

На правах рукописи



Аржанникова Анастасия Валентиновна

**МОРФОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ПРИБАЙКАЛЯ И ЗАБАЙКАЛЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ - КАЙНОЗОЕ**

Специальность: 25.00.03 - геотектоника и геодинамика

Автореферат диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск 2021

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук

Официальные оппоненты:

Веселовский Роман Витальевич д.г.-м.н., профессор РАН, заместитель директора Института физики Земли РАН по науке, заведующий петромагнитной лабораторией и лабораторией прикладных методов геодинамических исследований Института физики Земли РАН, г. Москва.

Буслов Михаил Михайлович д.г.-м.н., профессор, главный научный сотрудник и заведующий лабораторией Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Трифонов Владимир Георгиевич, д.г.-м.н., профессор, главный научный сотрудник лаборатории неотектоники и современной геодинамики Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН), г. Москва

Ведущая организация: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Защита состоится «11» ноября 2021 года в «14-00» часов на заседании диссертационного совета Д. 003.022.03 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН) по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ИЗК СО РАН и на сайте: <http://crust.irk.ru/images/upload/newsfull191/2640.pdf>

Отзывы на автореферат в двух экземплярах с подписью, заверенные печатью учреждения, просим направлять ученому секретарю совета, к.ф.-м.н. А.А. Добрыниной по адресу: 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, или e-mail: dobrynina@crust.irk.ru

Автореферат разослан «_9_» _августа_ 2021 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д. 003.022.03,
кандидат физико-математических наук



А.А. Добрынина

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

История развития Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое изучалась на протяжении многих лет специалистами различных направлений. При этом результаты, полученные отдельно при структурно-геоморфологических, седиментологических или геохронологических исследованиях, часто входят в противоречие друг с другом, что оставляет не выясненными важные вопросы пространственно-временной закономерности развития рельефа региона. До последнего времени изучение истории развития рельефа базировалось на относительных определениях его возраста по данным геолого-геоморфологических исследований. С развитием методов абсолютной геохронологии появилась возможность точного датирования различных форм рельефа земной поверхности, а также оценки скоростей тектонических смещений и эрозионных процессов. Использование методов абсолютной геохронологии для определения времени формирования различных морфоструктур в комплексе с традиционными геоморфологическими, седиментологическими и палеосейсмологическими исследованиями является новым современным подходом к изучению эволюции рельефа. Комплексный подход особенно хорошо применим к изучению многофазного рельефа, как раз такого, как в районе Монголо-Охотского шва и южной границы Сибирской платформы. Актуальность исследований определяется необходимостью восполнения пробелов и устранения противоречий в пространственно-временной модели формирования рельефа Прибайкалья и Забайкалья, а количественная оценка возраста морфоструктурных элементов, скоростей тектонических смещений и эрозионных процессов позволяет соответствовать данным исследованиям современному мировому уровню. В прикладном аспекте, наиболее актуальным вопросом является оценка скоростей смещения и сейсмического потенциала главных сейсмогенерирующих разломов Прибайкалья и Забайкалья. Оценка скоростей смещения по разломам является необходимым звеном при прогнозе сейсмического риска, что особенно актуально в таком сейсмоопасном регионе, как Байкальский.

Цель исследований

Целью исследований является выделение основных этапов и особенностей морфоструктурной эволюции Прибайкалья и Забайкалья от закрытия Монголо-Охотского океана до Байкальского рифтогенеза.

Основные задачи исследований

1. Определение времени и характера закрытия Монголо-Охотского океана в районе Забайкалья на основании геохронологического изучения морских и континентальных отложений мезозойских впадин.
2. Выделение основных этапов морфоструктурной эволюции, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и его деструкции.
3. Определение возраста, характера и скорости позднемезозойско – раннекайнозойской денудации в районе южной границы Сибирской платформы, отражающей постколлизионный этап выравнивания рельефа.
4. Определение особенностей позднекайнозойской морфоструктурной эволюции Восточного Саяна и юго-западного фланга Байкальского рифта, связанных с распространением к северу деформаций сжатия от Индо-Азиатской коллизии.

5. Определение позднеплейстоцен-голоценовых скоростей смещения по морфоконтролирующим разломам Байкальского рифта и Забайкалья и оценка их сейсмического потенциала.

Фактический материал и личный вклад автора

В основе работы лежит фактический материал, собранный автором в экспедиционных исследованиях в Прибайкалье и Забайкалье в 2000-2020 гг. Большинство работ проходило в рамках проектов российских и международных конкурсов РФФИ под руководством автора (05-05-66812-НЦНИЛ «Хронология третичных деформаций сжатия в Саянском горном массиве и их взаимодействие с растяжением в Байкальской рифтовой системе», 06-05-64111 «Гидрографическая перестройка в условиях позднекайнозойской тектонической активизации юга Сибирской платформы», 09-05-91052-НЦНИ «История мезозойского рельефа в районе Монголо-Охотского пояса (Сибирь): формирование, размер и деструкция», 13-05-91052-НЦНИ «Тектоническое развитие и эволюция рельефа Забайкалья от мезозоя до наших дней», 13-05-00247 «Эволюция рельефа в южном обрамлении Сибирской платформы в позднем мезозое – кайнозое», 17-05-00191 «Комплексное геоморфологическое, геохронологическое, геохимическое и палеоботаническое изучение мезо-кайнозойской морфотектонической эволюции Забайкалья», 17-55-150002-НЦНИ «Морфотектоническое и геохронологическое изучение террасовых комплексов рек в зонах активных разломов Байкальского рифта: новые данные на базе космогенно-нуклидного и OSL датирования»). Постановка задач, определение объектов и методов исследований, а также интерпретация полученных результатов в рамках вышеперечисленных проектов осуществлялись непосредственно автором.

Результаты работ базируются на полевых морфотектонических, седиментологических, палеосейсмологических, а также геохронологических исследованиях. Образцы для U-Pb датирования детритовых цирконов отбирались в поле и анализировались при непосредственном участии автора в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (Улан-Удэ, Россия). Образцы для ^{10}Be датирования отбирались и анализировались также при непосредственном участии автора в Национальной Лаборатории Космогенных Нуклидов (The National Laboratory for Cosmogenic Nuclides) Европейского центра CEREGE (Франция). Образцы для трекового датирования апатита и радиоуглеродного датирования отбирались при участии автора и отправлялись для исследований в лаборатории университетов г. Ренн (Франция) и г. Познан (Poznan Radiocarbon Laboratory) (Польша). Ar-Ar датирование вулканитов, проводилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск). Всего было проанализировано 133 образца, из них 13 - U-Pb LA-ICP-MS методом датирования цирконов, 2 – Ar-Ar датированием вулканитов, 6 – трековым датированием апатитов, 70 –методом космогенно-нуклидного ^{10}Be датирования и 42 – радиоуглеродным AMS методом датирования.

Защищаемые положения

1. Закрытие Монголо-Охотского океана имело клавишный характер, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту ~165 млн лет назад. В результате коллизии в районе Восточно-Забайкальского прогиба и Верхнеамурской впадины сформировался бассейн форланда, содержащий морские и континентальные отложения. Смена морской обстановки осадконакопления на континентальную в пределах северной части Керулено-Аргунского террейна происходила последовательно с запада на восток с киммериджа (верхняя юра) до валанжина (нижний мел).

2. Позднемезозойская морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья определялась процессами, связанными с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и его деструкции. На основании изменений условий седиментации и источников сноса, выделено 8 основных этапов морфоструктурной эволюции между ~187 и ~116 млн лет, которые характеризовались сменой, усилением и ослаблением деформаций сжатия и растяжения.

3. С помощью термохронологического моделирования определен характер позднемезозойско – раннекайнозойской денудации в районе Восточного Саяна. Установлено, что начиная с ранней юры (190 млн лет) территория характеризуется постепенной денудацией рельефа. Образование пенеплена, реликт которого представлен Окинским плато, приходится на конец юры – начало мела (140 – 150 млн лет). Средняя скорость денудации плато (12-20 м/млн лет) остается постоянной во времени.

4. Позднекайнозойская морфоструктурная эволюция южной части Восточно-Саянского горного массива и юго-западного фланга Байкальского рифта имеет ряд особенностей, связанных с распространением к северу деформаций сжатия от Индо-Азиатской коллизии. Деформации сдвига со сжатием определяют развитие Восточно-Саянского горного массива. На примере западной части Тункинских Гольцов определен механизм формирования горных хребтов в условиях транспрессии. Позднечетвертичная инверсия вертикальных смещений приводит к реализации взбросо-сдвиговых деформаций на субширотных сегментах разломов юго-западного фланга Байкальского рифта.

5. Скорости смещения по разломам Байкальского рифта постоянны на всем позднемиоцен-четвертичном этапе развития и, в среднем, на порядок выше, чем для впадин Забайкалья. Магнитуды разрывообразующих палеоземлетрясений для основных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта оцениваются в интервале 6.6-8.

Научная новизна

В данной работе получены новые данные о возрасте морских и континентальных позднемезозойских отложений Забайкалья, впервые дана количественная оценка времени начала коллизионных процессов, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана в районе Забайкалья, а также геохронологические характеристики последующих рельефообразующих процессов, вплоть до голоцена. Результаты датирования показали, что закрытие Монголо-Охотского океана имело клавишный характер, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту. Выделены этапы позднемезозойской морфоструктурной эволюции Забайкалья, связанные с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и его деструкции. Впервые дана количественная оценка скорости денудации и возраста пенеплена на южной границе Сибирской платформы. Показан механизм формирования хребтов Восточного Саяна на позднекайнозойском этапе развития. Впервые оценена геологическая скорость смещения по главным морфоконтролирующим разломам Байкальского рифта и Забайкалья.

Практическая значимость

Новые данные о возрасте осадочных отложений и прорывающих их вулканитов могут быть использованы при геологическом картировании и стратиграфических исследованиях. Оценка скоростей смещения и сейсмического потенциала главных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта и Забайкалья с определением возможных магнитуд и периодов

повторяемости разрывообразующих землетрясений является необходимым звеном при оценке сейсмической опасности территории.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности (формуле и области исследования)

Диссертационная работа представляется по специальности: 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика». Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 работа соответствует пунктам № 3, 4, 5, 9.

Пункт №3: Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами).

Пункт №4: Сейсмотектоника – изучение тектонических закономерностей проявления землетрясений в пространстве и во времени, составление карт сейсмического районирования.

Пункт №5: Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования.

Пункт №9: Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна.

Апробация работы и публикации

Результаты исследований докладывались на всероссийских и международных конференциях, таких как: XXVII Генеральная Ассамблея Европейского Геофизического Общества (EGU) (г. Ницца, Франция, 2002), V Российско-Монгольская конференция по астрономии и геофизике (г. Иркутск, 2005), Международная конференция, посвященная 50-летию юбилею Научного центра астрономии и геофизики Монгольской Академии наук и 50-летней годовщине Гоби-Алтайского землетрясения (г. Улан-Батор, Монголия, 2007), Всероссийское научное совещание «Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии» (г. Иркутск, 2007), Всероссийское совещание «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия» (г. Иркутск, 2009), Всероссийский симпозиум с международным участием, посвященный памяти Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (г. Иркутск, 2010), 32-я Генеральная Ассамблея Европейской Сейсмологической комиссии (г. Монпелье, Франция, 2010), Генеральная Ассамблея Европейского Геофизического Общества (EGU) (г. Вена, Австрия, 2012), Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2013, 2018, 2020); IX Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 2015), IV Всероссийский симпозиум с участием иностранных ученых, посвященный 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» (г. Иркутск, 2019), Всероссийское совещание, посвященное памяти профессора С. И. Шермана «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (г. Иркутск, 2021).

По теме диссертации опубликовано более 40 научных работ, из них 21 статья в рецензируемых российских и зарубежных журналах из перечня ВАК, индексируемых в Web of Science.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения общим объемом 410 страниц, включая 117 рисунков, 21 таблицу в тексте и 12 таблиц в приложениях. Список литературы включает 410 наименований.

Благодарности

Прежде всего, выражаю искреннюю благодарность за всестороннюю помощь и поддержку, оказываемую на протяжении всей моей научной карьеры и в процессе работы над диссертацией, моему мужу и коллеге к.г.-м.н. С.Г. Аржанникову, а также моей дочери А.С. Яхненко за постоянную поддержку и помощь в полевых исследованиях. Отдельную благодарность выражаю проф. РАН А.В. Иванову и к.г.-м.н. Е.И. Демонтеровой за мотивацию к написанию данной работы, за совместные многолетние исследования и плодотворные научные дискуссии, а также за помощь в получении и интерпретации геохронологических результатов. Большую благодарность выражаю всем друзьям и коллегам, которые на разных этапах принимали участие в экспедиционных исследованиях, помогая собирать материал – к.г.-м.н. Е.А. Михеевой, А.А. Чеботареву, к.г.-м.н. А.О. Фролову, к.г.-м.н. Ю.В. Даниловой, к.г.-м.н. Б.С. Данилову, М.Н. Рубцовой, к.г.-м.н. А.Л. Дорожко, к.т.н. М.С. Яхненко, А.В. Блинову, а также всем сотрудникам лаборатории современной геодинамики ИЗК СО РАН за помощь и ценные советы. Особую благодарность автор выражает иностранным коллегам Dr. J.-F. Ritz, Dr. M. Jolivet, Dr. C. Larroque, Dr. R. Braucher, Dr. R. Vassallo, Dr. A. Chauvet, консультации и совместная работа с которыми внесли значительный вклад в формирование изложенных в работе идей и представлений. Глубокую признательность автор выражает к.г.-м.н. В.А. Санькову и д.г.-м.н. Р.М. Семенову за внимательное прочтение работы, критическую оценку и конструктивные замечания. Работа была завершена при поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2019-1883.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ:

Глава 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое проходила под влиянием двух крупнейших тектонических событий – (1) закрытия Монголо-Охотского океана в юре, приведшего к коллизии сибирских и монголо-китайских блоков, и последующего за этим раннемелового рифтогенеза, охватившего обширную территорию юга Сибири, Монголии и Китая и (2) Индо-Азиатской коллизии к кайнозое, напряжения от которой транслировались до края Сибирского кратона, где реализовывался Байкальский рифтогенез. Эти события разделялись периодом относительного тектонического покоя, во время которого сформировалась широкомасштабная поверхность выравнивания, остатки которой до сих пор наблюдаются в современном рельефе. В свете развития новейших методов датирования элементов рельефа и определения скоростей тектонических деформаций и эрозионных процессов с помощью методов абсолютной геохронологии, возникла необходимость пересмотра подхода к изучению эволюции рельефа. Исследования, проведенные в рамках данной работы, решают вопросы, которые оставались не выясненными, в том числе, в связи с нехваткой количественных данных. Работа подразделена на главы, соответствующие трем основным этапам развития региона.

Морфология Забайкалья представлена серией позднемезозойских грабенов северо-восточного простирания. Немногочисленные геохронологические данные, существующие для этого района, указывают на то, что грабены формировались одновременно с закрытием Монголо-Охотского океана, или сразу после него. Закрытие океана является крупным событием

в структурной эволюции Восточно-Азиатского континента, однако его время и особенности широко дискутируются [Zonenshain et al. 1990; Nie et al., 1990; Nie, 1991; Yin and Nie, 1993; 1996; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Зорин и др., 1998; Davis et al., 1998; Halim et al., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Zorin, 1999; Darby et al., 2001; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Cogné et al., 2005; Метелкин и др., 2007; Metelkin et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Didenko et al., 2013; Van der Voo et al., 2015; Yang et al., 2015; Sorokin et al., 2020 и др.], оставляя много нерешенных вопросов. Среди них – время и этапность формирования коллизионного рельефа и его деструкции. Субдукционные и коллизионные процессы должны были привести к значительному коровому утолщению и интенсивному рельефообразованию. При этом верхняя часть терригенных осадков, заполняющих верхнемезозойские впадины вдоль зоны Монголо-Охотского шва, носит мелкообломочный характер, свидетельствующий об отсутствии активных рельефообразующих процессов. Данное несоответствие свидетельствует о большом разное во времени формирования высокогорного рельефа и впадин, заполненных мелкозернистыми осадками, на одной и той же территории, либо о быстрой деструкции высокогорного рельефа, сформированного в зоне закрытия океана. Изучение возраста и характера осадочного заполнения впадин позволило приблизиться к ответу на вопрос о времени закрытия Монголо-Охотского океана, последующего формирования рельефа и его деструкции, а определение источников сноса осадочного материала - провести палеогеоморфологические реконструкции и выделить этапы эволюции рельефа в зоне коллизии.

Этап тектонического покоя характеризуется выравниванием рельефа. Термохронологические исследования последних десятилетий [Jolivet et al., 2001; 2007; 2011; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2008; 2011(a, б); Sobel et al., 2006; Glorie et al., 2012 и др.] показывают, что юрский возраст пенеплена, выявленный для южных районов Центральной Азии, которые характеризуются медленной скоростью денудации, не распространяется на горы Южной Сибири, расположенные на границе с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой, где последняя сохранившаяся поверхность начала формироваться в позднем мелу. При этом район Прибайкалья оставался не изученным в геохронологическом отношении несмотря на то, что в Юго-Восточной части Восточного Саяна находится хорошо сохранный участок древнего пенеплена (Окинское плато), который может выступить ключевым объектом для подобного рода исследований. Проблема установления синхронности/асинхронности формирования пенеплена на южной границе Сибирской платформы, а также вопрос о том, сколько времени потребовалось на его формирование и какова скорость денудации, требовали современного решения, основанного на используемых в мировой практике методах низкотемпературной термохронологии.

Неотектонический этап на изучаемой территории характеризуется формированием и развитием Байкальской рифтовой системы и Саяно-Байкальской складчатой области. Возобновление тектонических движений привело к деформации исходной поверхности выравнивания и активизации эрозионных процессов.

Алтае-Саянская горная область, по данным термохронологических исследований [De Grave et al., 2002; 2003; 2007; 2008; 2011(a, б); 2014; Jolivet et al., 2007 и др.], считается самым северным районом Центральной Азии, рельеф которого ассоциируется с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии. Деформации сжатия и сдвига со сжатием характерны для большинства районов Центральной Азии, расположенных к северу от коллизионного фронта. Их распространение фиксируется горообразовательными процессами, в результате которых сформировался ряд горных систем от Гималаев до Алтая [Добрецов и др., 1995; Jolivet

et al., 1999; 2001; 2007; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2002; 2003; 2007; 2008; 2011(a, б); 2014; Buslov et al., 2007, Буслов и др., 2008; Jolivet, 2015]. Восточно-Саянский горный массив на юге граничит с юго-западным флангом Байкальской рифтовой системы, являющимся переходной областью от деформаций сжатия, активно развивающихся в северной Монголии, к деформациям растяжения центральной части Байкальского рифта. Вопрос о том, в каком деформационном режиме развивается соседний с Байкальским рифтом Восточный Саян и какой источник оказывает доминирующее влияние на его позднекайнозойскую морфоструктурную эволюцию, был недостаточно изучен. При этом юго-восточная часть Восточно-Саянского горного массива является ключевым районом для понимания распространения деформаций сжатия или растяжения от соседних регионов, и определения их роли в формировании основных черт современного рельефа. Юго-Западный фланг Байкальского рифта, развивающийся в нехарактерном для рифтов поле напряжений, также требует изучения с точки зрения эволюции деформационных процессов.

Вдоль зон главных разломов, контролирующих развитие впадин Байкальского рифта и Забайкалья, сосредоточены палеосейсмодислокации, свидетельствующие о многочисленных разрывообразующих землетрясениях позднечетвертичного времени [Сейсмо тектоника..., 1968; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов и др., 2003 и др.]. В некоторых случаях сейсмогенные деформации смещают комплексы террас рек, пересекающих разломы. Такие районы являются ключевыми для понимания временного характера их взаимоотношений и определения скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин, что является одним из актуальных вопросов в изучении закономерностей позднекайнозойской эволюции рельефа. Распределение скоростей движения по главным разломам Байкальского рифта и Забайкалья остается недостаточно освещенным, при этом решение данного вопроса необходимо не только с точки зрения изучения эволюции рельефа, но и для характеристики сейсмического потенциала активных разломов, который является основным параметром при оценке сейсмического риска.

Для решения обозначенных проблем были использованы новейшие и традиционные методы изучения и датирования осадков, вулканитов, элементов рельефа и определения скоростей тектонических деформаций и эрозионных процессов.

При изучении мезозойских толщ осадочных отложений был использован U-Pb метод датирования цирконов с использованием лазерной абляции с индуктивно связанной масс-спектрометрией (LA-ICP-MS). Определение возраста детритовых цирконов из осадочных пород при помощи LA-ICP-MS позволяет определить источники сноса при осадконакоплении. Возраст самых молодых детритовых цирконов определяет нижнюю возрастную границу формирования осадков, в которых найдены цирконы [Dickinson and Gehrels, 2009], однако более точно судить о возрасте осадочных отложений не позволяет. Метод U-Pb (LA-ICP-MS) также использовался для датирования магматических цирконов из даек, внедрившихся в осадочные отложения, что дает информацию о верхней границе возраста осадков. Для определения возраста вулканитов также использовался метод Ar-Ar датирования, что дало возможность достаточно точно охарактеризовать возраст осадконакопления изучаемых отложений.

Для определения времени формирования поверхности выравнивания в районе Восточного Саяна и оценки скорости ее денудации использовался трековый анализ апатитов (Apatite fission track analysis). Методология определения трекового возраста апатитов и моделирования термальной истории подробно описана в работе [Jolivet et al., 2013a].

При изучении кайнозойских деформаций большое значение уделялось определению возраста деформированных в зонах разломов элементов рельефа, а также осадочных толщ. Для этого использовалось радиоуглеродное (^{14}C) и космогенно-изотопное (^{10}Be) датирование. Радиоуглеродное датирование традиционно применяется для определения возраста осадочных отложений по включенным в них органическим остаткам [Вагнер, 2006]. В данной работе радиоуглеродный метод применялся для датирования палеосейсмодислокаций. Космогенно-изотопный метод датирования *in situ* ^{10}Be является важнейшим инструментом для оценки возраста экспонирования за счет измерения концентраций космогенных нуклидов, накапливающихся в кварце на поверхности и на глубине в первые метры в результате космического излучения [Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010 и др.]. Этот метод использовался для датирования аллювиальных поверхностей и расчета скоростей смещения по разломам, деформирующим датированные поверхности.

Кроме методов геохронологического датирования в работе широко применялись геоморфологические методы исследования для изучения позднекайнозойского рельефа.

Глава 2. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП

Крупнейшим позднемезозойским тектоническим событием, определившим морфоструктурную эволюцию региона исследований, является закрытие Монголо-Охотского океана, который простирался между Сибирским и Амуро-Северокитайским континентами от Центральной Монголии на западе до Охотского моря на востоке [Zonenshain et al. 1990; Sengör and Natal'in, 1996; Yin and Nie, 1996; Zorin, 1999 и др.]. Реликты этого океана остались в виде фрагментов метаморфизованных отложений и вулканитов Монголо-Охотского пояса, вытянутых в северо-восточном направлении от Центральной Монголии на юго-западе до Охотского моря на северо-востоке (рис. 1).

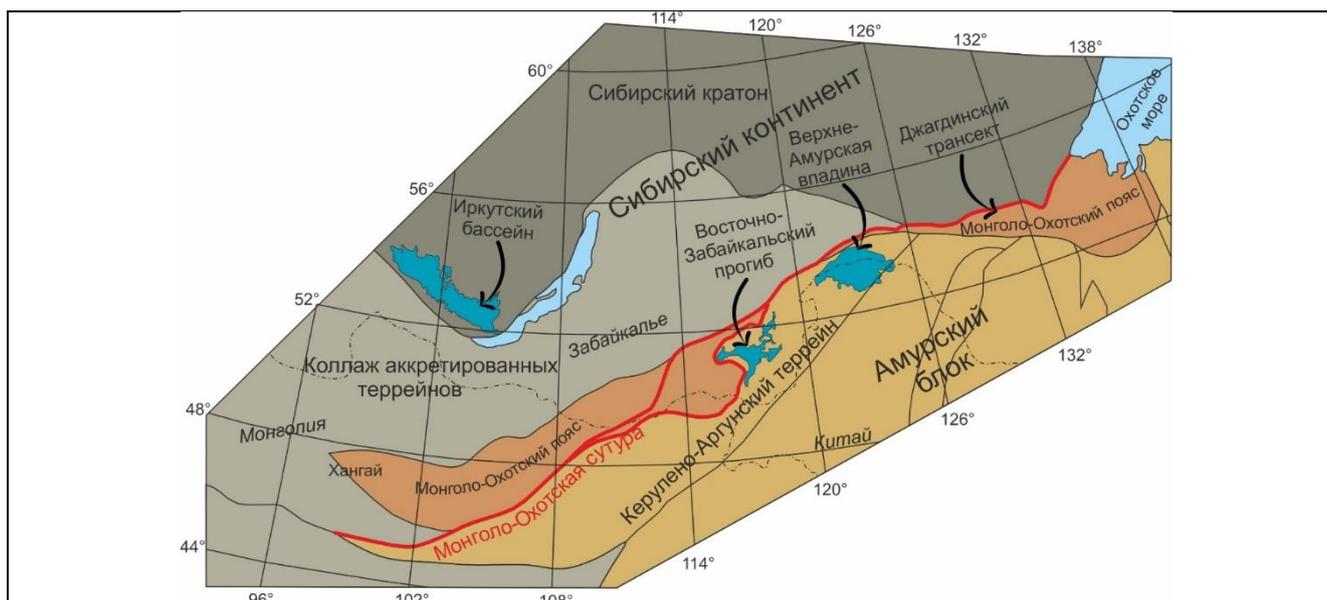


Рис. 1. Тектоническое положение Монголо-Охотского складчатого пояса по данным [Парфенов и др., 1999] с изменениями и дополнениями.

Время закрытия Монголо-Охотского океана широко дискутируется и варьирует от перми до раннего мела [Zonenshain et al. 1990; Nie et al., 1990; Nie, 1991; Yin and Nie, 1993; 1996; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Зорин и др., 1998; Davis et al., 1998; Halim et al., 1998; Гордиенко,

Кузьмин, 1999; Zorin, 1999; Darby et al., 2001; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Cogné et al., 2005; Метелкин и др., 2007; Metelkin et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Didenko et al., 2013; Van der Voo et al., 2015; Yang et al., 2015 и др.]. Большинство геодинамических моделей предполагает последовательное закрытие океана и формирование складчатой структуры с омоложением в северо-восточном направлении вдоль зоны Монголо-Охотского шва [Zhao et al., 1990; Zonenshain et al., 1990; Scotese, 1991; Kravchinsky et al., 2002; Tomurtogoo et al., 2005; Metelkin et al., 2010]. Однако последние данные по датированию детритовых цирконов, а также изотопно-геохимические данные показали, что закрытие Монголо-Охотского океана не было последовательным [Prokopiiev et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Sorokin et al., 2020, Winkler et al., 2020]. В районе Джагдинского трансекта было показано отсутствие детритовых цирконов с возрастными моложе 171 млн лет в морских осадках, что позволило сделать вывод о закрытии Монголо-Охотского океана в восточной его части на границе ранней и средней юры [Sorokin et al., 2020]. Примерно такое же время закрытия было установлено для района Западного Забайкалья при изучении ранне-среднеюрских осадков Иркутского бассейна. U-Pb возраста детритовых цирконов вместе с Sm-Nd данными показали, что привнос осадочного материала с Забайкалья начался 178 млн лет назад, то есть в конце ранней юры, что авторы связали с усилением процессов горообразования в Западном Забайкалье за счет Монголо-Охотской коллизии в этом регионе [Demonterova et al., 2017]. При этом в районе Верхне-Амурской впадины, залегающей на фундаменте северной части Керулено-Аргунского террейна, закрытие океана происходило в более позднее время - в конце поздней юры – начале раннего мела [Guo et al., 2017].

Большой участок Монголо-Охотского пояса, расположенный между Верхне-Амурской впадиной и Западным Забайкальем, оставался не изученным с точки зрения определения абсолютного возраста юрских осадков и эволюции источников сноса. Устранение этого пробела является важным звеном в построении геодинамической модели закрытия Монголо-Охотского океана. Наиболее перспективным районом для подобного рода исследований является Восточно-Забайкальский прогиб, также залегающий на фундаменте северной части Керулено-Аргунского террейна (см. рис. 1), где морские формации юрских осадков сменяются континентальными. Исследования в рамках данной работы были направлены на изучение осадочной толщи Восточно-Забайкальского прогиба, результаты которых сформулированы ниже.

U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов из юрских морских и континентальных отложений Восточно-Забайкальского прогиба позволило установить время закрытия Монголо-Охотского океана и начала коллизии в этом регионе. Зарождение Восточно-Забайкальского прогиба как коллизионного бассейна форланда произошло в средней юре, а не в ранней юре, как предполагалось ранее. 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. Таким образом, северная часть Керулено-Аргунского террейна была последней столкнувшейся с Сибирским континентом с задержкой в несколько миллионов лет по сравнению с прилегающими юго-западным и северо-восточным регионами. Этот факт не соответствует широко распространенной модели последовательного закрытия Монголо-Охотского океана с омоложением в северо-восточном направлении, а свидетельствует о его «клавишном» закрытии. Геодинамический механизм, который привел к задержке столкновения северной части Керулено-Аргунского террейна с Сибирским континентом, требует дополнительного изучения, но может быть связан с

изначальной формой рельефа окраины палеоконтинента. Морская регрессия в Восточном Забайкалье приходится на период между ~ 158 и ~ 155 млн лет, когда Восточно-Забайкальский прогиб превратился в континентальный бассейн форланда. Морская обстановка осадконакопления в пределах северной части Керулено-Аргунского террейна сменялась на континентальную последовательно в северо-восточном направлении, морской бассейн полностью прекратил существование в позднем валанжине в районе Верхнеамурской впадины (рис. 2).

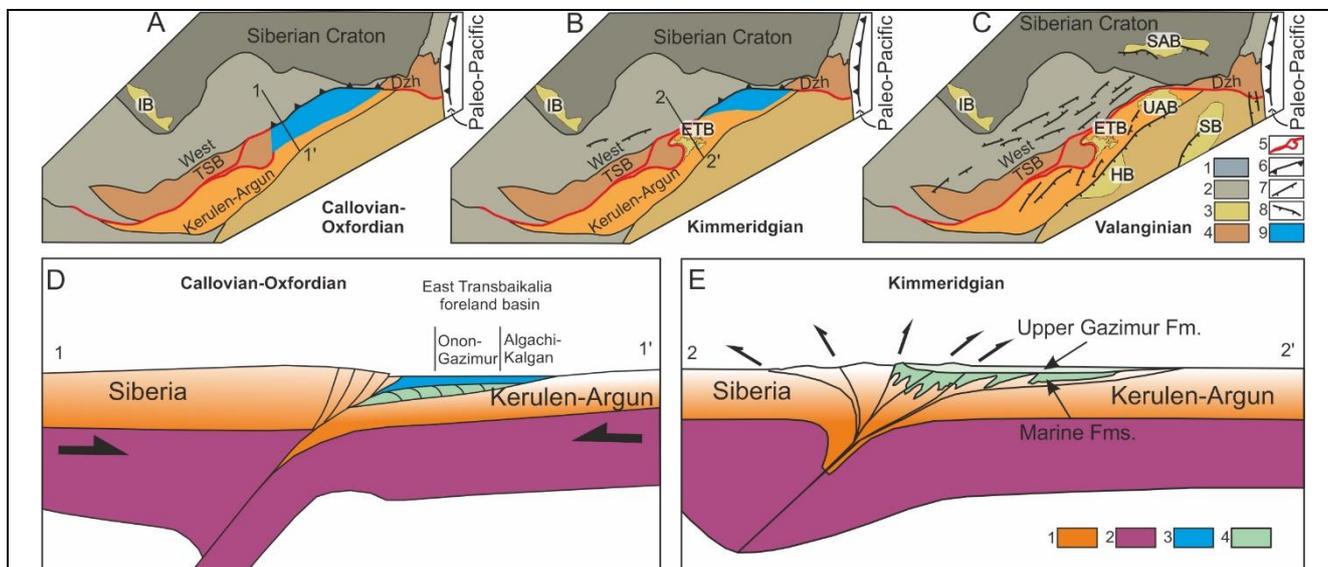


Рис. 2. А-С - палеотектонические реконструкции среднеюрско-раннемеловой морской регрессии: А - келловей-оксфорд, Б - киммеридж, В - валанжин. 1 - кратоны, 2 - коллаж аккреতিরированных террейнов, 3 - мезозойные бассейны: IB - Иркутский бассейн, ETB - Восточно-Забайкальский прогиб, UAB - Верхне-Амурская впадина, SAB - Южно-Алданская впадина, HB - Хайларская впадина, SB - бассейн Сонгляо, 4 - Монголо-Охотский пояс, 5 - Монголо-Охотская сутура, 6 - зона субдукции, 7 - сбросы, 8 - взбросы, 9 - морское пространство, West TSB - Западное Забайкалье, Dzh - район Джагдинского трансекта. D, E - модели седиментации Восточно-Забайкальского прогиба для морской и континентальной обстановки, соответственно: 1 – континентальная кора, 2 – мантийная литосфера, 3 – морской бассейн, 4 - осадки.

К началу растяжения рельеф Забайкалья представлял собой высоко поднятое горное плато, образованное за счет утолщения коры в результате широкомасштабного коллизионного надвигания и магматизма [Zorin, 1999]. Главный этап проявления юрского вулканизма в Забайкалье совпадает по времени с началом растяжения и формирования серии грабенов северо-восточного протирания. В результате мощного бимодального вулканизма сформировались осадочно-вулканогенные толщи ичетуйской свиты, геохимический состав вулканитов соответствует базальтам континентальных рифтов [Гордиенко и др., 1997]. В начале раннего мела произошла новая вспышка вулканизма, площадь развития которого существенно расширилась к северо-востоку. Она проявилась в форме излияний, которые формируют многочисленные вулканические поля субщелочных базальтов на территории Западного Забайкалья от Северной Монголии до Витимского плато. Этот этап вулканизма связан с формированием нового структурного плана в виде системы узких грабенов, в которых в основном и происходили излияния [Иванов и др., 1995]. Формирование раннемеловых грабенов связывают с процессом

тектонической эксгумации комплексов метаморфических ядер в результате растяжения утолщенной коры, которые широко представлены в Забайкалье, Северной Монголии и Китае в пределах Северо-Китайского кратона [Zheng et al., 1991; Скляр и др., 1997, Zorin et al. 1997; Zorin, 1999; Donskaya et al., 2008; Wang et al., 2011, 2012; Daoudene et al., 2009; 2013; 2017].

Для изучения эволюции постколлизийного рельефа было проведено изучение разрезов и датирование детритовых цирконов юрских и меловых осадочных отложений в пределах Тугнуйской и Гусиноозерской впадин Забайкалья. Ag-Ag датирование вулканитов ичетуйской свиты, а также дайки, прорывающей сангинскую свиту, с которой началось формирование Гусиноозерской впадины, позволило установить возрастные рамки начала формирования юрских и меловых грабенов Забайкалья.

На основании проведенных исследований и анализа опубликованных данных [Файнштейн, 1971; Donskaya et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Михеева, 2017; Аржанникова и др., 2018; Михеева и др., 2017; 2020; Arzhannikova et al., 2020a; Arzhannikova et al., 2022] выделено несколько основных этапов позднемезозойской морфоструктурной эволюции Прибайкалья и Забайкалья (рис. 3).

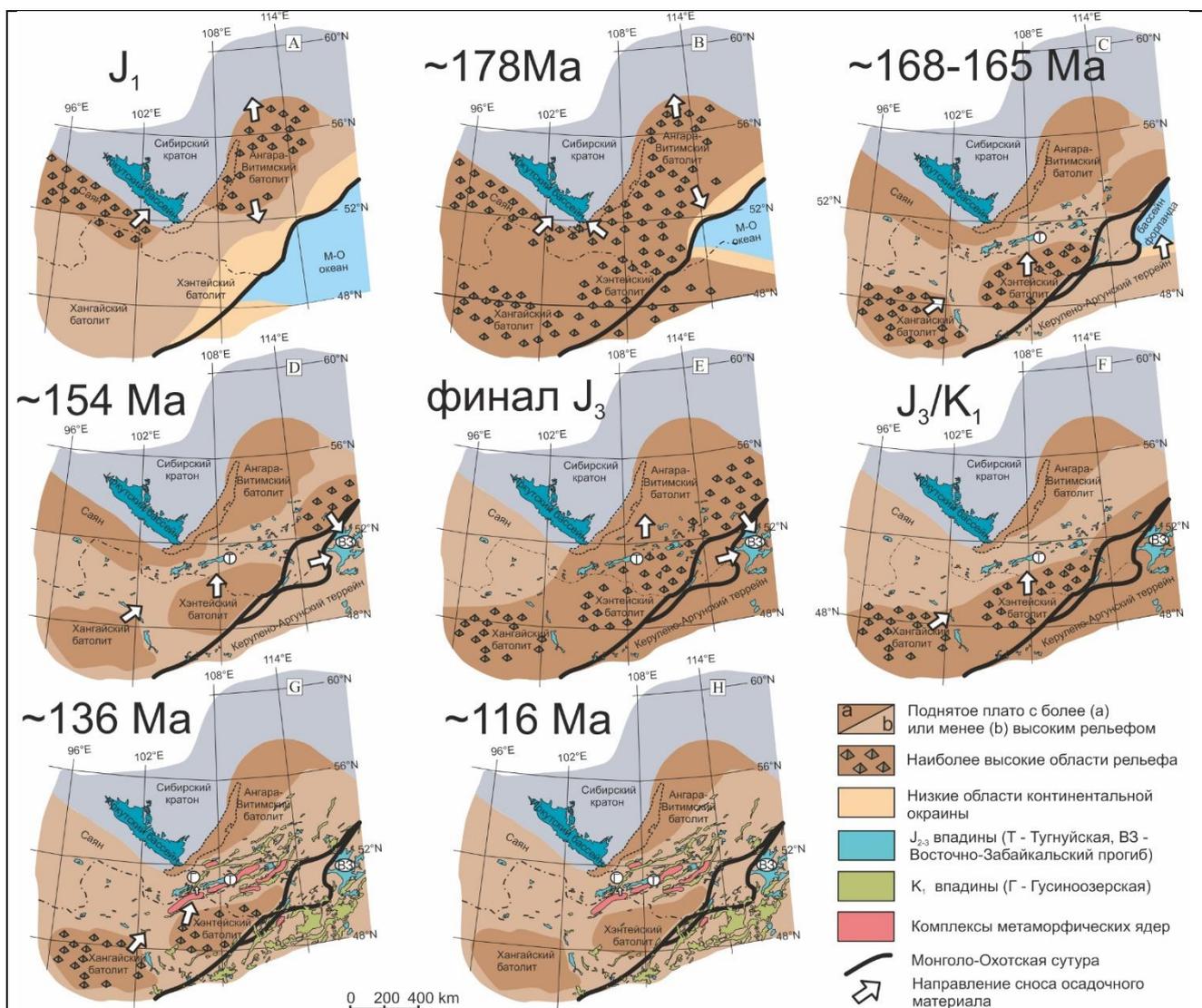


Рис. 3. Этапы позднемезозойской морфоструктурной эволюции Прибайкалья и Забайкалья: А - формирование Иркутского прогиба; В - закрытие Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизийное поднятие этой территории; С - начало растяжения в Западном

Забайкалье, ~165 млн лет - начало коллизии в Восточном Забайкалье; D - ослабление растяжения в Западном Забайкалье, смена морских осадков континентальными в Восточном Забайкалье; E - эпизод субширотного сжатия и эрозии в Западном Забайкалье; F - возобновление растяжения в Западном Забайкалье; G - начало формирования меловых впадин Забайкалья, начало формирования комплексов метаморфических ядер; H - ослабление растяжения и выравнивание рельефа.

1. Раннеюрский этап (плинсбах) - время формирования Иркутского прогиба, где источником сноса выступала относительно поднятая Саянская область. Мелкозернистый характер осадков свидетельствует о слабой расчлененности рельефа. Максимальное угленакпление приходится на ~187 млн лет. В Забайкалье относительно поднятой областью был район Ангаро-Витимского батолита, откуда сносились осадки как на север через палео-Лену к Верхоянской окраине, так и на юг к Монголо-Охотской континентальной окраине (рис. 3А).

2. Конец ранней юры (~178 млн лет) - время закрытия Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизионного сжатия и поднятия этой территории. Эти процессы отразились на погребении осадков Иркутского бассейна с добавлением нового забайкальского источника сноса осадочного материала (рис. 3В).

3. Этап растяжения в Западном Забайкалье, начавшийся не позднее ~168 млн лет, маркируется раскрытием первых постколлизионных грабен Забайкалья и формированием ичетуйской/березовской свит в пределах Тугнуйской впадины. Перенос осадочного материала с юга и юго-запада с районов Хэнтэйского и Хангайского батолитов свидетельствует о существовании положительного рельефа вдоль зоны Монголо-Охотской сутуры. ~165 млн лет - время закрытия Монголо-Охотского океана и начала коллизии в Восточном Забайкалье, формирование Восточно-Забайкальского бассейна форланда на фундаменте Керулено-Аргунского террейна (рис. 3С).

4. ~154 млн лет - начало тектонически спокойного периода в Западном Забайкалье, который характеризуется медленным растяжением и накоплением тонкозернистых осадков тугнуйской свиты. Снос продолжается с южных провинций, но расчлененность рельефа достаточно слабая. В Восточном Забайкалье морское осадконакопление сменяется континентальным, добавляются источники сноса с севера и запада (рис. 3Д).

5. Конец поздней юры - эрозионный эпизод в Западном Забайкалье, когда осадки тугнуйской свиты подверглись складчатым деформациям и размыву. Эпизод связан с распространением к западу деформаций сжатия от удаленной коллизии в Восточном Забайкалье (рис. 3Е).

6. Граница юры и мела - возобновление растяжения в Западном Забайкалье, погребение материала в завершающей юрский разрез галгатайской свите. Возобновляется перенос осадочного материала с южных провинций (рис. 3F).

7. ~136 млн лет - начало формирования меловых впадин Забайкалья, начало формирования комплексов метаморфических ядер. В Гусиноозерской впадине в это время происходит накопление грубозернистой сангинской свиты с большим вкладом источников сноса из южных провинций (рис. 3G).

8. ~116 млн лет – период выравнивания рельефа и медленного прогибания впадин с озерно-болотными условиями седиментации и преобладанием местных источников сноса.

Относительно поднятыми участками рельефа остаются районы гранитных батолитов и эксгумированные комплексы метаморфических ядер (рис. 3Н).

Глава 3. ЭТАП СТАБИЛИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ВЫРАВНИВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Во второй половине 20-го столетия были проведены широкомасштабные работы по изучению древних поверхностей выравнивания, механизмов формирования денудационного рельефа и установления его относительного возраста по коррелятным отложениям и методом литолого-формационного анализа осадочных толщ [Лопатин, Тимофеев, 1971; Миляева, 1971; Поверхности выравнивания, 1973; Поверхности выравнивания..., 1974; Поверхности выравнивания..., 1976; Проблемы экзогенного..., 1976; Тимофеев, 1979; Ивановский, 2011; и др.]. Термохронологические исследования последних десятилетий позволили выйти на новый уровень в изучении эволюции рельефа и определить методами абсолютной геохронологии возраст различных реликтов пенеплена Центральной Азии [Jolivet et al., 2001; 2007; 2011; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2008; 2011(a, б); Sobel et al., 2006; Glorie et al., 2012 и др.]. Реликты поверхности выравнивания сохранились на обширной территории от северного Тибета до южной Сибири. Эта поверхность была разорвана третичными тектоническими движениями, связанными с Индо-Азиатской коллизией, и отдельные ее участки представляют собой вершинные плато. Начало формирования пенеплена в районе Тянь-Шаня, Гобийского и Монгольского Алтая приходится на раннюю юру [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2011 (a, б); Glorie et al., 2011]. Продатированный пенеплен на плато Чулышман (Алтай) показал позднемеловой возраст поверхности [De Grave et al., 2008]. Термохронологическое изучение юго-западной части Байкало-Патомского нагорья показало, что в средней юре – раннем мелу оно испытало тектоническую активизацию, связанную с коллапсом Монголо-Охотского орогена, а затем длительный период медленного остывания, связанный с эрозией, на протяжении последних 100-120 млн лет [Jolivet et al., 2009]. Таким образом, редкие термохронологические данные показывают, что юрский возраст пенеплена Центральной Азии, похоже, не распространяется на горы Южной Сибири, расположенные на границе с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой, где последняя сохранившаяся поверхность начала формироваться в позднем мелу. Для подтверждения этого вывода необходимо было провести датирование других реликтов поверхности выравнивания, расположенных вдоль этой границы.

Наиболее крупным реликтом поверхности выравнивания южного обрамления Сибирской платформы является Окинское плоскогорье, расположенное на высоте 2000-2500 м в Восточном Саяне и занимающее промежуточное положение между вершинной и базисной поверхностью хребта. В задачи работы входило описание денудационного рельефа и определение возраста поверхности выравнивания в районе Окинского плоскогорья с целью уточнения, принадлежит ли она к единой юрской области пенепленизации Центральной Азии или является остатком позднемеловой поверхности выравнивания, формировавшейся в районе южной границы Сибирской платформы после распада орогена.

Денудационный рельеф, представленный на Окинском плоскогорье, занимает площадь более 400 км². Поверхность выравнивания представляет собой пологоволнистую равнину, неглубоко расчлененную долинами рек и частично перекрытую базальтовыми лавами. Главный эпизод кайнозойской вулканической активности в Окинском районе (так же как в районе Восточного Саяна и Байкальского рифта в целом) начался в миоцене. Он происходил в

несколько этапов (22 – 15 млн лет, 14 – 6 млн лет и 5 – 2.5 млн лет), разделённых периодами низкой активности [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000; 2002; Ivanov and Demonterova, 2009; Ivanov et al., 2011; 2015]. Миоценовые лавы местами бронируют эрозионную поверхность Окинского плоскогорья. В Окинском районе также присутствуют голоценовые лавы [Ivanov et al., 2011; Arzhannikov et al., 2016; Аржанников и др., 2017].

Глубокие пост-среднемиоценовые врезы внутри Окинского плато и вокруг него дают возможность реконструировать топографию поверхности под миоценовыми лавовыми потоками, которые бронируют плато. Непосредственные полевые наблюдения были проведены с привлечением данных SRTM, данных геологических карт, аэрофото и космоснимков.

Первые базальтовые потоки, излившиеся в период между 20 и 9 млн лет, расположены на западе, севере и востоке Окинского плато и являются самыми высокими с точки зрения топографии [Рассказов и др., 2000]. Эти потоки толщиной в сотни метров покрыли большие поверхности ранее существовавшего рельефа и предохранили их от эрозии, что позволило с относительной точностью реконструировать общую картину раннемиоценового рельефа (рис. 4).

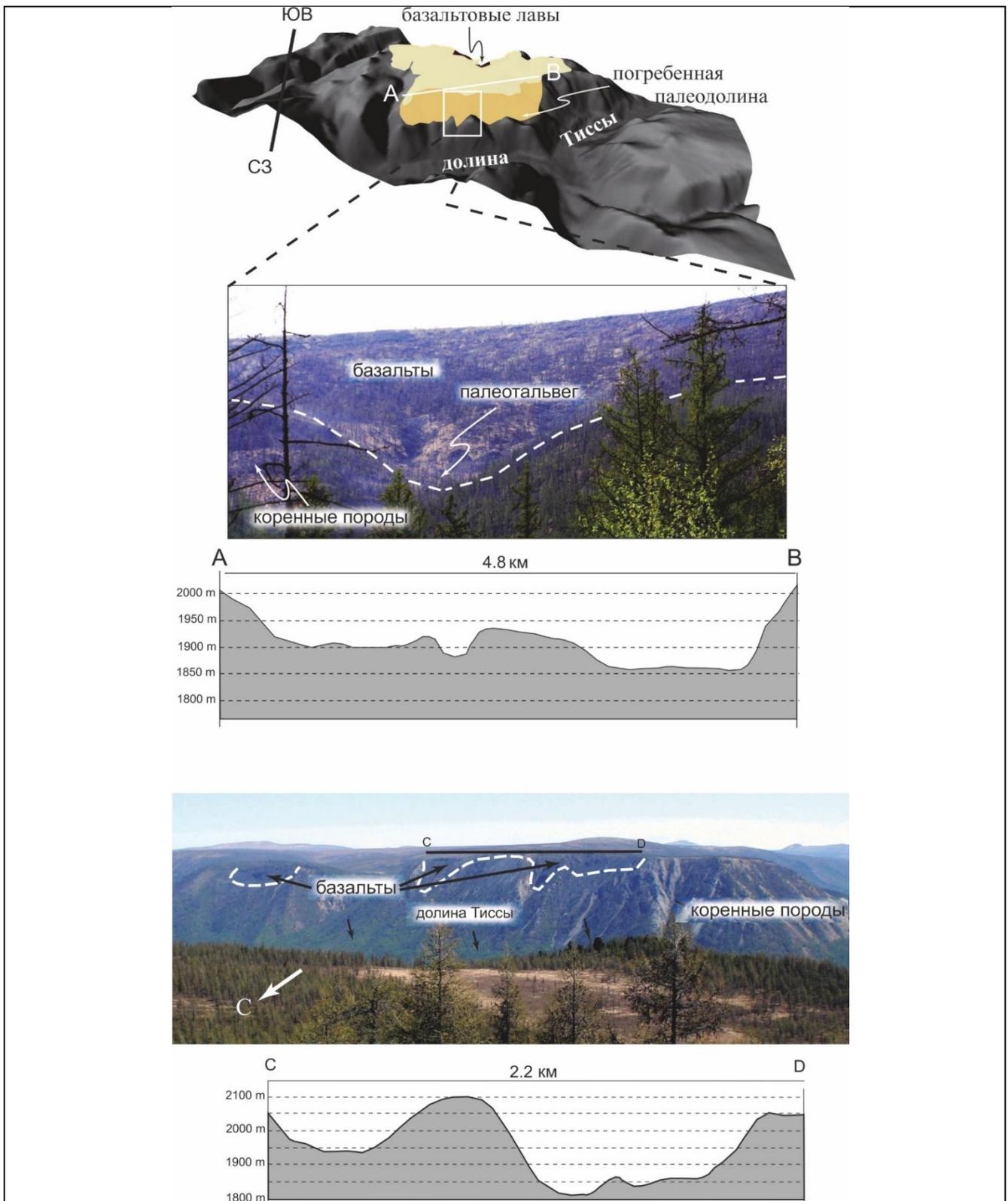


Рис. 4. Топография и фото лавовых потоков (бежевым цветом на цифровой модели рельефа), заполняющих палеодолины глубиной 100-400 метров и шириной 4-5 км, расположенные вкрест простирания современных долин рек Тиссы и Балахты. Топографические профили нарисованы по подошве базальтового потока и соответствует до-лавовому (миоценовому) рельефу.

Многочисленные лавовые потоки возрастом в 9-11 млн лет залегают на поверхности восточной части плато [Рассказов и др., 2000]. Потоки имеют мощность несколько сотен

метров, один из них расположен в долине шириной 4 км и глубиной 350-400 м. В целом, расположение разновозрастных базальтов и профили по подошве базальтовых потоков, отражающие до-базальтовый рельеф показали, что в раннем миоцене Окинское плато было пересечено серией относительно широких (до 5 км) долин глубиной 100-400 м, разделяющих относительно плоские, кое-где холмистые поверхности высотой от 100 до 200 м.

Возраст эрозионной поверхности Окинского плато традиционно считается мел-палеогеновым [Медведев, 1970; Миляева, 1971 и др.], хотя специальных исследований, связанных с абсолютным датированием пенеппена, в этом районе не проводилось. Используя термохронологический метод трекового датирования апатитов (Apatite fission track analysis), мы получили данные, характеризующие возраст пенеппена, и рассчитали долгосрочную скорость денудации Окинского плато [Jolivet et al., 2013a; Аржанникова и др., 2013].

Образцы для трекового анализа отбирались из коренных пород на Окинском плоскогорье, а также на южном склоне хребта Кропоткина вдоль уступа Окино-Жомболокского разлома. Относительно высокие значения средних длин треков (MTL, от 12.5 ± 0.1 до $13.3 \pm 0.1 \mu\text{m}$), представленные на гистограммах распределения длин треков (рис. 5) и их однородное распределение свидетельствуют об одностадийной истории эксгумации [Galbraith & Laslett, 1993].

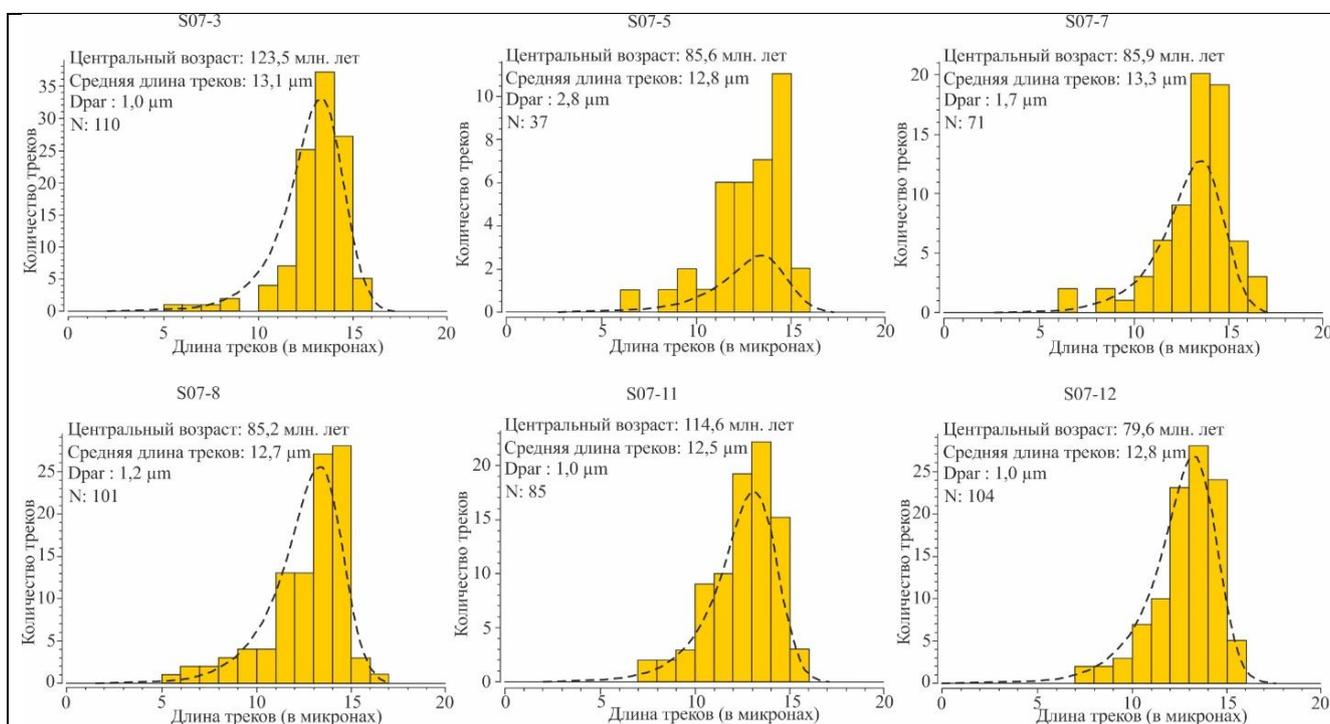


Рис. 5. Гистограммы распределения длин треков для образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и с хребта Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11, S07-12): N - количество измеренных длин треков. Гистограммы соответствуют данным измерений, а пунктирная линия - рассчитанным данным.

Термальное моделирование данных трекового анализа позволило более полно представить температурно-временную историю Окинского плоскогорья и хребта Кропоткина

(рис. 6). Модель термальной истории образцов показывает динамику их остывания, которая свидетельствует о скорости эксгумации в определенный период времени. В данном случае для всех образцов характерно медленное монотонное остывание в зоне частичного отжига (PAZ). Образец с Окинского плоскогорья (S07-3) входит в PAZ в ранней юре (190 млн лет) и покидает ее в позднем мелу (90 млн лет). Для образцов с хребта Кропоткина, принадлежащих к единому блоку (S07-5, S07-7, S07-8 и S07-12), вхождение в PAZ соответствует поздней юре – началу мела (135, 150, 155 и 145 млн лет, соответственно), а покидание зоны - концу мела – началу палеогена (50, 65, 60 и 55, соответственно). Принимая во внимание среднюю линию остывания, полученную по трековому моделированию образца S07-3 с Окинского плоскогорья (остывание образца со 120°C до 20°C произошло за 190 млн лет), и средний геотермический градиент 30°C / км, средняя скорость эксгумации между 190 млн лет и 0 млн лет оценивается в 17.5 м/млн лет.

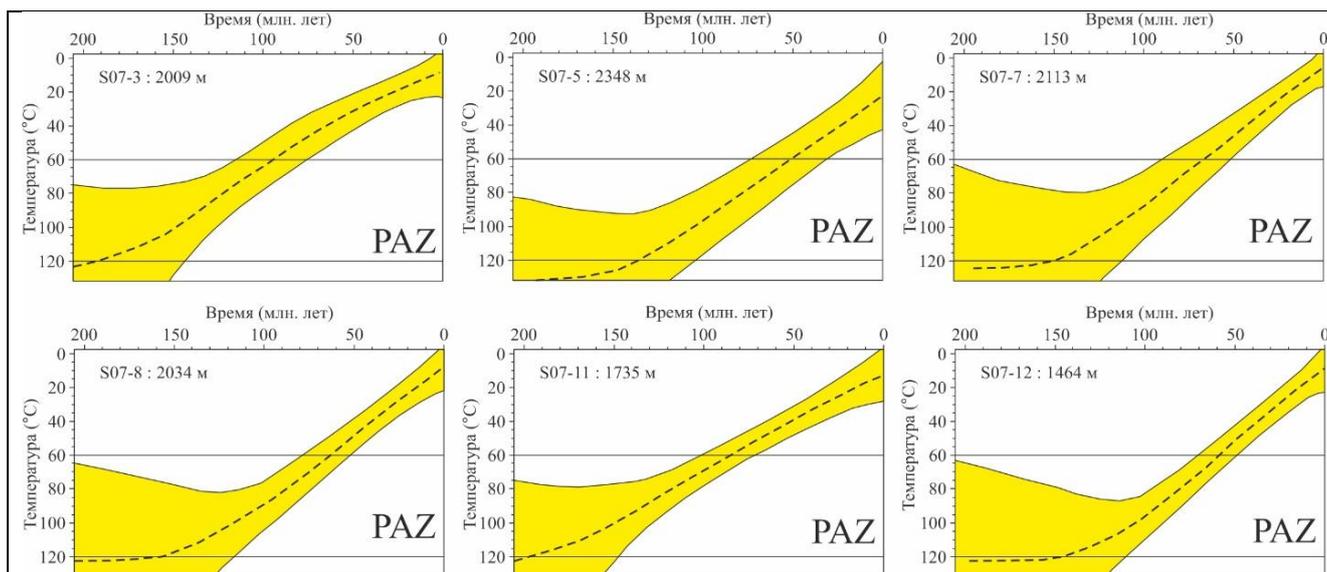


Рис. 6. Результаты термального моделирования образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и с хребта Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11, S07-12). Серым цветом закрашена область термальной истории для каждого образца с 95%-ной достоверностью [Gallagher et al., 2009]. Пунктирная линия на моделях соответствует среднему из всех измеренных значений. Горизонтальные линии показывают границы зоны частичного отжига треков (PAZ).

Термальное моделирование наиболее древнего образца с Окинского плоскогорья (S07-3) показало, что, как минимум, начиная с ранней юры (момент вхождения в PAZ - 190 млн лет) территория характеризуется постепенной денудацией формировавшегося на тот момент рельефа. Этот возраст соответствует времени начала осадконакопления в Иркутском бассейне. Отсутствие резких перегибов в термальных моделях образцов свидетельствует об отсутствии последующих импульсов формирования дифференцированного рельефа в районе Восточного Саяна, исключая неогеновый этап, который не виден на данных моделях из-за недостаточной скорости вертикальных неоген-четвертичных движений хребта Кропоткина относительно Окинского плоскогорья. Определение «возраста» поверхности выравнивания (то есть того времени, когда поверхность уже представляла собой низкий слаборасчлененный рельеф) возможно при совместном рассмотрении термальных моделей образцов с хребта Кропоткина и Окинского плоскогорья - это тот момент, когда средние линии остывания для всех образцов в

зоне PAZ становятся идентичными (около 140-150 млн лет). То есть за счет того, что над образцами не существует больше дифференцированного рельефа, они с этого момента эродируются с одинаковой скоростью.

Также была предпринята попытка оценки позднечетвертичной скорости денудации Окинского плоскогорья космогенно-изотопным методом *in situ* ^{10}Be , который широко применяется для определения скорости денудации эрозионных поверхностей [Lal., 1991; Ritz et al., 2006; Vassallo et al., 2007]. Скорости, полученные с помощью ^{10}Be анализа, показали довольно низкие значения, в среднем они составляют 12 м/млнлет, а максимум - 20 м/млнлет. Принимая во внимание среднюю скорость денудации между 190 млн лет и 0 млн лет, полученную методом трекового анализа, в 17.5 м/млнлет, можно констатировать, что она согласуется со скоростью денудации, рассчитанной за значительно более короткий период по данным ^{10}Be анализа.

Таким образом, поверхность выравнивания, сохранившаяся на Окинском плато, развивалась в течение мезозоя в процессе разрушения раннеюрского рельефа, поставившего осадки на территорию Иркутского бассейна. Образование пенеплена в районе Окинского плоскогорья приходится, по данным трекового анализа, на конец юры – начало мела (140 – 150 млн лет). Этот возраст значительно моложе, чем возраст поверхностей выравнивания, сохранившихся в Тянь-Шане, Гобийском и Монгольском Алтае (ранняя юра [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2011(a, б); Glorie et al., 2011]), но древнее пенеплена на плато Чулышман на Алтае (поздний мел [De Grave et al., 2008]). Это свидетельствует об асинхронности формирования древнего пенеплена Центральной Азии.

Похожая история эксгумации образцов с Окинского плоскогорья и с хребта Кропоткина свидетельствует об отсутствии вертикальных смещений между этими блоками с юры до конца миоцена. Сформированная в раннем мелу поверхность выравнивания начала подвергаться речной эрозии в олигоцене – раннем миоцене. Этот возобновленный врез долин вероятно связан с широкомасштабным куполообразным воздыманием региона и формированием общего наклона поверхности в сторону Сибирской платформы. Вновь сформированные широкие, но не глубокие долины, а также окружающие их плоские поверхности, были затем частично запечатаны миоценовыми лавами.

Долговременная (за 190 млн лет) скорость денудации порядка 17.5 м/млн лет, полученная по результатам трекового анализа апатитов для Окинского плато, соответствует кратковременной (несколько сотен тысяч лет) скорости денудации (12-20 м/млн лет), полученной с помощью ^{10}Be анализа, что свидетельствует о том, что средняя скорость денудации плато остается в целом постоянной во времени.

Термальное моделирование показало, что Монголо-Охотская субдукция повлияла на горообразование в районе Восточного Саяна в районе 190 млн лет. Однако последующая коллизия, сформировавшая положительный рельеф в районе Западного Забайкалья, о чем было сказано в предыдущей главе, не значительно отразилась на территории Восточного Саяна, где продолжалась постепенная планация рельефа. Денудация этой территории способствовала прекращению осадконакопления в Иркутском бассейне в начале средней юры. Формирование поверхности выравнивания в районе Восточного Саяна происходило одновременно с коллапсом Монголо-Охотского орогена в Забайкалье.

Глава 4. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

Возобновление тектонических движений в кайнозое привело к деформации исходной поверхности выравнивания, в результате чего сформировалась Саяно-Байкальская складчатая область и Байкальская рифтовая система. Формирование Байкальского рифта происходило в две стадии - "медленного рифтинга", длившейся с олигоцена до позднего миоцена, и "быстрого рифтинга", начавшейся 5-7 Ма назад [Logatchev and Florensov, 1978; Logatchev and Zorin, 1987; Логачев, 2003; Petit and Déverchère, 2006]. Первая стадия характеризуется медленным прогибанием впадин с накоплением мелкозернистых осадков на фоне общего сводового поднятия региона. Последняя стадия характеризуется увеличением скорости опускания впадин и накоплением в них мощных толщ грубообломочных отложений, а также усилением горообразовательных процессов в прилегающих хребтах. Усиление тектонических процессов в позднем миоцене связывается с продвижением на север деформаций, вызванных Индо-Азиатской коллизией [Jolivet et al., 2009]. Исследования, проведенные в рамках данной работы, относятся ко второму этапу активных тектонических движений и направлены на изучение отдельных особенностей морфоструктурной эволюции региона.

Морфотектонический анализ Юго-Восточной части Восточного Саяна показал, что в целом формирование современных хребтов происходило в транспрессивном деформационном режиме с преобладанием на отдельных этапах вертикальных либо горизонтальных перемещений по основным морфоконтролирующим разломам. Геометрия и кинематика основных разломов свидетельствуют о северо-восточном (в целом) направлении сжимающих усилий, что соответствует вектору распространения деформаций, связанных с Индо-Азиатской коллизией. В формировании позднемиоцен-четвертичных деформаций выделяется два этапа (рис. 7). В течение первого этапа преобладают вертикальные движения, происходит активизация древних надвигов [Гросвальд, 1965, Rasskazov et al., 2000] и блоковое поднятие хребтов по границам Окинского плато. Во второй, позднечетвертичный, этап характер деформаций изменился, и большая часть смещений реализуется в виде левосторонних сдвигов по субширотным разломам. Существующие в Восточном Саяне области с преобладающими в четвертичное время деформациями растяжения не являются результатом влияния процессов рифтогенеза Байкальской рифтовой зоны. Местоположение и геометрия опущенных блоков и магмовыводящих разрывов свидетельствуют о том, что они формируются, как структуры присдвигового растяжения и имеют локальный характер, тогда как собственно сдвиги, а также надвиги проявлены повсеместно и играют главную роль в развитии юго-восточной части Восточного Саяна. Важная роль транспрессивных деформаций в регионе также подтверждается данными структурно-геологических исследований [Парфеев и др., 2002].

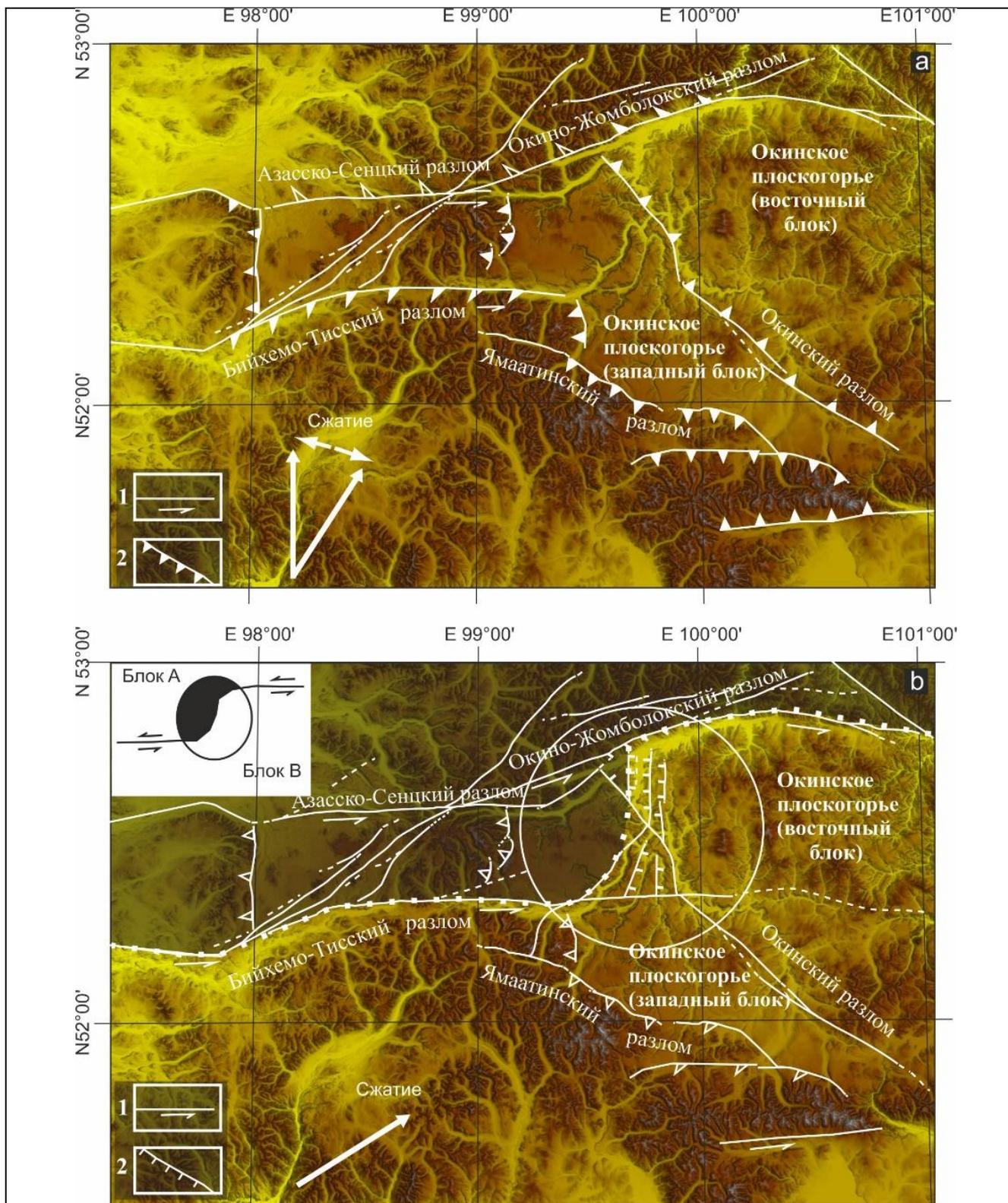


Рис. 7. а - схема кинематики главных разломов юго-восточной части Восточного Саяна на этапе активизации горообразования (начиная с позднего миоцена). b - схема кинематики главных разломов юго-восточной части Восточного Саяна на позднечетвертичном этапе, показывающая зону растяжения, образовавшуюся в области перехода между Бийхемо-Тисским и Окино-Жомболокским разломами (обведена кругом). Точечной линией на схеме показано местоположение границы между блоками А и В (см. врезку). Жирные белые стрелки показывают возможный диапазон направления главного вектора сжатия. 1 - сдвиги, 2

- взбросы и надвиги.

На примере западной части Тункинских Гольцов (между Мондинским и Ихе-Ухгуньским разломами) показан механизм формирования субширотно ориентированных хребтов в условиях транспрессии в виде положительной цветковой структуры (рис. 8).

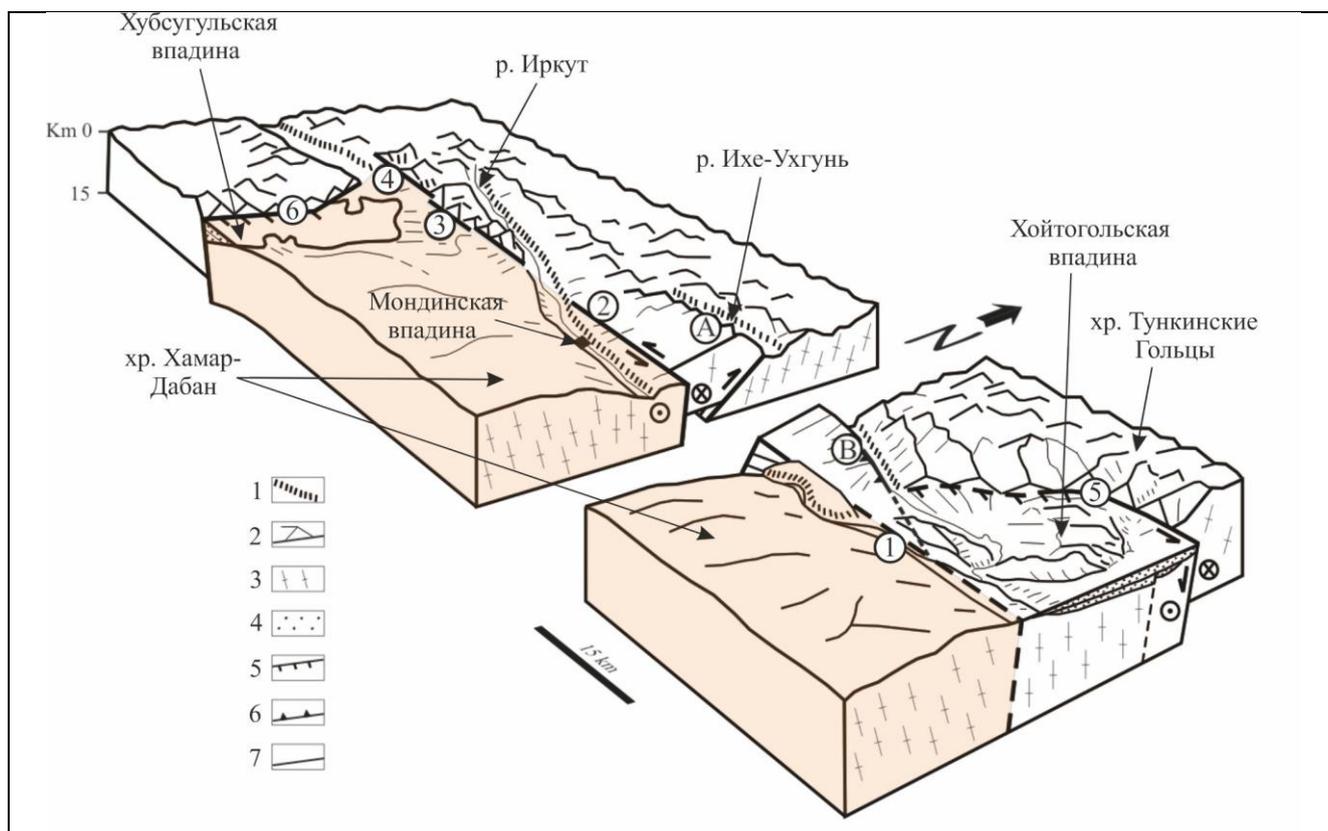


Рис. 8. Трехмерная морфоструктурная интерпретация области взаимодействия Мондинского и Ихе-Ухгуньского разломов (западная часть Тункинской системы впадин): 1–2 - сегменты Мондинского разлома; 3–4 - сегменты Иххорогол-Мондинского разлома; 5 - Тункинский разлом; 6 - Западно-Хубсугульский разлом. А, Б - участки Ихе-Ухгуньского разлома. Условные обозначения: 1 - ледниковая долина, 2 - фасыеты разломов, 3 - кристаллический фундамент, 4 - неогеновые отложения, 5 - сбросы, 6 - взбросы, 7 - сдвиги. Бежевым цветом показан Хамар-Дабанский блок.

В рамках работы также было проведено комплексное геоморфологическое, геохронологическое и сейсмотектоническое изучение террасовых комплексов речных долин, деформированных бортовыми разломами в различных впадинах Байкальского рифта и Забайкалья, что позволило оценить возраст, скорости вреза на разных этапах формирования лестниц террас, а также соотношение вертикальных скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин Байкальской рифтовой системы и Забайкалья. Исследования показали, что возраст террас крупных рек, дренирующих хребты, расположенные вдоль активных бортов впадин, различается как для районов Прибайкалья и Забайкалья, так и внутри Байкальской рифтовой системы. Самые молодые террасы формируются в подножье Тункинского хребта на юго-западном фланге Байкальского рифта, их возраст не выходит за рамки MIS 2. На примере р. Кынгарга показано, что для рек, дренирующих южный склон Тункинского хребта, характерно большое количество террас (в данном случае шесть), часть из

которых обособилась за счет климатических изменений, а часть – за счет смещений по Тункинскому разлому (рис. 9).

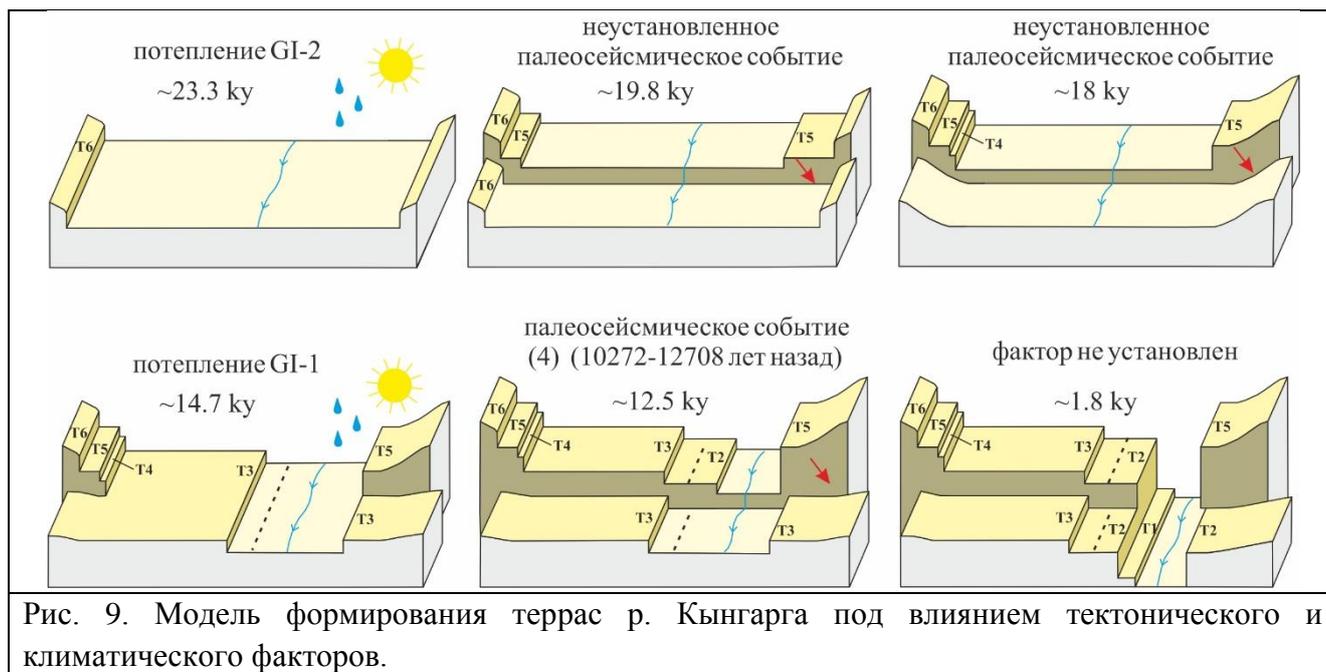


Рис. 9. Модель формирования террас р. Кынгарга под влиянием тектонического и климатического факторов.

Для рек, дренирующих Кичерский и Баргузинский хребты возраста террас значительно древнее и охватывают промежуток времени от ~42 тыс. лет для первой террасы до >315 тыс. лет для пятой. Результаты датирования деформированной террасовой поверхности в зоне Хилокского разлома в Забайкалье показали самый древний возраст по сравнению с террасами Байкальского рифта и минимальные скорости смещения по разлому в ~0.07 мм/год. При этом в Хилокской впадине геоморфологическая выраженность позднекайнозойских деформаций наиболее яркая по сравнению с другими впадинами Забайкалья. Это свидетельствует о том, что в кайнозое тектоническая активность переместилась из Забайкалья на границу с платформой, но при этом растяжение не концентрируется в пределах Байкальского рифта, а распространяется в юго-восточном направлении, наследуя активные в мезозое структуры.

Проведенные морфотектонические и палеосейсмологические исследования морфоконтролирующих разломов в разных впадинах Байкальского рифта позволили определить позднеплейстоцен-голоценовые скорости смещения по разломам, а также оценить их сейсмический потенциал. Для Приморского, Кичерского и Баргузинского разломов, характеризующихся сбросовой кинематикой, были определены вертикальные скорости смещения. Для разломов юго-западного фланга Байкальского рифта, характеризующихся сбросо- и взбросодвиговой кинематикой, были определены скорости смещения как по вертикальной, так и по горизонтальной компоненте.

Максимальное значение скорости опускания приурочено к Тункинскому разлому на юго-западном фланге Байкальского рифта (рис. 10). За последние ~ 12.5 тыс. лет скорость оценивается минимум в 0.9 ± 0.1 мм/год, а за последние ~ 20 тыс. лет - в 1.26 ± 0.1 мм/год. Эти значения немного превышают таковые, рассчитанные для Приморского разлома, где минимальные и максимальные скорости смещения оказались равными 0.5 и 0.9 мм/год, соответственно. Значения для Кичерского разлома и Улюнской кулисы Баргузинского разлома оказались значительно ниже, чем для Тункинского и Приморского разломов. Так, в результате

датирования смещенных по разлому террас, скорость опускания по Кичерскому разлому оценивается в 0.42 ± 0.13 и 0.19 ± 0.08 мм/год за последние ~ 100 тыс. лет и ~ 48.3 тыс. лет, соответственно. Для Улюнской кулисы Баргузинского разлома скорость вертикального смещения заключена в рамки 0.2 ± 0.02 - 0.4 ± 0.02 мм/год. Большой возраст террас и небольшие амплитуды их деформаций определяют низкие скорости смещения по изученным сегментам разломов.

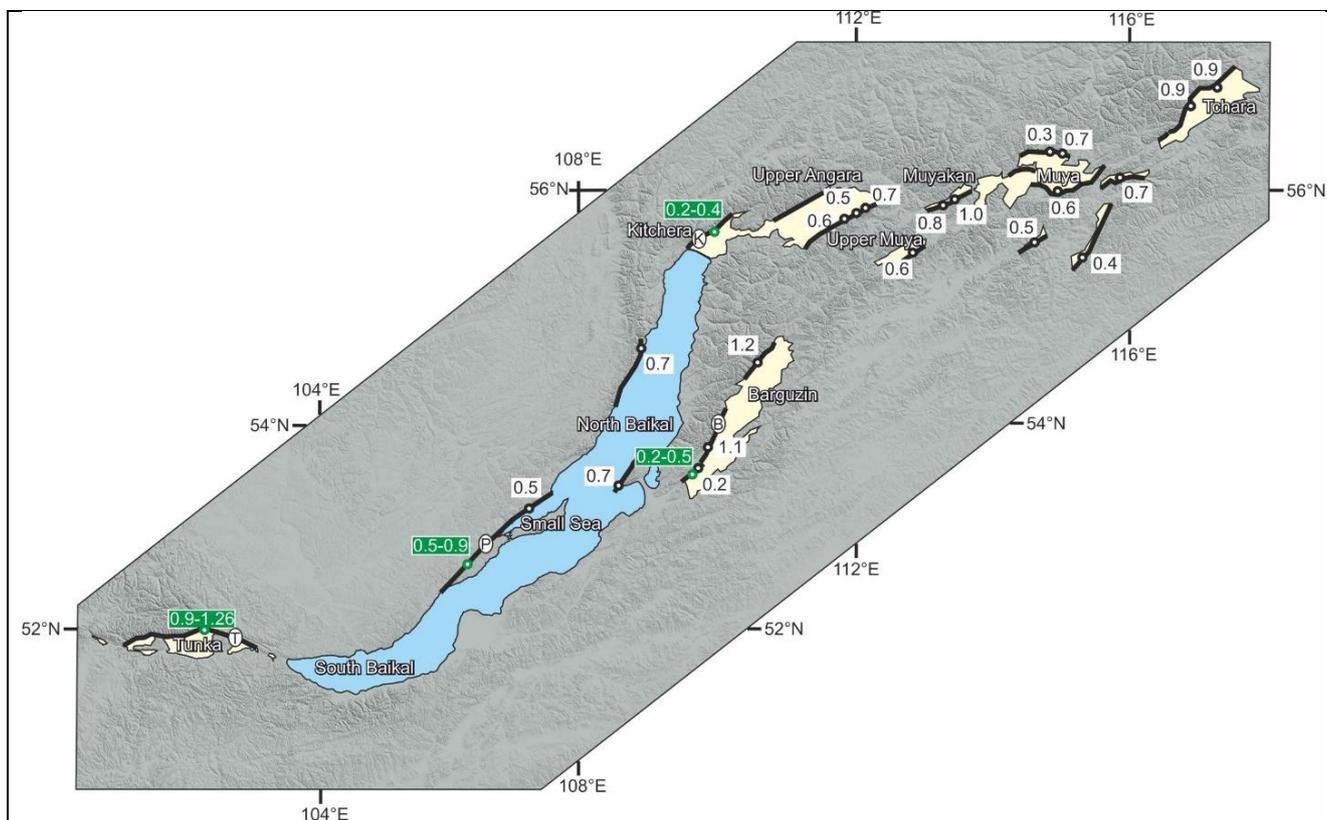


Рис. 10. Скорости опускания (мм/год) по главным рифтогенным разломам Байкальского рифта (разломы показаны жирными черными линиями, названия разломов, описанных в тексте: Т - Тункинский, Р - Приморский, К - Кичерский, В - Баргузинский). Белыми прямоугольниками обозначены неоген-четвертичные скорости, рассчитанные по морфометрическому анализу фасет [Petit et al., 2009], в зеленых прямоугольниках - позднеплейстоцен-голоценовые скорости, рассчитанные по смещению датированных террас и по палеосейсмологическим данным в рамках этой работы.

Рассчитанные скорости смещения по Кичерскому разлому ниже, чем неоген-четвертичные скорости опускания, оцененные на основе морфометрического анализа фасет для впадин Северо-Восточного фланга Байкальского рифта [Petit et al., 2009] (рис. 10). Из-за отсутствия значения неоген-четвертичной скорости опускания для Кичерской впадины, рассчитанные скорости смещения сравнивались с неоген-четвертичными для Северо-Байкальской впадины, где скорость опускания составила 0.7 мм/год [Petit et al., 2009]. Несоответствие между этими двумя скоростями можно объяснить тем фактом, что Кичерская впадина расположена на северной оконечности Северо-Байкальской впадины и, как краевая структура, может иметь более низкую скорость погружения. Также возможно, что значения скорости опускания колеблются во времени, что подтверждается двукратным увеличением

скоростей смещения по Кичерскому разлому, оцененных в данном исследовании за последние ~ 48.3 и ~ 100 тыс. лет.

Нижняя граница скоростей, полученных для Улюнской кулисы Баргузинского разлома, совпадает с неоген-четвертичной скоростью опускания по этому сегменту разлома в 0.2 мм/год [Petit et al., 2009] (рис. 10). Это свидетельствует о том, что краевая часть Баргузинской впадины, контролируемая Улюнской кулисой, отстает в погружении от других частей впадины, где скорость определяется значениями 1.1-1.2 мм/год [Petit et al., 2009] (рис. 10), на всем протяжении своего развития.

Таким образом, на примере Кичерской, являющейся северной краевой частью Северо-Байкальской впадины, и Баргузинской впадин показано, что скорости опускания краевых частей значительно ниже скоростей опускания центральных частей впадин.

Юго-Западный фланг Байкальского рифта тесно связан с деформациями, господствующими в Западной Монголии, и развивается в транспрессивном режиме деформирования. По данным GPS-геодезии деформации Западной Монголии и юго-западного фланга Байкальского рифта характеризуются движением литосферных блоков в восточном направлении по крупным левосторонним сдвигам субширотного простирания, главными из которых являются Гоби-Алтайский (или Богдинский), Болнайский и Тункинский [Calais et al., 2003]. При этом скорость движения уменьшается в северном направлении. Так, для Гобийского Алтая горизонтальная скорость смещения составляет 4 мм/год, на севере Хангая – 2.8 мм/год, а в районе восточного замыкания Тункинской системы впадин – 1.1 мм/год, что авторы связывают с накоплением упругих деформаций на вышеперечисленных разломах [Calais et al., 2003]. Геологические скорости смещения, оцененные по результатам палеосейсмологических исследований, для Болнайского разлома сопоставимы по значению с современными и в среднем составляют 3.1 мм/год [Rizza et al., 2015]. Оцененная в рамках данной работы геологическая скорость сдвигового смещения по Тункинскому, Мондинскому и юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома (которые являются северной границей Хамар-Дабанского блока) заключена в пределах 1.1 - 3.9 мм/год. Если принять, что позднеплейстоцен-голоценовые скорости сопоставимы с современными, как это показано для Болнайского разлома [Rizza et al., 2015], то меньшее значение современной скорости сдвига по сравнению с позднеплейстоцен-голоценовой по Тункинской сдвиговой зоне свидетельствует о накоплении упругих напряжений в районе северной границы Хамар-Дабанского блока. Это подтверждает тот факт, что южная часть Хамар-Дабанского блока смещается в восток-северо-восточном направлении со скоростью 2.7 мм/год [Calais et al., 2003]. Таким образом, дефицит скорости смещения должен реализоваться за счет импульсной подвижки вдоль северной границы Хамар-Дабанского блока по Тункинской системе разломов.

Изучение палеосейсмодислокации в зоне Темникского разлома (юго-восточная граница Хамар-Дабанского блока) показало взбросо-надвиговый характер смещения по разлому. Определение амплитуд смещения и датирование палеосейсмодислокации позволило оценить вертикальную скорость взбросового смещения по разлому в 1 мм/год. Эта скорость сопоставима с вертикальной (взбросовой) скоростью смещения в ~1 мм/год, рассчитанной для Мондинского разлома, являющегося западной частью северной границы Хамар-Дабанского блока.

Для Тункинской системы впадин характерна позднечетвертичная инверсия кинематики субширотных сегментов главных морфоконтролирующих разломов. Восток-северо-восточное направление движения Хамар-Дабанского блока приводит к реализации взбросо-сдвиговых

деформаций вдоль северной его границы на субширотных сегментах Мондинского, Тункинского и юго-восточного участка Главного Саянского разломов, что отражено в разрезах и морфоструктуре палеосейсмодислокаций. Позднеплейстоцен-голоценовые скорости смещения, определенные для Мондинского, Тункинского и юго-восточного сегмента Главного Саянского разломов, вместе с датированием палеосейсмических событий, позволили оценить период повторяемости землетрясений с магнитудой 7-8 в 3.9-4.2 тыс. лет для всех трех разломов. Также палеосейсмологические исследования показали, что эти три разлома могли вскрываться одновременно или последовательно во время одних и тех же периодов сейсмической активизации (рис. 11).



Рис. 11. Возрастные ограничения палеосейсмических событий, полученные для Главного Саянского (Восточно-Саянская ПСД), Тункинского (Торская ПСД) и Мондинского разломов.

Для разломов центральной части Байкальского рифта и северо-восточного фланга (Приморского, Кичерского и Улюнской кулисы Баргузинского разлома) характерны другие значения магнитуд и интервалов повторяемости разрывообразующих землетрясений. Так, для Кичерского разлома оценка параметров палеоземлетрясений, а также краткосрочных и долгосрочных скоростей вертикального смещения позволили выявить средние интервалы повторяемости землетрясений с магнитудой 6.8 в 5.3 и 2.4 тыс. лет, соответственно. Палеосейсмологические и морфотектонические исследования Улюнской кулисы Баргузинского разлома показали, что она может генерировать землетрясения с магнитудой 6.6-6.7 с периодом повторяемости в 3.5-1.8 тыс. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ЭТАПЫ И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Проведенные комплексные морфотектонические, седиментологические, геохронологические и палеосейсмологические исследования осадочных комплексов, активных разломов и форм рельефа Прибайкалья и Забайкалья, а также анализ опубликованных данных по геодинамике и развитию рельефа, позволили выделить этапы мезозойской и особенности позднекайнозойской морфоструктурной эволюции региона.

Общей закономерностью развития рельефа Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое является ведущее влияние коллизионных процессов на горообразование. Крупнейшим позднемезозойским тектоническим событием, определившим морфоструктурную

эволюцию региона исследований, является Монголо-Охотская коллизия. Результаты датирования детритовых цирконов из морских и континентальных отложений северной части Керулено-Аргунского террейна, вместе с анализом опубликованных данных по другим сегментам Монголо-Охотского пояса, позволили сделать вывод о клавишном закрытии Монголо-Охотского океана, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту ~165 млн лет назад. Коллизия привела к образованию Монголо-Охотского орогена [Парфенов и др., 1999 и др.], который простирался вдоль монголо-охотского шва и распространялся к северу до границы Сибирского кратона. Продукты размыва Монголо-Охотского орогена фиксируются в верхней конгломератовой свите Иркутского бассейна [Demonterova et al., 2017; Михеева, 2017]. Основные деформации в позднем мезозое развивались в Забайкалье, о чем свидетельствуют многочисленные юрские и меловые впадины, сохранившиеся в современном рельефе. При этом деформации распространялись до Сибирского кратона, на границе с которым фиксируются как пост-раннеюрские надвиги (например, Ангарский надвиг пород фундамента на раннеюрские осадки Иркутского бассейна [Мазукабзов, Сизых, 1987; Сизых, 2001]), так и признаки мелового растяжения в районе центральной части Байкальского рифта [Mats, 1993; Van der Beek et al., 1996; Логачев, 2003; Jolivet et al., 2009]. В районе Саянской горной области в позднем мелу сформировалась поверхность выравнивания, которая постоянно обновлялась на фоне сводового поднятия в раннем кайнозое. Медленное растяжение в районе Байкальского рифта и сводовое поднятие Саяно-Байкальской складчатой области продолжалось до конца миоцена. Механизм, ответственный за раннекайнозойский этап медленных деформаций, до сих пор остается дискуссионным. Основными гипотезами являются влияние астеносферного диапира в основании литосферы [Logatchev and Zorin, 1987; Windley and Allen, 1993; Kulakov, 2008], а также продолжающиеся процессы растяжения, связанные с коллапсом Монголо-Охотского орогена [Jolivet et al., 2009]. Этап активных тектонических деформаций возобновился на границе с платформой в конце миоцена и привел к разрастанию Байкальского рифта в северо-восточном и юго-западном направлениях, а также к формированию блоковых поднятий в Саянской горной области [Hutchinson et al., 1992; San'kov et al., 2000; Rasskazov et al., 2000; Логачев, 2003; Ярмолюк, Кузьмин, 2006; Petit et al., 2009; Ivanov and Demonterova, 2009]. Этот этап происходит одновременно с общим увеличением скорости деформации по всей Центральной Азии и связывается с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии [De Grave et al., 2007; Vassallo et al., 2007; Jolivet et al., 2013b].

Ниже суммированы выводы об этапах позднемезозойской морфоструктурной эволюции, выделенных в рамках данной работы. Раннеюрский этап (плинсбах) характеризуется слабой расчлененностью рельефа и формированием тонкозернистых осадков в Иркутском прогибе, где источником сноса выступала относительно поднятая Саянская область. В Забайкалье относительно поднятой областью был район Ангаро-Витимского батолита, откуда сносились осадки как на север через палео-Лену к Верхоянской окраине, так и на юг к Монголо-Охотской континентальной окраине. Конец ранней юры (~178 млн лет) - время закрытия Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизионного поднятия этой территории, которое отразилось на погрубении осадков Иркутского бассейна с добавлением нового забайкальского источника сноса осадочного материала. Этап растяжения в Западном Забайкалье, начавшийся не позднее ~168 млн лет, маркируется раскрытием первых постколлизионных грабенів Забайкалья. Перенос осадочного материала с юга и юго-запада с районов Хэнтэйского и Хангайского батолитов свидетельствует о существовании положительного рельефа вдоль зоны

Монголо-Охотской сутуры. Почти одновременно с этим (~165 млн лет) в Восточном Забайкалье началась коллизия и формирование Восточно-Забайкальского бассейна форланда на фундаменте Керулено-Аргунского террейна. ~154 млн лет - начинается тектонически спокойный период в Западном Забайкалье, который характеризуется медленным прогибанием и накоплением тонкозернистых осадков во впадинах. Снос продолжается с южных провинций, но расчлененность рельефа достаточно слабая. В Восточном Забайкалье морское осадконакопление сменяется континентальным, добавляются источники сноса с Сибирского континента. Конец поздней юры - эрозионный эпизод в Западном Забайкалье, когда верхнеюрские осадки подверглись складчатым деформациям и размыву. Эпизод связан с распространением к западу деформаций сжатия от коллизии в Восточном Забайкалье. Граница юры и мела характеризуется возобновлением растяжения в Западном Забайкалье, погрубением осадочного материала, возобновлением переноса осадков с южных провинций. ~136 млн лет - начало формирования меловых впадин Забайкалья и начало формирования комплексов метаморфических ядер. Этот период характеризуется накоплением грубозернистых отложений с большим вкладом источников сноса из южных провинций. ~116 млн лет – период выравнивания рельефа и медленного прогибания впадин Забайкалья с озерно-болотными условиями седиментации и преобладанием местных источников сноса. Относительно поднятыми участками рельефа остаются районы гранитных батолитов и эксгумированные комплексы метаморфических ядер.

Базируясь на анализе осадочных отложений, U-Pb датировании детритовых цирконов и Ar-Ar датировании вулканитов ичетуйской свиты установлено, что растяжение, связанное с формированием тугнуйской впадины и маркирующее начало деструкции Монголо-Охотского орогена в районе Западного Забайкалья, началось не позднее ~168 млн лет назад. Это на ~10 млн лет позже начала формирования коллизионного рельефа в этом регионе в конце ранней юры [Demonterova et al., 2017; Mikheeva et al., 2017; Михеева, 2017]. Механизм среднеюрского растяжения до конца не ясен. Так, палеомагнитные данные, полученные из мезозойских отложений Юго-Восточной Сибири и Северной Монголии, свидетельствуют о левостороннем сдвиге вдоль Монголо-Охотской шовной зоны во время и после коллизии в результате вращения Сибирского континента по часовой стрелке [Parfenov et al., 2001; Метелкин и др., 2007; Metelkin et al., 2010]. Yang et al. [2015] предположили, что это крупное левостороннее сдвиговое смещение вызвало гравитационный коллапс утолщенной верхней коры, что привело к развитию рифтовых бассейнов. Метелкин и др. [2007] предполагают, что сдвиговые перемещения во время коллизии охватывали более широкую территорию, и юрские впадины формировались как присдвиговые структуры “pull-apart”. Однако этот механизм нельзя применить к дальнейшему растяжению, которое привело к тектонической эксгумации комплексов метаморфических ядер и формированию раннемеловых грабен, широко распространенных в Забайкалье, Северной Монголии и Китае на территории, не ограниченной Монголо-Охотским поясом [Склярков и др., 1997, Donskaya et al., 2008; 2013 и др.]. В работе [Zhu et al., 2015] на примере Индо-Азиатской коллизии показан другой механизм эволюции коллизионных процессов, связанный с погружением и отрывом субдуцирующей плиты. Так, основываясь на датировании магматизма разного геохимического состава было определено, что от начального столкновения континентальных плит на фоне продолжающейся субдукции и до отрыва слэба, который маркируется значительным замедлением взаимодействия континентальных плит и началом локального растяжения с бимодальным вулканизмом, прошло порядка 10 млн лет [Zhu et al., 2015]. Цифровое моделирование [van Hunen et al., 2011] также указывает на то, что время

между началом континентальной коллизии и отрывом слэба обычно варьирует от 10 до 20 млн лет в зависимости от возраста слэба. Как было показано выше, локальное растяжение и бимодальный вулканизм ичетуйской серии также датируются на ~10 млн лет позже начала коллизии в районе Западного Забайкалья, что позволяет предположить подобный механизм эволюции коллизионных процессов для изучаемого региона.

Монголо-Охотская коллизия, сформировавшая положительный рельеф в районе Западного Забайкалья, значительно не отразилась на территории Восточного Саяна, где начиная с ранней юры (190 млн лет) происходит медленная денудация рельефа. Поверхность выравнивания, сохранившаяся на Окинском плато, развивалась в течение мезозоя в процессе разрушения раннеюрского рельефа, поставлявшего осадки на территорию Иркутского бассейна. Образование пенеplена приходится на конец юры – начало мела (140 – 150 млн лет). Этот возраст значительно моложе, чем возраст поверхностей выравнивания, сохранившихся в Тянь-Шане, Гобийском и Монгольском Алтае (ранняя юра [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2011(a, б); Glorie et al., 2011]), но древнее пенеplена на плато Чулышман на Алтае (поздний мел [De Grave et al., 2008]). Это свидетельствует об асинхронности формирования древнего пенеplена Центральной Азии.

Окинское плато представляет собой постоянно обновляющуюся эрозионную поверхность. Долговременная (за 190 млн лет) и кратковременная (за несколько сотен тысяч лет) скорости денудации Окинского плато сопоставимы (порядка 17.5 м/млн лет и 12-20 м/млн лет, соответственно), что свидетельствует о том, что средняя скорость денудации плато остается в целом постоянной во времени.

Сформированная в раннем мелу поверхность выравнивания, на которой присутствовали только небольшие 200-300 – метровые холмы, но не осталось структурированной дренажной сети, начала подвергаться речной эрозии в олигоцене – раннем миоцене. Этот возобновленный врез долин связан с неотектоническим этапом развития территории, начало которого характеризуется широкомасштабным куполообразным воздыманием в районе Восточного Саяна и формированием общего наклона поверхности в сторону Сибирской платформы. Вновь сформированные широкие, но не глубокие долины, а также окружающие их плоские поверхности, были затем частично запечатаны миоценовыми лавами.

Неотектонический этап развития изучаемой территории разделен на несколько стадий активизации [Logatchev and Florensov, 1978; Logatchev and Zorin, 1987; Логачев, 2003], во время которых формировались основные структуры современного рельефа. Отличительной чертой неотектонических деформаций является унаследованность структурного плана, при этом тектоническая активность переместилась из Забайкалья, где широко развиты меловые рифтовые впадины, к границе с платформой, где в кайнозойе начала развиваться Байкальская рифтовая система. Проведенные автором исследования относятся к позднемиоцен-четвертичному этапу, во время которого сформировались основные черты современного рельефа. Скорости и закономерности распределения деформаций, полученные в данной работе при изучении позднеплейстоцен-голоценовых тектонических смещений, отражают особенности морфоструктурной эволюции позднемиоцен-четвертичного этапа в целом.

Для гор Восточного Саяна морфотектонический анализ показал, что блоковое поднятие хребтов происходило в транспрессивном деформационном режиме с преобладанием на отдельных этапах вертикальных либо горизонтальных перемещений по основным морфоконтролирующим разломам. Ранний этап блокового поднятия, который начался в конце миоцена, характеризуется направлением сжатия от субмеридионального до север-северо-

восточного, в результате чего преобладали надвиги, как по субширотным, так и по северо-западным разломам. На позднечетвертичном этапе направление действия сжимающих усилий для данного района склоняется к северо-восточному, в результате чего по субширотным разломам стали преобладать левосторонние сдвиговые перемещения. На примере хребта Кропоткина и западной части Тункинского хребта показан механизм формирования в условиях северо-восточного сжатия субширотно ориентированных хребтов, заключенных между двух разломов сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематики в виде «цветковой» структуры. Такой механизм формирования хребтов назван «гобийским», поскольку был описан на примере субширотно вытянутых хребтов Гобийского Алтая, которые ограничены взбросо-сдвиговыми разломами в их основании и развиваются как структуры «линейного коробления» [Флоренсов, 1989]. Напряжения сжатия, что в случае с Гобийским Алтаем, что в случае с субширотными хребтами Саян, вызваны одним и тем же источником (Индо-Азиатской коллизией) и направлены косо к простиранию этих структур, вызывая линейное коробление и левосторонние сдвиговые смещения. Деформации растяжения в Восточном Саяне являются локальными и сопутствуют зонам главных субширотных сдвиговых структур.

Для Тункинской системы впадин характерна позднечетвертичная инверсия кинематики субширотных сегментов главных морфоконтролирующих разломов. Причиной инверсии могло стать перераспределение напряжений на границах блоков, что привело к восток-северо-восточному направлению движения Хамар-Дабанского блока, отмечаемого по данным GPS-измерений [Calais et al., 2003]. Такое смещение реализуется взбросо-сдвиговыми деформациями вдоль северной его границы на субширотных сегментах Мондинского, Тункинского и юго-восточного участка Главного Саянского разломов, что отражено в разрезах и в морфоструктуре палеосейсмодислокаций. По южной границе Хамар-Дабанского блока также наблюдаются взбросо-надвиговые голоценовые деформации в зоне Темникского разлома. Полученные в результате палеосейсмологических исследований данные о скоростях позднеплейстоцен-голоценовых смещений показывают, что Хамар-Дабанский блок, на фоне сдвиговых перемещений, поднимается со скоростью ~ 1 мм/год. Горизонтальная скорость смещения блока по Тункинскому, Мондинскому и юго-восточному сегменту Главного Саянского разломов заключена в пределах 1.1 - 3.9 мм/год. При этом датирование палеосейсмодислокаций в зонах этих разломов показало, что на протяжении последних ~ 13 тыс. лет они вскрывались с одной и той же периодичностью – одновременно или последовательно друг за другом.

Определение возраста террасовых комплексов речных долин, деформированных бортовыми разломами в различных впадинах Байкальского рифта и Забайкалья, позволили оценить возраст, скорости вреза на разных этапах формирования лестниц террас, а также соотношение вертикальных скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин Байкальской рифтовой системы и Забайкалья. Самые молодые террасы относятся к Тункинской впадине Байкальского рифта и не выходят за рамки MIS 2. Возраст террас Кичерской и Баргузинской впадин значительно выше, при этом амплитуды сейсмогенных деформаций сопоставимы, что свидетельствует о более низкой скорости опускания этих впадин. На примере Северо-Байкальской (Кичерской) и Баргузинской впадин показано, что минимальные скорости опускания приурочены к краевым частям впадин. Полученные позднеплейстоцен-голоценовые вертикальные скорости смещения соответствуют долгосрочным скоростям опускания впадин Байкальского рифта, полученным по результатам измерения параметров фасет [Petit et al., 2009], что свидетельствует о постоянстве скоростей

деформаций на всем позднемиоцен-четвертичном этапе. Самый древний возраст террас и самые низкие скорости опускания получены для Хилокской впадины Забайкалья, заполненной меловыми отложениями. Морфологические и палеосейсмологические признаки активности Хилокского разлома свидетельствуют о том, что, несмотря на то что в кайнозое тектоническая активность переместилась из Забайкалья на границу с платформой, растяжение при этом не концентрируется в пределах Байкальского рифта, а распространяется в юго-восточном направлении, наследуя активные в мезозое структуры.

Результаты морфотектонического и палеосейсмологического изучения главных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта позволило определить и пересмотреть уже существующие сейсмические характеристики для отдельных сегментов разломов. Так, вскрытие разломов траншеями позволило установить многоактность формирования сейсмогенных уступов, ранее считавшихся одноактными (например, в зоне Баргузинского разлома [Чипизубов и др., 2007]), что привело к уменьшению средних магнитуд землетрясений, ответственных за формирование структур. Данные, представленные в этой работе по оценке скоростей смещения и сейсмического потенциала главных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта и Забайкалья с определением возможных магнитуд и периодов повторяемости разрывообразующих землетрясений имеют важное практическое значение и могут быть использованы при оценке сейсмической опасности территории.

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

(Статьи в журналах, рекомендованных ВАК)

1. **Аржанникова А.В.**, Аржанников С.Г. Сеймотектонические деформации в западной части Тункинских Гольцов и современная экзогеодинамика // Геология и геофизика. 1999. - Т.40. № 2. С. 231-234.

2. **Аржанникова А.В.**, Аржанников С.Г., Жоливе М., Вассалло Р., Шове А. Плиоцен-четвертичные деформации юго-восточной части Восточного Саяна // Геотектоника, 2011. - № 2. С. 49-65.

3. **Аржанникова А.В.**, Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. Возраст формирования и деструкции мезо-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 2013. т. 54. №7. С. 894-905.

4. **Аржанникова А.В.**, Ларрок К., Аржанников С.Г. К вопросу о голоценовом режиме деформаций в районе западного окончания системы Тункинских впадин (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2003а. Т. 44. № 4. С. 373-379.

5. **Аржанникова А.В.**, Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 391-400.

6. **Аржанникова А.В.**, Парфеев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003б. Т. 44. № 11. С. 1202-1207.

7. **Аржанникова А.В.**, Фролов А.О., Аржанников С.Г., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Жоливе М., Рубцова М.Н., Дорошко А.Л. О корреляции юрских отложений Иркутского

бассейна и юго-западного Забайкалья по данным палеоботанических и геохронологических исследований // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 773-791.

8. **Arzhannikova, A.**, Ritz, J-F., Larroque, C., Antoine, P., Arzhannikov, S., Chebotarev, A., Stéphan, J-F., Massault, M., Michelot, J.-L. Cryoturbation versus tectonic deformation along the southern edge of the Tunka Basin (Baikal Rift System), Siberia: New insights from morphotectonic and stratigraphic analyses // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 204. 104569.

9. **Arzhannikova, A.**, Arzhannikov, S. Morphotectonic and paleoseismological studies of Late Holocene deformation along the Primorsky Fault, Baikal Rift // *Geomorphology*. 2019. V. 342. № 1. P. 140-149.

10. **Arzhannikova, A.**, Arzhannikov, S., Braucher, R., Jolivet, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K. Morphotectonic analysis and ¹⁰Be dating of the Kyngarga river terraces (southwestern flank of the Baikal rift system, South Siberia) // *Geomorphology*. 2018. V.303. P. 94-105.

11. **Arzhannikova, A.**, Braucher, R., Arzhannikov, S., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K. The Late Quaternary slip-rate of the Kichera Fault (North Baikal Rift) from morphotectonic, paleoseismological and cosmogenic ¹⁰Be analyses // *Tectonophysics*. 2021. V.812. 228915.

12. **Arzhannikova, A.V.**, Arzhannikov, S.G., Semenov, R.M. & Chipizubov, A.V. Morphotectonics and Late Pleistocene - Holocene deformations in the Tunka system of basins (Baikal rift, Siberia) // *Zeitschrift fur Geomorphologie*. 2005. Band 49. №4. P. 485-494.

13. **Arzhannikova, A.V.**, Demonterova, E.I., Jolivet, M., Arzhannikov, S.G., Mikheeva, E.A., Ivanov, A.V., Khubanov, V.B., Pavlova, L.A. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol-Okhotsk collision to widespread rifting // *Geoscience Frontiers*. 2020. №11. P. 1695-1709.

14. **Arzhannikova, A.V.**, Demonterova, E.I., Jolivet, M., Mikheeva, E.A., Ivanov, A.V., Arzhannikov, S.G., Khubanov, V.B., Kamenetsky, V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // *Geoscience Frontiers*. 2022. V. 13. №1. 101254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101254>

15. **Arzhannikova, A.**, Arzhannikov, S., Jolivet, M., Vassallo, R., Chauvet, A. Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 40. P. 581–594.

16. Jolivet, M., Arzhannikov, S., Chauvet, A., **Arzhannikova, A.**, Vassallo, R., Kulagina, N., Akulova, V. Accommodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: A key example from the Baikal Rift System // *Gondwana Research*. 2013b. V. 24. Issues 3-4. P. 918-935.

17. Jolivet, M., Arzhannikov, S., **Arzhannikova, A.**, Chauvet, A., Vassallo, R., Braucher, R. Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // *J. Asian Earth Sci*. 2013a. V. 62. P. 117-133.

18. Jolivet, M., **Arzhannikova, A.**, Frolov, A., Arzhannikov, S., Kulagina, N., Akulova, V., Vassallo, R. Late Jurassic – Early Cretaceous paleoenvironment evolution of the Transbaikalia basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny // *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 2017. V. 188. № 1-2 (9).

19. Larroque, C., Ritz J.F., Stéphan, J.F., Sankov, V., **Arzhannikova, A.**, Calais, E., Deverchere, J. et Loncke, L. Interaction compression-extension a la limite Mongolie-Siberie:analyse

preliminaire des deformations recentes et actuelles dans le bassin de Tunka // C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planetes // Earth and Planetary sciences. 2001. № 332. P. 177-184.

20. Ritz, J.-F., **Arzhannikova, A.**, Vassallo, R., Arzhannikov, S., Larroque, C., Michelot, J.-L., & Massault, M. Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // Tectonics. 2018. V. 37. P. 1376-1392

21. Jolivet, M., Ritz, J.-F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., **Arzhanikova, A.**, Arzhanikov, S. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. V. 35. № 10. P. 871–874.

Подписано в печать 3.08.2021 г. Формат 60x84 1/16

Бумага офсетная. Печать Riso

Усл. печ. л. 1,4. Уч.-изд. л. 1,25 Тираж 120 экз. Заказ 182.

Отпечатано в Институте земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128.