневская, С.В. Вещева, А.И. Прошенкин, Х. Джен // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1507-1529.

156.Летникова, Е.Ф. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента / Е.Ф. Летникова, Н.К. Гелетий // Литология и полезные ископаемые. – 2005. – № 2. – С. 192-204.

157.Летникова, Е.Ф. Позднедокембрийские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента / Е.Ф. Летникова, С.И. Школьник, А.В. Иванов, И.А. Вишневская, А.В. Маслов, А.И. Прошенкин, Т.Ю. Черкашина. – Новосибирск: СО РАН, 2020. – 305 с.

158. Лещинский, С.В. Большой Илек - стратотип илекской свиты нижнего мела и новое местонахождение динозавровой и мамонтовой фаун юго-востока Западной Сибири / С.В. Лещинский, А.В. Файнгерц, С.В. Иванцов // Доклады Академии Наук. – 2019. – Т. 488. – № 5. – С. 513-516.

159. Литвинцев, К.А. Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) / К.А. Литвинцев, Т.Н. Калмычкова // Докл. РАН. – 1990. – Т. 312. – № 1. – С. 205-208.

160.Лоскутов, В.Ф. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист №-45-II: объяснительная записка / В.Ф. Лоскутов. – М.: Недра, 1965. – 81 с.

161. Магматизм и рудоносность Восточного Саяна / ред. Н.Л. Добрецов. – Новосибирск: Наука, 1989. – 135 с.

162. Мазукабзов, А.М. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (юго-западное Забайкалье) / А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляров, В.А. Пономарчук, Е.Б. Сальникова // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 406. – № 6. – С. 788-792.

163. Мазукабзов, А.М. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое / А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, И.П. Падерин // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 615-628.

164. Мазукабзов, А.М. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья / А.М. Мазукабзов, В.И. Сизых // Геотектоника. – 1987. – № 3. – С. 87-90.

165. Макаров, В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня / В.И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 172 с.

166.Макаров, В.И. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю Manas (Кашгар-Сонкёль) / В.И. Макаров, Д.В. Алексеев, В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, И.В. Беляев, В.Д. Брагин, Н.Т. Дергунов, Н.Н. Ефимова, М.Г. Леонов, Л.М. Мунирова, А.Д. Павленкин, С.В. Рёкер, Ю.В. Рослов, А.К. Рыбин, Г.Г. Щелочков // Геотектоника. – 2010. – № 2. – С. 23-42.

167. Максименко, О.В. Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ сейсмопартии 4/97 в Кузнецкой впадине (Кемеровская область) / О.В. Максименко. – 1999.

168. Малолетко, А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое / А.М. Малолетко. – Томск: Национальный исследовательский Томский государственный университет, 1972. – 230 с.

169.Малолетко, А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое / А.М. Малолетко. – Томск: Национальный исследовательский Томский государственный университет, 2008. – 288 с.

170.Мареев, С.К. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-37-Б и N-45-38-В. Отчет / С.К. Мареев. – Новосибирск: НГТУ, 1976. – 253 с.

171.Марус, А.И. Атлас тектонических форм Горловского антрацитового бассейна. Отчет Шадринской партии по теме 5/2 / А.И. Марус, В.Н. Музыка. – Новосибирск: ФБУ ТФГИ по СФО, 1979.

172. Маруяма, Ш. Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа / Ш. Маруяма, И.Ю. Сафонова, О.М. Туркина, О.Т. Обут, С.К. Кривоногов, А.В. Гурова. – Новосибирск: НГУ, 2018. – 96 с.

173. Матвеевская, А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления / А.Л. Матвеевская. – М.: Наука, 1969. – 286 с.

174.Метелкин, Д.В. Палеомагнетизм позднемеловых интрузий минусинского прогиба (Южная Сибирь) / Д.В. Метелкин, А.Ю. Казанский, В.Ю. Брагин, В.А. Цельмович, А.В. Лавренчук, Л.В. Кунгурцев // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 2. – С. 238-253.

175.Метелкин, Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Д.В. Метелкин. – Новосибирск: СО РАН, 2012. – 460 с.

176.Миколайчук, А.В. Складчатые деформации предорогенного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня / А.В. Миколайчук, М.В. Губренко, Л.М. Богомолов // Геотектоника. – 2003. – № 1. – С. 36-42.

177.Миколайчук, А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня / А.В. Миколайчук // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 7. – С. 961-970.

178. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа Очерки региональной геологии СССР. Издательство Московского университета, Москва, 1963 г., 378 стр.

179.Минин, А. Д. Киноварь западной части Кузнецкого Алатау / А. Д. Минин, А. М. Кузьмин // Известия Томского политехнического института. – 1975. – Т. 297. – С. 27-36.

180.Мирчинк, Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика / Г. Ф. Мирчинк // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1940 – Т. 18. – Вып. 3-4.

181.Михеева, Е.А. Смена источников сноса Иркутского угольного бассейна в течение ранней и средней юры по геохимическим и Sm-Nd изотопным данным / Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова, А.О. Фролов, А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, Т.Ю. Черкашина, А.В. Иванов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2017. – Т. 25. – № 4. – С. 3-25.

182.Михеева, Е.А. Age of the coal accumulation in the Irkutsk basin based on accessory zircon dating in the Azeisk deposit tonstein (LA-ICP-MS) / Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова, В.Б. Хубанов, А.В. Иванов, А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, А.В. Блинов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2020. – Т. 65. – № 3.

183. Миясиро, А. Орогенез / А. Миясиро, К. Аки, А.Дж. Шенгер. – М.: Мир, 1985. – 288 с. 184. Моссаковский, А.А. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования / А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3-32.

185.Муратов, М.В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии / М.В. Муратов // Геотектоника. – 1965. – № 6. – С. 4-19.

186.Нагибина, М. С. О тектонических структура, связанных с активизацией и ревивацией / М. С. Нагибина // Геотектоника. – 1967. – № 4. – С. 15-26.

187.Нечаев, В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Егорьевского золотоносного района (Отчет Салаирской партии о результатах ГГК-50, проведенного в 1983-1988 гг.; листы N-45-37-Б-в; N-45-37-Г-а; N-45-50-А-а, в, г; N-45-50-Б-б, в, г; N-45-50-В-а, б) / В.В. Нечаев, А.И. Неволько, А.В. Валуев. – ФГУ «ТФГИ по Новосибирской области», 1988.

188.Николаев, Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы / Н.И. Николаев. – М.: Недра, 1988. – 492 с.

189. Николаев, Н.И. Новейшая тектоника СССР / Н.И. Николаев. – М., Л.: Изд-во АН СССР, 1949. – 296 с.

190.Николаева, И.В. Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO₂ / И.В. Николаева, С.В. Палесский, О.С. Чирко, С.М. Черноножкин // Аналитика и контроль. – 2012. – Т. 16. – № 2. – С. 134-142.

191.Николаева, И.В. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) / И.В. Николаева, С.В. Палесский, О.А. Козьменко, Г.Н. Аношин // Геохимия. – 2008. – № 10. – С. 1085-1091.

192.Новиков, И.С. Геологическая история и рельеф Северо-Западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое / И.С. Новиков, Ф.И. Жимулев, Е.В. Ветров, П.Ю. Савельева // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 7. – С. 988-1003.

193.Новиков, И.С. Неотектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов / И.С. Новиков, Ф.И. Жимулев, Е.В. Поспеева // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 1. – С. 3-19.

194.Новиков, И.С. Кайнозойская сдвиговая структура Алтая / И.С. Новиков // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 9. – С. 1377-1388.

195.Новиков, И.С. Морфотектоника Алтая / И.С. Новиков. – Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 312 с.

196.Новиков, И.С. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу / И.С. Новиков, Э.В. Сокол, А.В. Травин, С.А. Новикова // Геология и геофизика. – 2008а. – Т. 49. – № 6. – С. 503-526.

197.Новиков, И.С. Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений / И.С. Новиков // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 2. – С. 184-202.

198.Новиков, И.С. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике / И.С. Новиков, А.А. Еманов, Е.В. Лескова, В.Ю. Баталев, А.К. Рыбин, Е.А. Баталева // Геология и геофизика. – 2008b. – Т. 49. – № 11. – С. 1139-1149.

199.Новиков, И.С. Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области по пирометаморфическим комплексам: геологическое обоснование / И.С. Новиков, Э.В. Сокол // Геоморфология. – 2009. – Т. 3. – С. 77-93.

200.Новиков, И.С. Этапы активации и тектоническая делимость Кузнецкого угольного бассейна (Южная Сибирь) / И.С. Новиков, О.В. Черкас, Г.М.-оглы Мамедов, Ю.Г. Симонов, Т.Ю. Симонова, В.Г. Наставко // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 3. – С. 424-437.

201. Ножкин, А.Д. Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона / А.Д. Ножкин, О.М. Туркина, Ю.К. Советов, А.В. Травин // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 415. – С. 782-787.

202. Обручев, В.А. Алтайские этюды. О тектонике Русского Алтая / В.А. Обручев // Землеведение. – 1915. – Т. 3. – С. 1-71.

203.Павловский, Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры / Е. В. Павловский // Изв. АН СССР. Сер. геол. –1953. – № 5.

204.Панов, Д. И. Палеоазиатский океан / Д. И. Панов // Большая российская энциклопедия. – Т. 25. – М., 2014. – 114 с.

205.Парфенов, Л.М. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса / Л.М. Парфенов, Л.И. Попеко, О. Томуртогоо // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т.18. – № 5. – С. 24-43.

206.Первухин, О.В. Геологическое строение и характеристика угленосности восточной окраины Неня-Чумышской впадины на примере Мунайского месторождения и Шабуровского проявления бурых углей / О.В. Первухин // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2009. – № 10. – С. 1-6.

207.Пинус, Г.В. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области / Г.В. Пинус, В.А. Кузнецов, И.М. Волохов. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 295 с.

208.Плотников, А.В. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области / А.В. Плотников, Н.Н. Крук, А.Г. Владимиров, В.П. Ковач, Д.З. Журавлев, Е.Н. Мороз // Докл. РАН. – 2003. – Т. 388. – № 2.

209.Поспеева, Е.В. Магнитотеллурические исследования в районах новейшей тектоники и сейсмической активности (на примере Горного Алтая) / Е.В. Поспеева, Л.В. Витте, В.В. Потапов, М.А. Сахарова // Геофизика. – 2014. – № 4. – С. 8-16.

210.Пржиялговский, Е.С. Геолого-геофизический трансект срединного Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины / Е.С. Пржиялговский, А.К. Рыбин, Ю.А. Морозов, Е.В. Лаврушина, М.Г. Леонов, Е.А. Баталева // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 1.

211.Прокопьев, А.В. Разломы (Морфология, геометрия и кинематика) / А.В. Прокопьев, В.Ю. Фридовский, В.В. Гайдук. – Якутск: ЯФ Издательства СО РАН, 2004. – 148 с.

212.Пучков, В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В.Н. Пучков. – Уфа: ГИЛЕМ, 2000. – 146 с.

213.Рагозин, Л.А. Геологический очерк района трассы Ачинск-Енисейск: Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Т. 30 / Л.А. Рагозин. – Томск: Изд-во ЗСГТ, 1936. – 47 с.

214. Рагозин, Л.А. Мулнайский буроугольный район / Л.А. Рагозин // Вестник ЗСГУ. – 1938. – № 5. – С. 37-50.

215.Рассказов, С.В. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb-Sr-изотопная систематика) / С.В. Рассказов, М.Н. Масловская, В.Г. Скопинцев, Е.В. Саранина, А.М. Ильясова, Ю.И. Сизых // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 11. – С. 1133-1144.

216.Резницкий, Л.З. 40Аг/39Аг-возраст полифациального метаморфизма осадочновулканогенных толщ Тункинских гольцов (Восточный Саян) / Л.З. Резницкий, А.В. Травин, В.Г. Беличенко, С.И. Школьник, И.Г. Бараш, Е.Ф. Летникова // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 448. – № 6. – С. 684-688.

217. Резницкий, Л.З. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса / Л.З. Резницкий, Е.Б. Сальникова, И.Г. Бараш, В.Г. Беличенко, В.А. Глебовицкий, А.Б. Котов, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 414. – № 4. – С. 79-83.

218. Резницкий, Л.З. Герцинский Икатский надвиг в Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса / Л.З. Резницкий, С.И. Школьник, А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Е.Ф. Летникова, Ц. Хунг, С. Чунг // Геология и геофизика. – 2015а. – Т. 56. – № 12. – С. 2118-2133.

219. Резницкий, Л.З. Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских гольцов (Восточный Саян) / Л.З. Резницкий, Е.И. Демонтёрова, И.Г. Бараш, Ц.-Х. Хунг, С.-Л. Чунг // Доклады Академии наук. – 2015b. – Т. 461. – № 6. – С. 691-695.

220.Розен, О.М. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры / О.М. Розен, В.С. Федоровский. – Москва: Научный мир, 2001. – 186 с.

221.Розен, О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны): Труды ГИН РАН / О.М. Розен, А.А. Щипанский, О.М. Туркина. – М.: Наука, 2008. – Вып. вып. 584. – 183 с.

222.Росляков, Н.А. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны / Н.А. Росляков, Ю.Г. Щербаков, Л.В. Алабин, Г.В. Нестеренко, Ю.А. Калинин, Н.В. Рослякова, И.П. Васильев, А.И. Неволько, С.Р. Осинцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 243 с.

223.Руднев, С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) / С.Н. Руднев, А.Г. Владимиров, В.А. Пономарчук, Н.Н. Крук, Г.А. Бабин, С.М. Борисов // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 396. – № 3. – С. 369-373.

224.Руднев, С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / С.Н. Руднев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. – 300 с.

225.Руженцев, С.В. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья / С.В. Руженцев, В.А. Аристов, О.Р. Минина, Б.Г. Голионко, Г.Е. Некрасов // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 417. – № 2. – С. 225-228.

226.Рыцк, Е.Ю. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные / Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, А.Ф. Макеев, Е.С. Богомолов, Н.Г. Ризванова // Геотектоника. – 2009. – № 4. – С. 16-26.

227.Рыцк, Е.Ю. О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян) / Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, В.А. Глебовицкий, В.Г. Скопиннев, А.Б. Котов, Ю.П. Гусев, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко, Ю.В. Плоткина // Доклады Академии наук. – 2000. – Т. 374. – № 1. – С. 84-87.

228.Рябинин, А.Б. Позднепалеозойская покровно-складчатая структура Юго-Западного обрамления Сибирского кратона (Тункинские гольцы восточного Саяна) / А.Б. Рябинин. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2012. – 98 с.

229.Рябинин, А.Б. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы) / А.Б. Рябинин, М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 12. – С. 2087-2109.

230.Савельева, В.Б. Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юговосточной части Главного Саянского разлома / В.Б. Савельева, Ю.А. Костицын, А.В. Травин, В.А. Пономарчук, А.С. Мощенко // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 2. – С. 216-231.

231.Савельева, В.Б. Основные этапы гранито-и пегматитообразования в юго-восточной части зоны Главного Саянского разлома, Восточная Сибирь (по результатам U-Pb-датирования циркона, SHRIMP-II) / В.Б. Савельева, С.Л. Пресняков, Е.Н. Лепехина, А.Н. Ларионов, Е.П. Базарова // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 442. – № 3. – С. 369-375.

232.Савельева, В.Б. 40Ar/39Ar-датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы / В.Б. Савельева, А.В. Травин, А.С. Зырянов // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391. – № 4. – С. 523-526.

233.Самбург, А.Л. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист М-48-I: объяснительная записка / А.Л. Самбург. – Москва, 1971. – 66 с.

234.Свиридов, В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири / В.Г. Свиридов, В.И. Краснов, В.С. Сурков, Ю.А. Калинин, А.В. Каныгин, В.П. Коробейников, В.А. Мартынов, Г.В. Нестеренко, С.Р. Осинцев, Л.Г. Перегоедов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 228 с.

235.Селин, П.Ф. Первая находка юрских отложений в зоне Курайского разлома (Горный Алтай) / П.Ф. Селин // Геология и геофизика. – 1982. – Т. 23. – № 7. – С. 124-127.

236.Сенников, Н.В. Оценка перспектив нефтегазоносности территории Алтайского края. Отчёт по договору № 55-02 в 3-х книгах и 1 папке: Инв. №433 / Н.В. Сенников, А.Э. Конторович. – Новосибирск: Геологические фонды ИНГГ СО РАН, 2003. – 216 с.

237.Сизых, В. И. Новые данные об Ангарском надвиге / В. И. Сизых, А. В. Малых, Ю. А. Новокшонов // Докл. АН СССР. –1982. – Т. 267. – № 1. – С. 184-187.

238.Силантьев, В.В. Первые радиометрические датировки тонштейнов из угленосных отложений Кузнецкого бассейна: U-Pb-геохронология тайлуганской свиты. / В.В. Силантьев, Я.М. Гутак, М. Тихомирова, А.В. Куликова, А.С. Фелькер, М.Н. Уразаева, Л.Г. Пороховниченко, Е.В. Карасев, А.С. Бакаев, В.В. Жаринова, М.А. Наумчева // Георесурсы. – 2023. – № 25. – вып. 2. – С. 203-227.

239.Ситкина, Д.Р. Изотопный возраст и корреляция карбонатных пород Араошейской свиты, Тункинские гольцы, Восточный саян / Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова, Т.Л. Турченко // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 1. – С. 32-35.

240.Скляров, Е.В. Комплексы метаморфических ядер: (классификация и генезис) / Е.В. Скляров, А.Г. Владимиров // Докл. РАН. – 1998. – Т. 360. – № 6. – С. 796-798.

241.Скляров, Е.В. Комплекс метаморфического ядра Заганского хребта (Забайкалье) / Е.В. Скляров, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Н.А. Доронина, А.А. Шафеев // Доклады АН. –1994. – Т. 339. – № 1. – С. 83-86

242.Скляров, Е.В. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа/ Е.В. Скляров, А.М. Мазукабзов, А.И. Мельников. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. – 182 с.

243.Соколов, С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа / С. Д. Соколов // Труды ГИН РАН. – Вып. 296. – М.: Наука, 1977. – 95 с.

244.Соколов, С. Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) / С. Д. Соколов // Геотектоника. – 2003. – №1. – С. 3-18.

245.Соколов, С. Д. Орогенез / С. Д. Соколов // Большая российская энциклопедия. – Т. 24. – М., 2014. – 463 с.

246.Соловьев, А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа: Тр. ГИН РАН / А.В. Соловьев publisher: Наука. – М.: ГЕОС, 2008. – Вып. 577. – 319 с.

247.Сотников, В.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны / В.И. Сотников, Г.С. Федосеев, Л.В. Кунгурцев, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, И.П. Васильев, В.О. Гимон. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. – 227 с.

248.Сотников, В.И. Гранитоидные комплексы Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) / В.И. Сотников, Г.С. Федосеев, В.А. Пономарчук, А.С. Борисенко, А.Н. Берзина // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 1. – С. 120-125.

249.Спиридонов, Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея северного Казахстана / Э.М. Спиридонов // Бюлл. МОИП, отд. геол. – 1987. – Т. 62. – № 2. – С. 71-77.

250. Стратиграфический кодекс России. – Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 95 с.

251. Тетяев, М.М. Явления шарьяжа в Восточном Саяне / М.М. Тетяев // Вестн. Геол. комитета. – 1927. – № 10. – С. 3-15.

252. Токарев, В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск): объяснительная записка / В.Н. Токарев, А.А. Юрьев, Л.Н. Косякова, Г.А. Глаас. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. – 195 с.

253. Токарев, В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-45-XXVI (Целинное): объяснительная записка / В.Н. Токарев, В.С. Куртигешев, Н.М. Ефремова. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. 254. Токарев, В.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-45-XIV (Гурьевск): объяснительная записка / В.Н. Токарев, Г.А. Шатилова, О.П. Котик. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 233 с.

255. Травин, А.В. 40 Аг/39 Аг датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) / А.В. Травин, А. Бовен, А.В. Плотников, В.Г. Владимиров, К. Теуниссен, А.Г. Владимиров, А.Г. Мельников, А.В. Титов // Геохимия. – 2001. – № 12. – С. 1347-1350.

256. Травин, А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционноколлизионных структур Центральной Азии / А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 3. – С. 553-574.

257. Третьякова, И.Г. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом / И.Г. Третьякова, А.С. Борисенко, В.И. Лебедев, Г.Г. Павлова, В.А. Говердовский, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1379-1395.

258. Трифонов, В.Г. Неотектоника подвижных поясов: Тр. ГИН РАН / В.Г. Трифонов. – М.: ГЕОС, 2017. – Вып. вып. 614. – 180 с.

259. Трифонов, В.Г. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане / В.Г. Трифонов, Е.В. Артюшков, А.Е. Додонов, Д.М. Бачманов, А.В. Миколайчук, Ф.А. Вишняков // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 2. – С. 128-145.

260.Турдукулов, А.Т. Геология палеогена и неогена Северной Киргизии / А.Т. Турдукулов. – Фрунзе: Илим, 1987. – 264 с.

261. Туркина, О.М. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий / О.М. Туркина, А.Д. Ножкин, Т.Б. Баянова, Н.В. Дмитриева, А.В. Травин // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 80-92.

262. Уфимцев, Г. Ф. Гималайская тетрадь (Очерки морфотектоники и геоморфологии Евразии) / Г. Ф. Уфимцев // М.: Научный мир. – 2005. – 297 с.

263.Уфимцев, Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР) / Г. Ф. Уфимцев // Новосибирск: Наука, 1984. – 183 с.

264. Уфимцев, Г.Ф. Морфотектоника Евразии. / Г. Ф. Уфимцев // Иркутск: Изд-во ИГУ, 2002. – 494 с.

265.Уфимцев, Г.Ф. Гималайская тетрадь. / Г. Ф. Уфимцев // М.: Научный Мир, 2005. –303 с.

266.Уфимцев, Г.Ф. Горы Земли (климатические типы и феномены новейшего орогенеза). / Г. Ф. Уфимцев // М.: Научный Мир, 2008. – 352 с.

267.Файнберг, Э.Б. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли / Э.Б. Файнберг, М.В. Фискина, Н.М. Ротанова // Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., Наука. – 1977. – С. 102-113.

268.Файнер, Ю.Б. Государственная геологическая карта СССР, м-ба 1:200 000, лист N-45-VIII / Ю.Б. Файнер. – 1964.

269. Файнер, Ю.Б. История развития Кузнецкой котловины в мезозойскую и кайнозойскую эры: Автореф. канд. дисс. / Ю.Б. Файнер. – Новосибирск, 1967.

270.Федак, С.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская. Лист N-45-XXXIII (Красногорское). Объяснительная записка / С.И. Федак, А.И. Гусев, Ю.А. Туркин, Г.Г. Русанов, Л.П. Карабицына, Г.А. Поважук. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. – 140 с.

271. Федотова, А.А. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе / А.А. Федотова, Е.В. Хаин. – М.: Научный мир, 2002. – 176 с. 272. Флоренсов, Н.А. Очерки структурной геоморфологии. / Н.А. Флоренсов – М.: Наука, 1974. – 237 с.

273. Фомичев, В.Д. Геологический очерк Салаира: Труды ВСЕГЕИ. Т. 63 / В.Д. Фомичев, Л.Э. Алексеева. – М., 1961. – 216 с.

274.Фомичев, В.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые южной половины листа N-45-VII (Тогучин). Отчет. ЗСГУ / В.Д. Фомичев, В.П. Казаринов. – ФГУ «ТФГИ по Новосибирской области», 1947.

275.Фортуна, А.Б. Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь–Шаня / А.Б. Фортуна, Ч.К. Керимбеков, С.И. Кузиков, А.В. Миколайчук. – Бишкек: Илим, 1994. – 15 с.

276.Хаин, В.Е. Геотектоника с основами геодинамики. Т. 4 / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. – М.: КДУ, 2010. – 560 с.

277.Херасков, Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. / Н. П. Херасков. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.

278.Цыганков, А.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов западного забайкалья / А.А. Цыганков, Д.И. Матуков, Н.Г. Бережная, А.Н. Ларионов, В.Ф. Посохов, Б.Ц. Цыренов, А.А. Хромов, С.А. Сергеев // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 1. – С. 156-180.

279.Цыганков, А.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) / А.А. Цыганков, Б.А. Литвиновский, Б.М. Джань, М. Рейков, Д.И. Лю, А.Н. Ларионов, С.Л. Пресняков, Е.Н. Лепехина, С.А. Сергеев // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1249-1276.

280.Чедия, О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О.К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 315 с.

281.Шатков, Г. А. Актуальность концепции автономной активизации на современном этапе металлогенических исследований. / Г. А. Шатков // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 55. – С. 77-86.

282.Шевченко, Б.Ф. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского пояса и сибирской платформы / Б.Ф. Шевченко, М.В. Горошко, А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, В.С. Старосельцев, А.С. Сальников // Геология и геофизика – 2011. – т. 52. – № 12. – С. 2122 – 2131.

283.Шенгёр, А.М.Дж. Стиль орогенеза, уровень моря, изотопы стронция и краткая история Земли за последние 600 млн лет / А.М.Дж. Шенгёр // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 47. – С. 26-34.

284.Школьник, С.И. Высокоглиноземистые венд-кембрийские отложения Тункинских гольцов (Восточный Саян) / С.И. Школьник, И.Г. Бараш, В.Г. Беличенко, Е.Ф. Летникова // Доклады Академии наук. – 2011а. – Т. 436. – № 2. – С. 253-257.

285.Школьник, С.И. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна / С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш // Геология И Геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 9. – С. 1013-1024.

286.Школьник, С.И. Источники сноса вендских высокоглиноземистых пород тункинских гольцов, восточный саян: результаты изотопных, геохимических и минералогических исследований / С.И. Школьник, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова, М.О. Аносова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2020. – Т. 28. – № 3. – С. 27-47.

287.Школьник, С.И. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов / С.И. Школьник, А.М. Станевич, Л.З. Резницкий, В.Б. Савельева // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2016. – Т. 24. – № 1. – С. 23-23. 288.Школьник, С.И. Фрагмент зоны задугового палеоспрединга в Тункинском террейне / С.И. Школьник, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий, И.Г. Бараш // Доклады Академии наук. – 2011b. – Т. 436. – № 1. – С. 109-113.

289.Школьник, С.И. U-Pb-датирование методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) / С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, В.Г. Беличенко, А.И. Прошенкин, С.В. Вещева, А.В. Левин // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 454. – № 4. – С. 452-452.

290.Шокальский, С.П. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов, Н.И. Гусев, В.Н. Токарев, В.А. Зыбин, В.С. Дубский, О.В. Мурзин, В.А. Кривчиков, Н.Н. Крук, С.Н. Руднев, Г.С. Федосеев, А.В. Титов, В.П. Сергеев, Н.Н. Лихачев, А.Н. Мамлин, Е.И. Котельников, С.А. Кузнецов, Л.Л. Зейферт, В.Д. Яшин, Ю.С. Носков, А.Н. Уваров, С.И. Федак, А.И. Гусев, С.А. Выставной. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 188 с.

291.Щеглов, А. Д. Металлогения областей автономной активизации Л. Недра, 1968. – 180с.

292.Щеглов, И. И., Парфенов, Л. М. Особенности положения ртутной формации Восточного Саяна и южной окраины Сибирской платформы / И. И. Щеглов, Л. М. Парфенов // Геология и геофизика. – 1967. – т. 8. – № 4. – С. 116-119.

293.Шульц, С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня / С.С. Шульц. – М.: Географгиз, 1948. – 224 с.

294.Шульц, С.С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР / С.С. Шульц // Сов. геология. – 1962. – Т. 5.

295.Язиков, А.Ю. Био- и литостратиграфическая характеристика изылинского горизонта (девон, западная окраина Кузнецкого бассейна) / А.Ю. Язиков, Н.К. Бахарев, Н.Г. Изох, С.В. Сараев, О.А. Родина, Т.А. Щербаненко // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2013. – С. 146-155.

296.Язиков, А.Ю. О возрасте буготакской свиты Колывань-Томской складчатой зоны по палеонтологическим данным / А.Ю. Язиков, Н.Г. Изох, В.А. Широких, В.А. Кутолин // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2015. – Т. 2. – № 1. – С. 212-216.

297.Ярмолюк, В.В. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова // Геотектоника. – 1997. – Т. 6. – № 5. – С. 18-32.

298.Adamia, Sh. Great Caucasus (Cavcasioni): A Long-lived North-Tethyan Back-Arc Basin / Sh. Adamia, V. Alania, A. Chabukiani, Z. Kutelia, N. Sadradze // Turkish Journal of Earth Sciences. – 2011. – Vol. 20. – No. 5. – P. 611-628.

299.Aitchison, J.C. Detrital zircon U-Pb ages along the Yarlung-Tsangpo suture zone, Tibet: Implications for oblique convergence and collision between India and Asia / J.C. Aitchison, X. Xia, A.T. Baxter, J.R. Ali // Gondwana Research. – 2011. – Vol. 20. – N_{2} 4. – P. 691-709.

300.Arzhannikova, A.V. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol–Okhotsk collision to widespread rifting / A.V. Arzhannikova, E.I. Demonterova, M. Jolivet, S.G. Arzhannikov, E.A. Mikheeva, A.V. Ivanov, V.B. Khubanov, L.A. Pavlova // Geoscience Frontiers. $-2020. - Vol. 11. - N_{2} 5. - P. 1695-1709.$

301.Avouac, J.P. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan / J.P. Avouac, P. Tapponnier, M. Bai, H. You, G. Wang // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1993. – Vol. 98. – № B4. – P. 6755-6804.

302.Bahr, K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion / K. Bahr // Journal of geophysics. – 1988. – Vol. 62. – № 1. – P. 119-127.

303.Bande, A. Talas–Fergana Fault Cenozoic timing of deformation and its relation to Pamir indentation / A. Bande, E.R. Sobel, A. Mikolaichuk, V. Torres Acosta // Geological Society, London, Special Publications. – 2017. – Vol. 427. – N 1. – P. 295-311.

304.Baral, U. Detrital zircon U–Pb ages, Hf isotopic constraints, and trace element analysis of Upper Cretaceous–Neogene sedimentary units in the Western Nepal Himalaya: Implications for provenance changes and India–Asia collision / U. Baral, D. Lin, D. Chamlagain, M. Qasim, K.N. Paudayal, B. Neupane // Geological Journal. – 2019. – Vol. 54. – No 1. – P. 120-132.

305.Batalev, V.Y. The state of the lithosphere in the junction zone of Tarim and Tien Shan according to the petrological interpretation of the magnetotelluric data / V.Y. Batalev, E.A. Bataleva // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. -2013. - Vol. 49. - P. 384-391.

306.Bataleva, E.A. On the question of the interrelation between variations in crustal electrical conductivity and geodynamical processes / E.A. Bataleva, V.Y. Batalev, A.K. Rybin // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. -2013. - Vol. 49. - No 3. - P. 402-410.

307.Bataleva, E.A. New data on the deep structure of the South Kochkor zone of concentrated deformation / E.A. Bataleva, E.S. Przhiyalgovskii, V.Y. Batalev, E.V. Lavrushina, M.G. Leonov, V.E. Matyukov, A.K. Rybin // Doklady Earth Sciences. – Springer, 2017. – Vol. 475. – P. 930-934.

308.Bataleva, E.A. Use of magnetotelluric sounding to study tectonic disturbances in rock masses / E.A. Bataleva, A.K. Rybin, V.Y. Batalev, I.V. Safronov // Journal of Mining Science. – 2005. – Vol. 41. – № 3. – P. 225-231.

309.Beaumont, C. A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins / C. Beaumont, E. Keen, R. Boutilier // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – 1982. – Vol. 305. – № 1489. – P. 295-317.

310.Bian, W. New Early Cretaceous palaeomagnetic and geochronological results from the far western Lhasa terrane: Contributions to the Lhasa-Qiangtang collision / W. Bian, T. Yang, Y. Ma, J. Jin, F. Gao, S. Zhang, H. Wu, H. Li // Scientific Reports. – 2017. – Vol. 7. – № 1. – P. 16216.

311.Bouvier, A. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets / A. Bouvier, J.D. Vervoort, P.J. Patchett // Earth and Planetary Science Letters. $-2008. - Vol. 273. - N_{2} 1-2. - P. 48-57.$

312.Bullen, M.E. Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints / M.E. Bullen, D.W. Burbank, J.I. Garver // The Journal of Geology. -2003. - Vol. 111. $- N_{2} 2. - P. 149-165.$

313.Bullen, M.E. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building / M.E. Bullen, D.W. Burbank, J.I. Garver, K.Ye. Abdrakhmatov // Geological Society of America Bulletin. – 2001. – Vol. 113. – № 12. – P. 1544-1559.

314.Burgess, W.P. Holocene shortening across the Main Frontal Thrust zone in the eastern Himalaya / W.P. Burgess, A. Yin, C.S. Dubey, Z.-K. Shen, T.K. Kelty // Earth and Planetary Science Letters. – 2012. – Vol. 357. – P. 152-167.

315.Buslov, M.M. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data: The 19th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop (HKT19) held at Niseko, Hokkaido, Japan, 10–13 July 2004 / M.M. Buslov, J. De Grave, E.A.V. Bataleva, V.Yu. Batalev // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – Vol. 29. – N_{\odot} 2. – P. 205-214.

316.Buslov, M.M. Late Paleozoic-Early Mesozoic Geodynamics of Central Asia / M.M. Buslov, Y. Fujiwara, K. Iwata, N.N. Semakov // Gondwana Research. – 2004. – Vol. 7. – № 3. – P. 791-808.

317.Buslov, M.M. Tectonothermal Evolution of the Zagan Metamorphic Core Complex in Transbaikalia as a Result of the Cretaceous – Paleocene Mongol-Okhotsk Post-Collisional Orogen Destruction / M.M. Buslov, A.V. Travin, Yu.A. Bishaev, E.V. Sklyarov // Geodynamics & Tectonophysics. – 2023. – Vol. 14. – N_{0} 4. – 0708.

318.Capitanio, F.A. India-Asia convergence driven by the subduction of the Greater Indian continent / F.A. Capitanio, G. Morra, S. Goes, R.F. Weinberg, L. Moresi // Nature Geoscience. – 2010. – Vol. $3. - N_{2} 2. - P. 136-139.$

319.Cawood, P.A. Accretionary orogens through Earth history / P.A. Cawood, A. Kröner, W.J. Collins, T.M. Kusky, W.D. Mooney, B.F. Windley // Geological Society, London, Special Publications. – 2009. – Vol. 318. – № 1. – P. 1-36.

320.Cawood, P.A. Detrital zircon record and tectonic setting / P.A. Cawood, C.J. Hawkesworth, B. Dhuime // Geology. – 2012. – Vol. 40. – № 10. – P. 875-878.

321.Chang, J. Late Miocene (10.0~6.0 Ma) Rapid Exhumation of the Chinese South Tianshan: Implications for the Timing of Aridification in the Tarim Basin / J. Chang, S. Glorie, N. Qiu, K. Min, Y. Xiao, W. Xu // Geophysical Research Letters. $-2021. - Vol. 48. - N_{2} 3.$

322.Chen, M. Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane / M. Chen, M. Sun, K. Cai, M.M. Buslov, G. Zhao, E.S. Rubanova, E.E. Voytishek // Lithos. – 2015. – Vol. 233. – P. 209-222.

323.Chen, M. The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U-Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture zone / M. Chen, M. Sun, K. Cai, M.M. Buslov, G. Zhao, Y. Jiang, E.S. Rubanova, A.V. Kulikova, E.E. Voytishek // Gondwana Research. – 2016. – Vol. 34. – P. 1-15.

324.Chen, X. Construction of the Continental Asia in Phanerozoic: A Review / X. Chen, S. Dong, W. Shi, W. Ding, Y. Zhang, B. Li, Z. Shao, Y. Wang // Acta Geologica Sinica - English Edition. – 2022. – Vol. 96. – № 1. – P. 26-51.

325.Chen, Y. Episodic exhumation and related tectonic controlling during Mesozoic in the Eastern Tian Shan, Xinjiang, northwestern China / Y. Chen, G. Wang, P. Kapp, T. Shen, P. Zhang, C. Zhu, K. Cao // Tectonophysics. – 2020. – Vol. 796. – P. 228647.

326.Cherepanova, Y. Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data / Y. Cherepanova, I.M. Artemieva, H. Thybo, Z. Chemia // Tectonophysics. – 2013. – Vol. 609. – P. 154-183.

327.Cogné, J.-P., Kravchinsky, V.A., Halim, N. & Hankard, F. Late Jurassic-early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from Trans-Baïkal area (SE Siberia) // Geophysical Journal International. 2005. V. 163. P. 813-832.

328.Collins, W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust / W.J. Collins // Geology. -2002. - Vol. 30. - N_{2} 6. - P. 535-538.

329.Condie K. C. Earth as an evolving planetary system / K. C. Condie // Elsevier. –2011. – 463 p.

330.Condie, K.C., 2007, Accretionary orogens in space and time, in Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez Catalán, J.R., eds., 4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200, p. 145–158.

331.Cottle, J.M. Timing of midcrustal metamorphism, melting, and deformation in the Mount Everest region of southern Tibet revealed by U (-Th)-Pb geochronology / J.M. Cottle, M.P. Searle, M.S. Horstwood, D.J. Waters // The Journal of Geology. -2009. - Vol. 117. - No 6. - P. 643-664.

332.Cowgill, E., A. Yin, T. M. Harrison, and W. Xiao-Feng, Reconstruction of the Altyn Tagh fault based on U-Pb geochronology: Role of back thrusts, mantle sutures, and heterogeneous crustal

strength in forming the Tibetan Plateau, J. Geophys. Res., 108(B7), 2346, doi:10.1029/2002JB002080, 2003.

333.Cox, R. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States / R. Cox, D.R. Lowe, R.L. Cullers // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – Vol. 59. – № 14. – P. 2919-2940.

334.Dai S., Dai W., Zhao Zh., Luo J., Qiang L., Ma X., Zhang X., Xu J. Timing, Displacement and Growth Pattern of the Altyn Tagh Fault: A Review ACTA Geologica Sinica 2017, Vol. 91 No. 2 pp.669–687.

335.Davies, C. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian–Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia / C. Davies, M.B. Allen, M.M. Buslov, I. Safonova // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – Vol. 295. – № 1-2. – P. 307-322.

336.De Grave, J. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region / J. De Grave, M.M. Buslov, B. Dehandschutter, S. Glorie // Radiation Measurements. $-2008. - Vol. 43. - N_{\odot} 1. - P. 38-42.$

337.De Grave, J. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology / J. De Grave, M.M. Buslov, P. Van den haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – Vol. 29. – № 2-3. – P. 188-204.

338.De Grave, J. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins: Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau crystalline basement / J. De Grave, S. Glorie, F.I. Zhimulev, M.M. Buslov, M. Elburg, F. Vanhaecke, P. Van den haute // Terra Nova. – 2011a. – Vol. 23. – N_{2} 4. – P. 248-256.

339.De Grave, J. Late Palaeogene emplacement and late Neogene–Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry / J. De Grave, F.I. Zhimulev, S. Glorie, G.V. Kuznetsov, N. Evans, F. Vanhaecke, B. McInnes // Geoscience Frontiers. $-2016. - Vol. 7. - N \ge 2. - P. 211-220.$

340.De Grave, J. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin / J. De Grave, S. Glorie, A. Ryabinin, F. Zhimulev, M.M. Buslov, A. Izmer, M. Elburg, F. Vanhaecke, P. Van den haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 44. – P. 149-168.

341.De Grave, J. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region / J. De Grave, E. De Pelsmaeker, F.I. Zhimulev, S. Glorie, M.M. Buslov, P. Van den haute // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 621. – P. 44-59.

342.De Grave, J. Meso-Cenozoic Evolution of Mountain Range - Intramontane Basin Systems in the Southern Siberian Altai Mountains by Apatite Fission-Track Thermochronology / J. De Grave, M.M. Buslov, P. Van den Haute, B. Dehandschutter, D. Delvaux // Thrust Belts and Foreland Basins: Frontiers in Earth Sciences / coll. J.P. Brun, O. Oncken, H. Weissert, C. Dullo; eds. O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, J. Vergés. – Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2007. – P. 457-470.

343.De Grave, J. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating / J. De Grave, S. Glorie, M.M. Buslov, A. Izmer, A. Fournier-Carrie, V.Yu. Batalev, F. Vanhaecke, M. Elburg, P. Van den haute // Gondwana Research. – 2011b. – Vol. 20. – N_{2} 4. – P. 745-763.

344.De Grave, J. Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) / J. De Grave, S. Glorie, M.M. Buslov, D.F. Stockli, M.O. McWilliams, V.Yu. Batalev, P. Van den haute // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 23. – № 3. – P. 998-1020.

345.De Grave, J. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology / J. De Grave, P. Van den Haute // Tectonophysics. -2002. - Vol. 349. - N $_{2}$ 1-4. - P. 145-159.

346.De Paor, D.G. Balanced section in thrust belts part 1: construction / D.G. De Paor // AAPG bulletin. $-1988. - Vol. 72. - N_{2} 1. - P. 73-90.$

347.De Pelsmaeker, E. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement / E. De Pelsmaeker, S. Glorie, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, M. Poujol, V.V. Korobkin, F. Vanhaecke, E.V. Vetrov, J. De Grave // Tectonophysics. – 2015. – Vol. 662. – P. 416-433.

348.De Pelsmaeker, E. Source-to-sink dynamics in the Kyrgyz Tien Shan from the Jurassic to the Paleogene: Insights from sedimentological and detrital zircon U-Pb analyses / E. De Pelsmaeker, M. Jolivet, A. Laborde, M. Poujol, C. Robin, F.I. Zhimulev, S. Nachtergaele, S. Glorie, S. De Clercq, V.Yu. Batalev, J. De Grave // Gondwana Research. – 2018. – Vol. 54. – P. 180-204.

349.Dehandschutter, B. Structural evolution of the Teletsk graben (Russian Altai) / B. Dehandschutter, E. Vysotsky, D. Delvaux, J. Klerkx, M.M. Buslov, V.S. Seleznev, M. De Batist // Tectonophysics. -2002. -Vol. 351. $-N_{\rm P} 1$ -2. -P. 139-167.

350.Delvaux, D. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia / D. Delvaux, S. Cloetingh, F. Beekman, D. Sokoutis, E. Burov, M.M. Buslov, K.E. Abdrakhmatov // Tectonophysics. – 2013. – Vol. 602. – P. 194-222.

351.Deniel, C. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites / C. Deniel, P. Vidal, A. Fernandez, P. Le Fort, J.-J. Peucat // Contributions to Mineralogy and Petrology. -1987. - Vol. 96. - No 1. - P. 78-92.

352.Dewey, J.F. Mountain belts and the new global tectonics / J.F. Dewey, J.M. Bird // Journal of geophysical Research. – 1970. – Vol. 75. – № 14. – P. 2625-2647.

353.Ding, L. Processes of initial collision and suturing between India and Asia / L. Ding, S. Maksatbek, F. Cai, H. Wang, P. Song, W. Ji, Q. Xu, L. Zhang, Q. Muhammad, B. Upendra // Science China Earth Sciences. – 2017. – Vol. 60. – P. 635-651.

354.Dobretsov, N. Meso and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes / N. Dobretsov, M.M. Buslov, D. Delvaux, N. Berzin, V. Ermikov // International Geology Review - INT GEOL REV. – 1996. – Vol. 38. – № 5. – P. 430-466.

355.Dobretsov, N.L. Fragments of oceanic islands in accretion–collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian–Early Cambrian time / N.L. Dobretsov, M.M. Buslov, U. Yu // Journal of Asian Earth Sciences. -2004. - Vol. 23. - No 5. - P. 673-690.

356.Donskaya, T.V., Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean / T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.M. Mazukabzov, A.V. Ivanov // Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – Vol. 62. – P. 79-97.

357.Donskaya T.V. Age and Evolution of Late Mesozoic Metamorphic Core Complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia / T.V. Donskaya, B.F. Windley, A.M. Mazukabzov, A. Kröner, E.V. Sklyarov, D.P. Gladkochub, V.A. Ponomarchuk, G. Badarch, M.K. Reichow, E. Hegner // Journal of the Geological Society. – 2008. – Vol. 165. – № 1. –P. 405-421.

358.Dumitru, T.A. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan / T.A. Dumitru, D. Zhou, E.Z. Chang, S.A. Graham, M.S. Hendrix, E.R. Sobel, A.R. Carroll // Memoirs-Geological Society of America. – 2001. – P. 71-100.

359.Duvall, M.J. Active strike-slip faults and an outer frontal thrust in the Himalayan foreland basin / M.J. Duvall, J.W. Waldron, L. Godin, Y. Najman // Proceedings of the National Academy of Sciences. -2020. - Vol. 117. - N $_{2}$ 30. - P. 17615-17621.

360.Ehlers, T.A. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes / T.A. Ehlers, K.A. Farley // Earth and Planetary Science Letters. – 2003. – Vol. 206. – № 1-2. – P. 1-14.

361.Epov, M.I. Crust structure and composition in the southern Siberian craton (influence zone of Baikal rifting), from magnetotelluric data / M.I. Epov, E.V. Pospeeva, L.V. Vitte // Russian Geology and Geophysics. -2012. -Vol. 53. $-N_{\odot}$ 3. -P. 293-306.

362.Filippova I. B., Bush V. A., Didenko A. N. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt RUSSIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, VOL. 3, NO. 6, PAGES 405–426, 2001.

363.Fleischer, R.L. Effects of temperature, pressure, and ionization of the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses / R.L. Fleischer, P.B. Price, R.M. Walker // Journal of Geophysical Research. – 1965. – Vol. 70. – \mathbb{N} 6. – P. 1497-1502.

364.Fleischer, R.L. Nuclear tracks in solids: principles and applications / R.L. Fleischer, P.B. Price, R.M. Walker. – University of California Press, 1975. – 605 p.

365.Gallagher, K. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology / K. Gallagher // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2012. – Vol. 117. – N_{0} B2. – P. B02408.

366.Gautam, P. Magnetic polarity stratigraphy of Siwalik Group sediments of Karnali River section in western Nepal / P. Gautam, Y. Fujiwara // Geophysical Journal International. -2000. - Vol. 142. $-N_{2} 3. - P. 812-824.$

367.Gilbert, G.K. Lake Bonneville / G.K. Gilbert // US Geol. Surv. Monogr. - 1890.

368.Gillespie, J. Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan / J. Gillespie, S. Glorie, G. Jepson, F. Zhimulev, D. Gurevich, M. Danišík, A.S. Collins // Journal of the Geological Society. $-2021. - Vol. 178. - N_{\odot} 6. - P.$ jgs2020-121.

369.Gladkochub, D.P. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent / D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, M.T.D. Wingate, A.M. Mazukabzov, S.A. Pisarevsky, E.V. Sklyarov, A.M. Stanevich // American Journal of Science. $-2010. - Vol. 310. - N_{\odot} 9. - P. 812-825.$

370.Gleadow, A.J. Fission-track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics / A.J. Gleadow, R.W. Brown // Geomorphology and global tectonics. – 2000. – P. 57-75.

371.Gleadow, A.J. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages / A.J. Gleadow, I.R. Duddy, P.F. Green, K.A. Hegarty // Earth and planetary science letters. $-1986. - Vol. 78. - N_{2} 2-3. - P. 245-254.$

372.Glorie, S. Exhuming the Meso–Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology / S. Glorie, J. De Grave // Geoscience Frontiers. – 2016. – Vol. 7. – N 2. – P. 155-170.

373.Glorie, S. Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology / S. Glorie, J. De Grave, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, I.Yu. Safonova // Journal of Asian Earth Sciences. – 2014. – Vol. 82. – P. 115-123.

374.Glorie, S. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record / S. Glorie, J. De Grave, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, A. Izmer, W. Vandoorne, A. Ryabinin, P. Van den haute, F. Vanhaecke, M.A. Elburg // Gondwana Research. – 2011a. – Vol. 20. – № 2-3. – P. 465-484.

375.Glorie, S. Meso-Cenozoic Tectonic History of the Altai: New Insights From Apatite U-Pb and Fission Track Thermochronology for the Fuyun Area (Xinjiang, China) / S. Glorie, A. Nixon, G. Jepson, J. Gillespie, C. Warren, F. Meeuws, A. Simpson, W. Xiao // Tectonics. – 2023. – Vol. 42.

376.Glorie, S. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): From emplacement to exhumation / S. Glorie, J. De Grave, M.M. Buslov, M.A. Elburg, D.F. Stockli, A. Gerdes, P. Van den haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2010. – Vol. 38. – № 3-4. – P. 131-146.

377.Glorie, S. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry / S. Glorie, J. De Grave, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, M.A. Elburg, P. Van den haute // Tectonophysics. – 2012a. – Vols. 544-545. – P. 75-92.

378.Glorie, S. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis / S. Glorie, J. De Grave, D. Delvaux, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, F. Vanhaecke, M.A. Elburg, P. Van den haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012b. – Vol. 45. – P. 138-149.

379.Glorie, S. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation: EVOLUTION OF THE SOUTH TIEN SHAN SUTURE / S. Glorie, J. De Grave, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, D.F. Stockli, V.Y. Batalev, A. Izmer, P. Van den haute, F. Vanhaecke, M.A. Elburg // Tectonics. – 2011b. – Vol. 30. – \mathbb{N} 6. – P. n/a-n/a.

380.Glorie, S. Thermo-tectonic history of the Junggar Alatau within the Central Asian Orogenic Belt (SE Kazakhstan, NW China): Insights from integrated apatite U/Pb, fission track and (U–Th)/He thermochronology / S. Glorie, A. Otasevic, J. Gillespie, G. Jepson, M. Danišík, F.I. Zhimulev, D. Gurevich, Z. Zhang, D. Song, W. Xiao // Geoscience Frontiers. – 2019. – Vol. 10. – N $_{2}$ 6. – P. 2153-2166.

381.Goldstein, S.J. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution / S.J. Goldstein, S.B. Jacobsen // Earth and Planetary Science Letters. $-1988. - Vol. 87. - N_{2} 3. - P. 249-265.$

382.Google Earth [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://earth.google.com/.

383.Guo, Z.-X. Tectonostratigraphic evolution of the Mohe-Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the latest Jurassic–earliest Cretaceous / Z.-X. Guo, Y.-T. Yang, S. Zyabrev, Z.-H. Hou // Journal of Asian Earth Sciences. – 2017. – Vol. 145. – P. 494-511.

384.Hacker, B.R. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? / B.R. Hacker, A. Calvert, R.Y. Zhang, W.G. Ernst, J.G. Liou // Lithos. – 2003. – Vol. 70. – № 3-4. – P. 61-75.

385.Han, B.-F. Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan–Yili terranes in the western segment of the South Tian Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China / B.-F. Han, G.-Q. He, X.-C. Wang, Z.-J. Guo // Earth-Science Reviews. – $2011. - Vol. 109. - N_{2} 3-4. - P. 74-93.$

386.Han, Y. Paleozoic accretionary orogenesis in the Paleo-Asian Ocean: Insights from detrital zircons from Silurian to Carboniferous strata at the northwestern margin of the Tarim Craton / Y. Han, G. Zhao, M. Sun, P.R. Eizenhoefer, W. Hou, X. Zhang, D. Liu, B. Wang, G. Zhang // Tectonics. – 2015. – Vol. 34. – No 2. – P. 334-351.

387.Hauck, M.L. Crustal structure of the Himalayan orogen at 90 east longitude from Project INDEPTH deep reflection profiles / M.L. Hauck, K.D. Nelson, L.D. Brown, W. Zhao, A.R. Ross // Tectonics. – 1998. – Vol. 17. – № 4. – P. 481-500.

388.Hegner, E. Mineral ages and PT conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of mélange sediments from Atbashi in the south Tianshan orogen of Kyrgyzstan / E. Hegner, R. Klemd, A. Kröner, M. Corsini, D.V. Alexeiev, L.M. Iaccheri, T. Zack, P. Dulski, X. Xia, B.F. Windley // American journal of Science. – 2010. – Vol. 310. – № 9. – P. 916-950.

389.Hendrix, M.S. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins,

northwest China / M.S. Hendrix, S.A. Graham, A.R. Carroll, E.R. Sobel, C.L. McKNIGHT, B.J. Schulein, Z. Wang // Geological Society of America Bulletin. – 1992. – Vol. 104. – № 1. – P. 53-79.

390.Hinsbergen, D. van. Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia / D. van Hinsbergen, P. Lippert, G. Dupont-Nivet, N. McQuarrie, P. Doubrovine, W. Spakman // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. – 2012. – Vol. 109. – № 20. – P. 7659-64.

391.Hodges, K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic system / K.V. Hodges // Treatise on Geochemistry. – Oxford, UK: Elsevier, 2004. – P. 263-292.

392.Hoskin, P.W.O. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon / P.W.O. Hoskin, L.P. Black // Journal of metamorphic Geology. – 2000. – Vol. 18. – \mathbb{N}_{2} 4. – P. 423-439.

393.Hurford, A.J. 40Ar39Ar and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission-track dating standards / A.J. Hurford, K. Hammerschmidt // Chemical Geology: Isotope Geoscience section. $-1985. - Vol. 58. - N_{\odot} 1-2. - P. 23-32.$

394.Ivanov, K.S. Geological Structure of the Basement of Western and Eastern Parts of the West-Siberian Plain. / K.S. Ivanov, Y.V. Erokhin, V.S. Ponomarev, O.E. Pogromskaya, S.V. Berzin // International Journal of environmental and science education. – 2016. – Vol. 11. – № 14. – P. 6409-6431.

395.Jackson, S.E. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology / S.E. Jackson, N.J. Pearson, W.L. Griffin, E.A. Belousova // Chemical geology. $-2004. - Vol. 211. - N_{2} 1-2. - P. 47-69.$

396.Jacobs, J. A titanite fission track profile across the southeastern Archaean Kaapvaal Craton and the Mesoproterozoic Natal Metamorphic Province, South Africa: evidence for differential cryptic Meso-to Neoproterozoic tectonism / J. Jacobs, R.J. Thomas // Journal of African Earth Sciences. – 2001. – Vol. 33. – No 2. – P. 323-333.

397.Jacobsen, S.B. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites / S.B. Jacobsen, G.J. Wasserburg // Earth and Planetary Science Letters. – 1984. – Vol. 67. – P. 137-150.

398.Jahn, B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic / B. Jahn, F. Wu, B. Chen // Episodes Journal of International Geoscience. $-2000. - Vol. 23. - N_{2} 2. - P. 82-92.$

399.Jepson, G. The Mesozoic exhumation history of the Karatau-Talas range, western Tian Shan, Kazakhstan-Kyrgyzstan / G. Jepson, S. Glorie, A.K. Khudoley, S.V. Malyshev, J. Gillespie, U.A. Glasmacher, B. Carrapa, A.V. Soloviev, A.S. Collins // Tectonophysics. – 2021. – Vol. 814. – P. 228977.

400.Jia, Y. Cenozoic tectono-geomorphological growth of the SW Chinese Tian Shan: Insight from AFT and detrital zircon U–Pb data / Y. Jia, B. Fu, M. Jolivet, S. Zheng // Journal of Asian Earth Sciences. – 2015. – Vol. 111. – P. 395-413.

401.Jolivet, M. Late Jurassic - Early Cretaceous paleoenvironmental evolution of the Transbaikal basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny / M. Jolivet, A. Arzhannikova, A. Frolov, S.G. Arzhannikov, N. Kulagina, V. Akulova, R. Vassallo // Bulletin de la Societe Geologique de France. -2017. - Vol. 188. - No 1-2. - P. 101-118.

402.Jolivet, M. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints / M. Jolivet, M. Brunel, D. Seward, Z. Xu, J. Yang, F. Roger, P. Tapponnier, J. Malavieille, N. Arnaud, C. Wu // Tectonophysics. – 2001. – Vol. 343. – № 1-2. – P. 111-134.

403.Jolivet, M. Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: a preliminary synthesis / M. Jolivet // Geological Society, London, Special Publications. – 2015. – Vol. 427. – N_{2} 1. – P. 19-55.

404.Jolivet, M. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface / M. Jolivet, Ritz J.-F., R. Vassallo, A. Chauvet, N. Arnaud, Vicente R. De, C. Larroque, R. Braucher, M. Todbileg, C. Sue, A. Arzhanikova, S. Arzhanikov // Geology. – 2007. – Vol. 35. – № 10. – P. 871-874.

405.Kapp, P. Mesozoic–Cenozoic geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen and working tectonic hypotheses / P. Kapp, P.G. DeCelles // American Journal of Science. – 2019. – Vol. 319. – N_{2} 3. – P. 159-254.

406.Kapp, P. Geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet / P. Kapp, P.G. DeCelles, G.E. Gehrels, M. Heizler, L. Ding // Geological Society of America Bulletin. – 2007. – Vol. 119. – № 7-8. – P. 917-933.

407.Käßner, A. Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U-Pb, 40Ar/39Ar, and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids / A. Käßner, L. Ratschbacher, J.A. Pfänder, B.R. Hacker, G. Zack, B.-L. Sonntag, J. Khan, K.P. Stanek, M. Gadoev, I. Oimahmadov // Bulletin. – 2017. – Vol. 129. – № 3-4. – P. 281-303.

408.Keto, L.S. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans / L.S. Keto, S.B. Jacobsen // Earth and Planetary Science Letters. $-1987. - Vol. 84. - N_{2} 1. - P. 27-41.$

409.Khain, E.V. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications / E.V. Khain, E.V. Bibikova, A. Kröner, D.Z. Zhuravlev, E.V. Sklyarov, A.A. Fedotova, I.R. Kravchenko-Berezhnoy // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – Vol. 199. – № 3-4. – P. 311-325.

410.Kober L. Der Bau der Erde. – Berlin : Gebrüder Borntraeger, 1921.

411.Kober, M. Thick-skinned thrusting in the northern Tien Shan foreland, Kazakhstan: structural inheritance and polyphase deformation / M. Kober, N. Seib, J. Kley, T. Voigt // Geological Society, London, Special Publications. – 2013. – Vol. 377. – N 1. – P. 19-42.

412.Kohn, B.P. Anomalous Mesozoic thermal regime, central Appalachian Piedmont: evidence from sphene and zircon fission-track dating / B.P. Kohn, M.E. Wagner, T.M. Lutz, G. Organist // The Journal of Geology. -1993. - Vol. 101. - N = 6. - P. 779-794.

413.Kohn, B.P. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes / B.P. Kohn, A.J.W. Gleadow, R.W. Brown, K. Gallagher, P.B. O'sullivan, D.A. Foster // Australian Journal of Earth Sciences. – 2002. – Vol. 49. – N_{0} 4. – P. 697-717.

414.Kravchinsky, V.A. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia / V.A. Kravchinsky, J.-P. Cogné, W.P. Harbert, M.I. Kuzmin // Geophysical Journal International. – 2002. – Vol. 148. – № 1. – P. 34-57.

415.Kröner, A. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield / A. Kröner, B.F. Windley, G. Badarch, O. Tomurtogoo, E. Hegner, B.M. Jahn, S. Gruschka, E.V. Khain, A. Demoux, M.T.D. Wingate // Geological Society of America Memoirs. – Geological Society of America, 2007. – Vol. 200. – P. 181-209.

416.Kröner, A. Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics / A. Kröner, E. Hegner, B. Lehmann, J. Heinhorst, M.T.D. Wingate, D.Y. Liu, P. Ermelov // Journal of Asian Earth Sciences. – 2008. – Vol. 32. – N_{2} 2-4. – P. 118-130.

417.Kröner, A. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt / A. Kröner, V. Kovach, E. Belousova, E. Hegner, R. Armstrong, A. Dolgopolova, R. Seltmann, D.V. Alexeiev, J.E. Hoffmann, J. Wong // Gondwana Research. – 2014. – Vol. 25. – № 1. – P. 103-125.

418.Lacombe, O. Thick-skinned tectonics and basement-involved fold-thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens / O. Lacombe, N. Bellahsen // Geological Magazine. – 2016. – Vol. 153. – № 5-6. – P. 763-810.

419.Lavé, J. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal / J. Lavé, J.-P. Avouac // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2001. – Vol. 106. – № B11. – P. 26561-26591.

420.Le Heron, D.P. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia / D.P. Le Heron, M.M. Buslov, C. Davies, K. Richards, I. Safonova // Sedimentary Geology. -2008. - Vol. 208. - No 1-2. - P. 45-60.

421.Leech, M. The onset of India–Asia continental collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya / M. Leech, S. Singh, A. Jain, S. Klemperer, R. Manickavasagam // Earth and Planetary Science Letters. – 2005. – Vol. 234. – N_{2} 1-2. – P. 83-97.

422.Letnikova, E.F. Sources of clastic material in the Carnian diamond-bearing horizon of the northeastern part of the Siberian Platform / E.F. Letnikova, S.S. Lobanov, N.P. Pokhilenko, A.E. Izokh, E.I. Nikolenko // Doklady Earth Sciences. $-2013. - Vol. 451. - N_{\rm 2} 1. - P. 702-705.$

423.Li, S. Closure of the Proto-Tethys Ocean and Early Paleozoic amalgamation of microcontinental blocks in East Asia / S. Li, S. Zhao, X. Liu, H. Cao, S. Yu, X. Li, I. Somerville, S. Yu, Y. Suo // Earth-Science Reviews. – 2018. – Vol. 186. – P. 37-75.

424.Li, S.-L. Jurassic sedimentary evolution of southern Junggar Basin: implication for palaeoclimate changes in northern Xinjiang Uygur Autonomous Region, China / S.-L. Li, X.-H. Yu, C.-P. Tan, R. Steel, X.-F. Hu // Journal of Palaeogeography. – 2014. – Vol. 3. – № 2. – P. 145-161.

425.Lin, X. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northeastern edge of the Tibetan plateau: Evidence from modern river detrital apatite fission-track age constraints / X. Lin, Y. Tian, R.A. Donelick, J. Liu-Zeng, S.J. Cleber, C. an Li, Q. Wu, Z. Li // Journal of Asian Earth Sciences. – 2019. – Vol. 170. – P. 84-95.

426.Liou, J.G. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model / J.G. Liou, T. Tsujimori, R.Y. Zhang, I. Katayama, S. Maruyama // International Geology Review. $-2004. - Vol. 46. - N_{2} 1. - P. 1-27.$

427.Ludwig, K.R. Users manual for Isoplot/Ex. Ver 3.75 / K.R. Ludwig. – Berkeley Geochronology Center Special publication No. 1a. – 2012.

428.Ludwig, K.R. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. / K.R. Ludwig. – Berkeley, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003. – 75 p.

429.Macaulay, E.A. Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan / E.A. Macaulay, E.R. Sobel, A. Mikolaichuk, B. Kohn, F.M. Stuart // Tectonics. – 2014. – Vol. 33. – № 2. – P. 135-165.

430.Macaulay, E.A. Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basementcored Terskey Range, Kyrgyz Tien Shan / E.A. Macaulay, E.R. Sobel, A. Mikolaichuk, A. Landgraf, B. Kohn, F. Stuart // Tectonics. -2013. - Vol. 32. - N $_{2}$ 3. - P. 487-500.

431.Makarov, V.I. Underthrusting of Tarim beneath the Tien Shan and deep structure of their junction zone: Main results of seismic experiment along MANAS Profile Kashgar-Song-Köl / V.I. Makarov, D.V. Alekseev, V.Y. Batalev, E.A. Bataleva, I.V. Belyaev, V.D. Bragin, N.T. Dergunov, N.N. Efimova, M.G. Leonov, L.M. Munirova // Geotectonics. – 2010. – Vol. 44. – P. 102-126.

432.Maruyama, S. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present / S. Maruyama, Y. Isozaki, G. Kimura, M. Terabayashi // The Island Arc. – 1997. – Vol. 6. – N_{2} 1. – P. 121-142.

433.McDowell, F.W. A precise 40Ar–39Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard / F.W. McDowell, W.C. McIntosh, K.A. Farley // Chemical Geology. $-2005. - Vol. 214. - N_{2} 3-4. - P. 249-263.$

434.Metcalfe, I. Multiple Tethyan ocean basins and orogenic belts in Asia / I. Metcalfe // Gondwana Research. – 2021. – Vol. 100. – P. 87-130.

435.Metelkin, D.V. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence / D.V. Metelkin, V.A. Vernikovsky, A.Y. Kazansky, M.T. Wingate // Gondwana Research. – 2010. – Vol. 18. – № 2-3. – P. 400-419.

436.Molnar, P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collibsion / P. Molnar, P. Tapponnier // Science. – 1975. – Vol. 189. – № 4201. – P. 419-426.

437.Morin, J. New sedimentological and palynological data from the Yarkand-Fergana Basin(Kyrgyz Tian Shan): Insights on its Mesozoic paleogeographic and tectonic evolution / J. Morin, M. Jolivet, D. Shaw, S. Bourquin, E. Bataleva // Geoscience Frontiers. – 2020. – Vol. 12. – N_{2} 1. – P. 183-202.

438.Morin, J. Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia): Insight on several 100 million years of topographic evolution / J. Morin, M. Jolivet, L. Barrier, A. Laborde, O. Dauteuil // Journal of Asian Earth Sciences. -2019. -Vol. 177. -N 2. -P. 52-65.

439.Nachtergaele, S. Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology / S. Nachtergaele, E. De Pelsmaeker, S. Glorie, F. Zhimulev, M. Jolivet, M. Danišík, M.M. Buslov, J. De Grave // Geoscience Frontiers. -2018. -Vol. 9. $-N_{2} 5$. -P. 1495-1514.

440.Narkiewicz, K. The Upper Givetian (Middle Devonian) subterminus conodont Zone in North America, Europe and North Africa / K. Narkiewicz, P. Bultynck // Journal of Paleontology. -2010. -Vol. 84. $- N_{\odot} 4. - P. 588-625.$

441.Nevedrova, N.N. Interpretation of complex electromagnetic data in seismically active regions: Case study of the Chuya Depression, Mountain Altai / N.N. Nevedrova, E.V. Pospeeva, A.M. Sanchaa // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. $-2011. - Vol. 47. - N_{\odot} 1. - P. 59-71.$

442.Nie, S., Rowley, D.B., Ziegler, A.M. Constraints on the location of Asian microcontinents in Paleo-Tethys during Late Palaeozoic // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (McKerrow, W.S., Scotese, C.R., Eds.). Geol. Soc. Mem. Am. 1990. V. 12. P. 12397–12409.

443.Novikov, I.S. Neotectonics of eastern Gorny Altai: Evidence from magnetotelluric data / I.S. Novikov, E.V. Pospeeva // Russian Geology and Geophysics. – 2017. – Vol. 58. – № 7. – P. 769-777.

444.Oberthür, T. Hercynian age of the cobalt-nickel-arsenide-(gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations / T. Oberthür, F. Melcher, F. Henjes-Kunst, A. Gerdes, H. Stein, A. Zimmerman, M. El Ghorfi // Economic Geology. – 2009. – Vol. 104. – № 7. – P. 1065-1079.

445.Ojha, T.P. Magnetic polarity stratigraphy of the Neogene foreland basin deposits of Nepal / T.P. Ojha, R.F. Butler, P.G. DeCelles, J. Quade // Basin Research. -2009. - Vol. 21. - No 1. - P. 61-90.

446.Park, S.K. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic / S.K. Park, S.C. Thompson, A. Rybin, V. Batalev, R. Bielinski // Tectonics. – 2003. – Vol. 22. – \mathbb{N} 2. – P. 1013, TC001318.

447.Paton, C. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data / C. Paton, J. Hellstrom, B. Paul, J. Woodhead, J. Hergt // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. – 2011. – Vol. 26. – № 12. – P. 2508-2518.

448.Penck, W. Die morphologische Analyse: ein Kapitel der physikalischen Geologie. Vol. 2 / W. Penck. – J. Engelhorns nachf., 1924. – 2.

449.Pettijohn, F.J. Sands and sandstones / F.J. Pettijohn, P.E. Potter, R. Siever. – Springer, 1987.
450.Pfiffner, O.A. Thick-skinned and thin-skinned tectonics: A global perspective / O.A. Pfiffner
// Geosciences. – 2017. – Vol. 7. – № 3. – P. 71.

451.Plotkin, V.V. Inversion of magnetotelluric data in fault zones of Gorny Altai based on a three-dimensional model / V.V. Plotkin, E.V. Pospeeva, D.I. Gubin // Russian Geology and Geophysics. $-2017. - Vol. 58. - N_{2} 5. - P. 650-658.$

452.Poller, U. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS / U. Poller, D. Gladkochub, T. Donskaya, A. Mazukabzov, E. Sklyarov, W. Todt // Precambrian Research. – 2005. – Vol. 136. – № 3-4. – P. 353-368.

453.Prokopiev, A.V. The paleo–Lena River—200 my of transcontinental zircon transport in Siberia / A.V. Prokopiev, J. Toro, E.L. Miller, G.E. Gehrels // Geology. – 2008. – Vol. 36. – \mathbb{N}_{2} 9. – P. 699-702.

454.Przhiyalgovskii, E.S. Structure of the basement surface and sediments in the Kochkor basin (Tien Shan): geological and geophysical evidence / E.S. Przhiyalgovskii, E.V. Lavrushina, V.Y. Batalev, E.A. Bataleva, M.G. Leonov, A.K. Rybin // Russian Geology and Geophysics. – 2018. – Vol. 59. – № 4. – P. 335-350.

455.Raczek, I. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses / I. Raczek, K.P. Jochum, A.W. Hofmann // Geostandards Newsletter. – 2003. – Vol. 27. – № 2. – P. 173-179.

456.Ragozin, A.L. The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) / A.L. Ragozin, J.G. Liou, V.S. Shatsky, N.V. Sobolev // Lithos. $-2009. - Vol. 109. - N_{2} 3-4. - P. 274-284.$

457.Ratschbacher, L. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision / L. Ratschbacher, W. Frisch, G. Liu, C. Chen // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1994. – Vol. 99. – № B10. – P. 19917-19945.

458.Rehman, H.U. Timing of collision of the Kohistan–Ladakh Arc with India and Asia: Debate / H.U. Rehman, T. Seno, H. Yamamoto, T. Khan // Island Arc. – 2011. – Vol. 20. – № 3. – P. 308-328.

459.Reiners, P.W. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with 40Ar/39Ar dating / P.W. Reiners, T.L. Spell, S. Nicolescu, K.A. Zanetti // Geochimica et Cosmochimica Acta. -2004. - Vol. 68. - No 8. - P. 1857-1887.

460.Robinson, A.C. Geologic offsets across the northern Karakorum fault: Implications for its role and terrane correlations in the western Himalayan-Tibetan orogen / A.C. Robinson // Earth and Planetary Science Letters. $-2009. - Vol. 279. - N_{0} 1-2. - P. 123-130.$

461.Robinson, A.C. Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir plateau / A.C. Robinson // Journal of Asian Earth Sciences. – 2015. – Vol. 102. – P. 170-179.

462.Rolland, Y. Thermochronology of the highest central Asian massifs (Khan Tengri - Pobedi, SE Kyrgyztan): Evidence for Late Miocene (ca. 8 Ma) reactivation of Permian faults and insights into building the Tian Shan / Y. Rolland, A. Jourdon, C. Petit, N. Bellahsen, C. Loury, E.R. Sobel, J. Glodny // Journal of Asian Earth Sciences. – 2020. – Vol. 200. – P. 104466.

463.Rybin, A.K. Specific features in the deep structure of the Naryn basin–Baibichetoo ridge– Atbashi basin system: evidence from the complex of geological and geophysical data / A.K. Rybin, E.A. Bataleva, V.Yu. Batalev, V.E. Matyukov, O.B. Zabinyakova, V.O. Nelin, Yu.A. Morozov, M.G. Leonov // Doklady Earth Sciences. – 2018a. – Vol. 479. – № 2. – P. 499-502.

464.Rybin, A.V. Petrochemical features of volcanic complexes of Medvezh'ya caldera (Iturup Island, Kuril Islands) / A.V. Rybin, M.V. Chibisova, S. Smirnov, Y. Martynov, A. Degterev // Geosystems of Transition Zones. – 2018b. – Vol. 2. – P. 377-385.

465.Safonova, I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs / I. Safonova // Gondwana Research. -2017. - Vol. 47.

466.Safonova, I. LA ICP MS U–Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation / I. Safonova, S. Maruyama, T. Hirata, Y. Kon, S. Rino // Journal of Geodynamics. – 2010. – Vol. 50. – N_{2} 3-4. – P. 134-153.

467.Safonova, I.Y. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting / I.Y. Safonova, M.M. Buslov, K. Iwata, D.A. Kokh // Gondwana Research. – 2004. – Vol. 7. – N_{0} 3. – P. 771-790.

468.Salnikova, E.B. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent / E.B. Salnikova, I.K. Kozakov, A.B. Kotov, A. Kröner, W. Todt, E.V. Bibikova, A. Nutman, S.Z. Yakovleva, V.P. Kovach // Precambrian Research. – 2001. – Vol. 110. – № 1-4. – P. 143-164.

469.Salnikova, E.B. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, eastern Siberia / E.B. Salnikova, S.A. Sergeev, A.B. Kotov, S.Z. Yakovleva, R.H. Steiger, L.Z. Reznitskiy, E.P. Vasil'Ev // Gondwana Research. – 1998. – Vol. 1. – № 2. – P. 195-205.

470.Saß, P. Resistivity structure underneath the Pamir and southern Tian Shan / P. Saß, O. Ritter, L. Ratschbacher, J. Tympel, V.E. Matiukov, A.K. Rybin, V.Y. Batalev // Geophysical Journal International. -2014. -Vol. 198. -N 1. -P. 564-579.

471.Scotese, C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions / C.R. Scotese // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1991. – Vol. 87. – № 1-4. – P. 493-501.

472.Schott B., Schmeling H. Delamination and detachment of a lithospheric root Tectonophysics V. 296, 3–4, 1998, P. 225-247

473.Searle, M.P. Timing of subduction initiation, arc formation, ophiolite obduction and India– Asia collision in the Himalaya / M.P. Searle // Geological Society, London, Special Publications. – 2019. – Vol. 483. – N_{2} 1. – P. 19-37.

474.Searle, M.P. Was Late Cretaceous–Paleocene obduction of ophiolite complexes the primary cause of crustal thickening and regional metamorphism in the Pakistan Himalaya? / M.P. Searle, P.J. Treloar // Geological Society, London, Special Publications. – 2010. – Vol. 338. – № 1. – P. 345-359.

475.Sengör, A.C. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust / A.C. Sengör, B.A. Natal'In // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1996. – Vol. 24. – No 1. – P. 263-337.

476.Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 34, № 6435, p. 299–307

477.Şengör, A.C. The tectonics of the Altaids: Crustal growth during the construction of the continental lithosphere of Central Asia between 750 and 130 Ma ago / A.C. Şengör, B.A. Natal'in, G. Sunal, R. van der Voo // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2018. – Vol. 46. – P. 439-494.

478.Sengor, A.M.C. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications / A.M.C. Sengor // Nature. – 1979. – Vol. 279. – P. 590-594.

479.Shatsky, V.S. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) / V.S. Shatsky, E. Jagoutz, N.V. Sobolev, O.A. Kozmenko, V.S. Parkhomenko, M. Troesch // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1999. – Vol. 137. – \mathbb{N}^{9} 3. – P. 185-205.

480.Sigdel, A. Lithostratigraphy of the Siwalik Group, Karnali River section, far-west Nepal Himalaya / A. Sigdel, T. Sakai, P.D. Ulak, A.P. Gajurel, B.N. Upreti // Jour. Nepal Geol. Soc. – 2011. – Vol. 43. – P. 83-101.

481.Silantiev, V.V.; Gutak, Y.M.; Tichomirowa, M.; Käßner, A.; Kutygin, R.V.; Porokhovnichenko, L.G.; Karasev, E.V.; Felker, A.S.; Bakaev, A.S.; Naumcheva, M.A.; Urazaeva M.

N., Zharinova V.V. U-Pb Dating of the Kolchugino Group Basement (Kuznetsk Coal Basin, Siberia): Was the Change in Early–Middle Permian Floras Simultaneous at Different Latitudes in Angaraland? 2024, 14, 21.

482.Sláma, J. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis / J. Sláma, J. Košler, D.J. Condon, J.L. Crowley, A. Gerdes, J.M. Hanchar, M.S. Horstwood, G.A. Morris, L. Nasdala, N. Norberg // Chemical Geology. – 2008. – Vol. 249. – № 1-2. – P. 1-35.

483.Sobel, E.R. Late Oligocene–Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tian Shan: implications for Neogene shortening rate variations / E.R. Sobel, J. Chen, R.V. Heermance // Earth and Planetary Science Letters. – 2006. – Vol. 247. – № 1-2. – P. 70-81.

484.Sobel, E.R. Exhumation of basement-cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology / E.R. Sobel, M. Oskin, D. Burbank, A. Mikolaichuk // Tectonics. -2006. - Vol. 25. - N $_{2}$ 2.

485.Sorokin, A.A. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect / A.A. Sorokin, V.A. Zaika, V.P. Kovach, A.B. Kotov, W. Xu, H. Yang // Gondwana Research. – 2020. – Vol. 81. – P. 58-78.

486.Srivastava, V. Geometry and kinematics of Main Frontal thrust-related fault propagation folding in the Mohand Range, northwest Himalaya / V. Srivastava, M. Mukul, J.B. Barnes, M. Mukul // Journal of Structural Geology. – 2018. – Vol. 115. – P. 1-18.

487.Stacey, J.S. Approximation of terrestriallead isotope evolution by a two-stage model / J.S. Stacey, J.D. Kramers // Earth Planet Sci. Lett. – 1975. – Vol. 26. – P. 206-221.

488.Stampfli, G. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons / G. Stampfli, G.D. Borel // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – Vol. 196. – P. 17-33.

489.Suess E. 1901 Das Antlitz der Erde, v. III/1 (Dritter Band. Erste Hälfte), F. Tempsky, Prag and Wien, and G. Freytag, Leipzig, IV 508 pp.

490.Swift, C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States: PhD Thesis / C.M. Swift. – Massachusetts Institute of Technology, 1967.

491.Szulc, A.G. Tectonic evolution of the Himalaya constrained by detrital 40Ar–39Ar, Sm–Nd and petrographic data from the Siwalik foreland basin succession, SW Nepal / A.G. Szulc, Y. Najman, H.D. Sinclair, M. Pringle, M. Bickle, H. Chapman, E. Garzanti, S. Ando, P. Huyghe, J.-L. Mugnier // Basin Research. – 2006. – Vol. 18. – N 4. – P. 375-391.

492.Tanaka, T. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium / T. Tanaka, S. Togashi, H. Kamioka, H. Amakawa, H. Kagami, T. Hamamoto, M. Yuhara, Y. Orihashi, S. Yoneda, H. Shimizu // Chemical Geology. – 2000. – Vol. 168. – № 3-4. – P. 279-281.

493.Tang, W. Mesozoic and Cenozoic uplift and exhumation of the Bogda Mountain, NW China: Evidence from apatite fission track analysis / W. Tang, Z. Zhang, J. Li, K. Li, Z. Luo, Y. Chen // Geoscience Frontiers. $-2015. - Vol. 6. - N_{2} 4. - P. 617-625.$

494.Taylor, S.R. The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks / S.R. Taylor, S.M. McLennan. – Oxford: Blackwell Scientific, 1985. – 312 p.

495.Tobgay, T. The age and rate of displacement along the Main Central Thrust in the western Bhutan Himalaya / T. Tobgay, N. McQuarrie, S. Long, M.J. Kohn, S.L. Corrie // Earth and Planetary Science Letters. – 2012. – Vol. 319. – P. 146-158.

496.Tong, Y. Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: geochronology, petrogenesis and tectonic implications / Y. Tong, T. Wang, B. Jahn, M. Sun, D.-W. Hong, J.-F. Gao // American Journal of Science. -2014. - Vol. 314. - N $_{2}$ 1. - P. 80-109.

497.Trapeznikov, Y.A. Magnetotelluric Soundings in the Kyrgyz Tien Shan / Y.A. Trapeznikov, E.V. Andreeva, V.Y. Batalev, M.N. Berdichevsky, L.L. Vanyan, A.M. Volykhin, N.S. Golubtsova, A.K. Rybin // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. – 1997. – Vol. 33. – № 1. – P. 1-17.

498.Van Ranst, G. Nikon–TRACKFlow, a new versatile microscope system for fission track analysis / G. Van Ranst, P. Baert, A.C. Fernandes, J. De Grave // Geochronology. – 2020. – Vol. 2. – N_{2} 1. – P. 93-99.

499.Vermeesch, P. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots / P. Vermeesch // Radiation Measurements. – 2009. – Vol. 44. – № 4. – P. 409-410.

500.Vernikovsky, V.A. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge / V.A. Vernikovsky, A.E. Vernikovskaya, A.B. Kotov, E.B. Sal'nikova, V.P. Kovach // Tectonophysics. $-2003. - Vol. 375. - N_{2} 1-4. - P. 147-168.$

501.Vetrov, E. Tectonic history of the south Tannuol fault zone (Tuva region of the Northern Central Asian orogenic belt, Russia): constraints from multi-method geochronology / E. Vetrov, J. De Grave, N. Vetrova, F. Zhimulev, S. Nachtergaele, G. Van Ranst, P. Mikhailova // Minerals. – 2020. – Vol. $10. - N_{\odot} 1. - P. 56$.

502.Vetrov, E.V. Evolution of the Kolyvan-Tomsk granitoid magmatism (Central Siberia): Insights into the tectonic transition from post-collision to intraplate settings in the northwestern part of the Central Asian Orogenic Belt / E.V. Vetrov, J. De Grave, P.D. Kotler, N.N. Kruk, S.V. Zhigalov, G.A. Babin, G.S. Fedoseev, N.I. Vetrova // Gondwana Research. – 2021a. – Vol. 93. – P. 26-47.

503.Vetrov, E.V. Tectonic evolution of the SE West Siberian Basin (Russia): evidence from apatite fission Track Thermochronology of Its Exposed Crystalline Basement / E.V. Vetrov, J. De Grave, N.I. Vetrova, F.I. Zhimulev, S. Nachtergaele, G. Van Ranst, P.I. Mikhailova // Minerals. – 2021b. – Vol. $11. - N_{2} 6. - P. 604.$

504.Vyssotski, A.V. Evolution of the West Siberian basin / A.V. Vyssotski, V.N. Vyssotski, A.A. Nezhdanov // Marine and Petroleum Geology. – 2006. – Vol. 23. – № 1. – P. 93-126.

505.Wack, M.R. Cenozoic magnetostratigraphy and magnetic properties of the southern Issyk-Kul basin, Kyrgyzstan / M.R. Wack, S.A. Gilder, E.A. Macaulay, E.R. Sobel, J. Charreau, A. Mikolaichuk // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 629. – P. 14-26.

506.Wagner, G.A. Fission track dating of apatites / G.A. Wagner // Earth and Planetary Science Letters. – 1968. – Vol. 4. – № 5. – P. 411-415.

507.Wagner, G.A. Fission-track ages and their geological interpretation / G.A. Wagner // Nuclear Tracks. $-1981. - Vol. 5. - N_{2} 1-2. - P. 15-25.$

508.Wagner, G.A. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages / G.A. Wagner, G.M. Reimer // Earth and Planetary Science Letters. – 1972. – Vol. 14. – № 2. – P. 263-268.

509.Wagner, G.A. The geological interpretation of fission track ages / G.A. Wagner // Transactions of the American Nuclear Society. – 1972. – Vol. 15. – P. 117.

510.Wagner, G.A. Fission Track Dating / G.A. Wagner, P. Van den haute. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. – 285 p.

511.Walker, R.T. Slip-Rate on the Main Köpetdag (Kopeh Dagh) Strike-Slip Fault, Turkmenistan, and the Active Tectonics of the South Caspian / R.T. Walker, Y. Bezmenov, G. Begenjev, S. Carolin, N. Dodds, C. Gruetzner, J.A. Jackson, R. Mirzin, Z. Mousavi, E.J. Rhodes // Tectonics. – 2021. – Vol. 40. – N_{2} 8. – P. e2021TC006846.

512.Wang, T. Quantitative characterization of orogens through isotopic mapping / T. Wang, W. Xiao, W. Collins, Y. Tong, Z. Hou, H. Huang, W. Xiaoxia, S. Lin, R. Seltmann, C. Wang, B. Han // Communications Earth & Environment. – 2023. – Vol. 4.

513. White, L.T. The collision of India with Asia / L.T. White, G.S. Lister // Journal of Geodynamics. – 2012. – Vols. 56-57. – P. 7-17.

514.Wilhem, C. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review / C. Wilhem, B.F. Windley, G.M. Stampfli // Earth-Science Reviews. – 2012. – Vol. 113. – № 3-4. – P. 303-341.

515.Wilke, F.D. Apatite fission track and (U–Th)/He ages from the higher Himalayan crystallines, Kaghan Valley, Pakistan: implications for an eocene plateau and oligocene to pliocene exhumation / F.D. Wilke, E.R. Sobel, P.J. O'Brien, D.F. Stockli // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 59. – P. 14-23.

516.Windley, B.F. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt / B.F. Windley, D. Alexeiev, W. Xiao, A. Kröner, G. Badarch // Journal of the Geological Society. $-2007. - Vol. 164. - N_{\rm O} 1. - P. 31-47.$

517.Winkler, W. Detrital zircon provenance analysis in the central Asian orogenic belt of central and southeastern Mongolia—A Palaeotectonic model for the Mongolian Collage / W. Winkler, D. Bussien, M. Baatar, C. Anaad, A. von Quadt // Minerals. $-2020. - Vol. 10. - N_{\odot} 10. - P. 880.$

518.Wu, Z. Late Cretaceous tectonic framework of the Tibetan Plateau / Z. Wu, P.J. Barosh, P. Ye, D. Hu // Journal of Asian Earth Sciences. – 2015. – Vol. 114. – P. 693-703.

519.Xiao, W. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens / W. Xiao, B. Huang, C. Han, S. Sun, J. Li // Gondwana Research. -2010. - Vol. 18. - No 2-3. - P. 253-273.

520.Xiao, W. Geodynamic evolution of Central Asia in the Paleozoic and Mesozoic / W. Xiao, A. Kröner, B. Windley // International Journal of Earth Sciences. – 2009. – Vol. 98. – P. 1185-1188.

521.Xiao, W. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage / W. Xiao, B.F. Windley, M.B. Allen, C. Han // Gondwana Research. -2013. - Vol. 23. - No 4. - P. 1316-1341.

522.Xie, X. Plate tectonics and basin subsidence history / X. Xie, P. Heller // Geological Society of America Bulletin. – 2009. – Vol. 121. – № 1-2. – P. 55-64.

523.Xu, Y.X. Magnetotelluric imaging of a fossil oceanic plate in northwestern Xinjiang, China / Y.X. Xu, B. Yang, A.Q. Zhang, S.C. Wu, L. Zhu, Y.J. Yang, Q.Y. Wang, Q.K. Xia // Geology. – 2020. – Vol. 48. – № 4. – P. 385-389.

524.Yang, Y.-T. A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous / Y.-T. Yang, Z.-X. Guo, C.-C. Song, X.-B. Li, S. He // Gondwana Research. – 2015. – Vol. 28. – № 3. – P. 1096-1116.

525.Yang, Y.-T. Middle-Late Jurassic tectonostratigraphic evolution of Central Asia, implications for the collision of the Karakoram-Lhasa Block with Asia / Y.-T. Yang, Z.-X. Guo, Y.-J. Luo // Earth-Science Reviews. – 2017. – Vol. 166. – P. 83-110.

526.Yang, Z. Lithospheric electrical structure across the Bangong-Nujiang Suture in northern tibet revealed by magnetotelluric / Z. Yang, H. Liang, R. Gao, J. Han, Z. Xin, J. Kang, Z. Shi, L. Zhang, R. Qi, H. Li // Frontiers in Earth Science. – 2023. – Vol. 10. – P. 1085583.

527.Yi, Z. A closure of the Mongol-Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of paleomagnetic and geological evidence / Z. Yi, J.G. Meert // Geophysical Research Letters. -2020. - Vol. 47. - No 15. - P. e2020GL088235.

528. Yin, A. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation / A. Yin // Earth-Science Reviews. $-2006. - Vol. 76. - N_{\odot} 1-2. - P. 1-131.$

529.Yin, A. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen / A. Yin, T.M. Harrison // Annual review of earth and planetary sciences. $-2000. - Vol. 28. - N_{2} 1. - P. 211-280.$

530.534. Yin, J. A Late Carboniferous–Early Permian slab window in the West Junggar of NW China: Geochronological and geochemical evidence from mafic to intermediate dikes / J. Yin, X. Long, C. Yuan, M. Sun, G. Zhao, H. Geng // Lithos. – 2013. – Vol. 175. – P. 146-162.

531.Yue, Y. Initiation and Long-Term Slip History of the Altyn Tagh Fault / Y. Yue, B.D. Ritts, S.A. Graham // International Geology Review. – 2001. – Vol. 43. – № 12. – P. 1087-1093.

532.Yuzvitskiy, A.Z. Tectonics and deep structure of the Kuznetsk basin / A.Z. Yuzvitskiy // International Geology Review. – 1984. – Vol. 26. – № 8. – P. 943-953.

533.Zanchi, A. Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran / A. Zanchi, S. Zanchetta, M. Balini, M. Ghassemi // Gondwana Research. – 2016. – Vol. 38. – № 1. – P. 149-170.

534.Zhang, A. The deep lithospheric structure of the Junggar terrane, NW China: Implications for its origin and tectonic evolution / A. Zhang, J.C. Afonso, Y. Xu, S. Wu, Y. Yang, B. Yang // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. -2019. - Vol. 124. - No 11. - P. 11615-11638.

535.Zhang, Y.-P. Rapid Eocene Exhumation of the West Qinling Belt: Implications for the Growth of the Northeastern Tibetan Plateau / Y.-P. Zhang, W.-J. Zheng, W.-T. Wang, Y.-T. Tian, R. Zhou, B.-B. Xu, M.-J. Li, Y.-G. Yan, Q.-Y. Tian, P.-Z. Zhang // Lithosphere. – 2020. – Vol. 2020. – N_{2} 1. – P. 8294751.

536.Zhao, X. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan / X. Zhao, R.S. Coe, Y.X. Zhou, H. Wu, J. Wang // Tectonophysics. – 1990. – Vol. $181. - N_{2} 1-4. - P. 43-81.$

537.Zhimulev, F.I. Age of the Raygorodok Au-bearing Gabbro—Monzodiorite Massif (Northern Kazakhstan) / F.I. Zhimulev, Yu.A. Kalinin, V.P. Sukhorukov, E. De Pelsmaeker, M. Poujol, K.R. Kovalev, S. Glorie, E.A. Naumov, R. Seltmann, J. De Grave // Doklady Earth Sciences. – 2018. – Vol. 481. – № 2. – P. 1033-1036.

538.Zhimulev, F.I. An Early Proterozoic metamorphic basement of Tuva-Mongolia microcontinent as a part of Tunka fold-nappe terrane (South Siberia): constraints from U/Pb geochronology / F.I. Zhimulev, I.Y. Safonova, A.B. Ryabinin, M.M. Buslov // Geophysical Research Abstracts. – ALLERTON PRESS, INC., 2010. – Vol. 12. – P. 2285.

539.Zhimulev, F.I. Salair-Gornaya Shoria Junction (Northwestern Central Asian Orogenic Belt): Deep Structure and Tectonics from Magnetotelluric Data / F.I. Zhimulev, E.V. Pospeeva, V.V. Potapov, I.S. Novikov, A.V. Kotlyarov // Russian Geology and Geophysics. – 2023.

540.Zhimulev, F.I. Tectonic history of the Kolyvan–Tomsk folded zone (KTFZ), Russia: Insight from zircon U/Pb geochronology and Nd isotopes / F.I. Zhimulev, J. Gillespie, S. Glorie, G. Jepson, E.V. Vetrov, J. De Grave // Geological Journal. – 2020. – Vol. 55. – № 3. – P. 1913-1930.

541.Zhu, D.-C. Assembly of the Lhasa and Qiangtang terranes in central Tibet by divergent double subduction / D.-C. Zhu, S.-M. Li, P.A. Cawood, Q. Wang, Z.-D. Zhao, S.-A. Liu, L.-Q. Wang // Lithos. – 2016. – Vol. 245. – P. 7-17.

542.Zhu, D.-C. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau / D.-C. Zhu, Z.-D. Zhao, Y. Niu, Y. Dilek, Z.-Q. Hou, X.-X. Mo // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 23. – № 4. – P. 1429-1454.

543.Zorin, Y.A. The south Siberia-central Mongolia transect / Y.A. Zorin, V.G. Belichenko, E.K. Turutanov, V.M. Kozhevnikov, S.V. Ruzhentsev, A.B. Dergunov, I.B. Filippova, O. Tomurtogoo, N. Arvisbaatar, T. Bayasgalan // Tectonophysics. – 1993. – Vol. 225. – № 4. – P. 361-378.

544.Zorin, Yu. A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.

545.Zubovich, A.V. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions / A.V. Zubovich, X. Wang, Y.G. Scherba, G.G. Schelochkov, R. Reilinger, C. Reigber, O.I. Mosienko, P. Molnar, W. Michajljow, V.I. Makarov // Tectonics. – 2010. – Vol. 29. – № 6. – P. 1-23.



ПРИЛОЖЕНИЕ А. СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ АВТОРА РАБОТЫ, СГРУППИРОВАННЫЙ ПО РАССМОТРЕННЫМ В ДИССЕРТАЦИИ НАУЧНЫМ ПРОБЛЕМАМ

Внутриконтинентальный неотектонический орогенез и мезозойская история тектонического развития Тянь-Шаня. Главы 2, 7.

- De Pelsmaeker E., Jolivet M., Laborde A., Poujol M., Cécile R.C., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Glorie S., De Clercq S., Batalev V.Yu., De Grave J. Source-to-sink dynamics in the Kyrgyz Tien Shan from the Jurassic to the Paleogene: Insights from sedimentological and detrital zircon U-Pb analyses // Gondwana Research. – 2018 – Vol. 54. – P. 180-204.
- Nachtergaele S., De Pelsmaeker E., Glorie S., Zhimulev F.I., Jolivet M., Danisík M., Buslov M.M., De Grave J. Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology // Geoscience Frontiers. – 2018 – Vol. 9. – P. 1495-1514.
- De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M., Vanhaecke F., Van den haute P. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // Journal of Asian Earth Science. – 2012. – Vol. 44. – P. 149-168.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Elburg M.A. Tectonic History of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) Suture Zone: The Role of Inherited Structures during Deformation-Propagation // Tectonics. – 2011. – Vol. 30 – № 6. – TC6016.

Геологическое развитие Колывань-Томской складчатой зоны в палеозое. Глава 5.

- 1. Zhimulev F.I., Gillespie J., Glorie S., Jepson G., Vetrov E.V., De Grave J. Tectonic history of the Kolyvan-Tomsk folded zone (KTFZ), Russia: insight from zircon U/Pb geochronology and Nd isotopes // Geological Journal. 2020. Vol. 55. № 3. P. 1913-1930.
- 2. Жимулев Ф.И., Гиллеспи Д., Глорие С., Котляров А.В., Ветров Е.В., Де Г.Й. Возраст и палеотектоническая обстановка девонского вулканизма Колывань-Томской складчатой зоны по данным датирования детритовых цирконов митрофановской свиты // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 3. С. 13-24.
- 3. Жимулев Ф.И., Гиллеспи Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Борискина В.И., Караковский Е.А., Де Граве Й. Возраст питающих провинций Горловского передового прогиба: результаты датирования детритовых цирконов из песчаников балахонской серии // Геосферные исследования. – 2017. – № 2. – С. 68-76.

История геологического развития Салаира. Глава 6.

- 1. Котляров А.В., Жимулев Ф.И., Хуурак А.А., Фидлер М.А., Бехтерев Н.А. Палеоостроводужная природа гипербазитов Аламбайской офиолитовой зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) по данным изучения состава хромшпинелей // Геосферные исследования. 2025, в печати.
- 2. Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Travin A.V., Fidler M.A., Khuurak A.A. The Shalap Mélange of the Salairian Alambay Ophiolite Zone (Northwestern Central Asian Orogenic Belt),

Geological Structure and Compositional Features of Amphibolites and Greenstone Basalts. Geodynamics & Tectonophysics. 2024;15(3):0757.

- 3. Жимулев Ф. И., Поспеева Е. В., Потапов В. В., Новиков И. С., Котляров А. В. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Салаира и Горной Шории (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) по результатам магнитотеллурического зондирования // Геология и геофизика. 2023. № 5. С. 674-690.
- 4. Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В. Неотектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов / Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 1. С. 3-19.
- 5. Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В., Новиков И.С., Потапов В.В. Глубинное строение Салаирского складчато-покровного сооружения по данным магнитотеллурического зондирования (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т.12. № 1. С.125-138.

Внутриконтинентальный орогенез в мезозойской тектонической истории южной Сибири и Казахстана. Глава 7

- Жимулев Ф. И., Котляров А. В., Новиков И. С., Сенников Н. В., Колесов К. К. Геологическое строение и мезозойско–кайнозойская тектоническая эволюция Неня– Чумышского прогиба (южный Салаир, юг Западной Сибири) // Литосфера. – 2023. – том 23, № 5, с. 820–843.
- Жимулев Ф. И., Ветров Е. В., Новиков И. С., Ван Ранст Г., Начтергаеле С., Докашенко С. А., Де Граве Й. Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны, синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1227-1245.
- Gillespie J., Glorie S., Jepson G., Zhimulev F., Gurevich D., Danišík M., Collins A. S. Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan Journal of the Geological Society. – 2021. – Vol. 178. – № 6. – P. jgs2020-121.
- Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I. Tectonic Evolution of the SE West Siberian Basin (Russia): Evidence from Apatite Fission Track Thermochronology of Its Exposed Crystalline Basement. / Minerals. – 2021. – Vol. 11. – № 6. – 604.
- Vetrov E.V., De Grave, J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Mikhailova P. Tectonic History of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from Multi-Method Geochronology // Minerals. – 2020. – Vol. 10. – № 1. – Art. 56.
- 6. Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Савельева П.Ю. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 988-1003.
- Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., Jepson G., Danisík M., Zhimulev F.I., Gurevich D., Zhang Z., Song D., Xiao W. Thermo-tectonic history of the Junggar Alatau within the Central Asian Orogenic Belt (SE Kazakhstan, NW China): Insights from integrated apatite U/Pb, fission track and (U-Th)/He thermochronology. // Geoscience Frontiers. 2019. Vol. 10. P. 2153-2166.
- 8. De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., **Zhimulev F.**, Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of

the southern Kazakhstan granitoid basement // Tectonophysics. – 2015. – Vol. 662. – P. 416-433.

- De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F. I., Glorie S., Buslov M. M., Van den haute P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 621. – № 01. – P. 44-59.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. – 2012. – Vol. 544-545. – P. 75-92.
- 11. Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fisson track dating and paleostress analysis // Journal of Asian Earth sciences. – 2012. – Vol. 45. – P. 138 – 149.
- 12. De Grave J., Glorie S., **Zhimulev F.I.**, Buslov M.M., Elburg M., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // Terra Nova. 2011. Vol. 23. № 4. P. 248-256.

Позднепалеозойский этап внутриконтинентального орогенеза в геологической истории Тункинского террейна, Прибайкалье. Глава 8.

- 1. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юговосточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2075-2086.
- 2. Рябинин А.Б., Буслов М.М., **Жимулев Ф.И.**, Травин А.В. Позднепалеозойская складчатопокровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 12. – С. 2087-2109.
- 3. Буслов М.М., Рябинин А.Б., **Жимулев Ф.И.**, Травин А.В. Проявление позднекарбоновораннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 496-499.

Прочие публикации, посвященные отдельным аспектам геологического строения, магматизма и металлогении ЦАСП и сопредельных регионов.

- 1. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская И.А., Червяковская М.В. Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63. – № 12. – С. 1607-1629.
- Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С., Червяковская М.В. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований среднепозднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (юго-запад Тувы) // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 6. – С. 782-799.
- 3. Третьяков А. А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., **Жимулев Ф.И.**, Ковач В.П., Данукалов Н.К., Lee H. Y. Позднедокембрийские метаморфические комплексы

Улутауского массива (Центральный Казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. – 2020. – № 5. – С. 3–28.

- Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А., Червяковская М.В., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С. Строение, возраст, геохимический и изотопногеохимический (Sm/Nd) состав серлигской свиты кембрия Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2020. – Т. 41. – №1. – С. 81-94.
- Nevolko P.A., Hnylko O.M., Mokrushnikov V.P., Gibsher A.S., Redin Y.O., Zhimulev F.I., Drovzhak A.E., Svetlitskaya T.V., Fomynikh P.A, Karavashkin M.I. Geology and geochemistry of the Kadamzhai and Chauvai gold-antimony-mercury deposits: Implications for new province of Carlin-type gold deposits at the Southern Tien Shan (Kyrgyzstan) // Ore Geology Reviews. – 2019. – Vol. 105. – P. 551-571.
- Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Прошенкин А.И Первые результаты изучения обломочных цикронов из позднедокембрийских грубообломочных толщ Улутауского массива (Центральный Казахстан) // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 483. – № 1. – С. 74-77.
- De Grave J., Zhimulev F.I., Kuznetsov G.V., Glorie S., Evans N., Mcinnes B., Vanhaecke F. Late Palaeogene emplacement and late Neogene-Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry // Geoscience Frontiers. 2016. Vol. 7. №. 2. P. 211-220.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Y. Detrital zircon provenance of early palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian craton: insights from U-Pb geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. – 2014. – Vol. 82. – P. 115-123.
- Жимулев Ф.И., Калинин Ю.А., Сухоруков В.П., Де Пелсмейкер Э., Пойжол М., Ковалев К.Р., Глорие С., Наумов Е.А., Зельтманн Р., Де Граве Й. Возраст Райгородковского золотоносного габбро-монцодиоритового массива (Северный Казахстан) // Доклады РАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 59-63.
- Ковалев К.Р., Сыздыков С.О., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Баранов В.В., Сухоруков В.П., Гладков А.С., Жимулев Ф.И. Штокверковое золото-сульфидно-кварцевое месторождение Райгородок Северо-Казахстанской золоторудной провинции // Геология и геофизика. – 2018. – Т.59. – № 11. – С. 1852-1869.
- 11. Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // Gondwana Research. 2015. Vol. 27. № 1. P. 424-438.
- 12. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., Де Граве Й. Раннесреднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР -UHP метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 138-157.
- Жимулев Ф. И., Полтаранина М. А., Корсаков А. В., Буслов М.М., Друзяка Н. В., Травин А. В. Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийскораннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 2. – С. 240-256.
- 14. Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Новые данные о структурном положение и 40Ar/39Ar возрасте метаморфизма пород средних-низких давлений (даулетской свиты)

Кокчетавского метаморфического пояса северного Казахстана и их тектоническая интерпретация // Докл. РАН. –2010. – Т. 434. – № 1. – С. 82-86.

- 15. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Вендраннеородовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №4. С. 428-445.
- 16. Де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж. Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоне: новые структурные и ⁴⁰Ar-³⁹Ar данные // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 4. – С. 445-455.
- 17. Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 455-462.
- 18. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., **Жимулев Ф.И.**, Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннеаренигская коллизионно-субдукционная зона // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 1-5.
- 19. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геология и геофизика. 2005. № 8. С. 806-816.
- 20. Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Сухорукова Е.И., Наумов Е.А., Сухоруков В.П., Жимулев Ф.И. Штокверковая золотосульфидная минерализация рудного поля Райгородок (северный Казахстан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 31. С.72-75.

ПРИЛОЖЕНИЕ Б. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД КТСЗ

N	Номер точки	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	Рb ²⁰⁷ / U ²³⁵ возраст	$\pm 2\sigma$	Рb ²⁰⁶ /U ²³⁸ возраст	$\pm 2\sigma$	Рb ²⁰⁸ / Th ²³² возраст	$\pm 2\sigma$	Рb ²⁰⁶ / Рb ²⁰⁷ возраст	$\pm 2\sigma$	Конкор- дантность, %
1	515_1.d	87	71	16	0,82	462	19	469	8	472	23	370	110	101
2	515_2.d	212	71	13	0,33	400	14	364	5	401	20	562	88	91
3	515_4.d	403	153	32	0,38	420	10	385	5	446	17	583	63	92
4	515_5.d	108	164	24	1,52	326	20	295	6	306	12	440	150	91
5	515_6.d	393	290	41	0,74	306	10	299	4	296	9	312	85	98
6	515_7.d	185	60	14	0,32	500	15	489	7	497	23	505	87	98
7	515_9.d	658	351	96	0,53	522	9	524	7	563	14	488	45	100
8	515_10.d	206	61	12	0,29	389	15	386	6	404	21	352	98	99
9	515_11.d	92	71	18	0,77	573	22	550	11	535	27	620	110	96
10	515_12.d	155	66	16	0,42	494	17	488	7	511	27	468	95	99
11	515_14.d	181	72	17	0,40	507	15	495	8	500	23	512	87	98
12	515_15.d	11	11	2	1,03	311	56	336	18	348	47	-110	330	108
13	515_16.d	156	52	12	0,33	472	16	485	8	484	24	368	95	103
14	515_17.d	240	45	10	0,19	499	13	503	8	477	31	431	70	101
15	515_18.d	89	48	11	0,53	473	21	483	8	500	27	370	110	102
16	515_19.d	265	166	39	0,63	499	12	505	8	506	16	439	64	101
17	515_20.d	198	72	17	0,36	509	14	505	8	504	21	490	76	99
18	515_21.d	414	311	75	0,75	515	10	503	7	514	11	557	51	98
19	515_24.d	316	408	91	1,29	486	13	502	7	487	12	383	70	103
20	515_25.d	134	80	12	0,59	337	15	306	6	331	17	470	110	91
21	515_26.d	374	214	29	0,57	299	9	297	5	295	10	285	78	99
22	515_27.d	270	100	18	0,37	380	11	381	6	389	17	337	73	100
23	515_28.d	240	151	36	0,63	494	15	494	8	505	17	455	80	100
24	515_29.d	165	82	16	0,50	439	19	427	8	446	29	440	110	97

Таблица Б.1. Конкордантные (±10 %) U-Pb оценки возраста цирконов (млн лет) из пород митрофановской свиты

25	515_30.d	317	235	59	0,74	511	14	500	9	536	18	515	73	98
26	515_31.d	144	116	27	0,81	483	17	486	8	498	18	405	98	101
27	515_32.d	99	75	19	0,76	524	19	535	11	538	29	430	100	102
28	515_33.d	428	158	30	0,37	418	10	388	6	418	14	556	61	93
29	515_34.d	442	107	24	0,24	495	10	486	7	487	20	509	55	98
30	515_35.d	150	57	17	0,38	539	18	491	8	610	32	685	91	91
31	515_36.d	89	65	14	0,73	469	20	485	11	478	24	340	120	103
32	515_37.d	120	38	7	0,31	405	17	422	8	432	30	270	110	104
33	515_38.d	194	117	28	0,60	522	16	477	9	526	20	679	85	91
34	515_39.d	69	37	9	0,53	492	24	481	11	511	36	490	120	98
35	515_40.d	249	119	27	0,48	489	14	493	10	501	20	434	74	101
36	515_41.d	95	78	11	0,81	285	18	285	7	280	21	230	150	100
37	515_42.d	162	57	12	0,35	472	17	476	9	467	26	411	91	101
38	515_43.d	170	59	6	0,35	250	13	254	6	245	19	190	120	102
39	515_44.d	431	153	36	0,35	507	11	513	8	519	20	453	55	101
40	515_45.d	654	289	65	0,44	499	9	508	7	501	12	442	46	102
41	515_46.d	143	62	14	0,43	491	16	491	10	504	26	450	82	100
42	515_47.d	280	87	22	0,31	541	17	527	10	567	33	578	89	97
43	515_48.d	147	101	22	0,69	489	20	472	8	483	19	500	110	97
44	515_49.d	227	107	24	0,47	491	13	502	9	490	19	418	74	102
45	515_50.d	157	87	19	0,55	509	17	495	9	484	21	528	90	97
46	515_51.d	296	195	32	0,66	387	13	366	6	380	14	467	81	95
47	515_52.d	81	30	9	0,37	572	46	525	13	657	84	710	200	92
48	515_55.d	339	130	31	0,38	494	13	502	8	513	19	429	72	102
49	515_56.d	166	149	32	0,89	477	16	488	7	467	16	395	88	102
50	515_57.d	743	242	36	0,33	310	7	284	4	318	11	484	57	91
51	515_58.d	195	98	24	0,50	505	16	487	7	529	19	538	87	96
52	515_59.d	560	193	34	0,34	379	8	387	5	386	11	311	54	102
53	515_60.d	101	34	10	0,34	535	19	489	9	626	36	660	100	91
54	515_61.d	200	98	22	0,49	511	14	496	7	495	18	543	77	97

55	515_62.d	168	149	30	0,89	432	14	414	7	429	18	482	89	96
56	515_63.d	165	50	10	0,30	417	18	396	8	483	37	480	110	95
57	517_1.d	25	97	27	3,88	1559	40	420	17	603	25	3890	78	27
58	517_2.d	1314	668	85	0,51	265	6	265	4	275	6	243	51	100
59	517_3.d	78	13	12	0,17	1995	20	2000	31	1950	100	1985	34	100
60	517_4.d	333	121	22	0,36	395	12	384	6	399	16	416	80	97
61	517_5.d	207	64	15	0,31	472	20	394	7	508	30	782	98	83
62	517_6.d	322	119	23	0,37	403	12	406	7	401	18	353	71	101
63	517_7.d	212	81	19	0,38	511	14	498	8	502	22	534	73	97
64	517_8.d	305	269	43	0,88	379	16	325	5	338	10	652	95	86
65	517_9.d	109	54	13	0,50	483	21	491	11	500	29	400	110	102
66	517_10.d	161	93	23	0,58	501	15	499	9	524	19	487	82	100
67	517_11.d	98	89	22	0,91	507	20	516	10	514	22	430	110	102
68	517_12.d	195	187	43	0,96	506	16	513	9	495	14	440	86	101
69	517_13.d	124	59	14	0,48	511	18	485	9	500	26	580	100	95
70	517_14.d	227	225	45	0,99	430	15	404	8	429	15	525	92	94
71	517_15.d	108	96	23	0,88	509	26	525	11	508	22	370	130	103
72	517_16.d	226	120	29	0,53	490	15	509	9	515	21	383	85	104
73	517_17.d	115	81	18	0,70	487	16	492	9	470	20	425	91	101

Ν	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	Er.cor. ²⁰⁶ Pb/ ² ³⁸ U - ²⁰⁷ Pb/ ² ⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	Er.cor. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U - ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	$\pm 2\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	Conc.
485_1.d	345	145	28	0,42	0,505	0,019	0,061	0,001	0,03	0,061	0,003	0,32153	413,0	13,0	381,1	6,3	577,0	92
485_2.d	334,6	157,4	30	0,47	0,508	0,016	0,062	0,001	0,15	0,060	0,002	0,26008	415,0	11,0	387,4	5,4	553,0	93
485_3.d	155	42,5	16	0,27	0,807	0,088	0,065	0,002	0,32	0,090	0,009	-0,088902	585,0	48,0	406,0	10,0	1240,0	69
485_4.d	278	84,1	15	0,30	0,451	0,016	0,061	0,001	0,18	0,054	0,002	0,17917	376,0	11,0	382,8	5,1	307,0	102
485_5.d	1176	599	109	0,51	0,477	0,015	0,060	0,001	0,38	0,058	0,002	0,008962	394,0	10,0	373,6	4,4	489,0	95
485_6.d	453	233	39	0,51	0,461	0,013	0,060	0,001	0,00	0,056	0,002	0,45568	383,2	9,1	374,1	3,8	426,0	98
485_7.d	297,4	71,7	14	0,24	0,461	0,015	0,061	0,001	0,19	0,055	0,002	0,19205	383,0	10,0	383,9	4,3	358,0	100
485_8.d	807	373	71	0,46	0,528	0,015	0,064	0,001	0,46	0,060	0,002	0,095764	429,0	10,0	401,2	6,3	560,0	94
485_9.d	256	65,4	15	0,26	0,533	0,022	0,063	0,001	0,06	0,061	0,003	0,34772	431,0	14,0	395,1	6,2	577,0	92
485_10.d	499,3	149,9	28	0,30	0,461	0,012	0,061	0,001	0,37	0,054	0,001	0,15512	384,0	8,5	383,1	4,8	365,0	100
485_11.d	485	162,2	30	0,33	0,459	0,014	0,061	0,001	0,08	0,055	0,002	0,31493	383,0	9,8	378,6	4,7	373,0	99
485_12.d	1214	720	126	0,59	0,443	0,011	0,057	0,001	0,35	0,056	0,001	0,05871	371,3	7,8	356,8	3,6	453,0	96
485_13.d	154,3	34,7	6	0,22	0,457	0,024	0,060	0,001	0,09	0,055	0,003	0,28639	377,0	17,0	374,8	5,7	340,0	99
485_14.d	374	131	23	0,35	0,447	0,014	0,058	0,001	0,06	0,056	0,002	0,31621	373,7	9,8	364,6	4,9	409,0	98
485_15.d	319	93,8	22	0,29	0,517	0,018	0,061	0,001	0,05	0,062	0,002	0,30502	422,0	12,0	378,9	4,7	625,0	90
485_16.d	264	67,5	12	0,26	0,474	0,020	0,061	0,001	0,07	0,056	0,002	0,31133	391,0	14,0	380,3	6,1	424,0	97
485_17.d	300,7	87,1	17	0,29	0,487	0,014	0,063	0,001	0,08	0,056	0,002	0,27635	402,0	10,0	396,0	4,8	418,0	99
485_18.d	297,4	89,8	16	0,30	0,470	0,016	0,060	0,001	0,21	0,057	0,002	0,2109	390,0	11,0	377,2	5,3	444,0	97
485_19.d	396,2	123,2	23	0,31	0,471	0,015	0,062	0,001	0,18	0,055	0,002	0,20486	390,0	10,0	389,2	4,6	367,0	100
485_20.d	246,6	105,9	20	0,43	0,502	0,019	0,061	0,001	0,09	0,060	0,002	0,27787	410,0	13,0	383,1	5,2	518,0	93
485_21.d	143,5	43	8	0,30	0,471	0,026	0,062	0,001	0,15	0,055	0,003	0,1889	386,0	18,0	389,9	6,5	310,0	101
485_22.d	735	480	89	0,65	0,461	0,012	0,059	0,001	0,16	0,057	0,002	0,20377	385,0	8,0	369,3	3,9	464,0	96
485_23.d	1247	1108	210	0,89	0,465	0,009	0,062	0,001	0,30	0,054	0,001	0,3069	387,2	6,2	388,8	4,3	363,0	100
485_24.d	165,2	47,5	9	0,29	0,441	0,019	0,061	0,001	0,07	0,052	0,002	0,27965	368,0	13,0	381,7	5,8	249,0	104
485_25.d	321	119,1	26	0,37	0,532	0,019	0,061	0,001	0,29	0,063	0,002	0,10683	432,0	13,0	378,7	4,8	692,0	88

Таблица Б.2. Конкордантные (±10 %) U-Pb оценки возраста цирконов (млн лет) из субвулканических риолитов буготакского комплекса (обр. 15-485)

485_26.d	171,3	53,1	15	0,31	0,658	0,038	0,061	0,001	0,24	0,079	0,004	0,04573	507,0	23,0	379,3	6,9	1080,0	75
485_27.d	199,9	58,1	11	0,29	0,465	0,018	0,061	0,001	0,02	0,055	0,002	0,34297	385,0	12,0	381,0	5,5	371,0	99
485_28.d	191,8	53,3	9	0,28	0,434	0,017	0,059	0,001	0,13	0,054	0,002	-0,11294	363,0	12,0	369,3	5,7	293,0	102
485_29.d	237	74,5	12	0,31	0,463	0,022	0,060	0,001	0,17	0,056	0,003	0,37283	384,0	16,0	377,3	8,0	400,0	98
485_30.d	1020	557	103	0,55	0,530	0,023	0,062	0,001	0,30	0,062	0,002	0,17439	430,0	15,0	389,2	5,1	650,0	91
485_31.d	224,6	74,1	14	0,33	0,478	0,019	0,061	0,001	0,23	0,056	0,002	0,19197	394,0	13,0	383,3	6,2	409,0	97
485_32.d	381,1	125	23	0,33	0,470	0,016	0,061	0,001	0,02	0,056	0,002	0,015272	390,0	11,0	381,0	4,2	411,0	98

Таблица Б.3. Конкордантные (±10 %) U-Pb оценки возраста цирконов (млн лет) из песчаников юргинской свиты (обр. 15-541-2)

N	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	Er.cor. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U - ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Ma)	±2σ (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	$^{\pm 2\sigma}$ (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	±2σ (Ma)	Conc.
5_01.d	100	83	32	0,83	1,226	0,046	0,135	0,002	0,066	0,002	0,177	809	22	816,0	12,0	743	83	101
5_02.d	92	39	8	0,43	0,435	0,025	0,060	0,001	0,054	0,003	0,259	364	18	372,9	6,8	260	120	102
5_03.d	97	68	14	0,70	0,517	0,034	0,061	0,001	0,061	0,004	0,208	414	22	381,1	7,9	500	130	92
5_04.d	101	51	11	0,50	0,630	0,033	0,079	0,002	0,059	0,003	0,305	491	21	489,3	9,3	430	120	100
5_05.d	169	83	16	0,49	0,577	0,033	0,068	0,001	0,061	0,004	0,217	457	21	425,8	7,9	560	130	93
5_06.d	84	55	13	0,66	0,708	0,052	0,083	0,002	0,061	0,005	0,298	533	31	512,0	14,0	540	160	96
5_07.d	817	1086	238	1,33	0,609	0,014	0,077	0,001	0,057	0,001	0,282	481,7	8,5	479,3	6,5	468	47	100
5_08.d	768	531	94	0,69	0,446	0,010	0,060	0,001	0,054	0,001	0,264	373,4	7,1	374,0	4,6	348	50	100
5_09.d	311	220	42	0,71	0,509	0,019	0,066	0,001	0,056	0,002	0,156	415	13	413,8	6,4	387	81	100
5_10.d	315	280	66	0,89	0,645	0,027	0,078	0,001	0,060	0,002	0,001	503	17	481,2	8,2	558	84	96
5_11.d	123	65	15	0,53	0,664	0,032	0,081	0,002	0,060	0,003	0,259	510	19	499,8	9,8	510	100	98
5_12.d	47	32	11	0,69	1,172	0,067	0,130	0,003	0,066	0,004	0,348	773	30	786,0	18,0	670	120	102
5_13.d	414	115	106	0,28	5,306	0,085	0,336	0,005	0,114	0,002	0,302	1867	14	1866,0	23,0	1855	24	100
5_14.d	162	82	15	0,50	0,508	0,029	0,061	0,002	0,059	0,003	0,213	412	19	381,2	9,0	530	120	93
5_15.d	224	142	25	0,63	0,487	0,027	0,063	0,001	0,055	0,003	0,168	399	18	394,8	7,6	360	110	99
5_16.d	137	34	9	0,25	0,661	0,033	0,082	0,002	0,059	0,003	0,164	510	21	510,2	9,1	450	110	100
5_17.d	103	35	31	0,34	5,140	0,14	0,331	0,006	0,112	0,003	0,322	1836	23	1840,0	27,0	1820	47	100
5_18.d	133	20	8	0,15	1,228	0,04	0,135	0,002	0,066	0,002	0,240	809	19	814,0	14,0	768	68	101
--------	-----	-----	-----	------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-----	--------	------	------	-----	-----
5_19.d	313	242	58	0,77	0,659	0,021	0,084	0,001	0,056	0,002	0,101	512	13	522,5	7,3	423	66	102
5_20.d	697	541	98	0,78	0,499	0,016	0,063	0,001	0,058	0,002	0,236	410	11	392,3	5,9	484	66	96
5_21.d	197	195	33	0,99	0,439	0,026	0,060	0,001	0,055	0,003	0,250	366	18	372,4	7,8	310	130	102
5_22.d	52	34	6	0,66	0,467	0,044	0,058	0,002	0,059	0,006	0,269	374	31	365,0	11,0	320	200	98
5_23.d	80	47	11	0,59	0,596	0,036	0,079	0,002	0,056	0,004	0,268	465	23	491,0	10,0	310	130	106
5_24.d	91	60	22	0,66	1,161	0,052	0,127	0,003	0,066	0,003	0,095	771	24	767,0	15,0	742	85	99
5_25.d	207	212	36	1,03	0,447	0,021	0,057	0,001	0,056	0,003	0,232	373	15	359,5	6,0	412	96	96
5_26.d	260	116	50	0,45	1,485	0,036	0,153	0,002	0,070	0,002	0,378	924	14	919,0	13,0	900	53	99
5_27.d	730	870	212	1,19	0,645	0,018	0,081	0,001	0,058	0,002	0,137	503	11	499,1	7,5	496	53	99
5_28.d	144	153	28	1,06	0,465	0,025	0,059	0,001	0,057	0,003	0,084	382	17	371,1	7,2	380	110	97
5_29.d	473	525	119	1,11	0,622	0,018	0,079	0,001	0,057	0,002	0,168	489	12	489,4	7,0	449	62	100
5_30.d	199	147	26	0,74	0,431	0,022	0,060	0,001	0,053	0,003	0,247	359	16	373,2	7,0	240	110	104
5_31.d	329	214	36	0,65	0,469	0,027	0,057	0,001	0,059	0,003	0,066	387	18	356,8	7,4	510	110	92
5_32.d	378	168	37	0,45	0,654	0,019	0,082	0,001	0,058	0,002	0,293	511	12	505,7	7,8	495	66	99
5_33.d	132	114	19	0,87	0,440	0,024	0,057	0,001	0,056	0,003	0,145	367	17	358,0	6,5	350	110	98
5_34.d	360	128	28	0,35	0,590	0,018	0,076	0,001	0,056	0,002	0,199	468	12	473,9	6,6	401	67	101
5_35.d	142	85	14	0,60	0,430	0,022	0,056	0,001	0,056	0,003	0,240	360	16	351,8	7,4	360	110	98
5_36.d	330	282	44	0,85	0,433	0,019	0,057	0,001	0,055	0,002	0,180	362	14	359,1	6,2	328	91	99
5_37.d	204	175	30	0,85	0,469	0,02	0,061	0,001	0,056	0,003	0,287	387	14	383,4	6,4	370	97	99
5_38.d	79	51	12	0,64	0,644	0,037	0,080	0,002	0,058	0,003	0,303	498	23	498,0	11,0	430	120	100
6_39.d	195	171	39	0,87	0,643	0,021	0,079	0,001	0,059	0,002	0,178	501	13	487,1	6,4	519	70	97
6_40.d	443	283	46	0,64	0,463	0,017	0,057	0,001	0,059	0,002	0,060	383	12	356,7	4,9	510	76	93
6_41.d	355	171	41	0,48	0,644	0,016	0,081	0,001	0,058	0,002	0,334	504	10	504,3	6,3	478	60	100
6_42.d	300	121	21	0,40	0,440	0,016	0,058	0,001	0,055	0,002	0,300	368	11	363,8	5,6	360	82	99
6_43.d	232	220	219	0,95	6,354	0,095	0,368	0,005	0,125	0,002	0,261	2023	13	2017,0	21,0	2020	23	100
6_44.d	111	74	18	0,67	0,644	0,037	0,084	0,002	0,056	0,003	0,238	495	23	516,0	11,0	350	120	104
6_45.d	535	303	55	0,57	0,482	0,014	0,060	0,001	0,058	0,002	0,326	397,5	9,9	377,1	5,9	486	66	95
6_46.d	69	64	13	0,94	0,782	0,059	0,059	0,002	0,099	0,007	0,212	570	33	368,0	9,9	1370	150	65
6_47.d	234	65	17	0,28	0,678	0,026	0,081	0,001	0,061	0,002	0,343	522	15	500,1	8,5	579	88	96

6_48.d	51	34	6	0,66	0,521	0,044	0,062	0,002	0,062	0,005	0,173	410	29	386,0	11,0	430	180	94
6_49.d	134	43	11	0,32	0,676	0,031	0,085	0,001	0,058	0,003	0,261	520	19	523,0	8,6	450	100	101
6_50.d	456	287	68	0,63	0,631	0,014	0,082	0,001	0,056	0,001	0,234	495	8,9	507,0	7,1	421	51	102
6_51.d	474	103	25	0,22	0,653	0,019	0,081	0,001	0,058	0,002	0,161	509	12	501,1	6,9	504	60	98
6_52.d	304	108	25	0,35	0,648	0,021	0,081	0,001	0,058	0,002	0,311	505	13	501,1	7,0	480	74	99
6_53.d	216	186	33	0,86	0,471	0,024	0,063	0,001	0,053	0,003	0,173	388	17	395,6	7,5	290	110	102
6_54.d	265	233	50	0,88	0,577	0,023	0,074	0,001	0,056	0,002	0,173	458	15	461,3	7,6	396	83	101
6_55.d	477	303	71	0,64	0,676	0,019	0,083	0,001	0,059	0,002	0,188	522	12	511,5	7,4	532	59	98
6_56.d	316	205	41	0,65	0,500	0,017	0,065	0,001	0,056	0,002	0,340	409	11	406,4	6,6	394	78	99
6_57.d	282	360	61	1,27	0,430	0,018	0,059	0,001	0,053	0,002	0,318	360	13	366,6	5,6	279	92	102
6_58.d	131	141	25	1,07	0,425	0,024	0,060	0,001	0,051	0,003	0,358	356	18	375,5	7,3	170	120	105
6_59.d	130	78	15	0,60	0,428	0,024	0,061	0,001	0,052	0,003	0,290	360	18	381,1	8,4	200	120	106
6_60.d	180	162	38	0,90	0,648	0,028	0,081	0,001	0,058	0,003	0,203	501	17	502,5	8,3	434	93	100
6_61.d	69	29	24	0,42	4,780	0,12	0,308	0,004	0,112	0,003	0,230	1772	22	1729,0	21,0	1800	48	98
6_62.d	84	86	32	1,03	1,257	0,057	0,132	0,002	0,069	0,003	0,164	817	26	800,0	13,0	799	98	98
6_63.d	277	195	38	0,71	0,493	0,019	0,066	0,001	0,054	0,002	0,011	405	14	409,7	6,1	324	80	101
6_64.d	205	92	21	0,45	0,589	0,026	0,077	0,001	0,055	0,002	0,221	467	16	479,3	8,0	365	90	103
6_65.d	209	105	21	0,50	0,514	0,024	0,066	0,001	0,056	0,003	0,351	416	16	409,2	7,5	390	100	98
6_66.d	107	115	43	1,07	1,216	0,045	0,129	0,002	0,068	0,003	0,358	800	21	780,0	13,0	810	83	98
6_67.d	214	141	30	0,66	0,574	0,021	0,073	0,001	0,057	0,002	0,202	459	14	455,4	7,3	419	79	99
6_68.d	920	656	122	0,71	0,484	0,013	0,063	0,001	0,056	0,001	0,168	399,5	9,3	391,6	5,3	410	59	98
6_69.d	546	483	87	0,88	0,456	0,014	0,061	0,001	0,054	0,002	0,292	380	9,3	381,8	5,2	340	66	100
6_70.d	339	250	57	0,74	0,615	0,021	0,078	0,001	0,057	0,002	0,217	485	13	485,2	6,3	444	72	100
6_71.d	130	111	18	0,86	0,458	0,031	0,057	0,002	0,059	0,004	0,315	377	22	357,3	9,0	430	150	95
6_72.d	61	14	3	0,22	0,693	0,047	0,085	0,002	0,060	0,004	0,276	519	29	525,0	12,0	420	150	101
6_73.d	167	59	14	0,36	0,660	0,035	0,080	0,001	0,060	0,003	-0,057	509	22	495,1	8,7	540	100	97
6_74.d	226	174	29	0,77	0,421	0,022	0,057	0,001	0,054	0,003	0,255	354	16	354,2	5,7	300	120	100
6_75.d	390	275	63	0,71	0,622	0,018	0,078	0,001	0,057	0,002	0,290	488	11	486,5	6,8	458	65	100
6_76.d	253	124	32	0,49	0,692	0,032	0,085	0,002	0,059	0,003	0,163	530	19	523,8	9,2	500	100	99
6_77.d	497	529	100	1,06	1,004	0,039	0,080	0,001	0,090	0,004	0,138	700	20	498,3	8,1	1391	77	71

6_78.d	172	101	18	0,59	0,431	0,022	0,059	0,001	0,053	0,003	0,227	359	16	371,2	6,2	240	110	103
6_79.d	142	81	17	0,57	0,570	0,027	0,060	0,001	0,069	0,004	0,287	452	18	372,5	6,5	790	110	82
6_80.d	223	112	21	0,50	0,462	0,02	0,060	0,001	0,056	0,003	0,334	382	14	375,7	5,5	358	94	98
6_81.d	260	136	33	0,52	0,640	0,023	0,077	0,001	0,060	0,002	0,107	500	15	479,7	5,4	543	79	96
6_82.d	344	247	57	0,72	0,604	0,019	0,077	0,001	0,057	0,002	0,283	477	12	478,4	6,0	423	71	100
6_83.d	157	111	26	0,71	0,652	0,025	0,081	0,001	0,058	0,002	0,214	509	15	501,6	7,5	491	82	99

Таблица Б.4. Конкордантные (±10 %) U-Pb оценки возраста цирконов (млн лет) из пород балахонской серии Горловского прогиба (обр. 15-471)

	Дискор-	Pb ²⁰⁷ /		Pb ²⁰⁶ /		Pb ²⁰⁸ /		Pb ²⁰⁶ /		
N⁰	дант-	U^{235}	±2σ	U ²³⁸	$\pm 2\sigma$	Th ²³²	$\pm 2\sigma$	Pb ²⁰⁷	±2σ	U/Th
1	ность, %	возраст	16	возраст 628 5	0.5	возраст	14	возраст	70	1.02
2	101	2741	10	038,5	9,5	024	70	2719	70	1,05
3	101	2/41	10	2//1	25	2798	120	2/18	23	0,30
1	90	494	32	2101	35	2030	24	2314	54 120	0,43
-	105	484	12	307	7.0	4/5	24	320	130	0,98
6	99	4/4	13	467,7	/,9	464	14	4//	6/	0,64
7	101	492	14	495,9	9	459	16	43/	/5	0,56
0	102	486	26	497	12	482	54	370	130	0,20
0	98	516	13	504	7,5	502	21	549	/4	0,37
9	101	867	20	875	15	871	26	826	67	0,78
10	97	2321	17	2243	29	2206	38	2382	27	1,20
11	101	736	23	744	14	723	27	670	94	1,08
12	94	1104	15	1043	16	1079	39	1215	40	0,20
13	95	323	19	306,8	7,1	320	22	350	140	0,55
14	90	385	12	347,2	5,8	393	16	562	89	0,66
15	93	372	35	345	11	344	26	380	210	1,13
16	99	482	15	478,7	8,1	455	19	452	80	0,57
17	104	329	19	341,2	7,3	319	18	200	140	0,81
18	101	521	26	527	10	519	49	430	140	0,26
19	100	309	18	307,5	6,3	309	15	250	130	1,04
20	97	1785	22	1736	28	1704	50	1839	50	0,76
21	97	504	22	490	10	481	21	500	120	1,05
22	108	457	41	494	15	450	66	210	210	0,31
23	100	834	25	833	16	809	22	806	92	1,56
24	93	359	17	335,2	6	364	19	430	110	0,56
25	102	332	9,7	340,2	5,9	336	9,5	277	71	0,91
26	98	314	17	306,2	7,3	313	16	300	130	1,03
27	101	313	15	316	6,6	311	11	250	120	1,26
28	100	483	26	485	10	475	35	390	140	0,51
29	98	331	18	325,4	8,2	343	18	320	140	1,02
30	103	336	16	346,8	6,8	346	17	220	110	0,75
31	98	333	29	325	10	333	33	260	190	0,64
32	101	493	23	496,1	8,7	485	19	400	120	0,96
33	94	341	15	321,2	5,9	339	17	430	110	0,63
34	98	351	12	345,3	6	366	13	344	89	0,72
35	103	308	13	316,1	5,5	321	10	220	110	1,02
36	100	312	11	312,6	5,3	310	14	265	90	0,57
37	90	394	24	352,9	8	371	20	560	150	1,30
38	99	760	26	754	13	734	31	720	110	0,90
39	92	390	20	357,2	7,6	362	20	500	130	0,65
40	99	385	18	380,6	8,1	396	24	340	120	0,44
41	104	806	26	837	16	845	34	670	98	0,81

43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53	100 98 102 97 93 93 99 96 97 98 100	483 343 815 737 374 377 344 351 369 744	18 17 28 39 15 19 11 21 17	482,1 337 828 712 346,8 349,1 341,2 338,3	8,2 6,6 15 17 6,6 6,5 4,7	475 339 794 696 333 380	24 14 42 44 13 27	432 320 730 710 490	96 120 100 150 100	0,40 1,20 0,66 0,82 0,80
44 45 46 47 48 49 50 51 52 53	98 102 97 93 93 99 96 97 98 100	343 815 737 374 377 344 351 369 744	17 28 39 15 19 11 21 17	337 828 712 346,8 349,1 341,2 338,3	6,6 15 17 6,6 6,5 4,7	339 794 696 333 380	14 42 44 13 27	320 730 710 490	120 100 150 100	1,20 0,66 0,82 0,80
45 46 47 48 49 50 51 52 53	102 97 93 93 93 99 96 97 98 100	815 737 374 377 344 351 369 744	28 39 15 19 11 21 17	828 712 346,8 349,1 341,2 338,3	15 17 6,6 6,5 4,7	794 696 333 380	42 44 13 27	730 710 490	100 150 100	0,66 0,82 0,80
46 47 48 49 50 51 52 53	97 93 93 99 96 97 98 100	737 374 377 344 351 369 744	39 15 19 11 21 17	712 346,8 349,1 341,2 338,3	17 6,6 6,5 4,7	696 333 380	44 13 27	710 490	150 100	0,82 0,80
47 48 49 50 51 52 53	93 93 93 99 96 97 98 100	374 377 344 351 369 744	15 19 11 21 17	346,8 349,1 341,2 338,3	6,6 6,5 4,7	333 380	13 27	490	100	0,80
48 49 50 51 52 53	93 99 96 97 98 100	377 344 351 369 744	19 11 21 17	349,1 341,2 338,3	6,5 4,7	380	27	100	120	
49 50 51 52 53	99 96 97 98 100	344 351 369 744	11 21 17	341,2 338,3	4,7		21	460	130	0,37
50 51 52 53	96 97 98 100	351 369 744	21 17	338,3		331,9	8,7	321	83	1,07
51 52 53	97 98 100	369 744	17		6,7	355	28	330	150	0,47
52 53	98 100	744		357	6,1	366	16	390	120	1,08
53	100		32	726	15	716	32	720	130	1,37
		500	12	499,8	6,1	500	20	464	68	0,34
54	90	361	13	323,4	5,3	339	11	555	95	0,90
55	99	328	16	325,1	7	315	14	290	120	0,78
56	102	458	16	466	7,5	458	16	371	89	0,67
57	99	382	15	379,9	7	397	21	340	100	0,47
58	95	340	20	321,7	7,1	326	22	390	140	0,68
59	99	521	14	514,5	7,8	495	15	509	68	0,43
60	97	507	16	493,6	9,4	497	21	532	88	0,71
61	95	348	15	332,2	6,5	327	15	390	110	0,65
62	99	319	19	317,2	7,3	319	16	270	140	0,79
63	99	324	19	320,7	7,3	322	16	270	140	0,76
64	95	480	21	457,1	9	464	26	520	110	0,54
65	93	354	13	330,2	6,7	347	15	475	95	0,74
66	103	794	32	814	18	831	47	680	120	0,59
67	103	313	22	322,2	8,6	329	27	200	160	0,54
68	98	328	16	320	6,9	345	21	320	120	0,47
69	99	359	12	355,3	6,5	347	11	340	83	0,85
70	101	320	13	322,3	7	318	14	273	97	0,47
71	101	498	13	500,8	7,6	493	16	452	63	0,42
72	100	498	12	496,5	8,7	498	15	470	65	0,66
73	102	487	26	496	10	533	43	380	130	0,31
74	100	323	13	324,4	6,1	323,9	9,7	280	100	1,23
75	98	512	19	504	10	525	27	500	100	0,58
76	101	555	33	559	14	557	48	450	150	0,33
77	98	788	24	773	15	766	31	782	95	0,79
78	98	804	21	786	13	776	27	810	82	0,76

ПРИЛОЖЕНИЕ В. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОРОНИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Таблица В.1. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из образца нижнеюрских песчаников распадской свит (обр. 16-546)

				-	Изотопные	отношения	ł			Воз	раст, млн л	ет			
№ точки	Pb207/ Pb206	1σ	Pb207/ U235	1σ	Pb206/ U238	1σ	Rho	Pb207/ Pb206	1σ	Pb207/ U235	1σ	Pb206/ U238	1σ	Th/U	D, %
7	0,0507	0,0012	0,2221	0,0050	0,0318	0,0006	0,86	229,1	51,3	203,6	4,2	201,5	3,9	0,38	1,0
34	0,0517	0,0013	0,2552	0,0063	0,0358	0,0007	0,79	271,2	56,5	230,8	5,1	226,9	4,4	0,36	1,7
4	0,0512	0,0012	0,2603	0,0063	0,0369	0,0007	0,82	249,2	54,3	234,9	5,0	233,5	4,5	0,67	0,6
14	0,0564	0,0012	0,4256	0,0093	0,0547	0,0011	0,89	468,2	48,2	360,1	6,6	343,5	6,5	0,43	4,8
68	0,0536	0,0013	0,4117	0,0096	0,0557	0,0011	0,82	353,7	53,3	350,1	6,9	349,6	6,6	0,53	0,1
20	0,0526	0,0012	0,4104	0,0091	0,0567	0,0011	0,89	309,6	49,5	349,1	6,5	355,2	6,7	0,50	-1,7
16	0,0534	0,0013	0,4214	0,0100	0,0573	0,0011	0,84	345,2	52,8	357,1	7,1	359	6,9	0,80	-0,5
23	0,0539	0,0015	0,4280	0,0116	0,0576	0,0012	0,74	367,3	60,4	361,7	8,2	360,9	7,0	0,36	0,2
40	0,0532	0,0013	0,4228	0,0103	0,0577	0,0011	0,80	335,9	55,2	358,1	7,4	361,6	6,9	0,44	-1,0
25	0,0539	0,0017	0,4318	0,0132	0,0581	0,0012	0,66	366,1	68,5	364,5	9,4	364,3	7,2	0,35	0,1
26	0,0557	0,0012	0,4492	0,0100	0,0585	0,0011	0,88	439,4	48,6	376,7	7,0	366,7	6,9	0,57	2,7
18	0,0547	0,0012	0,4412	0,0095	0,0586	0,0011	0,90	398,5	47,2	371,1	6,7	366,8	7,0	0,28	1,2
19	0,0563	0,0013	0,5831	0,0131	0,0751	0,0015	0,87	464	49,5	466,4	8,4	466,9	8,8	0,16	-0,1
70	0,0583	0,0014	0,6098	0,0140	0,0759	0,0015	0,84	540,9	51,9	483,4	8,8	471,3	8,7	0,49	2,6
17	0,0570	0,0013	0,6044	0,0141	0,0770	0,0015	0,84	489	50,6	480	8,9	478,1	9,1	0,43	0,4
62	0,0561	0,0015	0,6122	0,0164	0,0791	0,0016	0,74	456,9	59,7	485	10,3	490,9	9,3	0,54	-1,2
15	0,0566	0,0012	0,6208	0,0135	0,0796	0,0016	0,90	473,6	47,6	490,4	8,4	493,9	9,3	0,50	-0,7
37	0,0588	0,0016	0,6561	0,0175	0,0810	0,0016	0,74	558,6	58,2	512,3	10,8	502,1	9,6	0,28	2,0
73	0,0569	0,0013	0,6383	0,0142	0,0814	0,0016	0,86	486,8	49,8	501,2	8,8	504,3	9,3	0,36	-0,6
13	0,0586	0,0014	0,6588	0,0153	0,0815	0,0016	0,85	552,9	49,9	513,9	9,4	505,3	9,6	0,55	1,7
51	0,0565	0,0014	0,6358	0,0151	0,0816	0,0016	0,82	471,6	52,9	499,7	9,3	505,8	9,5	0,31	-1,2
36	0,0586	0,0014	0,6608	0,0154	0,0818	0,0016	0,84	552,7	50,4	515,1	9,4	506,8	9,5	0,25	1,6
59	0,0575	0,0015	0,6497	0,0168	0,0819	0,0016	0,76	511,9	57,3	508,3	10,3	507,5	9,6	0,29	0,2
29	0,0589	0,0014	0,6658	0,0152	0,0820	0,0016	0,86	562,9	49,1	518,1	9,2	508,2	9,5	0,52	1,9
71	0,0575	0,0015	0,6505	0,0165	0,0820	0,0016	0,77	511,4	56,5	508,8	10,1	508,2	9,5	0,32	0,1
63	0,0577	0,0014	0,6527	0,0152	0,0820	0,0016	0,83	518,4	51,7	510,1	9,3	508,3	9,4	0,46	0,4
3	0,0582	0,0014	0,6586	0,0155	0,0821	0,0016	0,84	535,3	51,3	513,7	9,5	508,9	9,7	0,45	0,9

3	6	7
\mathcal{I}	υ	1

12	0.0585	0.0015	0.6622	0.0164	0.0822	0.0016	0.80	546.9	53.6	516	10.0	509.2	9.7	0.24	1.3
27	0.0581	0.0014	0.6584	0.0152	0.0822	0.0016	0.85	533.8	50.5	513.6	9.3	509.2	9.6	0.42	0.9
57	0.0577	0.0013	0.6535	0.0148	0.0822	0.0016	0.85	517.3	50.0	510.7	9.1	509.2	9.4	0.41	0.3
41	0,0580	0,0013	0,6574	0,0150	0,0822	0,0016	0,85	529,4	50,1	513	9,2	509,4	9,5	0,28	0,7
2	0,0596	0,0014	0,6754	0,0155	0,0822	0,0016	0,86	588,3	48,7	524	9,4	509,5	9,7	0,34	2,8
22	0,0574	0,0013	0,6511	0,0148	0,0823	0,0016	0,86	506,3	49,7	509,1	9,1	509,8	9,6	0,28	-0,1
55	0,0571	0,0013	0,6472	0,0145	0,0823	0,0016	0,86	492,8	50,0	506,7	8,9	509,8	9,5	0,31	-0,6
61	0,0583	0,0015	0,6626	0,0162	0,0824	0,0016	0,79	540,4	54,2	516,2	9,9	510,7	9,6	0,30	1,1
67	0,0583	0,0014	0,6626	0,0150	0,0825	0,0016	0,85	539,3	50,4	516,2	9,1	510,9	9,4	0,33	1,0
32	0,0579	0,0013	0,6583	0,0144	0,0825	0,0016	0,89	524,7	47,7	513,5	8,8	511,1	9,5	0,37	0,5
1	0,0576	0,0013	0,6557	0,0153	0,0826	0,0016	0,85	513,6	50,6	512	9,4	511,6	9,7	0,36	0,1
38	0,0578	0,0013	0,6587	0,0145	0,0826	0,0016	0,88	523,1	48,3	513,8	8,9	511,8	9,5	0,25	0,4
24	0,0593	0,0014	0,6752	0,0161	0,0827	0,0016	0,83	576,1	51,2	523,9	9,7	512,1	9,7	0,27	2,3
69	0,0582	0,0015	0,6646	0,0168	0,0828	0,0016	0,77	538	56,2	517,4	10,2	512,7	9,6	0,27	0,9
65	0,0589	0,0013	0,6722	0,0149	0,0828	0,0016	0,87	562,4	48,5	522	9,0	512,9	9,5	0,33	1,8
52	0,0573	0,0013	0,6538	0,0148	0,0828	0,0016	0,85	500,7	50,4	510,8	9,1	513,1	9,5	0,38	-0,4
5	0,0580	0,0013	0,6630	0,0148	0,0830	0,0016	0,88	528,6	48,3	516,5	9,0	513,8	9,7	0,23	0,5
64	0,0572	0,0013	0,6543	0,0143	0,0830	0,0016	0,88	496,8	49,0	511,1	8,8	514,2	9,5	0,29	-0,6
10	0,0571	0,0013	0,6541	0,0144	0,0832	0,0016	0,89	493,3	47,6	511	8,9	514,9	9,7	0,30	-0,8
21	0,0572	0,0014	0,6551	0,0158	0,0832	0,0016	0,82	497,1	53,3	511,6	9,7	514,9	9,8	0,16	-0,6
53	0,0578	0,0013	0,6624	0,0150	0,0831	0,0016	0,85	521,8	50,0	516,1	9,2	514,9	9,6	0,24	0,2
46	0,0582	0,0013	0,6676	0,0151	0,0832	0,0016	0,86	536,7	49,9	519,3	9,2	515,3	9,6	0,23	0,8
66	0,0570	0,0014	0,6545	0,0152	0,0834	0,0016	0,83	488,8	51,4	511,2	9,3	516,2	9,6	0,24	-1,0
33	0,0581	0,0014	0,6686	0,0154	0,0835	0,0016	0,85	532,5	50,5	519,9	9,4	517	9,7	0,38	0,6
72	0,0581	0,0014	0,6695	0,0158	0,0836	0,0016	0,82	531,3	52,5	520,4	9,6	517,8	9,6	0,37	0,5
54	0,0570	0,0013	0,6582	0,0144	0,0838	0,0016	0,88	491,2	48,3	513,5	8,8	518,5	9,6	0,30	-1,0
8	0,0571	0,0014	0,6588	0,0157	0,0838	0,0017	0,83	492,8	52,3	513,9	9,6	518,7	9,9	0,35	-0,9
31	0,0632	0,0014	0,7317	0,0161	0,0840	0,0016	0,88	715,6	46,4	557,6	9,5	519,8	9,7	0,27	7,3
58	0,0571	0,0014	0,6608	0,0158	0,0840	0,0016	0,81	493,3	53,4	515,1	9,7	520	9,7	0,29	-0,9
49	0,0570	0,0013	0,6608	0,0147	0,0841	0,0016	0,87	489,9	48,9	515,1	9,0	520,7	9,7	0,61	-1,1
6	0,0573	0,0014	0,6653	0,0158	0,0842	0,0017	0,83	503,7	51,9	517,8	9,6	521,1	9,9	0,24	-0,6
56	0,0567	0,0013	0,6608	0,0151	0,0845	0,0016	0,84	480,4	50,9	515,1	9,3	522,9	9,7	0,29	-1,5
39	0,0600	0,0014	0,7269	0,0164	0,0879	0,0017	0,86	603	48,5	554,7	9,6	543,2	10,1	0,40	2,1
35	0,0598	0,0014	0,7250	0,0163	0,0880	0,0017	0,86	595,2	49,0	553,6	9,6	543,6	10,1	0,27	1,8
9	0,0584	0,0013	0,7137	0,0158	0,0887	0,0017	0,89	543,9	47,4	546,9	9,3	547,8	10,3	0,18	-0,2

3	68	
\sim	00	

45	0,0598	0,0013	0,7317	0,0162	0,0887	0,0017	0,87	597,7	47,9	557,6	9,5	547,9	10,2	0,28	1,8
42	0,0592	0,0013	0,7278	0,0163	0,0892	0,0017	0,87	574,3	48,5	555,2	9,6	550,8	10,2	0,41	0,8
47	0,0577	0,0013	0,7166	0,0158	0,0902	0,0017	0,88	516,6	48,4	548,6	9,3	556,4	10,3	0,31	-1,4
30	0,0576	0,0013	0,7159	0,0157	0,0902	0,0018	0,88	513,9	48,0	548,3	9,3	556,6	10,4	0,29	-1,5
28	0,0591	0,0013	0,7374	0,0161	0,0905	0,0018	0,89	570,5	47,0	560,9	9,4	558,7	10,4	0,24	0,4
44	0,0582	0,0013	0,7265	0,0155	0,0906	0,0017	0,90	535,7	46,9	554,5	9,1	559,1	10,3	0,37	-0,8
43	0,0578	0,0012	0,7226	0,0151	0,0907	0,0017	0,92	521,7	45,7	552,2	8,9	559,7	10,3	0,48	-1,3
48	0,0571	0,0012	0,7257	0,0153	0,0922	0,0018	0,91	495,8	46,9	554,1	9,0	568,3	10,5	0,48	-2,5
50	0,0610	0,0013	0,8767	0,0185	0,1043	0,0020	0,91	639,1	45,3	639,2	10,0	639,3	11,7	0,60	0,0
60	0,0964	0,0021	3,6795	0,0791	0,2768	0,0053	0,89	1556,2	40,5	1566,9	17,2	1575,1	26,8	0,89	-1,2

Таблица В.2. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из нижнеюрских песчаников тарбаганской серии (обр. 17-1224)

	Изот	опные отноц	іения				Во	озраст, млн л	іет				
Номер точки	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ, %	Age corr	1σ, %	D, %
80	25,53	1,24	0,0530	3,2127	247,5	1,2	328,4	3,2	252,4	3,2	246,9	3,0	2,0
41	25,12	1,36	0,0570	4,1530	251,7	1,4	490,3	4,2	269,6	4,2	249,9	3,5	7,1
100	25,14	1,30	0,0548	3,6078	251,6	1,3	404,6	3,6	267,5	3,5	250,5	3,2	6,3
42	25,13	1,39	0,0531	3,3367	251,5	1,4	331,8	3,3	248,0	3,4	250,9	3,4	-1,4
75	25,00	1,23	0,0560	3,4826	252,7	1,2	451,9	3,5	269,6	3,5	251,2	3,2	6,7
45	24,92	1,28	0,0521	4,2257	253,6	1,3	287,0	4,2	247,8	4,3	253,4	3,4	-2,3
90	24,84	1,27	0,0543	3,8333	254,5	1,3	381,2	3,8	258,0	4,1	253,5	3,4	1,4
93	24,94	1,30	0,0506	4,6006	253,6	1,4	219,5	4,6	246,7	4,7	253,8	3,5	-2,7
91	24,76	1,33	0,0542	3,7627	255,2	1,4	378,7	3,8	263,5	3,9	254,3	3,5	3,3
83	24,65	1,32	0,0541	3,5785	256,2	1,3	373,8	3,6	263,2	3,6	255,3	3,3	2,8
43	24,70	1,29	0,0518	3,6766	255,7	1,3	274,3	3,7	254,0	3,7	255,6	3,3	-0,7
97	24,67	1,37	0,0536	4,7482	256,3	1,4	352,2	4,7	264,9	4,9	255,6	3,7	3,4
79	24,63	1,22	0,0529	3,1492	256,6	1,2	322,7	3,1	256,2	3,1	256,1	3,1	-0,1
62	24,65	1,36	0,0513	4,6235	256,1	1,4	251,1	4,6	253,1	4,8	256,1	3,6	-1,2
92	24,67	1,35	0,0536	4,1816	256,9	1,4	354,4	4,2	262,6	4,3	256,2	3,6	2,2
46	24,47	1,50	0,0548	4,6818	257,8	1,5	402,8	4,7	269,7	4,9	256,7	3,9	4,6

73	24.37	1.19	0.0589	3.2797	259.1	1.2	561.4	3.3	284.9	3.3	256.7	3.1	10.0
98	24,64	1,34	0,0503	4,5648	256,4	1,4	208,8	4,6	244,2	4,7	256,7	3,7	-4,7
60	24,55	1,40	0,0530	5,0941	257,5	1,4	326,4	5,1	258,5	5,2	257,0	3,8	0,4
35	24,50	1,34	0,0530	3,8884	257,7	1,4	326,8	3,9	256,0	3,8	257,2	3,5	-0,6
84	24,46	1,46	0,0534	4,5131	258,4	1,5	346,1	4,5	270,9	4,2	257,8	4,0	4,8
78	24,32	1,47	0,0560	4,2368	259,8	1,5	451,3	4,2	281,4	4,4	258,4	3,9	8,3
50	24,53	1,37	0,0487	4,4847	257,6	1,4	134,3	4,5	240,6	4,6	258,4	3,7	-6,6
56	24,39	1,30	0,0531	4,1216	259,0	1,3	331,0	4,1	262,6	4,2	258,4	3,5	1,4
68	24,44	1,49	0,0541	4,7316	259,3	1,6	375,6	4,7	270,7	4,9	258,5	4,1	4,4
57	24,31	1,38	0,0545	4,0613	260,0	1,4	391,5	4,1	269,6	4,1	259,0	3,5	3,7
54	24,37	1,30	0,0512	4,6625	259,2	1,3	248,7	4,7	250,6	5,0	259,2	3,5	-3,3
87	24,31	1,29	0,0531	3,6843	260,1	1,3	333,9	3,7	251,7	3,7	259,6	3,4	-3,2
18	24,26	1,38	0,0528	3,5964	260,1	1,3	319,2	3,6	256,2	3,6	259,6	3,4	-1,5
89	24,31	1,26	0,0525	3,9125	260,1	1,3	304,6	3,9	259,9	3,9	259,8	3,3	-0,1
88	24,23	1,35	0,0562	3,9341	261,5	1,4	458,7	3,9	279,6	4,0	260,0	3,6	6,9
40	24,37	1,45	0,0504	4,5180	259,7	1,5	212,1	4,5	252,0	4,4	260,0	3,8	-2,9
33	24,27	1,27	0,0516	3,5077	260,1	1,3	267,0	3,5	256,1	3,5	260,1	3,3	-1,5
61	24,27	1,36	0,0506	5,0454	260,0	1,4	221,1	5,0	253,9	5,2	260,2	3,8	-2,3
99	24,20	2,11	0,0506	9,3449	260,9	2,3	219,4	9,3	235,1	12,0	261,2	6,2	-9,9
38	24,16	1,22	0,0520	3,1408	261,4	1,2	286,4	3,1	255,6	3,1	261,2	3,2	-2,2
81	24,04	1,29	0,0539	4,3598	262,5	1,3	365,2	4,4	267,6	4,5	261,8	3,5	1,9
48	24,04	1,24	0,0544	3,8964	262,8	1,3	384,7	3,9	275,6	4,1	261,8	3,3	4,9
64	23,96	1,22	0,0553	3,7105	263,5	1,3	421,9	3,7	274,7	3,7	262,3	3,3	4,3
47	23,98	1,35	0,0517	3,9003	263,2	1,4	269,8	3,9	256,4	4,1	263,2	3,6	-2,6
31	23,76	1,46	0,0590	4,6857	265,7	1,5	564,6	4,7	279,4	4,9	263,3	4,1	5,2
39	23,84	1,41	0,0529	4,3120	264,5	1,4	322,3	4,3	261,3	4,3	264,1	3,7	-1,2
76	23,83	1,21	0,0532	3,3737	264,9	1,2	335,3	3,4	268,8	3,5	264,3	3,2	1,5
94	23,93	1,21	0,0500	3,8288	263,9	1,2	192,5	3,8	250,9	3,8	264,4	3,3	-4,9
55	23,89	1,36	0,0502	4,6491	264,2	1,4	204,8	4,6	259,2	4,8	264,6	3,8	-1,9
65	23,78	1,43	0,0548	4,2502	265,7	1,5	401,5	4,3	273,8	4,5	264,7	4,0	3,0

12	23,73	1,28	0,0545	3,3394	266,0	1,3	390,3	3,3	267,7	3,4	265,1	3,4	0,6
28	23,70	1,28	0,0540	3,7694	266,4	1,3	369,4	3,8	272,3	3,9	265,6	3,4	2,2
19	23,68	1,25	0,0525	3,7182	266,7	1,2	308,3	3,7	265,6	3,7	266,4	3,3	-0,4
32	23,68	1,64	0,0519	4,0214	266,6	1,6	281,3	4,0	261,6	4,3	266,5	4,2	-1,9
63	23,64	1,53	0,0511	4,3891	266,6	1,6	245,5	4,4	263,8	4,7	266,8	4,2	-1,1
34	23,60	1,36	0,0541	3,5267	267,7	1,3	376,1	3,5	274,0	3,6	266,9	3,5	2,3
53	23,69	1,24	0,0499	3,5414	266,5	1,2	189,3	3,5	256,4	3,5	267,0	3,3	-3,8
24	23,56	1,23	0,0544	3,3469	268,0	1,2	386,1	3,3	272,2	3,3	267,1	3,3	1,6
71	23,48	1,24	0,0515	4,0132	268,8	1,3	262,7	4,0	257,4	3,9	268,9	3,5	-4,3
20	23,38	1,26	0,0533	3,3335	270,1	1,3	339,7	3,3	269,1	3,3	269,6	3,4	-0,4
17	23,42	1,37	0,0499	4,5524	269,4	1,4	189,0	4,6	260,7	4,6	270,0	3,8	-3,2
49	23,36	1,22	0,0518	3,2621	270,3	1,2	276,1	3,3	265,8	3,2	270,2	3,3	-1,7
25	23,35	1,73	0,0527	4,9398	270,6	1,8	314,6	4,9	268,9	5,2	270,3	4,9	-0,6
59	22,88	1,48	0,0581	4,9589	275,4	1,5	531,0	5,0	296,5	5,3	273,3	4,3	7,7
52	23,07	1,42	0,0496	4,9747	273,6	1,5	173,7	5,0	254,9	5,2	274,3	4,2	-6,8
11	22,90	1,42	0,0547	4,3118	276,0	1,5	397,1	4,3	282,7	4,5	275,0	4,1	2,4
86	20,37	1,25	0,0536	3,6703	308,8	1,3	353,6	3,7	305,5	3,7	308,4	4,0	-1,1
16	18,98	1,59	0,0560	4,1607	330,5	1,6	449,8	4,2	355,0	4,3	329,4	5,1	7,4
23	18,12	1,39	0,0561	4,1506	346,7	1,4	455,5	4,2	349,0	4,3	345,6	5,0	0,7
70	17,82	1,22	0,0549	3,5681	352,7	1,2	407,5	3,6	351,6	3,7	352,1	4,4	-0,3
51	15,91	1,50	0,0534	4,8774	393,6	1,6	345,5	4,9	388,7	5,3	394,2	6,3	-1,3
15	15,45	1,46	0,0599	3,9102	404,5	1,4	599,0	3,9	439,6	4,0	402,0	5,6	8,7
22	13,75	1,46	0,0584	4,8902	452,6	1,6	542,1	4,9	462,2	5,4	451,3	7,1	2,1
36	13,08	1,35	0,0556	3,8784	474,8	1,4	433,8	3,9	463,6	3,9	475,4	6,5	-2,4
21	12,67	1,44	0,0629	4,2237	489,5	1,5	703,8	4,2	509,7	4,6	486,0	7,2	4,1
14	12,78	1,34	0,0574	3,8030	486,5	1,4	504,6	3,8	489,4	4,1	486,3	6,5	0,6
95	12,73	1,41	0,0597	4,8826	488,0	1,4	593,5	4,9	494,4	5,5	486,3	7,1	1,3
96	12,73	1,35	0,0573	4,3391	487,7	1,4	500,7	4,3	484,9	5,0	487,5	7,0	-0,6
37	12,64	1,36	0,0583	4,0955	490,7	1,4	541,6	4,1	501,1	4,4	489,9	6,7	2,1
67	12,56	1,43	0,0577	4,5741	493,7	1,5	518,1	4,6	478,4	4,9	493,3	7,3	-3,1

66	12,45	1,30	0,0605	3,8256	498,1	1,4	621,9	3,8	513,2	4,1	496,0	6,7	3,0
13	12,26	1,30	0,0592	3,6616	506,2	1,3	574,5	3,7	514,5	3,7	505,0	6,6	1,6
69	11,92	1,23	0,0582	3,5926	519,1	1,3	535,7	3,6	511,6	3,7	518,9	6,6	-1,4
Отброшенные дискордантные датировки													
77	24,45	1,62	0,0590	4,3627	259,3	1,7	567,6	4,4	288,0	4,5	256,9	4,3	11,1
58	24,67	1,61	0,0614	8,1113	255,9	1,6	653,8	8,1	284,7	8,1	252,7	4,3	11,3
29	23,56	1,66	0,0654	NA	267,5	1,7	785,8	11,7	320,7	12,4	262,9	5,1	19,9
74	24,86	1,23	0,0660	3,2535	254,1	1,2	805,0	3,3	308,8	3,2	249,5	3,1	21,5
27	24,58	1,42	0,0668	3,3300	257,1	1,4	830,2	3,3	315,4	3,3	252,2	3,5	22,7
82	26,58	1,26	0,0756	3,2191	237,9	1,3	1084,5	3,2	328,6	3,2	230,6	3,0	38,1
26	26,06	1,25	0,0851	3,1586	242,7	1,2	1316,7	3,2	373,2	3,1	232,5	3,0	53,8
44	27,72	1,42	0,0925	3,7057	229,1	1,5	1477,2	3,7	376,7	3,9	217,3	3,3	64,4
30	26,36	1,26	0,0946	2,9778	240,1	1,2	1519,4	3,0	399,8	2,9	227,2	2,9	66,5
72	28,88	1,41	0,1161	2,9726	219,7	1,4	1895,6	3,0	431,8	2,9	201,8	3,0	96,6
85	30,92	1,49	0,1609	3,0602	205,1	1,4	2463,9	3,1	539,7	3,0	177,0	2,8	163,1