Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 31—51

УДК 551.24(235.222)

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И ПАЛЕОСТРЕСС ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ ГОРНОГО АЛТАЯ: ТЕКТОНИЧЕСКИЙ И КЛИМАТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ

Д. Дельво, К. Тениссен, Р. Ван-дер-Мейер*, Н. А. Берзин**

Королевский музей Центральной Африки, B-3080, Тервюрен, Бельгия
** Институт наук о Земле, Амстердамский свободный университет, Амстердам, Нидерланды*
*** Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия*

Тектоническое и геоморфологическое изучение Курайской и Чуйской кайнозойских депрессий Горного Алтая (Южная Сибирь) вместе с анализом существующей геологической литературы, а также интерпретация космических снимков показывают, что эти депрессии образовались при сложном взаимодействии тектонических, седиментационных и климатических процессов. Структура этих депрессий контролируется активизированной позднепалеозойской системой резломов. Доэоценовая поверхность выветривания и плейстоценовые ледниковые отложения являют собой ярко выраженное изменение климата. Время проявления тектонических движений и ориентировка современного поля напряжений контролируются крупными событиями, связанными, вероятно, с коллизией Индии и Евразии.

Депрессия, динамика, кинематика, тензор напряжения.

ВВЕДЕНИЕ

Алтайский регион принадлежит Центрально-Азиатской трансконтинентальной дислокационной системе (рис. 1), которая пересекает Азию с юго-запада на северо-восток и отделяет стабильную Евразиатскую плиту, охватывающую Сибирь и Казахстан, от мозаики микроплит Юго-Восточной Азии (Джунгарской, Таримской, Монголо-Китайской и др.). Эта система включает в себя районы Памира и Тянь-Шаня, где развиты преимущественно взбросы, Алтайский и Саянский регионы с преобладающими сдвигами, Байкальскую рифтовую и Становую транспрессионную зоны [1, 2]. Считается, что главным механизмом, который может объяснить кайнозойскую тектонику этой обширной территории примерно в течение последних 50 млн лет, является столкновение Индии с Евразией [1—4]. Вместе с тем тектоника Байкальского региона и Западной Монголии также в значительной степени обусловлена развитием астеносферного диапира [5, 6] или совместным воздействием этих двух процессов [7, 8].

Центрально-Азиатская дислокационная зона характеризуется высокой сейсмической активностью. Некоторые из сильнейших землетрясений Мира с магнитудой 7 или больше находятся в Алтае-Монгольском массиве (запад Монголии), смежном с Горным Алтаем.

Недавно было показано, что севернее линии Памир—Тарим континентальная литосфера испытывает крупномасштабную складчатость [9] и там развивается ряд осадочных бассейнов рампового или полурампового типа [10]. Однако еще мало известно о сибирской части Алтае-Монгольского массива (Горном Алтае) и о Саянах, которые расположены между Джунгаро-Зайсанскими впадинами и Байкальской рифтовой системой.

Горно-Алтайский регион Южной Сибири расположен на стыке границ России, Монголии, Китая и Казахстана. Территория Горного Алтая соответствует западной части Алтае-Саянской складчатой области, образованной в результате палеозойской аккреционно-коллизионной тектоники. Это

© Д. Дельво, К. Тениссен, Р. Ван-дер-Мейер, Н. А. Берзин, 1995

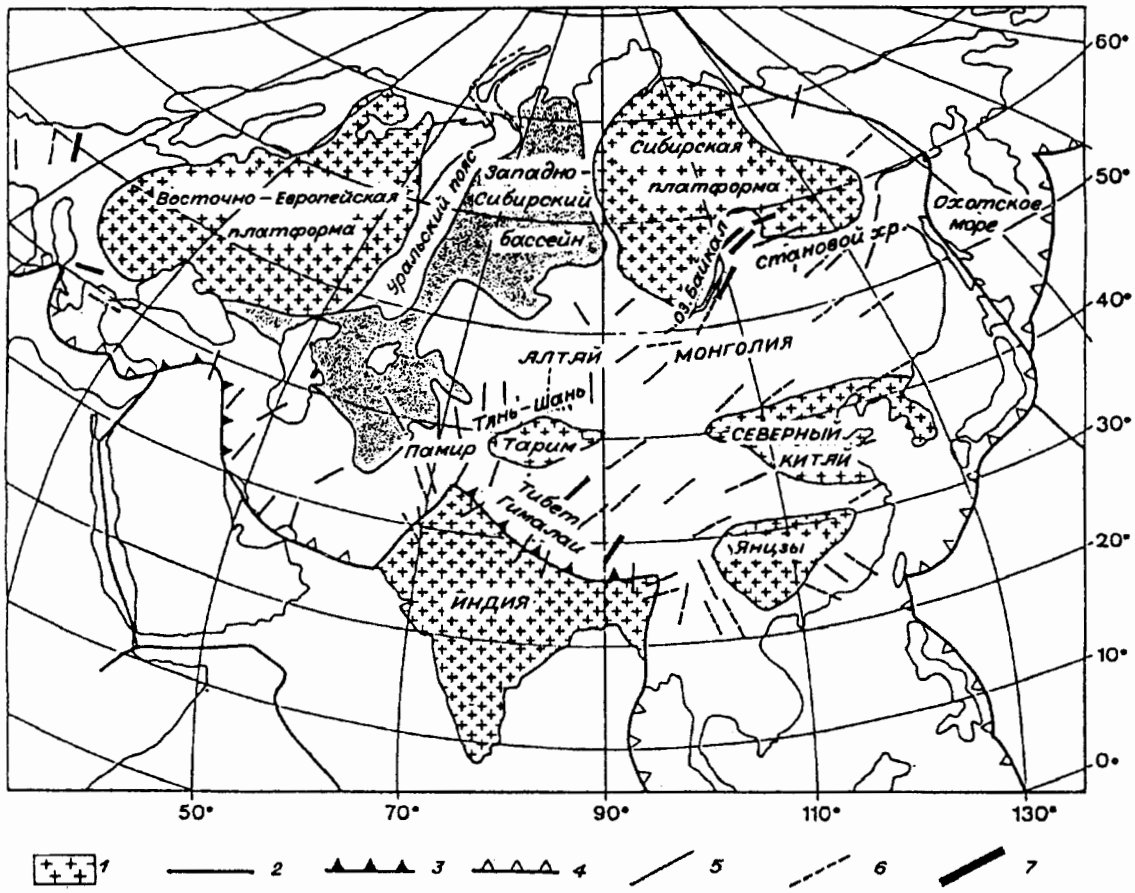


Рис. 1. Тектоническая карта Евразии с траекториями главного максимального горизонтального напряжения (S_{Hmax}), заимствованная из [12].

1 — кратоны, *2* — границы плит, *3* — зоны континентальной коллизии, *4* — глубоководные желоба, *5—7* — средняя ориентация S_{Hmax}: *5* — режим сжатия, *6* — режим сдвига, *7* — режим растяжения.

действительно сложная высокоподнятая область, в которой развиты надвиги, крутые взбросы, а также сдвиги и нормальные сбросы. На основании геометрии разломов, а также механизма очагов землетрясений был сделан вывод [1, 2, 11] о примерно субмеридиональном максимальном горизонтальном напряжении сжатия в Алтайском регионе с преобладающим режимом сдвиговой деформации (при горизонтальном положении главных максимальной и минимальной осей напряжений). Это находится в соответствии с главными траекториями напряжения в Евразии (см. рис. 1), следующими из Карты напряжений Мира [12].

В таких геодинамических условиях, когда преобладали субмеридиональные горизонтальные силы сжатия и активными были сдвиговые зоны, в разной тектонической позиции сформировались кайнозойские депрессии. Курайская и Чуйская депрессии развивались под большим углом к направлению главного горизонтального сжатия (в данном регионе ССВ-ЮЮЗ), вероятно, как единый прогиб типа „pull-apart" в третичное время и как обособленные друг от друга прогибы рампового типа в четвертичное время. Телецкое озеро субмеридионального простирания длиной 40 км, шириной 4—5 км и глубиной до 320 м сформировалось только в четвертичное время и открывалось как гигантская трещина растяжения, параллельная местному направлению горизонтального главного сжатия (т. е. перпендикулярная главному направлению растяжения) [13].

Целью этой работы является изучение кайнозойских палеонапряжений и кинематики Курайско-Чуйского седиментационного бассейна. Работа основывается на региональных, а также на детальных полевых структурных исследованиях, интерпретации космических снимков, проведенной Ф.Трефуа, определении тензора напряжения по линиям скольжения в небольших разломах, нару-

шающих кайнозойские осадки. Предварительные результаты уже были представлены Д. Дельво с соавторами [14], а также Р. Мойсом и Г. Стапелем [15].

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Основные черты докайнозойской геологии Горного Алтая были сформированы в палеозое (рис. 2). Реконструкция палеозойской истории Горного Алтая была целью четвертого Международного симпозиума по проекту IGCP № 283 „Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана", состоявшегося в Новосибирске в 1993 г. Здесь характеризуются основные стадии этой эволюции, основанные на результатах работ М. Б. Аллена с соавторами [16], В. Г. Беличенко с соавторами [17], М. М. Буслова с соавторами [18], А. М. Дж. Шенгера с соавторами [19], Н. А. Берзина и Н. Л. Добрецова [20] и Д. Дельво с соавторами [21]. Этот вопрос освещается также в статье Н. Л. Добрецова и других в настоящем номере.

В венде—среднем кембрии Горный Алтай развивался в режиме активной океанической окраины с зоной субдукции, наклоненной под Сибирский континент. Горно-Алтайская аккреционная призма сформировалась путем последовательной аккреции островных дуг разного возраста и подводных гор и поднятий вендского возраста. С востока на запад различаются четыре геодинамические единицы: 1) венд-раннекембрийская примитивная островная дуга (офиолиты, толеит-бонинитовые базальты), 2) раннекембрийский аккреционный клин, включающий базальты, олистостромы с фрагментами

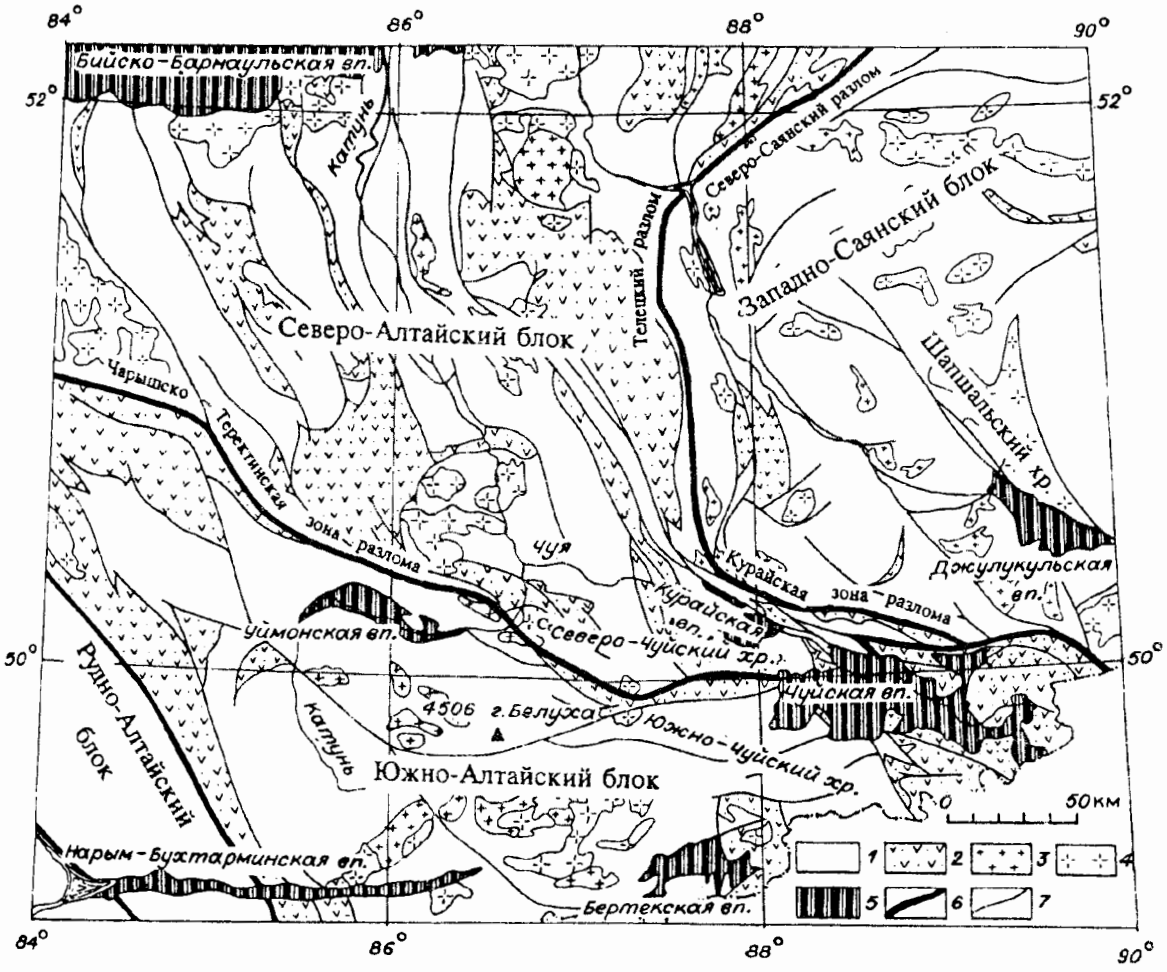


Рис. 2. Схема геологического положения кайнозойских впадин Горного Алтая:

1 — комплексы активной окраины Палеоазиатского океана (V—∈), шельфов и континентальных склонов (O—S); *2* — девонские осадочно-вулканогенные комплексы разных геодинамических обстановок; *3* — нижнепалеозойские гранитоиды; *4* — среднепозднепалеозойские граниты; *5* — кайнозой наиболее крупных впадин; *6* — главные среднепозднепалеозойские сдвиговые зоны; *7* — прочие докайнозойские разломы.

океанической коры и подводных гор (баратальская серия), офиолитового комплекса (чаган-узунские метаперидотиты, габбро и серпентинитовый меланж), 3) раннесреднекембрийская вулканическая серия нормальной островной дуги, 4) среднепозднекембрийский флиш, олистостромы и брекчии.

В ордовике—силуре к Сибирской плите причленился Алтае-Монгольский микроконтинент. Горно-Алтайский блок и кембрийские островные дуги аккретировали с Западно-Саянским блоком. Это вызвало прекращение вулканизма в островных дугах, внедрение гранитоидов коллизионного типа, формирование местами моласс, накопление флишеподобных отложений в остаточных прогибах и шельфовых осадков на стабильных блоках.

В раннем девоне граница между Западно-Саянским и Алтайским блоками выступала как важная сдвиговая зона, соответствующая Кузнецко-Алтайскому линеаменту. К западу от него в девоне развивалась активная континентальная окраина с косоориентированной зоной субдукции между Горно-Алтайским и Казахстанским блоками на месте Иртыш-Зайсанской зоны. Это подчеркивается раннесреднедевонскими тыловыми вулканогенно-осадочными рифтовыми комплексами, а также интенсивным магматизмом (например, чикетаманские граниты).

В среднем—позднем карбоне перемещения Таримского и Северо-Китайского блоков относительно Сибирской плиты вызвали прогрессивное закрытие Иртыш-Зайсанского океана между Казахстаном и Сибирью. Эта коллизия вызвала заложение гигантских сдвигов, которые были активными до перми включительно. Крупнейшими из них на юго-востоке Алтая являются зоны Курайского и Чарышско-Теректинского разломов. Коллизия Казахстана с Сибирью в конце карбона—ранней перми вызвала постколлизионный магматизм и вулканизм, реактивацию гранитогнейсовых куполов, а также угленакопление в континентальных бассейнах. Значительное левостороннее перемещение Алтайского блока относительно Западно-Саянского вдоль Курайской и Чарышской-Теректинской зон разломов срезало часть Горно-Алтайской аккреционной призмы в зоне будущей Курайско-Чуйской депрессии (см. рис. 2).

Тектонические движения были существенно ослабленными в мезозое. К северу от Алтая в ранней юре начал формироваться Западно-Сибирский бассейн. В Монголо-Алтайском регионе мезозойская активность выражена редким триасовым магматизмом и ассоциирующей с ним минерализацией, а также крупными, связанными с разломами юрскораннемеловыми угленосными впадинами, обрамляющими с запада Хангайское поднятие.

В раннем мелу—палеоцене наступила тектоническая стабилизация в условиях субтропического гумидного климата, что привело к значительной денудации, интенсивному химическому выветриванию и формированию каолин-монтмориллонитовой коры выветривания [22].

Неотектоническая структура Горного Алтая характеризуется системой хребтов ЗСЗ-ВЮВ до СЗ-ЮВ простирания высотой до 2500—4500 м, разделенных депрессиями, расположенными на высотах от 1000 до 2000 м (рис. 3). Эта общая структура частично контролируется обновленными в кайнозое зонами разломов, которые часто соответствуют палеозойским сутурным линиям и главным зонам сдвигов. Они неоднократно испытывали активизацию, что подтверждается частым нахождением вдоль них венд-кембрийских перидотит-серпентинитовых офиолитовых фрагментов, среднепозднедевонских, позднекаменноугольных и юрских линз осадочных пород.

Система неотектонических разломов показана на карте активных разломов СССР и смежных регионов [23] и описана Н. В. Лукиной [24].

Формирование цепей кайнозойских депрессий и горных хребтов часто контролируется реактивацией древних разломов фундамента, однако эта связь не во всех случаях проявляется (см. рис. 3). Сайгонышская и Джулукульская впадины и смежные горные хребты контролируются реактивацией Шапшальского разлома, Курайско-Чуйская впадина и Курайский хребет — активизированной Курайской зоной разлома, западное ограничение Чуйской впадины — Чарышско-Теректинской зоной разлома. Северное окончание Телецкого озера контролируется сдвиговым перемещением вдоль Северо-Саянского разлома, но протяженный меридиональный отрезок озера более определенно контролируется поясом милонитовых сланцев. На юге и юго-западе Горного Алтая кайнозойские впадины лишь частично контролируются активизированными разломами. В основном они пересекают древние разломы и складчатые структуры фундамента, что хорошо видно на примере Маркакольской впадины и Нарымско-Бухтарминской группы впадин.

МОРФОЛОГИЯ И СТРУКТУРА КУРАЙСКО-ЧУЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Курайская и Чуйская депрессии расположены между Западно-Саянским и Алтайским блоками, на юго-восточном окончании Горно-Алтайского аккреционного клина. Их фундамент представлен в основном венд-кембрийскими (баратальская, балхашская и горно-алтайская серии) и девонскими

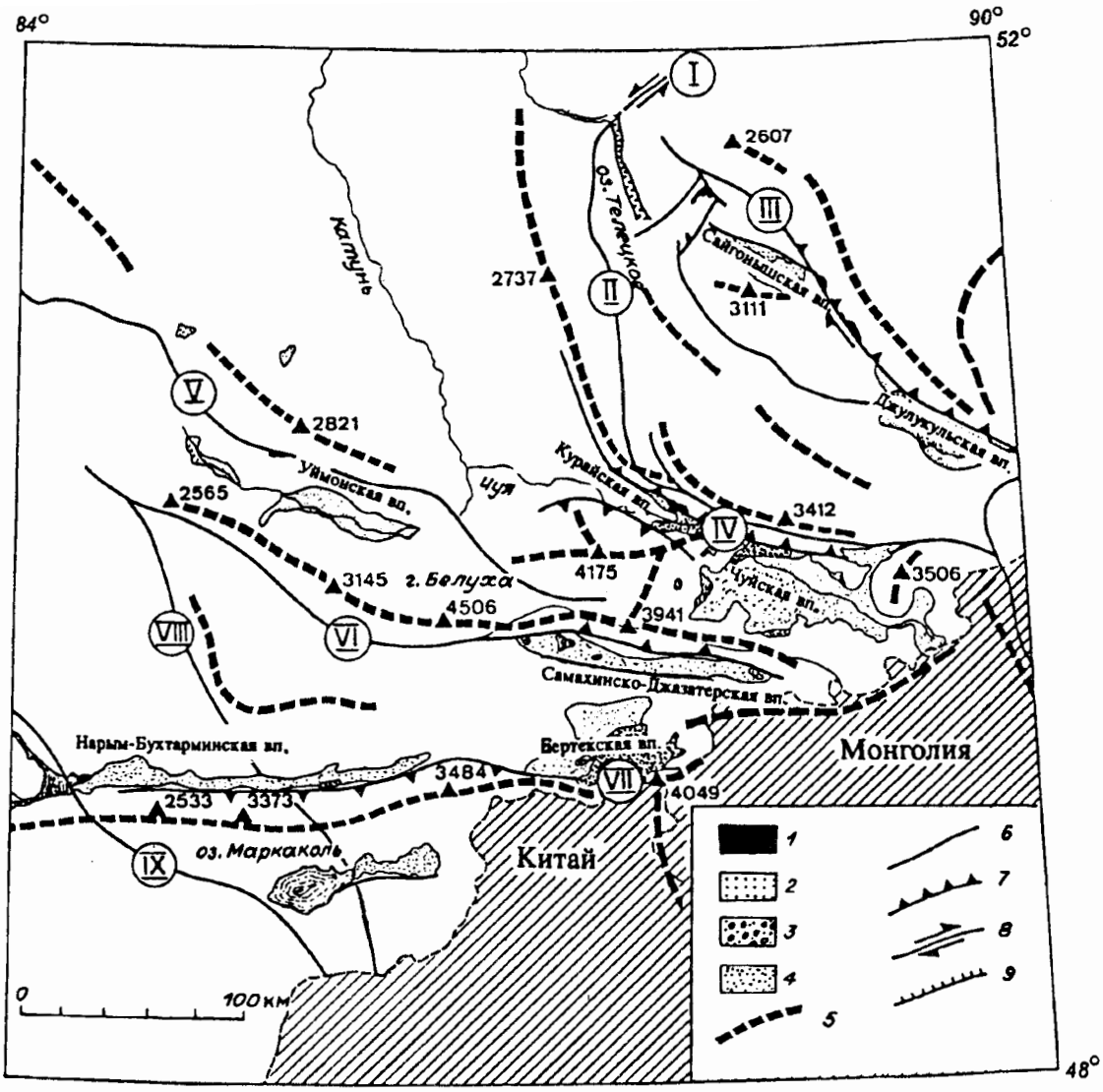


Рис. 3. Неотектоническая структура Горного Алтая в соотношении с главными позднепалеозойскими разломами фундамента:

I — Северо-Саянским, II — Курайско-Телецким, III — Шапшальским, IV — Курайским, V — Чарышско-Теректинским, VI — Южно-Катунским, VII — Южно-Алтайским, VIII — Маркакольским, IX — Иртышским. *1* — линзы карбона вдоль главных разломов, *2* — юра, *3* — третичные и *4* — четвертичные отложения, *5* — горные хребты с обозначением высот, *6* — главные разломы с возможными четвертичными движениями, *7* — взбросы, *8* — сдвиги, *9* — сбросы.

вулканогенно-осадочными толщами. Они слагают юго-восточную краевую часть Северо-Алтайского блока, зажатого между Курайской на севере и Чарышско-Теректинской зонами разломов на юге во время левостороннего перемещения Алтайского блока относительно Саянского (уже объединившегося с Сибирским континентом в позднем карбоне—перми) (см. рис. 2). Геология этого района описана П. М. Бондаренко [25], М. М. Бусловым с соавторами [18], Н. А. Берзиным и Н. Л. Добрецовым [20] для палеозойского фундамента, а Е. В. Девяткиным [22, 26], Б. М. Богачкиным и Л. И. Розенбергом [27—29], и Б. М. Лузгиным и Г. Г. Рузановым [30] — для кайнозойского фундамента.

Структура фундамента. Структурный анализ показывает, что структурирование фундамента под Чуйской и Курайской впадинами происходило в соответствии с двумя последовательными стадиями тектонического сжатия. Первая стадия вызвала главную складчатость девонских толщ с субширотным простиранием осей складок и образованием взбросов и надвигов в додевонском

фундаменте. Вторая стадия соответствует крупномасштабным левосторонним сдвиговым перемещениям, активизирующим прежние взбросы и воздействующим на складчатый девон.

Курайская и Чуйская депрессии развились в зоне наиболее интенсивных дислокаций в области сужения между Курайской и Чарышско-Теректинской зонами разломов. Эти разломы отделяют неметаморфизованный кембрийский и девонский фундамент от метаморфических гнейсов на севере и крупных линз метаморфизованного кембрия (горно-алтайской серии) на юге.

На структурной карте четвертичного периода (рис. 4) видно, что главные позднепалеозойские разломы контролировали структуру фундамента и накопление палеоген-неогеновых осадков. Те же зоны разломов были снова активизированы в четвертичное время, что подтверждается образованием неотектонических структур в четвертичных ледниковых отложениях среднепозднеплейстоценового возраста.

Морфология. Современная поверхность Курайской депрессии размером 20 × 30 км находится на высоте 1550 м, а Чуйской депрессии (60 × 90 км) — между 1800—2100 м. Они полностью окружены горными хребтами и дренируются рекой Чуя (рис. 5). Курайский хребет ограничивает с севера как Курайскую, так и Чуйскую депрессии и имеет максимальную высоту до 3400 м. Северо-Чуйский хребет (максимальная высота 4176 м) ограничивает Курайскую впадину с юга. Юго-восточное окончание этого хребта образует Чаган-Узунский горст (макс. выс. 2900 м), который отделяет Курайскую депрессию от Чуйской. Чуйская депрессия ограничивается с юга Южно-Чуйским хребтом в ее западной половине (макс. выс. 3936 м) и Сайлюгемским плато — на востоке (макс. выс. 3500 м). Чуйская депрессия заполнена кайнозойскими осадками до 1200 м мощности (разбурено максимум 671 м) и имеет общую ЗСЗ-ВЮВ ориентировку. В Курайской депрессии мощность осадков достигает 525 м. Сравнительно детальную картину структур и стратиграфии обеих впадин дают несколько буровых скважин [26, 30].

Современная геометрия Курайской и Чуйской депрессий напоминает ромбовидные полуграбены, однако их четвертичная структура больше соответствует полному рампу для Курайской депрессии и полурампу для западной части Чуйской депрессии (см. рис. 4). Ромбовидная геометрия унаследована главным образом от третичного этапа, который, в свою очередь, контролировался докайнозойским разломным рисунком.

Третичная структура. Из-за интенсификации тектонической активности в четвертичное время современная структура и кинематика Чуйско-Курайской депрессии отличается от структуры и кинематики в третичное время. Структура третичной депрессии может быть получена на основании изолиний кайнозойских осадков, показанных Е. В. Девяткиным [26] для восточной части Чуйской депрессии. Они указывают на наличие сравнительно узкого грабена третичных отложений в осевой части депрессии, ограниченного в севера и с юга нормальными разломами, перекрытыми четвертичными отложениями (разрезы В-В′ и С-С′ на рис. 6).

С южной стороны осадочный бассейн здесь ограничен линией выровненных изолированных холмов, сложенных девонскими породами и окруженных четвертичными отложениями. Эти холмы соответствуют сильно деградированному висячему крылу пассивного третичного разлома, а также нормальным разломам, погребенным под четвертичным чехлом (см. рис. 4). Это палеоразломные линии, судя по карте, в западном сегменте впадины располагаются примерно на 16 км южнее, чем в восточном сегменте. Смещение двух реконструируемых третичных разломов соответствует аналогичному смещению висячего крыла палеоразлома меридионального простирания, находящегося на продолжении разлома в фундаменте, известного в ограничении Сайлюгемского плато.

Чаган-Узунский массив высотой от 2600 до 2900 м представляет собой наклоненный ромбовидный горст между Курайской и Чуйской депрессиями. В его пределах имеются останцы третичных отложений, поднятые относительно современного дна депрессий (разрезы А-А′, В-В′, С-С на рис. 6). Это свидетельствует о том, что в третичное время Курайская и Чуйская депрессии представляли собой единый бассейн.

Четвертичная структура. Западная половина Чуйской депрессии наиболее отчетливо проявляет структуру полурампа (см. рис. 4, 6). Северная граница Западно-Чуйской депрессии совпадает со сложной системой надвигов, которая создана последовательным перемещением кембрийских толщ, раннепалеозойских гранодиоритов, а также девонских и каменноугольных осадочных отложений на олигоцен-миоценовые угленосные алевристые и глинистые отложения. Эта система находится на продолжении Акташской системы надвигов, которая является северным тектоническим ограничением Курайской депрессии в 50 км к западу.

В Курайском районе Акташская система надвигов хорошо описана П. М. Бондаренко [25], который показал многостадийность ее развития. Детальное картирование и буровые данные показывают тектоническое надвигание каменноугольных пород на среднеплейстоценовые ледниковые отложения (см. рис. 6, разрез А-А′). Вышележащие ледниковые отложения позднего плейстоцена,

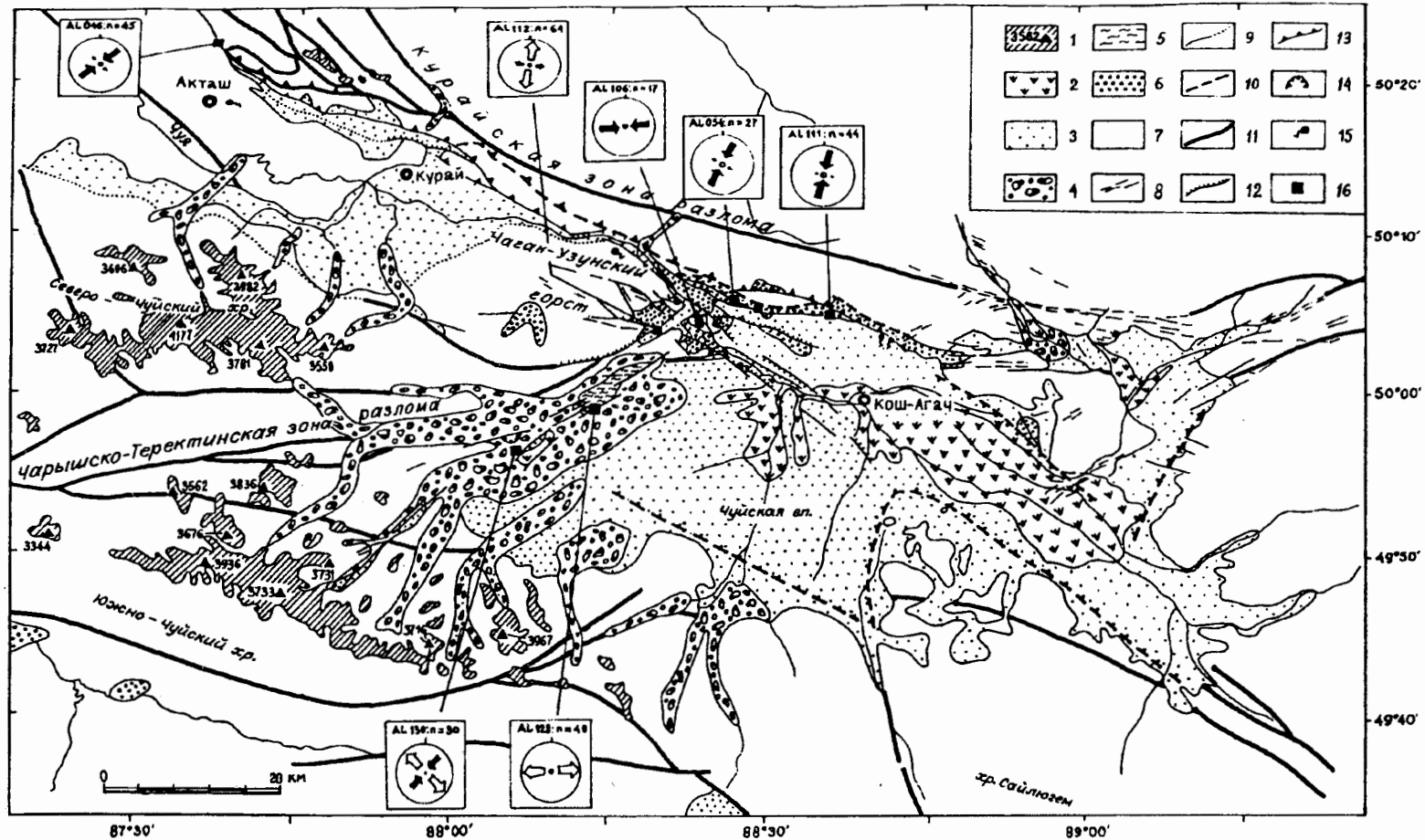


Рис. 4. Четвертичная структурная карта Курайско-Чуйской депрессии со стереограммами второстепенных разломов, трещин и их тензорами палеостресса.

Геология приведена по Е. В. Девяткину [26], Н. Гусеву [36] и Геологической карте Горного Алтая м-ба 1:500 000. Четвертичная структура скорректирована в соответствии с полевыми наблюдениями и интерпретацией космических снимков [37]. *1, 2* — голоцен: *1* — ледники с обозн. высот, *2* — болота; *3—5* — поздний плейстоцен: *3* — озерно-флювиогляциальные, *4* — ледниковые морены, *5* — ленточные глины; *6* — третичные отложения; *7* — нерасчлененный фундамент; *8* — выделяемые на космических снимках структурные линии и линеаменты; *9* — разломы с четвертичными движениями; *10* — разломы третичные; *11* — главные разломы в фундаменте; *12* — сбросы; *13* — взбросы и надвиги; *14* — оползни; *15* — источники; *16* — обнажения (усл. знаки стереограмм см. на рис. 9).

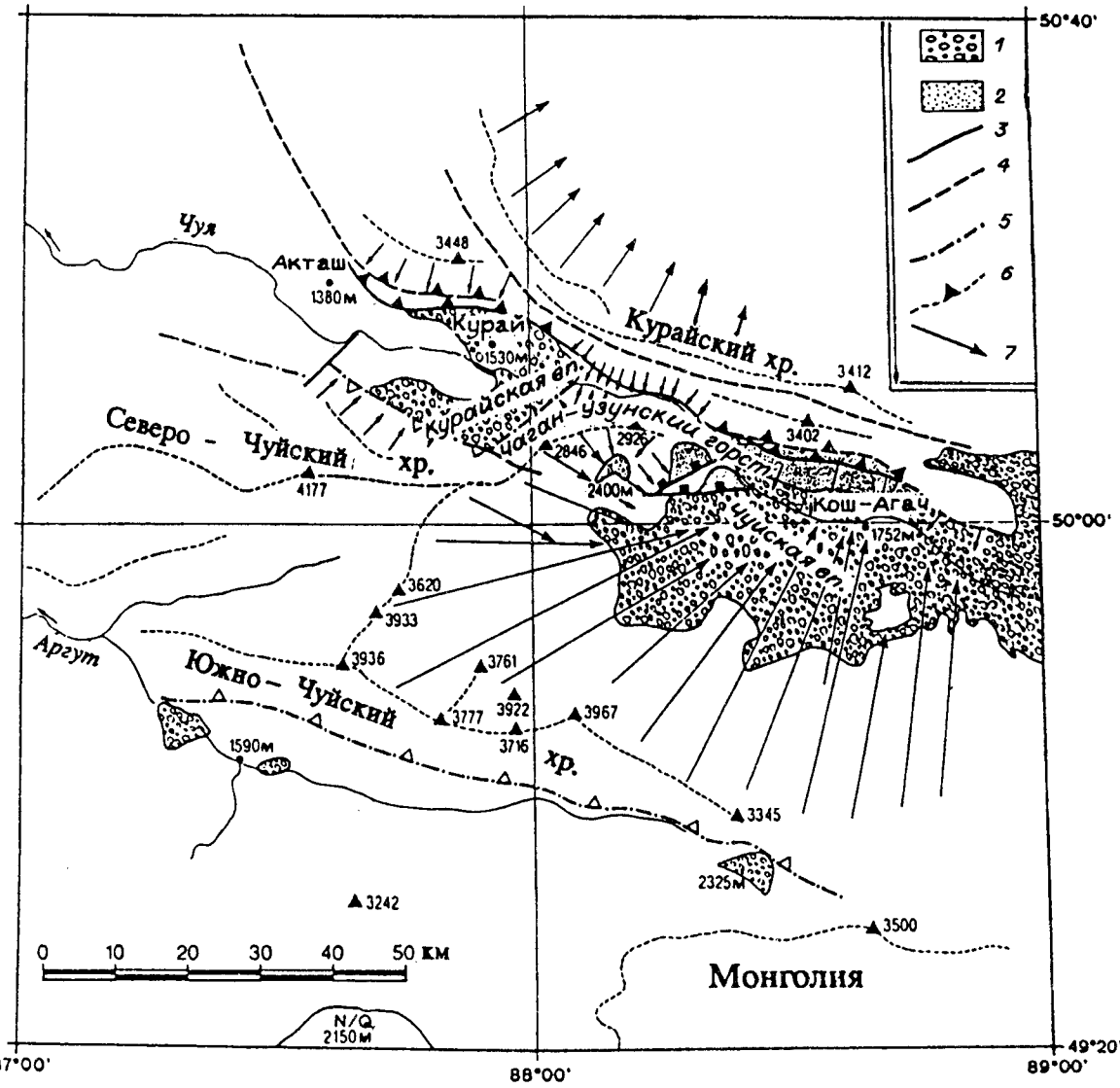


Рис. 5. Структурная и морфологическая схема Курайско-Чуйской депрессии.

1 — четвертичные и *2* — неогеновые отложения; *3* — разломы, активные в четвертичное время; *4* — разломы, возможно активные в третичное время; *5* — предполагаемые третичные разломы; *6* — горные цепи с обозначением высот; *7* — общее погружение морфологической поверхности.

по-видимому, не нарушены. П. М. Бондаренко приходит к выводу, что обновление зоны Акташского разлома происходило вплоть до четвертичного периода, причем последние движения были в среднем плейстоцене.

По направлению к юго-западу поверхность Чуйской депрессии постепенно поднимается с 1800 м в ее центре в сторону Южно-Чуйского хребта (см. рис. 5). Разница в высотах между центром депрессии и вершинами Южно-Чуйского хребта на расстоянии 60—80 км по горизонтали составляет 2100 м. Это повышение не сопровождается сколько-нибудь значительными четвертичными тектоническими уступами, а представляет собой непрерывный пологий склон. По направлению к вершинам хребта рельеф становится все более и более альпийским, с глубоко вырезанными ледниковыми долинами, однако касательная остаточных поверхностей выравнивания образует непрерывный пологий склон без каких-либо значительных нарушений (см. рис. 6, разрез В-В′). Погребенный под четвертичными отложениями третичный разлом ограничивает зону с обнажающимся фундаментом от прогиба, заполнявшегося осадками. Однако этот разлом не был сколько-нибудь значительно активизирован в четвертичное время.

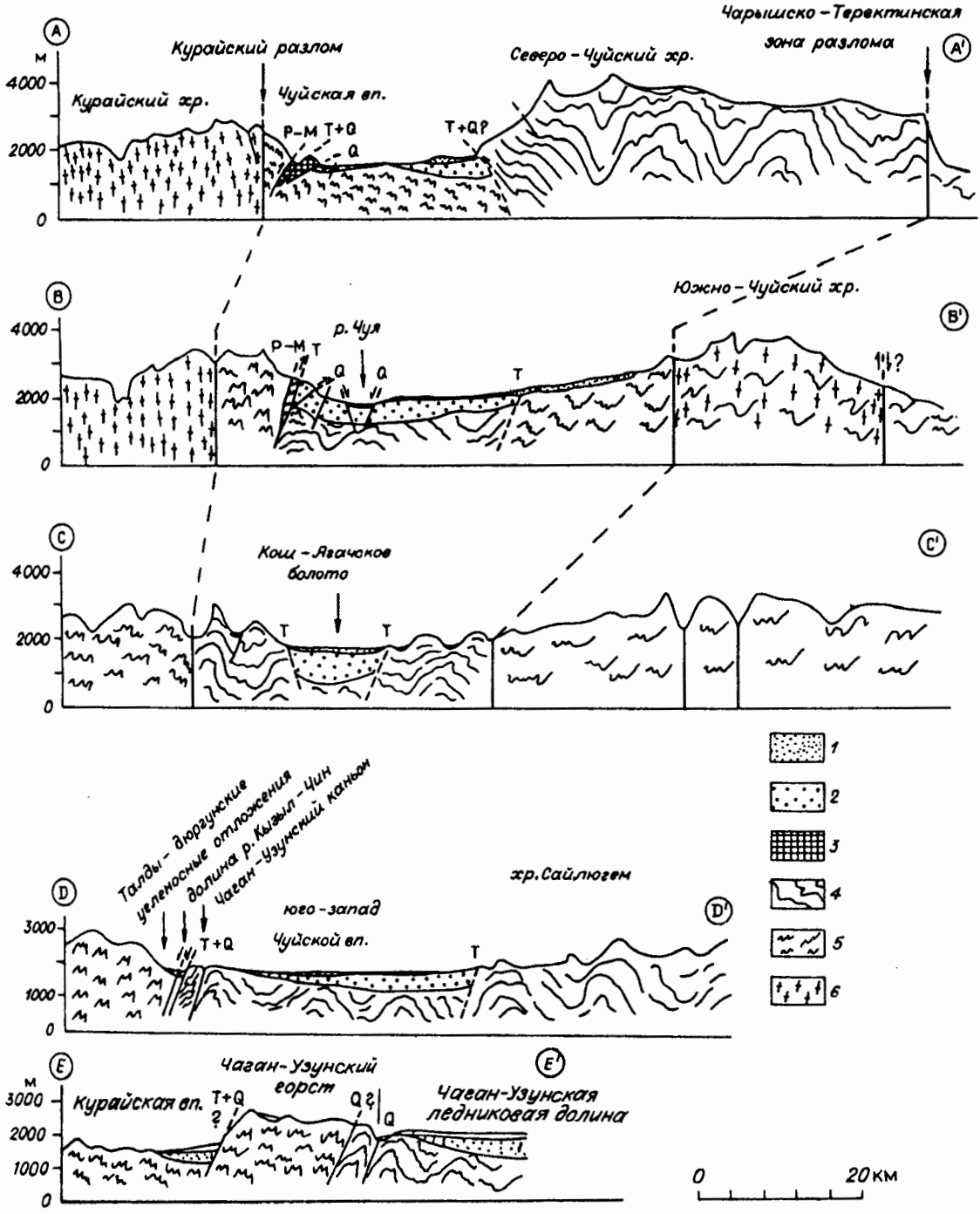


Рис. 6. Геологические разрезы Курайско-Чуйской депрессии.

Вертикальный масштаб увеличен в 4 раза. Положение разрезов показано на рис. 7. Периоды активности разломов: P—M (палеозой—мезозой), T (третичный) или Q (четвертичный). *1* — четвертичные и *2* — третичные отложения, *3* — карбон, *4* — девон, *5* — венд—кембрий, *6* — гнейсы и кристаллические сланцы.

Меньшая по размерам Курайская депрессия с юга также ограничена высоким (до 4176 м) Северо-Чуйским хребтом. Переход от центра впадины (1550 м) к вершине хребта происходит на коротком (20 км) расстоянии, возможно, вследствие воздействия пограничного разлома, однако сильное влияние ледниковой активности маскирует здесь тектоническую структуру.

Чаган-Узунский горст является западным плечом Чуйской депрессии, постепенно спускающимся в направлении ее центра, но отделенным от Курайской депрессии крутым уступом (см. рис. 6, разрез

D-D′). У подножья Чаган-Узунского наклоненного блока имеется до 100 м неогеновых буроугольных талды-дюргунских отложений, перекрытых более чем 125 м четвертичных отложений. Эти неогеновые отложения действительно отделены от остальной части Чуйской депрессии надвигово-сбросовыми движениями вдоль крупного северо-восточного разлома, фиксируемого в долине р. Кызыл-Чин (см. рис. 6, разрез Е-Е′). Эти движения происходили в основном в четвертичное время, что подтверждается 200-метровым уступом в рельефе, внутренней структурой угольного месторождения [30], а также наличием небольших разломов, воздействующих одновременно на неогеновые и четвертичные отложения.

СТРАТИГРАФИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ БАССЕЙНА

Эволюция осадконакопления в Курайско-Чуйской депрессии отчетливо контролируется тектоническими импульсами, которые периодически меняли тектоноседиментационную обстановку. Наше описание базируется на обобщениях Е. В. Девяткина [22, 26], Б. М. Богачкина и Л. И. Розенберга [27—29] и Б. М. Лузгина и Г. Г. Рузанова [30]. В Чуйской депрессии представлен лучший разрез кайнозойских отложений Горного Алтая, а состав осадков хорошо отражает изменения тектонических и климатических условий. Однако возраст формаций в представлениях различных авторов неодинаков, что обсуждено в специальной статье настоящего выпуска [31], так что приводимая здесь трактовка возраста является лишь наиболее часто цитируемой и должна интерпретироваться с осторожностью.

Раннепалеогеновая доозерная стадия. В позднем мезозое—раннем палеоцене (до среднего олигоцена, по Е. В. Девяткину) стабильная тектоническая обстановка в условиях гумидного субтропического климата вызвала интенсивную денудацию и химическое выветривание фундамента, что привело к образованию хорошо развитого пенеплена с каолиновыми почвами (корой выветривания в отечественной литературе). Третичная седиментация началась с переотложения продуктов коры выветривания в палеоцен-раннеэоценовой карачумской свите (олигоценовой, по Е. В. Девяткину [26]), представленной субаэральными песчаными красновато-розовыми до белых глинами с остатками субтропических растений.

Останцы позднемелового-раннепалеоценового пенеплена еще можно видеть на вершинах гор в виде горизонтальных или слабонаклоненных плоских поверхностей. Выявление этих поверхностей помогает представить себе амплитуды вертикальных движений в обрамлении Чуйской депрессии.

Несогласие между девонским фундаментом и третичными отложениями очень хорошо выражено в западной части Чуйской депрессии, вдоль долин рек Кызыл-Чин и Чаган-Узун. Здесь обнажается 200-метровый разрез дислоцированных среднедевонских сланцев, песчаников и вулканитов, который в верхней части полностью выветрен и превращен в глины (каолиновые и смешанные). Выветрелый горизонт, залегающий in situ, перекрывается тонким слоем известняковых галек, а затем хорошо стратифицированными желтоватыми, красноватыми и белыми глинистыми отложениями. По местной стратиграфической шкале выветрелый горизонт соответствует позднемеловому-палеоценовому пенеплену. Вышележащий галечный слой и глинистые отложения маркируют внезапное начало вертикальных тектонических движений в карачумское время, приведшее к возобновлению эрозии и переработке коры выветривания. Рельеф поверхности несогласия между фундаментом и третичными отложениями также указывает на то, что до отложения кошагачской свиты происходили раннепалеогеновые тектонические движения. Эта свита, маркирующая начало озерных условий, в разных местах перекрывает: 1) залегающую in situ кору выветривания, 2) переотложенные продукты коры выветривания (карачумскую свиту) или 3) непосредственно свежие породы фундамента [30]. Е. В. Девяткин [26, стр. 204] показал, что относительные превышения доолигоценового рельефа на юге Алтая достигали 300—350, а местами до 700 м. Это было подтверждено Б. М. Лузгиным и Г. Г. Русановым [30] для Курайской и Чуйской депрессий на основании данных бурения.

Позднепалеогеновая-неогеновая озерная стадия. Чуйская депрессия, начиная с позднего эоцена или раннего олигоцена до среднего плиоцена, испытывала погружение. Она была ограничена крутыми уступами и имела относительно фиксированные очертания. Курайская и Чуйская депрессии в то время представляли собой, вероятно, единый бассейн, а наличие большого долгоживущего озера способствовало развитию эндемичной фауны [27].

Озерное осадконакопление началось с отложения в мелководном бассейне кошагачской угленосной свиты, которая представлена озерными известковистыми и алевритистыми глинами с линзами мергелей, а также бурых углей и песков в прибрежных районах. Считается, что кошагачская свита имеет раннесреднемиоценовый [26], эоцен-олигоценовый [27, 29] или олигоцен-миоценовый возраст [30]. После кошагачской, в раннем миоцене или среднем миоцене—раннем плиоцене [26], в

обширном озерном бассейне накопились отложения туерыкской свиты, состоящие из известковистых глин и аргиллитов с линзами известняков и мергелей. В среднем плиоцене неогеновое озеро вступает в прогрессирующую стадию эндемизма, когда накапливалась кызылгирская свита, содержащая большое количество пресноводных моллюсков, остракод, рыб, млекопитающих и растений [31]. Прогрессирующая стадия эндемизма сходна с байкальской для того же времени.

Позднеплиоценовый тектонический импульс. По мнению большинства авторов, в позднем плиоцене началось ускорение тектонических движений, инициировавших третью фазу развития бассейна [26], и более грубая (с песками и гравием) седиментация (бекенская свита). Прежняя единая неогеновая депрессия была разделена на два погружающихся блока (Курайский и Чуйский), разделенные поднимающимся блоком (Чаган-Узунским наклоненным горстом). В то же время вдоль общего северного разломного ограничения начались взбросовые движения. В Курайской депрессии они проявились и вдоль южного пограничного разлома, в результате чего эта депрессия превратилась в полный рамп. Чуйская же депрессия развивалась как полурамповая структура, представляющая собой наклоненный блок, постепенно поднимающийся к югу до высоты 4000 м.

Комбинация взбросовых движений вдоль северного ограничивающего разлома и наклонного движения Чуйского блока в позднем плиоцене—плейстоцене привела к денудации и дислокации третичных отложений вдоль окраин Чуйской депрессии. Они были переотложены в центральной части впадины, где по крайней мере до конца раннего плейстоцена сохранялась флювиально-озерная обстановка и накапливались озерные алевриты, глины и известняки, местами со строматолитами. Неоген-палеогеновые отложения поднятого Чаган-Узунского блока были почти полностью смыты. В среднем—позднем плейстоцене седиментация происходила в флювиогляциальной и ледниково-озерной обстановке, с драматическим воздействием Рисского и Вюрмского оледенений и одновременно высокой тектонической активностью.

Позднеплейстоценовый ледниковый период. Современная приповерхностная геоморфология в основном унаследована от позднеплейстоценовых оледенений. Ледниковые морены перекрывают большую западную часть Чуйской депрессии вследствие объединения нескольких крупных ледников в долине р. Чаган-Узун. Более мелкие морены имеются также вдоль р. Тархата на южной окраине и вдоль р. Кокоря на северной окраине депрессии. Остальная часть Чуйской депрессии перекрывается флювиогляциальными отложениями, состоящими в основном из слабосортированных и слабоокатанных галек метаморфических толщ обрамления депрессии. Ледниково-озерные ленточные глины занимают дно U-образной Чаган-Узунской долины, где залегают непосредственно на девонском фундаменте.

Наличие позднеплейстоценового ледникового озера подтверждается серией озерных террас, хорошо сохранившихся в обрамлении Чуйской депрессии на высотах от 2000 до 2100 м, хотя в настоящее время прорыв долины р. Чуя находится на высоте только 1720 м. Они представляют собой как аккумулятивные террасы в устьях боковых рек, так и абразивные террасы вдоль тектонических уступов. Правильная их последовательность при уменьшающейся высоте свидетельствует о понижении уровня озера. Террасы имеются также по периферии ледниковых морен. Аналогичные террасы были обнаружены также в Курайской депрессии Е. В. Девяткиным [26]. Вокруг Чуйской депрессии на высотах 2000—2100 м, близких к самым высоким террасам плейстоценового озера, обнаружены многочисленные следы деятельности древнего человека.

Террасы свидетельствуют о наличии ледникового озера в период последнего (Вюрмского) оледенения благодаря подпруживанию льдом р. Чуя на выходе из Курайской депрессии около Акташа, а также в каньоне между Курайской и Чуйской депрессиями [26]. А. Н. Рудой и В. Р. Бейкер [32] объясняют исчезновение этих озер катастрофическим сбросом воды в результате разрушения ледяных дамб во время потепления климата. Однако внезапное исчезновение ледникового озера находится в противоречии с наличием последовательных террас уменьшающейся высоты. В качестве предварительного альтернативного объяснения может быть предположено, что прогрессивное понижение уровня озера обусловлено нарастающей эрозией выхода, завершившейся его резким понижением благодаря разрушению ледяной дамбы. На это указывают геоморфологические характеристики прорывной долины из Курайской депрессии. В этом месте р. Чуя глубоко врезана в плоский блок, отчетливо поднятый по отношению к дну Курайской депрессии. Высота этого блока колеблется в пределах 2000—2100 м. На такой же высоте находятся и самые высокие озерные террасы. Сползание ледника с Северо-Чуйского хребта по долине р. Машей блокировало Чую, которая была отклонена к северу. Затем прогрессивно развилась новая долина, оконтурившая ледяную дамбу. Потепление климата в начале голоцена и разрушение ледяных дамб у выходов из Курайской и Чуйской депрессий могло привести к катастрофическому сбросу воды, описанному в нижнем течении р. Чуя и ниже по р. Катунь [32].

Голоценовая стадия. Голоценовые отложения представлены переработанным аллювием, переотложенными каолинитовыми клинами в плоских днищах, болотными осадками и перигляциальными отложениями. Неотектонические движения вдоль северо-восточного крыла Чуйской депрессии подняли палеоген-неогеновые глины. Они были нарушены главным образом вдоль активных разломов на северной окраине и смещены вниз к центру современной впадины как путем переотложения, так и в виде гигантских оползней. В заключительную стадию в плоских днищах переотлагались сравнительно чистые каолиновые (?) белые глины.

МИКРОТЕКТОНИКА И ПАЛЕОСТРЕСС

Вдоль Курайской зоны разлома, являющейся северным ограничением Курайской и Чуйской депрессий, а также вдоль Кызылчинской и Чаганузунской зон разломов на западе Чуйской депрессии были замерены трещины и небольшие разломы со следами скольжения. Замеры производились в девонско-каменноугольных породах (зона Курайского разлома около Акташа, обнажение AL 046), в неогеновых отложениях или же на контакте между фундаментом и неогеном (Курайская зона разлома на северной окраине Чуйской депрессии, — обнажения AL 054, 055, 106 и 111), а также в неогене и верхнеплейстоценовых ледниковых отложениях в долинах рек Кызыл-Чин и Чаган-Узун (обнажения AL 112, 128 и 130).

Для каждого участка по программе ТЕНЗОР и на основании стандартных процедур анализа палеонапряжений было проведено определение тензора палеонапряжений и разделение популяций разломов. Плоскости разломов и ориентировка штрихов скольжения, включая направления перемещения, использовались для расчета четырех параметров минимизированного тензора напряжения, следуя Ж. Ангелье [31]: главная ось напряжения σ_1 (максимальное сжатие), σ_2 (промежуточное сжатие) и σ_3 (минимальное сжатие), а также отношение главных напряжений $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

Двумя дополнительными параметрами для полного тензора напряжений являются отношение величин главных крайних напряжений (σ_3 / σ_1) и литостатическая нагрузка, однако они не могут быть получены только из характеристик разлома. Первые четыре параметра определяются путем применения усовершенствованной версии Ж. Ангелье и П. Мехлера [34] и метода вращательной оптимизации, использующего компьютерную программу ТЕНЗОР, разработанную Д. Дельво [35]. Чтобы получить для каждого участка средние плоскости и направления перемещения были использованы популяции разломов, выделенные по определенным тензорам напряжений. В одних случаях главная система разломов сопровождается сопряженной системой второстепенных разломов, в других случаях развиты две или более независимые системы разломов. Результаты определения палеостресса представлены в табл. 1 с указанием типа и качества тензора, и на табл. 2, где приведены средние и вспомогательные плоскости перемещения. Карта с символами тензора напряжений, показывающими ориентировку осей горизонтального главного напряжения (S_{Hmax}) и горизонтального минимального напряжения (S_{Hmin}) приведена на рис. 4. Рис. 6 показывает интерпретацию структуры на разрезах, рис. 7 синтезирует четвертичную кинематику вдоль исследованных разломов, а полные стереограммы напряжений представлены на рис. 8.

Курайская зона разлома в районе пос. Акташ. Курайская зона разлома образует активную северную окраину Курайской и Чуйской депрессий. Она детально изучалась П. М. Бондаренко [25] в районе Акташа по причине присутствия ртутной минерализации в зоне разлома. Курайская зона разлома особенно сложна в этом районе, где она состоит из трех наклоненных к северу взбросов, обусловливающих последовательное надвигание нижнего—среднего кембрия, верхнего кембрия—ордовика, девона—карбона и кайнозойских отложений. С севера на юг выделяются Акташский, Меридиональный и Четвертичный разломы (см. рис. 6, 7, разрез А-А′). Их развитие связано с позднекаледонским, герцинским, мезозойским и кайнозойским периодами активизации.

Разведочное бурение на карбоновый и неогеновый уголь на северной окраине Курайской депрессии и на ртутные руды в Акташском участке выявило тектоническое перекрытие четвертичных и неогеновых отложений палеозойскими породами. Например, скв. 328 [25, рис. 10] сначала прошла нижнепалеозойские известняки автохтона Акташского надвига, затем на глубине 42 м встретила живетские порфириты (отделенные взбросом), меланж девонских и каменноугольных пород глубже 74 м (отделен взбросом), на глубине 102 м вскрыла плейстоценовую морену (отделена взбросом), на 220 м — третичные коричневые глины, залегающие с нормальным стратиграфическим контактом и несогласием на венд-раннекембрийской баратальской серии на глубине 300 м. Живетские порфириты и девонско-каменноугольные отложения в главной зоне перемещения тектонически разлинзованы. Во фронтальной части Четвертичного взброса бурение указывает также на наличие небольшого четвертичного грабена, параллельного этому взбросу и ограниченного с юга наклоненным к северу

Таблица 1. **Список обнажений и параметры реконструированных тензоров напряжений Курайской и Чуйской депрессий**

Обнажение	Район, возраст и структура	n (nT)	% nT	σ_1	σ_2	σ_3	R	α	Тип и качество тензора
AL 046	Красные ворота, Акташская зона разлома	21 (170)	12	11/234	60,342	28/137	0,45	11,4	Чистый сдвиг, *C*
		45 (170)	26	12/320	05/139	77/024	0,64	11,0	Чистое сжатие, *A*
AL 054	Неоген, Северный пограничный разлом	27 (35)	77	04/029	08/299	81/145	0,65	15,9	Чистое сжатие, *A*
AL 055	Неоген—кембрий, Северный пограничный разлом	18 (40)	45	03/029	61/293	29/121	0,08	9,4	Сжатие—сдвиг, *B*
AL 106	р. Чаган-Узун, основание неогена	17 (26)	65	13/083	05/174	76/286	0,50	11,1	Чистое сжатие, *A*
AL 109	р. Янтерек, неоген	10 (12)	83	25/125	50/000	29/229	0,24	10,4	Слабо выраженные
AL 111	р. Тыдтугем, неоген—девон	45 (69)	65	00/198	03/108	87/293	0,38	18,5	Чистое сжатие, *AA*
AL 112	р. Кызыл-Чин, неоген	63 (79)	80	86/257	03/100	02/010	0,32	7,6	Чистое растяжение, *AA*
AL 128	пос. Бельтир, четвертичные ленточные глины	40 (046)	87	64/037	19/171	17/266	0,49	σT_{max}	Чистое растяжение, *A*
AL 130	Долина р. Чаган, четвертичные ленточные глины	30 (38)	79	05/043	81/162	08/313	0,70	8,7	Чистый сдвиг, *AA*

Примечание. n — количество использованных данных; nT — общее количество недифференцированных данных в базе данных; %nT — процент данных, использованных для расчета; σ_{1-3} — главные направления напряжения в формате наклон-азимут; R — показатель формы эллипсоида напряжений $(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$; α — среднее отклонение угла между наблюдаемым и расчетным направлением скольжения.
Качество тензора: *AA* — очень хорошее, *A* — хорошее, *B* — среднее, *C* — плохое. Тип тензора: функция наклонения осей напряжения и отношения R.

Таблица 2. **Классификация тензоров напряжения с главными плоскостями перемещения**

Обнажение	Описание	n (качество)	σ_1	σ_2	σ_3	R	Г.п.п.	В.п.п.
	Курайская зона разлома, третичный (?) период							
AL 046	Акташский разлом, девон—карбон	21 (*C*)	11/234	60/342	28/137	0,45	9 × 54/029 24/100 RS	7 × 87/055 08/095 RS
AL 055	Север Чуйской впадины, фундамент-неоген	18 (*B*)	03/029	61/293	29/121	0,08	7 × 86/257 0/167 RD	4 × 40/061 31/017 RD
Средневзвешенный: 2 тензора		39	04/221	61/318	29/129	0,28	Сдвиг	
	Курайская зона разлома, четвертичный период							
AL 046	Акташский разлом, последнее движение	45 (*A*)	12/230	05/139	77/024	0,64	22 × 54/049 54/004 RD	10 × 89/337 52/248 NS
AL 054	Север Чуйской впадины, активный уступ	27 (*A*)	04/029	08/299	81/145	0,65	21 × 48/022 47/037 RS	6 × 48/241 43/208 RD
AL 111	Север Чуйской впадины, активный уступ	45 (*AA*)	00/198	03/108	87/293	0,38	26 × 45/009 45/018 RS	9 × 52/167 44/209 RS
Средневзвешенный: 3 тензора		117	04/213	02/123	86/005	0,54	Чистое сжатие	
	Чуйская впадина, западная окраина, четвертичный период							
AL 106	р. Чаган-Узун, неоген	17 (*A*)	13/083	05/174	76/286	0,50	8 × 52/085 52/077 RD	5 × 70/270 58/216 RD
AL 112	р. Кызыл-Чин, неоген-четвертичн.	63 (*AA*)	86/257	03/100	02/010	0,32	20 × 57/01 57/005 NS	20 × 86/137 24/225 ND
AL 128	Поздний плейстоцен, ленточные глины	40 (*A*)	64/037	19/171	17/266	0,49	13 × 76/25 44/331 ND	10 × 50/047 39/094 ND
AL 130	Поздний плейстоцен, ленточные глины	30 (*AA*)	05/043	81/162	08/313	0,70	13 × 82/153 00/243 RS	10 × 87/093 08/003 RD
Средневзвешенный: 4 тензора		150	86/003	03/234	03/144	0,81	Сдвиг—растяжение	
	Курайско-Чуйская впадина, четвертичный период (все данные)							
		267	04/224	85/007	03/133	0,43	Чистый сдвиг	

Примечание. Г.п.п. — главная поверхность перемещения со следами скольжения и направления движения; В.п.п. — вспомогательная поверхность перемещения со следами скольжения и направлением движения (количество разломов, угол наклона/азимут наклона поверхности, угол погружения/азимут линии скольжения). Движения: N — сбросовые, R — взбросовые, D — правосторонние сдвиговые, S — левосторонние сдвиговые. Остальные усл. см. прим. к табл. 1.

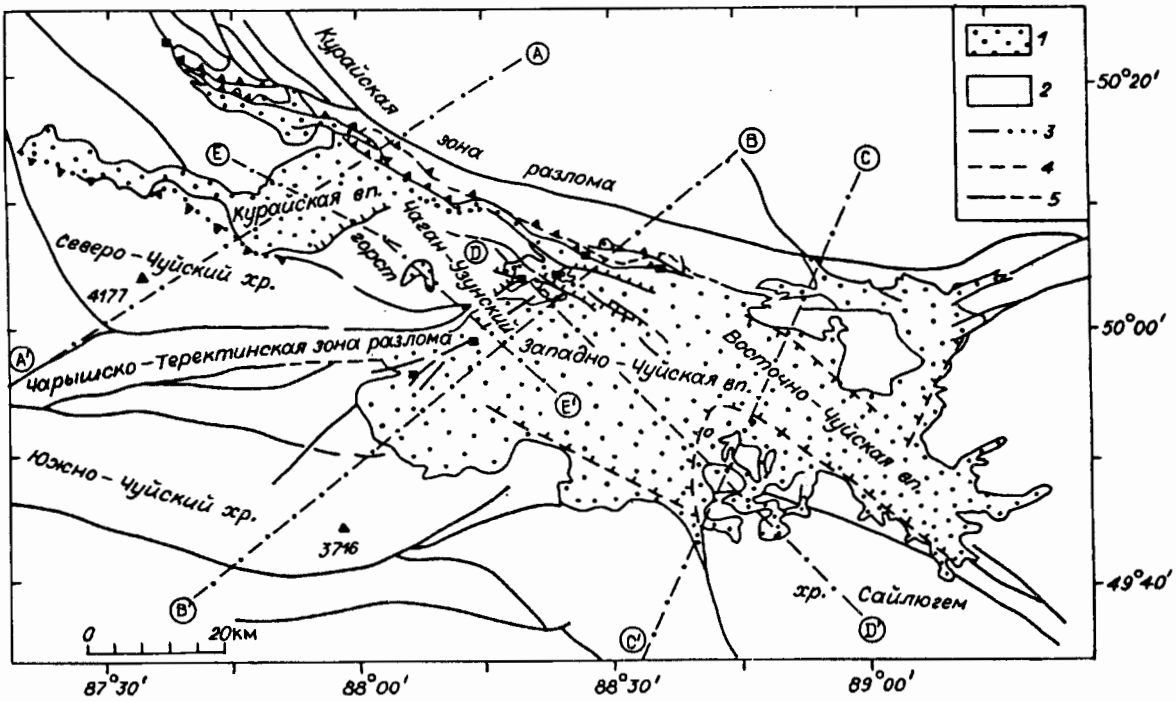


Рис. 7. Тектоническая схема Курайско-Чуйской депрессии и положение геологических разрезов, приведенных на рис. 6.

1 — кайнозой; *2* — фундамент; *3* — разломы с движением в четвертичное время; *4* — третичные разломы; *5* — главные разломы фундамента.

сбросом (Акташский грабен). Наши замеры на участке AL 046 проводились на западном продолжении этой зоны разломов в глубоком ущелье (Красные ворота) в меланжированных девонских и каменноугольных породах. В целом были установлены четыре различных тензора, а их последовательность определена на основании взаимоотношений пересечения. На девонские и каменноугольные отложения совместно воздействовали по крайней мере последние две стадии разломных деформаций. Наиболее молодая из них относится к четвертичному периоду, что говорит об активности этого разлома в данное время. Предыдущая стадия из-за отсутствия надежных данных относится условно к третичному периоду. Тензоры напряжения имеют хорошее качество благодаря большому количеству данных и большому разбросу ориентировок разломов (см. табл. 1, рис. 8, *А*). Для более ранних движений тензор напряжения имеет сдвиговый тип (σ_1 и σ_3 горизонтальны) с СВ-ЮЗ простиранием S_{Hmax}. Преобладающее движение является косым, взбросо-левосдвиговым ЗСЗ простирания с наклоном поверхности разлома на С 54°. Для последних движений установлен режим сильного сжатия (ось σ_1 горизонтальна, а σ_3 вертикальна) с той же ориентировкой S_{Hmax} и преобладающим взбрососдвиговым перемещением вдоль разломов СЗ простирания с наклоном разлома на С 54°. Есть также сопряженные разломы, представляющие собой субвертикальные сдвиги СВ простирания.

Курайская зона разлома в районе Чуйской депрессии. На северной окраине Чуйской депрессии структура Курайской зоны разлома более простая. Главный разлом прослеживается в Курайском хребте в 5—6 км севернее депрессии, где он отделяет метаморфический фундамент Западно-Саянского блока от тектонических линз кембрийских и девонских пород. Несколько тесно сближенных разломов обеспечивают надвигание кембрийских и девонских пород на третичные и четвертичные. В западной части депрессии по первой линии разлома фундамент взброшен на третичные отложения и соответствует относительно разрушенному морфологическому уступу, который, по-видимому, не был активным в четвертичное время. Четвертичные движения происходили вдоль нового разлома, расположенного в 1—2 км южнее в сторону центра бассейна и затрагивающего непосредственно неогеновые отложения. С ним совпадает свежий морфологически выраженный уступ высотой 200—300 м, вдоль которого после исчезновения позднеплейстоценового ледникового озера происходили крупные оползни. Дальше в сторону центра впадины несколько второстепенных сбросов нарушают четвертичные отложения и контролируют положение р. Чуя и ее заболоченной поймы.

Они обусловливают развитие небольшого грабена у подножья главной взбросовой зоны (Ортолыкского грабена), подобно тому, что мы видим в Акташском районе (см. рис. 6, разрез В-В′).

Обнажение AL 055 находится в пределах третичного, не активного сейчас разлома, на контакте между девоном и неогеном. Тензор напряжения имеет сдвиговый тип с ССВ направлением S_{Hmax}, а преобладающее движение — правосторонний сдвиг вдоль субвертикальных плоскостей широтного простирания, второстепенное движение — косой правый взбрососдвиг по плоскостям СЗ простирания с углом наклона на СВ 40°. Четвертичный разлом изучался в обнажении AL 054. Тензор напряжения имеет тип сжатия с тем же ССВ направлением S_{Hmax}, но преобладающим перемещением является взбрососдвиг в плоскости разлома СЗ простирания с наклоном к СВ 54°.

Восточнее по простиранию третичный и четвертичный пограничные разломы сливаются в единую зону разлома (обнажение AL 111), обусловливая совмещение линз гранодиоритов, сильно рассланцованного живета и неогена с тонкими прослоями бурого угля. Главный разлом маркируется меланжированной зоной, состоящей из блоков рассланцованного девона в матриксе неогеновых глин. В гранодиоритах, девоне и неогене были замерены второстепенные разломы с линиями скольжения, сопряженными трещинами и трещинами скалывания (стереограмма, см. рис. 8, *А*). Рассчитанный тензор напряжения здесь имеет тип сжатия с ССВ ориентировкой S_{Hmax}. Главная микротектоническая плоскость перемещения простирается на В 95° с наклоном 45° на С, а сопряженная плоскость наклонена под углом 44° на Ю.

Кызылчинская и Чаганузунская зоны разломов. Кызылчин-Чаганузунская зона разлома простирается в СВ направлении примерно параллельно ориентировке S_{Hmax}, установленной для Курайской зоны разлома. Она отделяет Чаган-Узунский наклоненный блок от Чуйской депрессии. Вдоль этой наклоненной к СЗ зоны разлома на основании полевых данных доказываются четвертичные сбросовые движения. Четыре участка, где в неогеновых и четвертичных отложениях наблюдались микроразломы, дают сильно изменчивые тензоры напряжения (см. рис. 8, *Б*). Участок AL 106 около р. Чуя включает современные поверхности трещин с многочисленными взбрососдвиговыми плоскостями и следами скольжения в неогеновых глинах. Тензор сжатия с субширотным направлением S_{Hmax}, возможно, связан с локальной флуктуацией в месте пересечения разломов разного простирания.

Участок AL 112 вдоль р. Кызыл-Чин соответствует разлому, который отделяет талды-дюргунские буроугольные отложения от остальной части Чуйской депрессии. Второстепенные разломы наблюдались и в неогеновых, и в четвертичных отложениях. Они представлены сбросами широтного простирания и круто наклоненными сдвигами и трещинами ССВ простирания. Эти два направления хорошо совпадают с двумя закартированными разломами, пересекающими друг друга в этом районе. Результирующий тензор показывает меридиональное главное горизонтальное растяжение (ось σ_3). Сбросы широтного простирания совпадают с южным крылом небольшого Ортолыкского грабена, развитого у подножья Курайского взброса.

Участки AL 128 и AL 130 находятся вдоль долины р. Чаган-Узун в озерных ленточных глинах позднеплейстоценового ледникового периода. Тензоры показывают соответственно широтное растяжение в интенсивном режиме и СЗ-ЮЗ растяжение в режиме сдвига.

ДИНАМИКА И КИНЕМАТИКА

Четвертичное региональное поле напряжений. Для установления регионального тензора напряжения для четвертичного периода могут быть использованы 7 тензоров напряжения, полученных для этого периода в Курайско-Чуйской депрессии (см. рис. 9). Три тензора из Курайской зоны разлома относительно однородны и показывают общий режим сжатия с направлением S_{Hmax} ССВ-ЮЮЗ. Четыре тензора вдоль Кызылчин-Чаганузунской зоны разлома сильно изменчивы по своему типу, но средневзвешенный тензор отвечает режиму растяжения с сильной сдвиговой компонентой. Главное растяжение (ось σ_3) горизонтальна с простиранием СЗ-ЮВ, тогда как S_{Hmax} соответствует оси напряжения σ_2 и имеет СВ-ЮЗ ориентировку. Аналогичные направления S_{Hmax} для обеих групп позволяют реконструировать общий сдвиговый тип тензора с СВ ориентировкой S_{Hmax}, представляющий все семь замеренных тензоров.

Различия в поле напряжений вдоль Курайской зоны разлома и вдоль поперечной к ней Кызылчин-Чаганузунской зоны могут быть объяснены геометрией системы разломов, возникшей при движении относительно Западно-Саянского массива, расположенного к северу от Курайско-Чуйской депрессии. Во время сжатия, ориентированного в ССВ до СВ направлении, Западно-Саянский массив воздействовал как жесткий блок и надвигался на кайнозойские отложения. Напряжение кон-

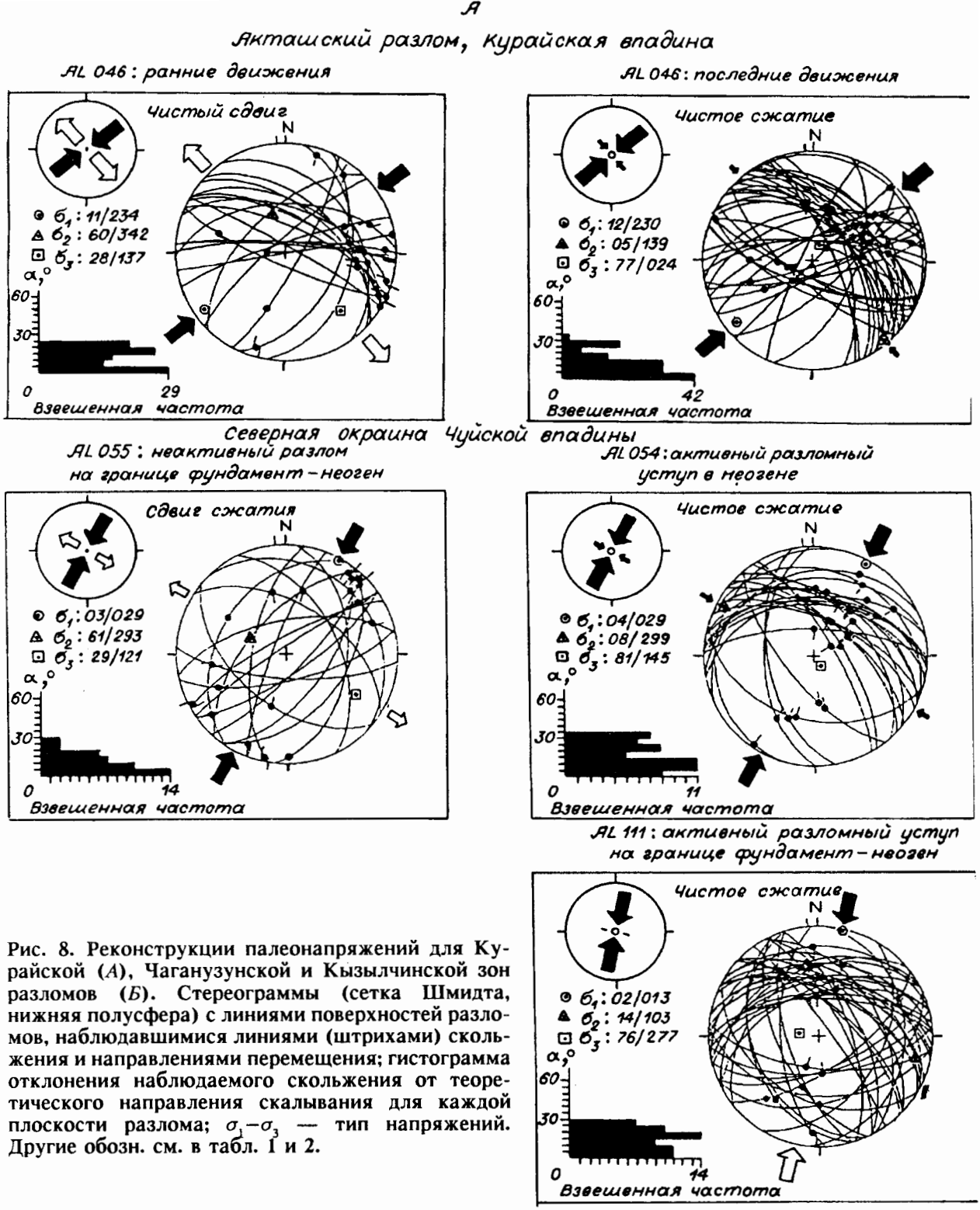
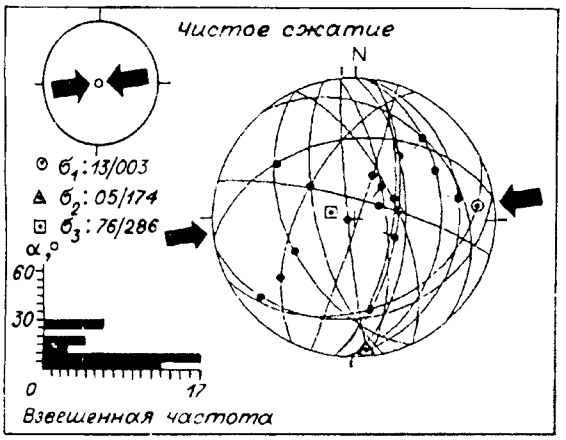


Рис. 8. Реконструкции палеонапряжений для Курайской (*А*), Чаганузунской и Кызылчинской зон разломов (*Б*). Стереограммы (сетка Шмидта, нижняя полусфера) с линиями поверхностей разломов, наблюдавшимися линиями (штрихами) скольжения и направлениями перемещения; гистограмма отклонения наблюдаемого скольжения от теоретического направления скалывания для каждой плоскости разлома; σ_1–σ_3 — тип напряжений. Другие обозн. см. в табл. 1 и 2.

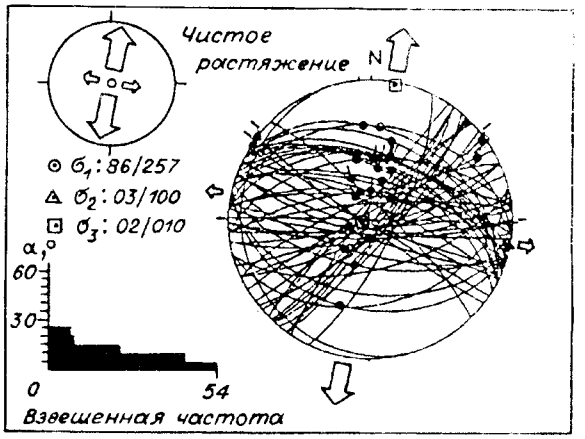
центрировалось вдоль ведущей Курайской зоны разлома, а магнитуда S_{Hmax} увеличилась до значения, бо́льшего, чем магнитуда вертикального напряжения.

Кызылчин-Чаганузунская зона разлома простирается параллельно ориентировке S_{Hmax} и локальное напряжение, таким образом, могло легко изменяться от места к месту. Сдвиговому режиму вдоль этой линии также благоприятствовала выпуклая дугообразная форма Курайской зоны разлома.

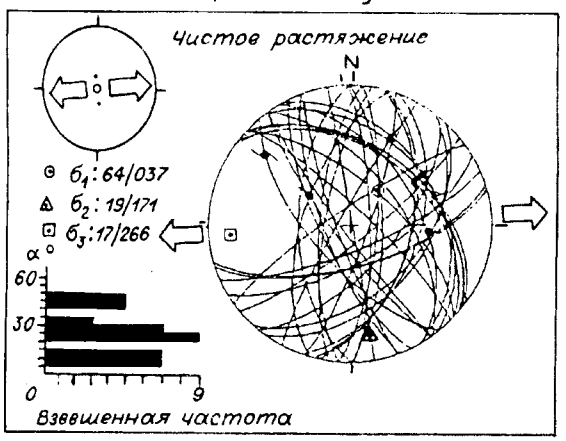
AL 106 : Чаган – Узун, р. Чуя, неоген



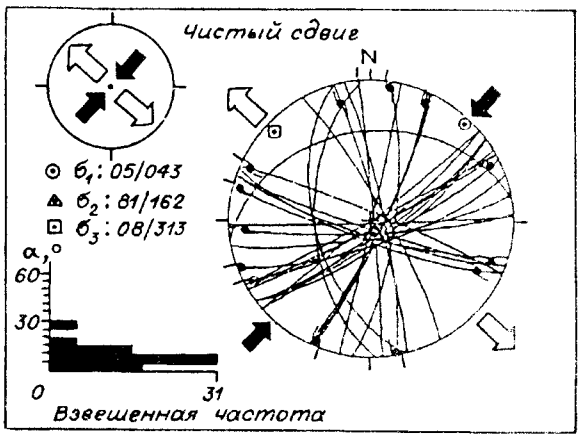
AL 112 : неоген и четвертичные отложения вдоль Кызыл – Чинского разлома



AL 128 : позднеплейстоценовые ленточные глины, долина р. Чаган – Узун



AL 130 : позднеплейстоценовые ленточные глины, долина р. Чаган



Кызылчин-Чаганузунская зона разлома, таким образом, действовала как разделяющая структура между Чуйской депрессией и Чаган-Узунским блоком перед фронтом главного Курайского взброса.

Интересной особенностью четвертичного периода является наличие у подножья Курайского взброса небольших Акташского и Ортолыкского грабенов, ограниченных сбросами. Образование их может быть объяснено механизмом обратного опрокидывания вследствие перегрузки, производимой при надвигании Курайского массива на четвертичные отложения Курайской и Чуйской депрессии. Они представляют собой только локальные возмущения в условиях общей кинематики сжатия.

Эволюция напряжений вдоль Курайской зоны разлома от третичного до четвертичного периода. Эволюция тензора напряжения от третичного до четвертичного периода может быть оценена только для Курайской зоны разлома, которая содержит доказательства раннекайнозойских движений, более древних, чем современные движения (см. рис. 8,*А*, участки AL 046 и AL 055). Участок AL 055 расположен вдоль разломного контакта фундамента с неогеном, который, очевидно, не был активным в позднечетвертичное время. Эти два тензора имеют сдвиговый тип с ориентировкой S_{Hmax} (ось σ_1) по направлению СВ-ЮЗ. По сравнению с локальным тензором для четвертичного периода они имеют то же направление главного сжатия, но сдвиговый режим (σ_2 вертикальна) вместо режима сжатия (σ_3 вертикальна).

Предполагаемый третичный режим сдвигового напряжения соответствует идее, что вначале Курайско-Чуйская депрессия формировалась как сдвиговый бассейн между северным (Курайским) и южным (Чуйским) крыльями разлома. Смена режима сдвигового напряжения на режим напряжения сжатия вдоль Курайского разлома могла быть связана с началом позднеплейстоценовой тектонической фазы. Это сопровождалось активизацией прежних пограничных сдвигов и превращением их во взбросы, а также трансформацией бассейнов в структуры рампового типа.

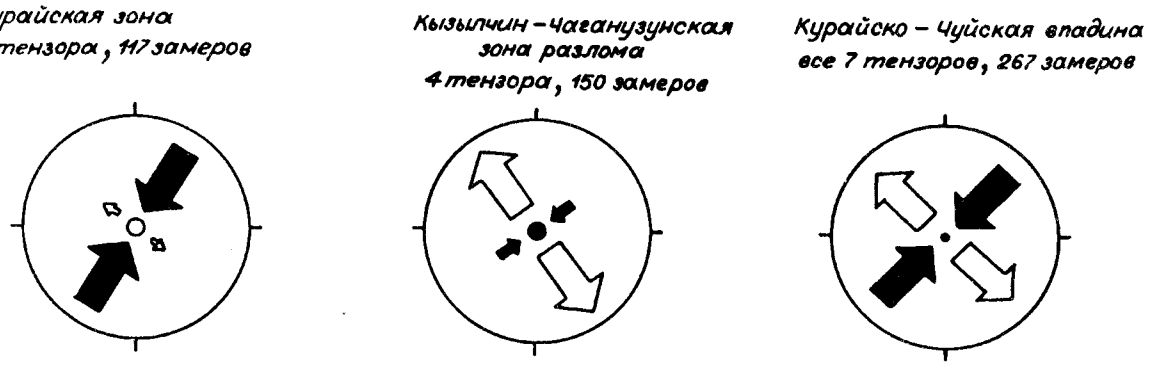


Рис. 9. Средние тензоры напряжений для Курайско-Чуйской депрессии. Знаки, показывающие горизонтальные оси напряжений, с длиной, пропорциональной их магнитуде. Черные стрелки внутрь — для относительных напряжений сжатия, а белые стрелки наружу — для относительных напряжений растяжения. Знаки в центре: светлый кружок — для режима сжатия, точка — для режима сдвига, черный кружок — для режима растяжения.

Кинематическая модель. Имеющаяся научная информация, а также результаты микротектонического исследования и изучения палеонапряжений дают новые возможности в интерпретации механизма формирования Курайско-Чуйской депрессии. Чистая сдвиговая модель (типа „pull-apart") с формированием бассейна между двумя главными сдвигами ЗСЗ простирания кажется невозможной из-за отсутствия активных разломов вдоль южной окраины Чуйской депрессии. Ромбовидная геометрическая форма является в основном результатом структурного контроля докайнозойскими и раннетретичными разломами. Модель чистого растяжения („рифтовая") также невероятна из-за преобладающего взбросового характера северного пограничного разлома. Более реальна модель сжатия с формированием структуры рампового типа.

Наши результаты показывают, что динамика формирования бассейна со временем изменялась. Кажется более вероятным предложить модель, в которой Курайско-Чуйская депрессия вначале развивалась как единый сдвиговый бассейн, который позднее был преобразован в два независимых бассейна рампового типа. Современная структура, несомненно, является результатом тектонического сжатия со сложным взаимодействием между полным рампом (Курайская депрессия) и полурампом (западная часть Чуйской депрессии). Восточная часть Чуйской депрессии в действительности представляет собой, по-видимому, простое погружение, поскольку вокруг нее не наблюдались четкие пограничные разломы.

ОБОБЩЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Кайнозойская Курайско-Чуйская депрессия Горного Алтая развивалась под воздействием четырех последовательных тектонических стадий в условиях общего сжатия и при сильном влиянии климата. Эрозия, погружение и седиментация регулировались прерывистой интенсификацией тектонической активности в комбинации с эволюцией климата от субтропического до ледникового и межледникового.

В позднем мелу—раннем палеогене стабильная тектоническая обстановка в условиях гумидного тропического климата обусловила развитие обширного пенеплена с хорошо развитой корой выветривания. В первой половине палеогена умеренные тектонические движения вызвали локальную эрозию и переотложение продуктов коры выветривания. Погружение бассейна и седиментация начались в позднем эоцене—олигоцене благодаря интенсификации тектонических движений. До среднего плиоцена Курайская и Чуйская депрессии представляли собой, вероятно, единый сдвиговый бассейн, на месте которого в течение всего этого долгого периода существовало большое озеро, способствующее развитию эндемичной фауны. В позднем плиоцене сильный тектонический импульс вызвал значительные вертикальные дифференцированные движения, возобновление эрозии, погрубение осадков, разделение неогенового озера и прежней единой депрессии на два погружающихся блока (Курайский и Чуйский), разделенных поднимающимся Чаган-Узунским блоком. Курайская депрессия развивалась как структура полного рампа, а Чуйская — как полурамп, что было обусловлено взбросовой активизацией пограничных разломов. Позднеплейстоценовый ледниковый

период оказал сильное влияние на современную поверхностную геологию. Ледниковые морены покрывают значительную часть депрессий, а крупные ледники даже подпрудили р. Чуя на выходе из Курайской депрессии и образовали огромное позднеплейстоценовое озеро в Курайской и Чуйской депрессиях. Затем севернее прежнего русла Чуи был выработан новый выход из депрессии. Наличие по периферии Чуйской и Курайской депрессий серии абразивных террас уменьшающейся высоты указывает на прогрессивную эрозию этого нового выхода, обусловливающую прерывистое понижение уровня озера, начиная с максимальной высоты 2100 м. Разрушение ледяной дамбы при потеплении климата вызвало окончательное исчезновение озера вследствие катастрофического стока воды.

Микротектонический анализ вдоль главной Курайской зоны разлома и реконструкция тензора палеонапряжений показывают, что главная ось сжатия (ось σ_1) была горизонтальной и во время формирования бассейна имела СВ-ЮЗ ориентировку. Ось σ_2 в неогене была вертикальной и определяла сдвиговый режим, а в четвертичный период существовал режим сжатия (ось σ_3 вертикальна). Однако напряжения концентрировались, вероятно, вдоль Курайской зоны разлома благодаря влиянию устойчивого Западно-Саянского блока к северу от нее. С учетом микроструктур, развитых вдоль поперечной Кызылчин-Чаганузунской зоны разлома, здесь может быть реконструирован региональный режим сдвигового напряжения с S_{Hmax} СВ-ЮЗ простирания.

В сравнении с эволюцией Байкальской рифтовой зоны, расположенной в 2000 км восточнее [5, 8] наблюдается удивительная синхронность геологических событий, обусловленных тектоникой и климатом: позднемезозойско-палеоценовая пенепленизация и выветривание, палеоцен-эоценовая переработка коры выветривания и переотложение ее в мелких изолированных депрессиях, появление значительных вертикальных движений и образование озерных впадин в олигоцене и их постепенное расширение до среднего плиоцена (стадия медленного рифтогенеза, по [5]); значительная перестройка в позднем плейстоцене вследствие быстрого ускорения тектонических процессов и продолжение, начиная с раннего плейстоцена, интенсивных вертикальных движений, приведших к настоящему времени к образованию глубокой Байкальской депрессии (стадия быстрого рифтогенеза, по [5]).

Наши предварительные исследования совместно с изучением геологической литературы показывают, что Курайско-Чуйская депрессия Горного Алтая образована в результате сложного взаимодействия тектонических, седиментационных и климатических факторов. Структура депрессий контролируется обновленными, существовавшими ранее позднепалеозойскими системами разломов. Допалеогеновая поверхность выветривания, а также плейстоценовые ледниковые отложения в значительной степени документируют эволюцию климатического фактора. Периодичность тектонических движений и ориентировка современного поля напряжений контролируются в значительной степени „внешней" тектоникой, вероятно, связанной с коллизией Индии с Евразией.

Работа выполнена в рамках правительственного соглашения между Сибирским Отделением РАН и научно-исследовательскими институтами Бельгии. Мы особенно благодарны академику Н. Л. Добрецову, профессору Ж. Клерксу и кандидату г.-м. наук В. Д. Ермикову, которые начали и координируют этот проект. Критические замечания по рукописи были высказаны Н. Л. Добрецовым, Ф. Трефуа и П. М. Бондаренко.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Molnar P. and Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia // Effects of a Continental Collision. Science., 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
2. **Cobbold P. R. and Davy P. H.** Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia // Bull. Geol. Institutions of Uppsala. 1988, № 5, v. 14, p. 143—162.
3. **Molnar P., Burchfiel B. C., K'uangyi L. and Ziyun Z.** Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia // Geology., 1987, v. 15, p. 249—253.
4. **Zonenshain L. P. and Savostin L. A.** Geodynamics of the Baikal Rift Zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics, 1981, v. 76, p. 1—45.
5. **Logatchev N. A.** History and geodynamics of the Baikal rift (East Siberia): a review // Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1993, v. 17, № 2, p. 353—370.
6. **Windley B. F. and Allen M. B.** Mongolian plateau: evidence for a late Cenozoic mantle under Central Asia // Geology, 1993, v. 21, p. 295—298.
7. **Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B. A. et al.** Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings // Geol. Soc. Am., Mem., 1993, v. 181, 62 p.

8. **Delvaux D., Moeys R., Stapel G. et al.** Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics, 1995.
9. **Nikishin A. M., Cloetingh S., Lobkovsky L. I.** Continental Lithosphere folding in Central Asia. Part I: constraints from geological observatios // Tectonophysics, 1993, v. 226, p. 59—72.
10. **Rudoy A. N. and Baker V. R.** Sedimentary effects of cataclysmic Late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia // Sedimentary Geology, 1993, v. 85, p. 53—62.
11. **Tapponnier P. and Molnar P.** Active faulting and Cenozoic tectonics on the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions // J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № 7, p. 3425—3459.
12. **Zoback M. L.** First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, № 8, p. 11703—11728.
13. **Дергунов А. Б.** Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.
14. **Delvaux D., Trefois P., Van der Meer R. and Berzin N.** Structural control, neotectonics and sedimentation in Cenozoic basins of Gorny-Altai, South-Siberia: preliminary data // Les bassins d'avant-chaine. Societe Geologique de France, Grenoble, 21—22 November 1994. Geologie Alpine, Serie speciale „Colloques et excursion", 1994, № 4, p. 32—33.
15. **Moeys R. P. and Stapel G.**, Paleostress evolution in the Altay and Baikal regions. South Siberia. Amsterdam, Free University of Amsterdam. 1994, Report.
16. **Allen M. B., Windley B. F. and Zang Chi.** Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan. Cental Asia // Tectonophysics, 1992, v. 220, p. 89—115.
17. **Беличенко В. Г., Скляров Е. В., Добрецов Н. Л., Томуртогоо О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 29—40.
18. **Buslov M. M., Berzin N. A., Dobretsov N. L. and Simonov V. A.** Geology and Tectonics of Gorny Altai, Guide-book, 4th Int. Symp. IGGP 283, Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean., Novosibirsk, UIGGM, 1993, 122 p.
19. **Sengor A. M. C., Natal'in B. A. and Burtman, V. S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, p. 299—307.
20. **Berzin N. A. and Dobretsov N. L.** Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleo-Asian ocean. VSP Intern. Sci Publishers. Netherlands, 1994, p. 45—62.
21. **Delvaux D., Melnikov A., Moeys R. et al.** Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I: Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics, 1995.
22. **Девяткин Е. В.** Кайнозой Внутренней Азии. М., Наука, 1981, 196 с.
23. **Trifonov V. G. (ed.)** Map of active faults of the USSR and the adjoining areas. Scale 1 : 8.000.000, Nauka, Moscow—Irkutsk, 1986.
24. **Лукина Н. В.** Современные процессы на границах микроплит в Южной Сибири и Северной Монголии // Изв. РАН. Серия геол., 1992, № 3, с. 127—134.
25. **Бондаренко П. М.** Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск, Наука, 1976, 116 с.
26. **Девяткин Е. В.** Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Юго-Восточного Алтая, М., Наука, 1965, 244 с.
27. **Богачкин Б. М., Розенберг Л. И.** Проблемы стратиграфии неогена Юго-Восточного Алтая // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, Отд. геол., 1974, т. 49, № 2, с. 5.
28. **Богачкин Б. М.** История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.
29. **Розенберг Л. И.** Палеогеновые отложения Чуйской впадины // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, Отд. геол., 1976, т. 51, № 3, с. 64.
30. **Lugzin B. M. and Ruzanov G. G.** Characteristics of formation of Neogenic deposits in the Southeastern Gorny Altai // Russian Geology and Geophysics, 1992, v. 33, № 4, p. 18—23.
31. **Зыкин В. С., Казанский А. Ю.** Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 75—90.
32. **Rudoy A. N. and Baker V. R.** Sedimentary effects of cataclysmic Late Pleistocene glacial outburst flooding, Altay Mountains, Siberia // Sedimentary Geology, 1993, v. 85, p. 53—62.
33. **Angelier J.** From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data // J. Structural geology, 1989, v. 11, p. 37—50.
34. **Angelier J. and Mechler P.** Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: Le methode des diedres droits // Bull. soc. geol. France, 1977, v. 7, № 19, p. 1309—1318.

35. **Delvaux D.** The TENSOR program for reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones // Terra Abstracts, Abstract supplement NI to Terra Nova, № 5, 216 p.
36. **Gusev N.** Terrain structure of Kurai zone in Gorny Altai. Report the IGCP 283, 4th Int. Symp. Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean., Novosibirsk, 1993, p. 78—80.
37. **Трефуа Ф., Милоснов А. А., Новиков И. С., Мистрюков А. А.** Применение методов дистанционного зондирования для литологического картирования Чуйской впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 52—63.

Поступила в редакцию 20 апреля 1995 г.

D. Delvaux, K. Theunissen, R. Van der Meyer, and N. A. Berzin

FORMATION DYNAMICS OF THE GORNO-ALTAIAN CHUYA-KURAI DEPRESSION: PALEOSTRESS, TECTONIC AND CLIMATIC CONTROL

Together with analysis of the available geological literature, tectonic and geomorphological study of the Kurai and Chuya Cenozoic depressions in Gorny Altai (Southern Siberia) as well as satellite-borne image interpretation show that these depressions had formed under complicate interaction of tectonic, sedimentation, and climatic processes. The structure of these depressions is controlled by an active Late-Paleozoic system of faults. The pre-Eocenic surface of weathering and Pleistocene glacial deposits are indicative of a well-expressed climate change. The manifestation time of tectonic movements and orientation of the recent stress field is controlled by large-scale events, most likely, associated with the collision between India and Eurasia.

Depression, dynamics, kinematics, stress tensor