

**М.Г. Леонов**  
**Е.С. Пржиялговский**  
**Е.В. Лаврушина**

# **ГРАНИТЫ**

**ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ТЕКТОНИКА  
И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН  
РОССИЙСКИЙ НАУЧНЫЙ ФОНД



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
GEOLOGICAL INSTITUTE  
RUSSIAN SCIENCE FOUNDATION



Transactions of the Geological Institute

*Founded in 1932*

Vol. 619

**M.G. Leonov,  
E.S. Przhiyalgovsky,  
E.V. Lavrushina**

# **GRANITES**

**POSTMAGMATIC TECTONICS  
AND HYDROCARBON POTENTIAL**

Edited by K.E. Degtyarev

*Reviewers:*

Dr. V.G. Trifonov

Dr. N.B. Kuznetzov

Moscow  
GEOS  
2018

Труды Геологического института

*Основаны и 1932 г.*

Вып. 619

**М.Г. Леонов**  
**Е.С. Пржиялговский**  
**Е.В. Лаврушина**

# **ГРАНИТЫ**

## **ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ТЕКТНИКА И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**

Ответственный редактор член-корр. РАН К.Е. Дегтярев

*Рецензенты:*

*доктор геол.-мин. наук В.Г. Трифонов*

*доктор геол.-мин. наук Н.Б. Кузнецов*

Москва  
ГЕОС  
2018

УДК 551.242.31

ББК 26.323

Л 57

Ответственный редактор *К.Е. Дегтярев*

Редакционная коллегия:

*М.А. Федонкин* (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора),  
*Г.Н. Александрова* (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*,  
*К.Е. Дегтярев*, *А.В. Дронов*, *В.А. Захаров*, *В.Б. Курносков*, *В.Ю. Лаврушин*, *М.Г. Леонов*,  
*М.А. Рогов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — ISSN 0002-3272

Вып. 619: Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал / Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.; Отв. ред. член-корр. РАН К.Е. Дегтярев — М.: ГЕОС, 2018. 331 с.; ил.

ISBN 978-5-89118-770-2.

В монографии приведены результаты многолетних исследований постмагматической тектоники гранитов в различных регионах Евразии (Кавказ, Карелия, Забайкалье, Монголия, Тянь-Шань). На основе полевого изучения и анализа литературных материалов детально описаны основные черты инфраструктуры и морфологии «холодных» гранитных массивов, вошедших в состав консолидированного слоя земной коры. Установлено, что многие граниты на постмагматической стадии их существования обладают объемной подвижностью, определяемой целым рядом структурно-вещественных преобразований и механохимических процессов. Определены основные эндогенные и экзогенные факторы постмагматической переработки гранитов. Показана роль постмагматической тектоники гранитных масс в формировании инфра- и морфоструктуры земной коры как в пределах отдельных структур, так и крупных геотектонических провинций. Предложены модели развития отдельных регионов, созданные с учетом выявленных закономерностей, а также структурно-тектоническая модель формирования залежей углеводородов в гранитных массивах.

Responsible Editor *K. E. Degtyarev*

Editorial Board:

*M. A. Fedonkin* (Editor-in-Chief), *N. B. Kuznetsov* (Deputy Editor-in-Chief),  
*G. N. Aleksandrova* (Executive Secretary), *M. A. Akhmetiev*, *Yu. O. Gavrillov*, *A. B. German*,  
*K. E. Degtyarev*, *A. V. Dronov*, *V. A. Zaharov*, *V. B. Kurnosov*, *V. Yu. Lavrushin*, *M. G. Leonov*,  
*M. A. Rogov*, *M. A. Semikhatov*, *S. D. Sokolov*, *M. D. Khutorskoy*, *N. P. Chamov*

Transactions of the Geological Institute / GIN RAS — Moscow: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 619: Granites. Postmagmatic tectonics and hydrocarbon potential / Leonov M.G., Przhiyalgovskii E.S., Lavrushina E.V.; Responsible Editor K.E. Degtyarev — Moscow: GEOS, 2018. — 331 p.; il.

The monograph presents some results of postmagmatic granites tectonics researches into various regions of Eurasia (Caucasus, Karelia, Transbaikal area, Mongolia, Tien Shan). The main features of the infrastructure and the morphology of "cold" granite massifs forming part of the consolidated layer of the Earth's crust are described in detail. It is found that many granites at postmagmatic stage of their existence have 3D mobility which is defined by a number of structural and mechano-chemical processes. The main endogenous and exogenous factors of postmagmatic granites reworking is defines. A role of postmagmatic granite tectonics in the formation of infra- and morphological structures of the Earth's crust is shows. Proposed the development models of some regions, based on identified patterns as well as a structural-tectonic model of the hydrocarbon reservoirs in granitic massifs.

Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Российского научного фонда (Проект № 16-17-10059)

© Коллектив авторов, 2018

© ГИН РАН, 2018

© ГЕОС, 2018, макет

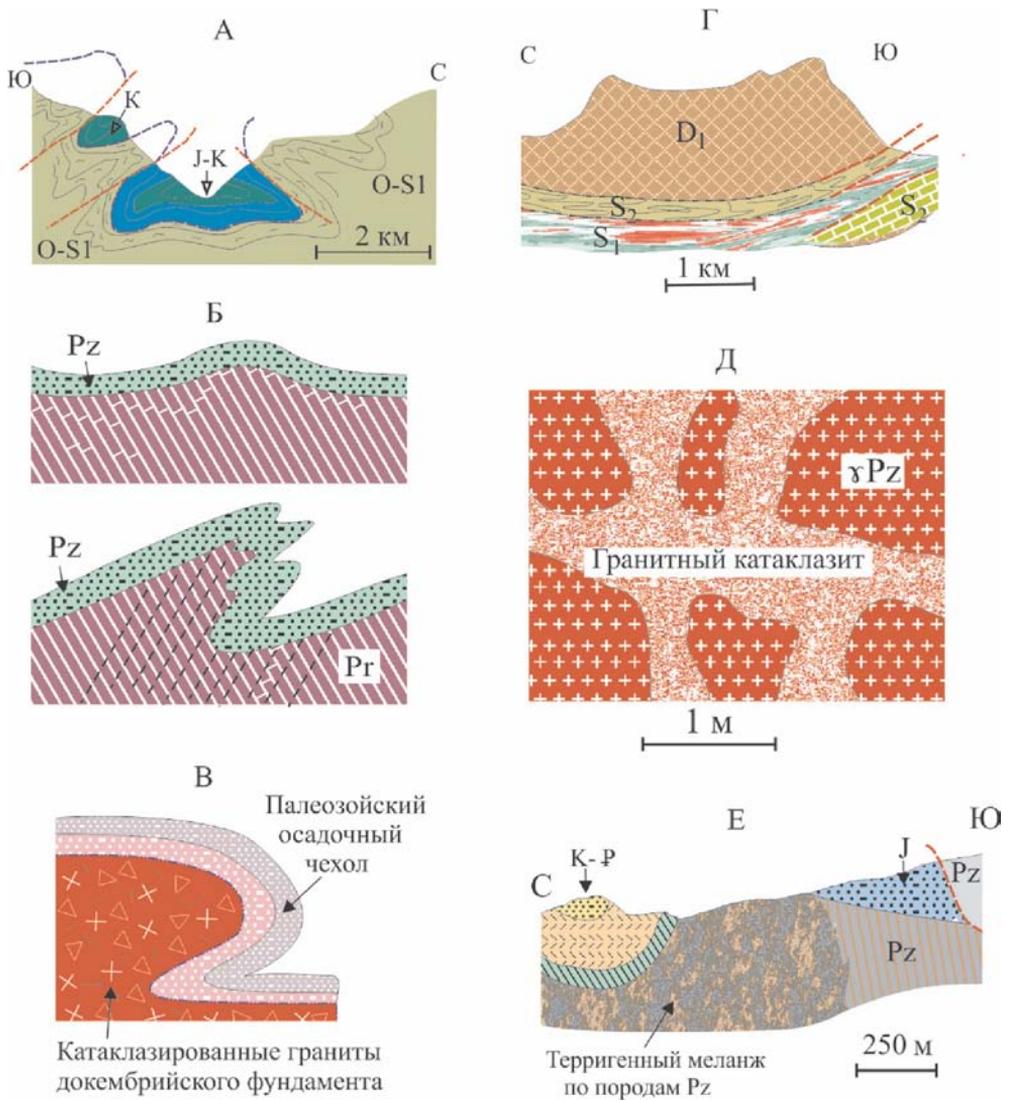
## ВВЕДЕНИЕ

Значительная часть жизни континентов, обладающих консолидированной корой, приходится на стадию формирования чехла и «постчехольную» стадию, т.е. на время относительно спокойного тектонического режима, который может нарушаться и нарушается в периоды внутрикратонной активизации. По умолчанию принимается, что геодинамика платформ на этих этапах находит отражение, прежде всего, в объектах крупномасштабной тектоники, как блоково-разрывной (грабены, лабигенные впадины, авлакогены), так и пликативной (синеклизы и антеклизы, складки большого радиуса кривизны). При этом обычно принимается [Иванов, 1998; Хаин, Ломизе, 1995], что породы кристаллического фундамента древних платформ и складчато-метаморфического основания молодых платформ и орогенов на плитной стадии и в периоды активизации не подвержены сколько-нибудь серьёзной структурно-вещественной переработке.

В то же время мы имеем множество доказательств того, что фундамент континентов не является жестким, а породы основания испытывают существенные структурные и структурно-вещественные преобразования на плитной стадии эволюции. Проблема поведения кристаллического фундамента и складчато-метаморфического основания на условно жесткой и холодной стадии существования отражена во многих работах [Ажгирей, 1996; Бероуш, 1991; Гогель, 1969; Гольдин, 2002; Дербиков, 1958; Кинг, 1967; Леонов, 2008; Лукьянов, 1991; Паталаха, 1971; Пржиялговский и др., 2014; Рейнер, 1947; Рутген, 1972; Скляр и др., 1997; Сомин, 1998; Фуз, 1976; Bradschaw et al., 1967; Carey, 1954; Hudson, 1955; др.]. Обстоятельная сводка по этому вопросу опубликована одним из авторов этой работы, где приведен также краткий словарь применяемых понятий и терминологии [Леонов, 2008].

Механизмы изменения структурно-вещественного облика горных пород, обеспечивающие их подвижность уже в составе консолидированной коры, изучены далеко не полно, но все же в настоящее время уверенно диагностируется несколько основных механизмов постумной деформации горных масс консолидированного фундамента. Это: хрупкая макросколовая (блоковая) деформация; хрупкая микросколовая деформация и кливаж; меланжирование; катаклаз; динамическая рекристаллизация; пластическая деформация минералов. Каждый из этих механизмов может обеспечить 3D подвижность объемов пород фундамента на определенном масштабном уровне (рис. 0.1).

В последующем мы приведем более детальную характеристику некоторых из перечисленных механизмов, а сейчас отметим – и это важно, что структурная переработка приводит или усиливает имеющуюся грануляцию горных пород, что обеспечивает их 3D подвижность. Порода перестает быть монолитной и превращается в агрегат отдельных гранул (блоков, кусков, облом-



**Рис. 0.1.** Механизмы структурно-вещественной переработки, обеспечивающие 3D подвижность горных пород и деформацию поверхности фундамента без разрыва сплошности. А – пластическая деформация (Раватская впадина, Южный Тянь-Шань); Б – хрупкая микросколовая (кливажная) деформация (Армориканский массив) [Bradshaw et al., 1967]; В – хрупкая макросколовая (разломно-блоковая) деформация (по: [Бероуш, 1991]); Г – динамическая рекристаллизация (Фанские горы, Южный Тянь-Шань); Д – брекчирование и катаклаз (Закавказский массив); Е – меланжирование (Зеравшанская зона, Южный Тянь-Шань)

ков, зерен и их фрагментов), связь между которыми ослаблена в сравнении с исходным состоянием.

По-видимому, одним из первых, кто указал на наличие такого механизма образования структур в пределах консолидированных кристаллических пород

был Г.Штилле [Штилле, 1964], назвавший этот процесс «тектоникой разрыхления» (нем. Lockertektonik). В настоящее время общепризнано, что дискретно-блоковое строение – это фундаментальное свойство земной коры, а главным следствием такой структуры является объемная подвижность твердых породных субстанций [Кочарян, 2016; Кочарян, Спивак, 2003].

В консолидированной верхней коре континентов значительные объемы (до 50%, местами до 70–80 %) слагают граниты, и они, занимая существенную часть земной коры, безусловно, должны оказывать влияние на формирование ее структуры и особенностей тектонической эволюции.

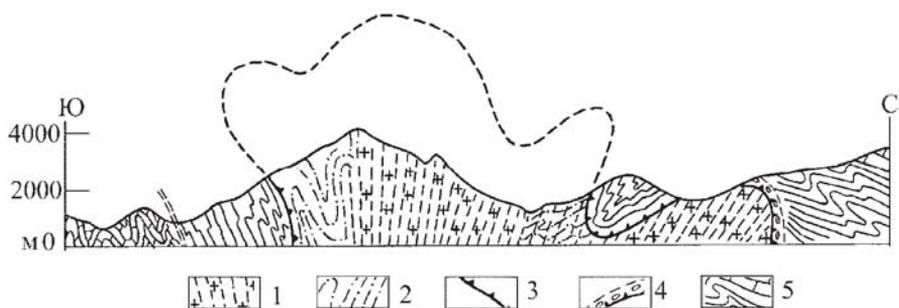
Обычно полагают, что граниты после остывания и вхождения в состав фундамента представляют собой достаточно пассивные объемы, не подверженные серьёзным структурным преобразованиям. Однако, данные геологических наблюдений опровергают это мнение. Данные по гранитам Скалистых гор Северной Америки [Бероуш, 1991; Фуз, 1976], Тянь-Шаня [Леонов и др., 2016 а, б], Гобийского Алтая (Монголия) [Пржиялговский и др., 2014], Кавказа [Ажгирей, 1966], Карелии [Леонов и др., 1996] и других регионов показывают, что после становления в качестве магматических тел и остывания граниты испытывают перемещение в пространстве и во многих случаях формируют «тела протыкания» типа диапиров или кристаллических протрузий<sup>1</sup>. Кроме того, денудированная поверхность гранитного фундамента испытывает пликативную деформацию, образуя изгибы и складки, иногда весьма малой кривизны (см. рис. 0.1 В, рис. 0.2, 0.3). При этом граниты подвергаются интенсивной структурной переработке, которая выражена в разномасштабной объемной дезинтеграции пород, в конечном итоге приводящей к возникновению огромных масс катаклизитов. Тектоническая переработка кардинально меняет реологию пород, обуславливая их объемное течение – реидную деформацию. Происходит пространственное перемещение гранитных масс, образование купольных морфоструктур, вертикальных и горизонтальных кристаллических протрузий. Постмагматическая тектоника гранитного фундамента оказывает существенное влияние на формирование тектонического плана и морфоструктуры региона.

Одна из актуальных задач тектоники – изучение внутриконтинентальных подвижных поясов на альпийском и новейшем этапах их эволюции. В этой общей проблеме существенное значение имеет вопрос о деформации кристаллического фундамента и ее влиянии на формирование морфоструктурного облика подвижных поясов. А поскольку до 60–80% объема верхней коры слагают породы гранитного ряда, то именно граниты должны во многом определять ее структурный облик и реологию.

Однако вплоть до настоящего времени структурные преобразования, которые претерпевают граниты после вхождения в состав консолидированного слоя земной коры, исследованы явно недостаточно, и в этом вопросе имеется много пробелов.

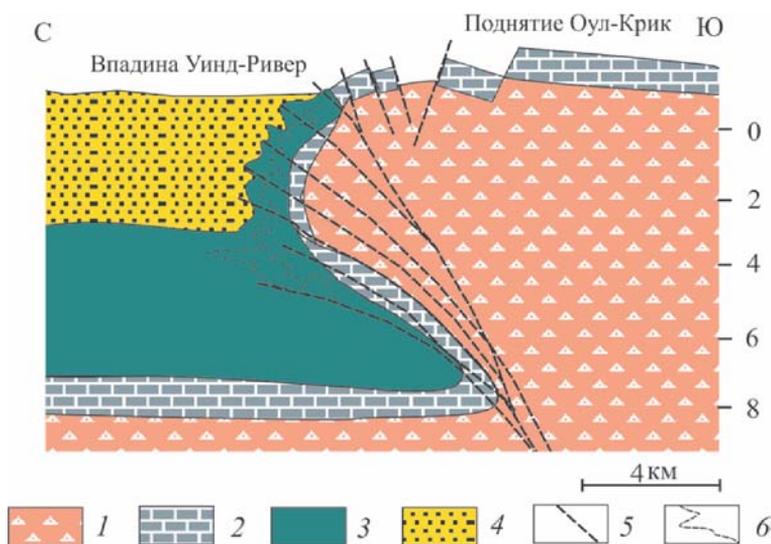
---

<sup>1</sup>Термин «протрузия» введен Ч. Лайелем для обозначения первично интрузивных тел, которые затем – уже в твердом состоянии – были выдвинуты (выжаты) в вышележащие слои под действием тектонических сил.



**Рис. 0.2.** Деформация поверхности гранито-метаморфического фундамента Большого Кавказа (по: [Ажгирей, 1966]).

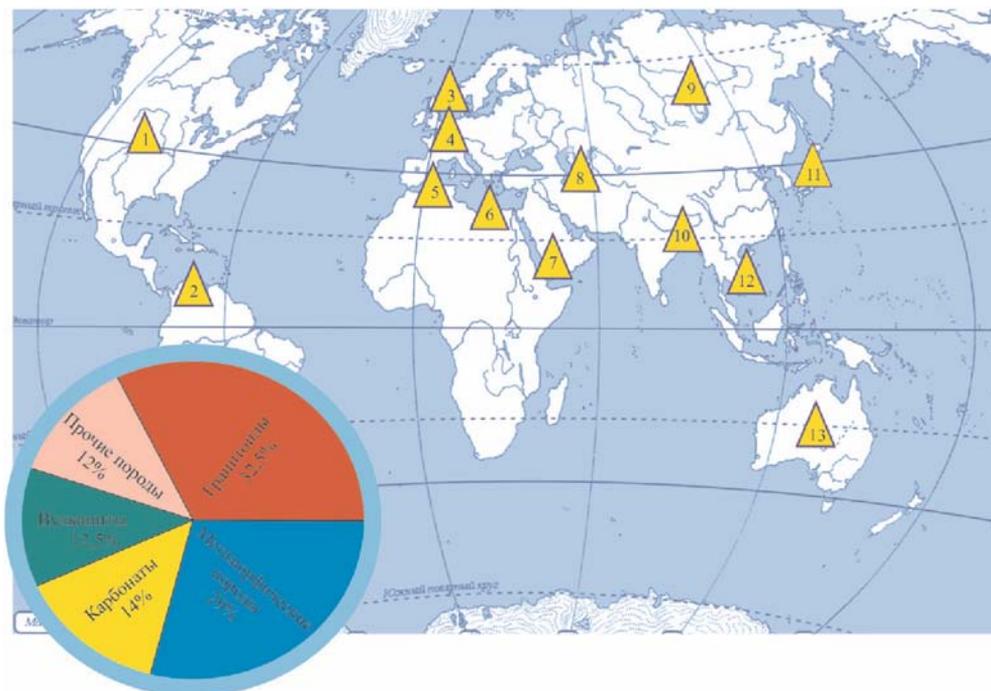
1 – палеозойские граниты; 2 – палеозойские метаморфические сланцы; 3 – поверхность домезозойского пенеплана; 4 – базальные горизонты юры; 5 – юрские и меловые отложения



**Рис. 0.3.** Строение купола Оул-Крик. Скалистые горы, Северная Америка (по: [Фуз, 1976]).

1 – докембрий (граниты); 2 – палеозой; 3 – мезозой; 4 – кайнозой; 5 – разломы; 6 – линии напластования

Изучение постумной тектоники гранитов, кроме фундаментального научного значения и значения для познания региональных особенностей развития разных сегментов земной коры, имеет и прагматический интерес, так как гранитные массивы зачастую являются месторождениями углеводородного сырья. Достаточно сказать, что в настоящее время на Земном шаре по разным оценкам разрабатывается несколько сотен месторождений нефти, расположенных в пределах фундамента, и значительная часть из них – в гранитных массивах (например: [Гаврилов, 2000; Кучерук, 1992; Мартынова, 2002] (рис. 0.4).



**Рис. 0.4.** Схема, отражающая распространенность месторождений углеводородов в кристаллическом фундаменте и их распределение по различным типам пород (круговая диаграмма, по [Арешев и др., 1997])  
 1 – Мидконтинент; 2 – Венесуэла; 3 – Североморский бассейн; 4 – Рейнский грабен; 5–6 – Северная Африка; 7 – Йемен; 8 – Южный Казахстан; 9 – Восточная Сибирь; 10 – Индия; 11 – Япония; 12 – Вьетнам; 13 – Центральная Австралия

Понимание форм и механизмов структурной переработки гранитных массивов после их вхождения в состав консолидированной коры важно и для построения моделей формирования структурно-тектонических ловушек для углеводородов.

В связи с актуальностью проблемы и ее явно недостаточной разработанностью, в Лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН было предпринято изучение постумной тектоники гранитов, результаты которого содержатся в этой монографии. Работа построена на анализе данных двух категорий. Во-первых, это материалы, которые почерпнуты из многочисленных литературных источников, во-вторых – оригинальные фактические данные, полученные авторами в процессе многолетних полевых исследований, проведенных в различных регионах.

Нужно подчеркнуть, что работы в этом направлении в последние годы получили существенную финансовую поддержку со стороны Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-05-00357) и Российского научного фонда (проект №16-17-10059). В частности, именно благодаря Российскому научному фонду стало возможным проведение комплексных геоло-

го-геофизических работ на ряде ключевых объектов Тянь-Шаня, а также обобщение, подготовка и издание этой монографии.

### *Литература*

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во «Нефть и газ», 1997. 288 с.
- Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Гаврилов В.П.* Нефтегазоносность гранитов // Геология нефти и газа, 2000. № 6. С. 44–49.
- Гогель Ж.* Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
- Дербинов И.В.* О связи тектоники фундамента и чехла // Труды ВНИГРИ. 1958. Вып. 4. С. 45–63.
- Иванов С.Н.* О реологических моделях земной коры: критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГиГУрО РАН, 1998. 40 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.
- Кучерук Е.В.* Нефтегазоносность пород фундамента // Геология нефти и газа. 1992. №1. С. 45–46.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 464 с.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов фундамента Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016 а. № 6. С. 5–25.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Полещук А.В., Рыбин А.К.* Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016 б. №. 4. С. 22–47.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
- Мартынова И.И.* Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте на основе мирового опыта открытий месторождений углеводородов в породах кристаллического фундамента // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 51–57.
- Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: Вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
- Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия). Геотектоника. № 3. 2014. С. 50–77.
- Рейнер М.* Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. 134 с.

- Руттен М.* Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.
- Сомин М.Л.* Реакция кристаллического покоя при формировании складчатых поясов // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тект. совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 198–202.
- Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
- Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T.* The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // Geol. Rundsch. 1967. Vol. 56. No. 2. P. 567–596.
- Carey S.W.* The Rheid Concept in Geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. Vol. 1. P. 67–117.
- Hudson F.S.* Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1955. Vol. 39. № 10. P. 2038–2052.

# ЧАСТЬ ПЕРВАЯ РЕГИОНАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

## Глава 1.1

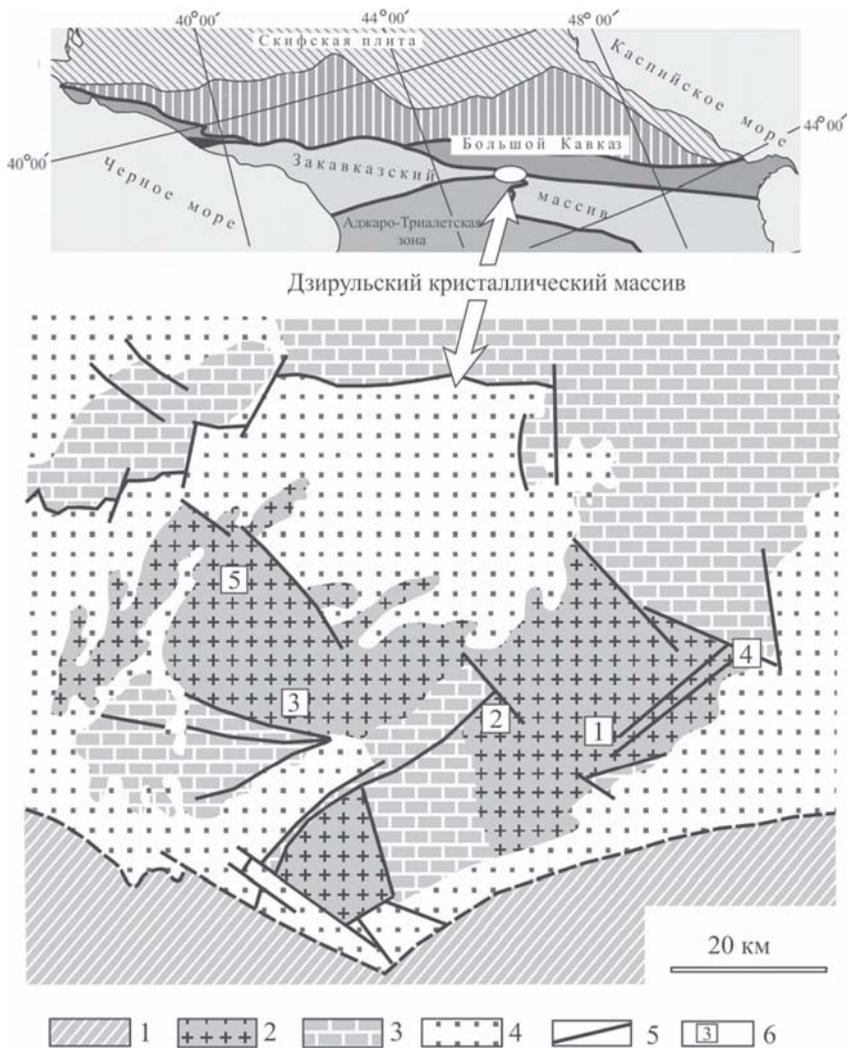
### Дзирульский массив (Грузия)

Дзирульский выступ кристаллического фундамента представляет собой наиболее приподнятый участок Закавказского срединного массива (Грузинской глыбы), который в течение мезозоя являлся субплатформенной структурой (микроконтинентом) с кристаллическим фундаментом и мелководным вулканогенно-терригенным и карбонатным осадконакоплением.

Кристаллический субстрат массива сложен допалеозойскими кристаллическими сланцами, гнейсами и филлитами, палеозойскими гранитоидами, кварцпорфирами и туфами каменноугольного возраста. Кристаллический субстрат с несогласием перекрыт терригенными и карбонатными породами лейаса и вулканогенными образованиями средней юры, которые в свою очередь трансгрессивно перекрыты карбонатными (реже вулканогенными) отложениями мела, вверх по разрезу сменяющимися песчано-глинистыми осадками олигоцена и миоцена. Серия отложений от лейаса до миоцена образует чехольный комплекс [Путеводитель..., 1965].

В пределах Дзирульского массива выделяются доюрские, домеловые и постмеловые структуры [Гамкрелидзе, 1993; Милановский, 1968]. Структурный план доюрского времени характеризуется сложноскладчатыми, интенсивно сжатыми формами. Структура чехла более простая, но, тем не менее, она свидетельствует о весьма существенных подвижках в пределах массива. Нижне-среднеюрские отложения смяты в систему достаточно сложных складок, имеющих, благодаря связанным с ними разломам, грабенообразный (синклинали) или горстообразный (антиклинали) облик. В тех местах, где сохранились стратиграфические взаимоотношения между породами кристаллического цоколя и отложениями чехла, углы наклона поверхности контакта достигают 40–70°, т.е. первоначально горизонтальная поверхность доюрского пенеплена испытала интенсивную деформацию.

Покров нижнемеловых и верхнемеловых отложений обрисовывает более простую структуру, которая в целом представляет собой [Милановский, 1968] обширную пологую широтную брахиантиклиналь (свод), переходящую к северу в плоскую, ограниченную разрывами Чиатурскую брахисинклинали. В палеогене – нижнем миоцене Дзирульский массив испытал поднятие, которое возобновилось в сарматское время. Новейшая структура массива характеризуется [Милановский, 1968] сопряженными валообразными поднятиями и пологими прогибами. Нужно отметить при этом, что амплитуда новейшего поднятия достигает 1,5 км [Милановский, 1968]. Приведенные данные свиде-



**Рис. 1.1.1.** Структурно-геологическая схема Дзирульского массива (Грузия).

1 – Аджаро-Триалетская складчатая зона; 2 – гранитно-метаморфический фундамент (кембрийские сланцы, палеозойские граниты и кварцевые порфиры); 3 – нижне-среднеюрские отложения; 4 – меловые, палеогеновые и неогеновые отложения; 5 – надвиг Аджаро-Триалетской зоны; 6 – прочие разломы; 7 – детально изученные участки (см. рис. 1.1.2)

тельствуют о весьма активной тектонической жизни Дзирульского массива в отдельные периоды его «стабильного» развития и возникновении пликативных деформаций поверхности кристалликума. Данные о пластичном поведении пород фундамента в процессе мезозойско-кайнозойской активизации практически отсутствуют, но хрупкие деформации в кристаллических комплексах фиксируются четко. Изучение трещинно-разломной тектоники показало [Леонов, 1970, 1974], что их внутреннее строение отличается значительной сложностью и, по существу, породы массива в структурном отношении представляют собой гигантскую тектоническую брекчию.

Для изучения разрывных нарушений было выбрано несколько наиболее обнаженных участков, характеризующих строение всего массива, так как они расположены равномерно по всей его площади (рис. 1.1.1). Приведем краткое описание некоторых участков (рис. 1.1.2).

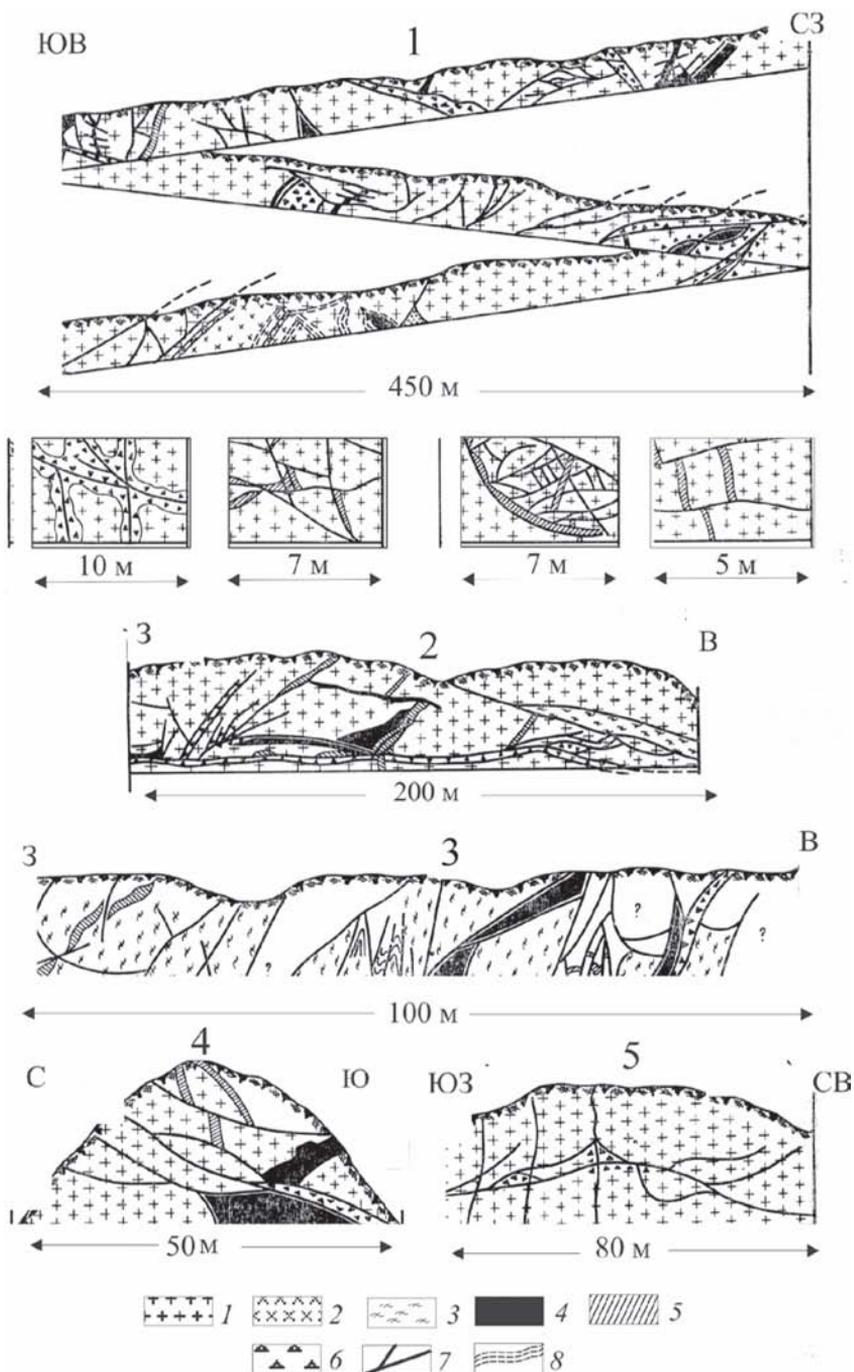
1. Вдоль шоссе Хашури-Зестафони при подъеме на Рикотский перевал со стороны пос. Чумателети можно наблюдать раздробленные гранитоиды, превращенные в тектоническую мегабрекчию. В соприкосновение приведены различные по составу гранитоиды, разрывами смещены дайки диабазов, аплитовые жилы и тело кварцевых порфиров. Разрывы сопровождаются зонами дробления, брекчирования, милонитизации, катаклазом минеральных зерен. По простиранию разрывы пересекаются друг с другом, сливаются, переплетаются, переходят в зоны трещиноватости и раздробленности. В результате их разветвления, слияния и пересечения выкальваются линзы и блоки пород, размер которых колеблется от первых метров до первых десятков метров, достигая иногда сотни метров в поперечнике. Разрывы развиты на фоне общей дезинтеграции пород, выраженной в виде тектонического брекчирования, раздробленности, катаклаза. Зачастую разрывы проходят по телам диабазовых и аплитовых жил и даек, иногда превращая их в милониты. В породах наблюдается огромное количество зеркал скольжения.

В сложной системе разрывов и трещин выделяются три группы, различающиеся по морфологии.

К первой группе относятся разрывы с углами падения сместителя от  $0^\circ$  до  $30\text{--}50^\circ$  при наиболее распространенных углах  $30\text{--}40^\circ$ . Плоскости сместителей наклонены на ЮВ и ЮЮЗ, но иногда они имеют падения в северных румбах. Поверхности этих разрывов, как правило, волнистые. По морфологии они являются надвигами и взбросо-надвигами.

Вторая группа представлена крутопадающими, обычно прямолинейными разрывами и трещинами. Направление падения плоскостей сместителей (углы падения от  $50^\circ$  до  $80^\circ$ ) близко к направлению падения пологих разрывов первой группы.

В третью группу входят разрывные нарушения, имеющие вертикальные или близкие к вертикальным плоскости сместителей. Ориентировка плоскостей скольжения СЗ  $330\text{--}340^\circ$  или СВ  $30\text{--}50^\circ$ , т.е. приблизительно перпендикулярна простиранию остальных разрывов и трещин. Амплитуда разрывных нарушений, которая устанавливается по смещению диабазовых и аплитовых жил и даек, невелика и редко превышает несколько десятков метров, а в основном – это первые десятки сантиметров и первые метры. Тем не менее, почти по всем, даже самым незначительным разрывам смещение четко фиксируется. Замеры ориентировки, направления и наклона штрихов на зеркалах скольжения, мелких разрывов и трещин, принадлежащих третьей группе, показывает следующую закономерность (на участке сделано 100 замеров): наибольшее число мелких разрывов, принадлежащих к третьей группе, имеет падение сместителя или вертикальное или близкое к вертикальному при простирании ЮВ  $130\text{--}150^\circ$  и СВ  $30\text{--}60^\circ$ . В то же время штрихи зеркал скольжения на этих плоскостях или горизонтальны, или имеют углы падения порядка



**Рис. 1.1.2.** Разрывная структура гранитно-метаморфического фундамента Дзируль-ского массива.

1 – различные гранитоиды; 2 – кварцевые порфиры; 3 – гранито-гнейсы, гнейсы, метаморфические сланцы; 4 – дайки диабазов; 5 – аплитовые жилы; 6 – тектоническая брекчия; 7 – разломы; 8 – зоны повышенной трещиноватости

10–30°, реже 40–60°, что указывает на сдвиговые перемещения по этим разрывам. Есть и вертикально направленные штрихи, но они встречаются намного реже.

Первая и вторая группы разрывов характеризуются штрихами, обычно направленными косо по отношению к направлению плоскости сместителя, указывая на взбросо-надвиговые перемещения. Азимуты простирания штрихов примерно те же, что и для вертикальных разрывов. Пологих разрывов с горизонтальными или близким к горизонтальным штрихами, идущими по падению разрыва, значительно меньше, что указывает на общую сдвигово-взбросовую составляющую, разложенную на огромное количество небольших разломов и трещин. Горизонтальная составляющая общего движения также просматривается, но она локализована вдоль плоскостей, ограничивающих крупные (сотни метров и километры) блоки.

2. У западного окончания Рикотского перевала вдоль шоссе Хашури-Зестафони обнажен массив, сложенный гранитоидами различного состава и строения с ксенолитами и блоками метаморфических сланцев. Массив расчленен системой разрывов и трещин различного направления и морфологии. Наиболее крупным разрывом является пологий разлом с азимутом падения сместителя 10° и углами падения 20–40°, который прослеживается на расстоянии 250–300 м. Вдоль его плоскости развита тектоническая брекчия мощностью 1,5 м. Выше и ниже этого разрыва породы разбиты серией более мелких разрывов и трещин разнообразного направления. Блоки пород, выколотые по разрывам, имеют полигональную или линзовидную форму. Каждый более или менее крупный блок, в свою очередь, раздроблен на более мелкие линзы и блоки. Смещения как правило незначительные – от первых сантиметров до нескольких десятков метров.

Оторванным от своих корней оказывается и сильно раздробленный блок диоритов. Подошва его в настоящее время ограничена поверхностью пологого разлома, и он, как и окружающие породы, пронизан аплитовыми жилами, по смещению которых фиксируется большое количество разрывов и трещин. Часто разрывы совпадают с направлением жил и даек. Анализ ориентировки зеркал скольжения показал, что наибольшее развитие имеют крутые плоскости с углами падения сместителей 30–90°. Наиболее часто при этом отмечаются углы наклона штрихов 15–40°. Ориентировка зеркал скольжения указывает на взбросо-сдвиговые перемещения. Мелкие разрывы с пологими плоскостями сместителей встречаются значительно реже, что, возможно, указывает, наряду с наличием более протяженных разломов, на реализацию надвиговой составляющей вдоль плоскостей именно этих пологих разломов.

3. В выемке дороги Хашури-Зестафони у восточного края села Макадубани обнажены сильно раздробленные гранито-гнейсы, гнейсы и слюдяные сланцы, прорванные дайками и жилами диабазов и аплитов. Породы разбиты на отдельные блоки различных размеров и очертаний, но, как правило, остроугольной или линзовидной формы. Разрывы пересекаются, а также пересекают дайки аплитов и диабазов, или проходят вдоль даек основного состава. Разрывы в основном крутые, с углами падения до 50–80°. Пологие и вертикаль-

ные встречаются реже. Породы сильно рассланцованы. Простираение сланцеватости СВ 40–60°. Падение разрывов составляет ЮЗ 210–250°. Штрихи на зеркалах скольжения (50 замеров) в основном пологие, с углами наклона 0–70°, но наиболее частые значения – 20–40°. По ориентировке штрихов устанавливаются сдвиговые, взбросовые и взбросо-сдвиговые смещения.

Нет необходимости давать детальное описание других участков, так как строение всего массива достаточно однотипно. Практически во всех обнажениях кристаллических пород можно наблюдать зоны разрывных нарушений, по которым смещены дайки диабазов и аплитовые жилы. По простираению разрывы переходят в зоны повышенной трещиноватости, пересекаются и сливаются друг с другом. В результате их слияния и пересечения выкальваются линзы и блоки пород самого различного размера (рис. 1.1.2). Разрывы развиты на фоне общей раздробленности пород, выраженной в образовании обширных зон тектонического дробления, брекчировании, милонитизации, катаклазе минеральных зерен калиевого полевого шпата и кварца. В породах наблюдается огромное количество зеркал скольжения. Блоки пород, выколоченные по разрывам, имеют полигональную или линзовидную форму, но в ряде мест наблюдаются округлые или совершенно круглые блоки. Амплитуды смещения по трещинам и разрывам, которые фиксируются по смещению жил и даек, незначительны – от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Но при этом все обломки, блоки и отдельные фрагменты даек и жил смещены относительно друг друга, т.е. вся масса пород испытала перемещение в пространстве. Учитывая характер разрывной тектоники, общее тектоническое раздробление массива, смещение всех элементарных связанных объемов относительно друг друга и оформление при этом складчатой поверхности фундамента (сопровождающейся, естественно, и разрывными нарушениями этой поверхности), можно думать, что подвижность кристаллического цоколя обусловлена именно этой раздробленностью. Раздробленность, в свою очередь, вызвана наличием скальвающих напряжений в теле массива, возникновение которых связано с активным движением самого массива «in bloc». Характер и ориентация разрывов и их соотношение в пространстве приводят к выводу [Леонов, 1970, 1974] о наличии и, возможно, преобладании горизонтальной составляющей движения. К выводу об активном движении Дзирульского массива, основываясь на изучении крупных разрывов, ранее пришел [Гамкрелидзе, 1933].

Время образования этих разрывных дислокаций и тектонического брекчирования массива устанавливается в широких пределах. Имеющиеся геологические данные позволяют уверенно считать, что раздробление массива произошло после формирования кристаллического цоколя, т.е. после карбона. По разрывам смещены и раздроблены дайки диабазов, связанные с байосским вулканизмом, – факт, свидетельствующий о том, что раздробление происходило и после юры, т.е. объемная дислокация массива и его тектоническая подвижность фиксируется заведомо на плитном этапе его развития или в процессе постплитной активизации. Тем более, что существование дислокации меловых и палеогеновых отложений и общее воздымание массива с ам-

плитудой до 1,5 км в сарматское время допускают и более позднее, практически современное раздробление или усиление процесса дезинтеграции кристаллического цоколя.

\*\*\*

Таким образом, подвижность жестких пород кристаллического цоколя Дзирульского массива обеспечивалась их тектонической дезинтеграцией на макро-, мезо-, и микроуровнях, которая делала возможным длительное и неоднократно возобновляемое перемещение (катакластическое течение) значительных объемов вещества и изменение формы массива при сохранении его внешней целостности.

### *Литература*

*Гамквелидзе И.П.* Геологическое описание части долин рек Дзирулы и Чхеримелы // Бюлл. Геол. ин-та Грузии. 1933. Т. 1. Вып. 2. С. 107–134.

*Леонов М.Г.* Характер разрывных нарушений в зонах надвигов // Геотектоника. 1970. № 1. С. 57–61.

*Леонов М.Г.* Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия) // Бюлл. МО-ИП. Отд. геол. 1974. Т. XIX (6). С. 37–44.

*Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Путеводитель экскурсий. Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси: Мецниереба, 1965. 124 с.

## Глава 1.2

### Кумсинский купол (Балтийский щит)

На территории Балтийского щита, к западу от Повенецкого залива Онежского озера, расположен крупный гранитогнейсовый Уницкий купол – выступ архейского фундамента Карельского массива (рис. 1.2.1). Купол со всех сторон обрамлен выходами отложений нижнего протерозоя: андезитобазальтами сумия, конгломератами сариолия, терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями ятулия, составляющими протоплатформенный чехол Карельского массива. Дислоцированы эти отложения весьма неравномерно: местами они залегают полого или субгоризонтально, местами же образуют напряженные складчатые структуры. По периферии Уницкого купола они деформированы интенсивно, особенно в восточном и северном обрамлении. К востоку от купола отложения чехла образуют серию прямых складок с ундулирующими шарнирами и углами падения на крыльях  $15^{\circ}$ – $50^{\circ}$ . При переходе к северному обрамлению купола система складчатых структур заворачивает на запад и сливается в узкую сжатую с запрокинутым и срезанным надвигом северным крылом Кумсинскую синклиналь (Кумсинскую зону дислокаций). В обрамлении Уницкого купола крылья Онежской и Кумсинской синклиналей осложнены полосой выходов небольших куполовидных структур, в ядрах которых обнажаются гранитоиды архейского фундамента, перекрытые или сариолийскими конгломератами, или непосредственно толщами ятулия. В рельефе купола выражены пологими сельгами (удлиненными холмами), в плане они несколько вытянуты в соответствии с общим простиранием структур. Протяженность куполов (при ширине в сотни метров) не превышает 2–5 км.

Один из хорошо обнаженных куполов, расположенный на дороге Петрозаводск – Мурманск в 0,5 км южнее моста через р.Кумса был изучен нами детально [Леонов и др., 1996]<sup>1</sup> (рис. 1.2.2). Северная часть структуры скрыта под четвертичными наносами, но основное тело гранитоидов и его вулканогенно-осадочное обрамление обнажены хорошо.

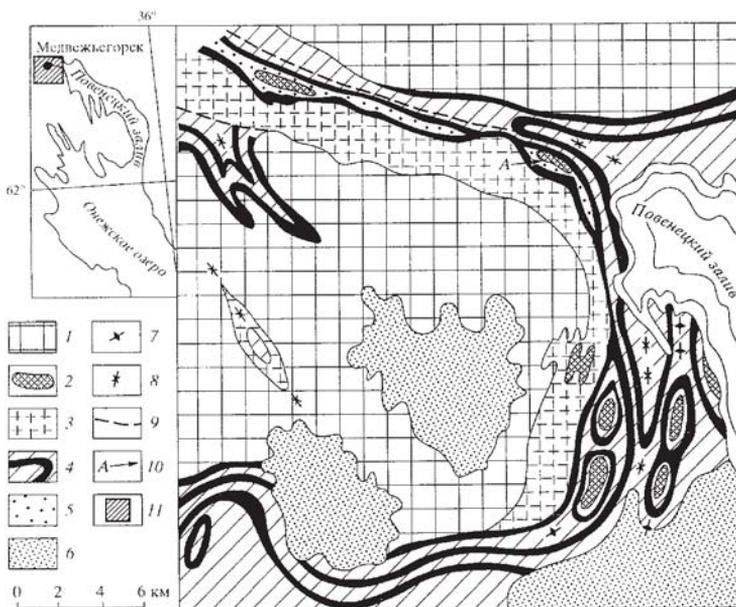
Вдоль дороги с севера на юг обнажаются:

1. Среднезернистые, иногда порфирировидные граниты и гранодиориты, содержащие ксенолиты кварцевых диоритов. Гранитоиды пересекаются пегматитовыми жилами и дайками основного состава.

2. С гранитоидами через маломощную зону гранитной дресвы контактирует пласт (10 м) глыбово-галечного конгломерата, обломки и глыбы в котором представлены гранитоидами, аналогичными упомянутым выше. Размер обломков 1–50 см. Сортировка и элементы внутренней стратификации отсутствуют. Глыбы и обломки округлые или неправильно-изометричной формы, но много обломков с формой, приближающейся к ромбоэдрической. Заполняющее вещество интенсивно милонитизировано и подвержено бластезу.

---

<sup>1</sup>Большой вклад в обработку материала и написание статьи внес С.Ю. Колодяжный.



**Рис. 1.2.1.** Схема геологического строения северо-западного Прионежья.

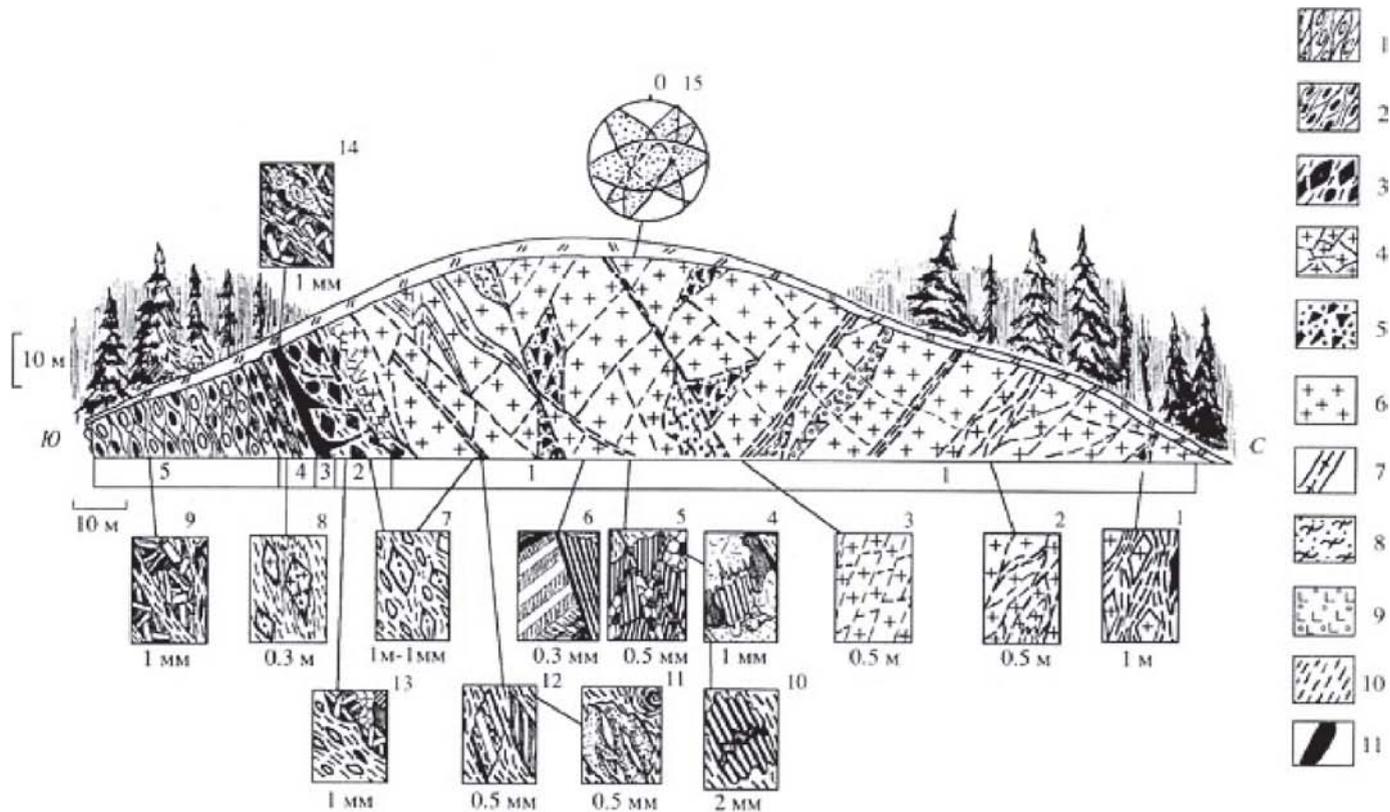
1–2 – образования раннеархейского фундамента: 1 – основные поля, 2 – в ядрах частных антиклиналей; 3–5 – позднеархейские и раннепротерзойские образования: 3 – лопий, 4 – ятулий; 5 – сариоллий; 6 – четвертичные отложения; 7–8 – оси структур: 7 – антиклинали, 8 – синклинали; 9 – разломы; 10 – Кумсинский купол; 11 – местоположение участка на карте-врезке

3. Южнее, через зону тектонического срыва, осложняющую первично стратиграфический контакт, залегают деформированные полимиктовые конгломераты с маломощным (до 1 м) горизонтом альбит-биотитовых метасоматитов (горизонт 3). Метасоматически измененные породы этого горизонта образуют хвостобразные затеки по трещинам в плотных глыбовых конгломератах слоя 2.

4. Пачка переслаивания (4 м) зеленых сланцев, по-видимому, метатUFFитов, и глыбово-галечных гранитных конгломератов, отличающихся от пород сл. 2 присутствием зеленосланцевого цементирующего матрикса.

5. Рассланцованные темноцветные пудинговые полимиктовые метаконгломераты (более 40 м). Гальки представлены метаандезитами, кварцитами и гранитоидами, аналогичными архейским гранитам ядра купола. Большинство галек деформировано (расплющено и вытянуто по простиранию толщ), но при отсутствии деформации устанавливается их округлая хорошо окатанная форма, что наиболее характерно для галек гранитоидов. Фрагменты реликтовых минералов и структур в зеленосланцевом цементе указывают на его первично туффитовый или граувакковый состав.

Постепенные переходы между выделенными разностями пород, идентичный состав гранитоидов в массиве и в гальках конгломератов, несмотря на тектонические срывы вдоль контактов, свидетельствуют о первичной стратиграфической последовательности упомянутых слоев. Также очевидно, что конгломераты отлагались непосредственно на гранитоидах, представленных в ядре купола, и



**Рис. 1.2.2.** Строение Кумсинского купола (по: [Леонов и др., 1996].

1–4 – сарилийские образования: 1 – полимиктовыеерасланцованные конгломераты, 2 – биотитовые скопления в конгломератах, 3 – глыбные гранитные конгломерато-брекчии; 4 – гранитный древесняник; 5 – тектоническая брекчия; 6–9 – породы раннеархейского фундамента: 6 – граниты и гранодиориты, 7 – пегматиты; 8 – кварцевые диориты; 9 – дайки основного состава; 10 – зоны скалывания и бластомилонитизации; 11 – альбит-биотитовые метасоматиты

представляют собой продукт их размыва. Подобные соотношения описаны во многих местах Карельского массива [Галдобина и др., 1974; Кратц, 1963; Негруца, 1963], и конгломераты этого стратиграфического уровня всеми исследователями относятся к сариолию. Однако в данном случае вызывает интерес пликативная купольная форма поверхности досариолийского пенеплена, а также наличие горизонта метаморфических пород (зеленых сланцев) в нижней части протоплатформенного чехольного комплекса.

*Структурно-вещественные преобразования гранитоидов фундамента*

Макроуровень. Общая форма купола в плане, отраженная на геологических картах, и внутренняя веерообразная структура массива позволяют думать, что северный борт данного купола симметричен по отношению к южному и запрокинут на север. Таким образом, выход гранитоидов фундамента – это, скорее всего, куполообразное тело, расширяющееся кверху и сужающееся книзу; возможно, каплевидной формы.

Мезоуровень. Гранитоидный массив интенсивно раздроблен и пронизан системой эшелонированных и элементарных зон скалывания шириной от 1 см до 1–2 м, выполненных бластокатаклазитами и бластомилонитами с многочисленными зеркалами скольжения и минеральной линейностью. Ступение и сложное переплетение элементарных сколов обуславливает выкалывание крупных (0,5–2,5 м) и мелких (сантиметры) блоков, имеющих форму ромбоэдров или параллелепипедов с длинной осью, ориентированной преимущественно в субвертикальном направлении с некоторым наклоном в южной части массива – к югу, в северной части – к северу, что задает веерообразный рисунок. Сами же зоны скалывания образуют сопряженную систему, в которой сколы падают навстречу друг другу под углами 40°–80° и, таким образом, образуют открытый кверху веер. Можно выделить не менее четырех систем трещин скалывания, среди которых преобладают сколы с субширотным простираем поверхностей (см. рис. 1.2.2, фрагм. 15). Ромбоэдровидные блоки гранитоидов в процессе сложного мозаичного перемещения по системе сколов частью вели себя как жесткие и неделимые объемы (см. рис. 1.2.2, фрагм. 3), а частью испытали начальную пластическую деформацию, так как имеют изогнуто-линзовидную форму (см. рис. 1.2.2, фрагм. 2). У окончаний отдельных линз образуются хвостобразные скопления хлорит-биотитового материала (дворики давления). Расположение таких "сланцевых хвостов" также указывает на перемещение материала вверх в главными плоскостными элементами веерной структуры.

В целом гранитоиды, образующие купол, представляют собой тектоническую брекчию – продукт деформации пластично-хрупкого типа. Об этом свидетельствуют: общая дезинтеграция пород массива; относительное перемещение его отдельных блоков; изгиб и будинаж жил и даек, пронизывающих массив; наличие линзовидно-петельчатых структур, дворики давления, зон рассланцевания и многочисленных зеркал скольжения.

Микроуровень. Как было отмечено, тектоническое перемещение гранитоидов фундамента является результатом сочетания хрупких (преимущественно) и пластических (имеющих подчиненное значение) деформаций. Наиболее интенсивные деформации наблюдаются в зонах хрупко-пластического скалывания, но и в

них они весьма неравномерны и дискретны. С неравномерным распределением в пространстве деформаций увязывается и неравномерность вещественных преобразований гранитоидов.

В минимально измененных и наиболее слабо тектонизированных объемах гранитоидов повсеместно имеются следы эпимагматического замещения и частично-го разложения первичных минералов. Бурый магматический (или аутометасоматический) биотит замещается коричнево-зеленым; плагиоклаз (олигоклаз) неравномерно сосюритизирован и серицитизирован; редкие зерна роговой обманки биотитизированы. В калиевых полевых шпатах, наряду с обособлениями серицита, отмечаются пертиты замещения. В краевых частях массива и особенно в горизонте гранитно-глыбовых конгломератов слоя 2 отдельные зерна полевых шпатов альбитизированы с появлением перекрещенных метасоматических структур (см. рис. 1.2.2, фрагм. 13). В целом же в слабо дислоцированных гранитоидах процессы замещения минералов развиваются слабо и хаотично, редко доходят до конца, в результате чего широкое распространение здесь получают метастабильные минеральные формы без признаков закономерной ориентировки. Даже слабое проявление деформаций в гранитоидах придает процессам разложения и замещения минералов структурную направленность и большую завершенность. В полевых шпатах появляются пятнистые и неправильно-сетчатые участки серицитизации и сосюритизации, подчеркивающие контуры зарождающихся, а местами уже и обособившихся изометричных зерен альбита. Иногда можно наблюдать переход таких метастабильных форм в гранобластический серицит-альбитовый агрегат. В других случаях серицит, развиваясь по плагиоклазу, образует плоскопараллельные чешуйки по отдельным двойниковым пластинкам. В результате трансляционного скольжения вдоль плоскостей двойникового чешуйки приобретают единообразный наклон, образуя микроструктуры дифференциального скольжения (см. рис. 1.2.2, фрагм. 6). Если скольжение осуществляется вдоль плоскостей двойникового, то это подчеркивается изменением формы кристаллов и смятием в микроскладки поперечных направлению скольжения трещинок отрыва, пертитовых и симплектитовых вростков (см. рис. 1.2.2, фрагм. 10).

Наблюдается процесс альбитизации калиевых полевых шпатов, имеющий структурную упорядоченность: хвостобразные вростки альбита вытянуты в соответствии с направлением общего течения горных масс. Альбитизация также происходит и в результате дифференциального скольжения путем двойникового. Этот процесс, а также развитие ориентированных вростков альбита приводят к появлению чистых от включений альбитовых зерен, которые уже можно рассматривать в качестве стабильных членов новообразованной метаморфической ассоциации. Кристаллы биотита при деформации испытывают изгиб, скольжение по спайности и расчешуивание. В участках изгиба и интенсивного скольжения зелено-коричневый биотит послойно замещается светлой слюдой и хлоритом. Продукты разложения биотита (гидроокислы железа, минералы группы эпидота) при этом сбрасываются в микротрещины и межзерновое пространство. При более интенсивной деформации в гранитоидах вдоль границ первично магматических зерен развиваются процессы бластеза, приводящие к появлению гранобластического агрегата альбит-кварцевого состава с редкими чешуйками серицита и хлорита.

Явное структурирование гранитоидов выражается в образовании ориентированных минеральных выделений: линзочек рекристаллизованного кварца, чешуек деформированного и хлоритизированного биотита и удлиненных зерен полевых шпатов, растащенных по системам микросколов и зон трансляционного скольжения. Широко распространены трещинки отрыва, перпендикулярные общему удлинению и заполненные поперечно ориентированными чешуйками серицита и хлорита.

Накопление продуктов разложения гранитоидов в межзерновых пространствах приводит к ослаблению сил сцепления минеральных зерен, что открывает новые возможности для дислокационных процессов. Значительно возрастает амплитуда перемещения на межзерновом уровне. Это приводит к милонитизации краевых частей зерен и сопровождается интенсивным синкинематическим бластезом. В результате этого формируются зоны бластомилонитов – тонкозернистых лепидобластовых сланцеватых агрегатов кварц-альбит-серицитового состава с редкими чешуйками хлорита и зеленого биотита. Зонки бластомилонитов на ранних этапах развития имеют извилистые очертания и тонкими струйками оплетают объемы гранитной породы самой разной размерности, наследуя вначале межзерновые границы. С нарастанием интенсивности процесса эти зонки расширяются, спрямляются и частично сливаются с микросколовыми зонками бластеза, секущими минеральные зерна. Все это приводит к дезинтеграции гранитоидов на отдельные микроблоки и мономинеральные порфирикласты, плавающие в бластомилонитовом матриксе. Мономинеральные порфирикласты представлены полевыми шпатами и кварцем, в разной степени замещенными альбитом. Их форма изменяется от ромбоидальной (результат хрупкого выкалывания) до округлой и линзовидной в следствие истирания при вращении, регенерации, скольжения и перекристаллизации при пластической деформации. Длинные оси таких порфирикластов всегда ориентированы в направлении хрупко-пластического течения (см. рис. 1.2.2, фрагм. 7). Продуктом наиболее интенсивного изменения являются линзовидные пластически деформированные порфирикласты. В зернах кварца такой формы видны линейные домены волнистого угасания, вытянутые по удлинению порфирикласта (см. рис. 1.2.2, фрагм. 12). Кластические зерна плагиоклазов испытывают внутреннее трансляционное скольжение вдоль плоскости одной из систем полисинтетического двойникования и замещаются альбитом. Изредка отмечается вращение этих зерен, что в условиях синкинематической перекристаллизации приводит к появлению структур “снежного кома”, образованных пластинчатыми спиралевидно закрученными выделениями альбита.

Все эти процессы развиваются или в пределах зон скалывания, или в непосредственной близости от них. Степень объемных структурно-вещественных преобразований на микроуровне зависит от степени тектонической раздробленности горных пород, которая проявляется резко неравномерно. Как уже подчеркивалось, гранитное ядро купола представляет собой тектоническую брекчию, – продукт пластически-хрупкого (с преобладанием катакластического механизма) объемного течения с прогрессивной тенденцией к вязко-пластической деформа-

ции и превращению в кристаллические сланцы с кварц-альбит-хлорит-биотит-мусковитовой минеральной ассоциацией.

*Структурно-вещественные преобразования конгломератов проточехла*

**Мезоуровень.** В чехле, представленном конгломератами сариолия, стиль деформаций определяется, прежде всего, развитием сланцеватости, которая отчетливо выражена в цементе полимиктовых пудинговых конгломератов. Здесь элементарные микродвиговые плоскости сланцеватости образуют линзовидно-петельчатую субпослойную систему, придающую породам свилеватую текстуру. Сланцеватость обтекает гальки гранитоидов и кварцитов, которые в результате общего ламинарного скольжения испытали прокатку. Гальки вулканитов, напротив, пронизываются сланцеватостью, в результате чего они уплощаются, вытягиваются по падению (реже по простиранию) сланцеватости, в целом круто падающей к северу, в соответствии со слоистостью.

В глыбово-галечных конгломератах (см. рис. 1.2.2, слой 2, прослой в пачке 4) сланцеватость менее отчетливая, выраженная лишь на микроуровне в ориентировке минералов, составляющих цементирующую массу. Гальки и глыбы гранитов или не деформированы, или деформированы и изменены, аналогично гранитам ядерной части купола. Дифференциальное движение вещества нашло отражение в расположении гранитных "параллелепипедов" – крупных остроугольных обломков гранитоидного состава. Логично допустить, что первоначально обломки подобной формы располагались так, что их плоские широкие грани были субпараллельны напластованию. В настоящее время параллельны плоскостям напластования и общей сланцеватости оказались длинные оси этих блоков. Следовательно, в процессе деформации эти блоки испытали вращение и переориентировку.

В конгломератах пачки 4 деформации наиболее заметны: здесь около блоков возникли "дворики давления" слюдястого состава, ориентированные по сланцеватости. Сами же блоки и гальки обтекаются достаточно совершенной сланцеватостью (см. рис. 1.2.2, фрагм. 8).

Таким образом, в толще конгломератов проявлены хрупкие и пластические деформации (преобладают последние), что выражено в развитии сланцеватости, во вращении, расплющивании, появлении "двориков давления" и приведении к единой плоскости обломочных компонентов и их длинных осей. Вышележащая часть вулканогенно-осадочного разреза, судя по многочисленным выходам миндалекаменных базальтов ятулия, не затронута сколько-нибудь заметными проявлениями пластической деформации – здесь доминируют широкие открытые складки и хрупкие деформации, – несовершенная система разреженных сколовых трещин.

**Микроуровень.** Структурно-вещественные преобразования конгломератов на микроуровне имеют ряд особенностей по сравнению с гранитоидами. В гранитоидах интенсивные вещественные преобразования приурочены к дискретным зонам хрупко-пластических деформаций, а в конгломератах – это процесс, захватывающий практически весь объем горной породы. Если в гранитоидах преобладает хрупкая катакластическая деформация, то в конгломератах главную роль играют процессы пластического течения. В приконтактной зоне процессы имеют как бы смешанный переходный характер.

Глыбы и гальки гранитоидов в конгломератах слоя 2 заключены в дезинтегрированный матрикс, первоначально представлявший собой аркозовый дресвяник. Породы пронизаны многочисленными сложно переплетающимися зонами скалывания, вдоль которых цементирующий матрикс превращен в бластомилониты; лишь локальные объемы сохраняют элементы первичной обломочной структуры. Фактически почти весь рассматриваемый слой превращен в единую зону скалывания. Минеральный состав бластомилонитового матрикса представлен в основном серицитом с включениями тонких чешуек хлорита, зеленого биотита, изометричных зерен альбита и кварца. Отмечается большое количество выколотых и пластически деформированных порфирокластов полевого шпата и кварца. Минералы образуют ориентированную лепидобластовую порфирокластическую структуру. Минеральная сланцеватость отчетливо выражена на микроуровне, но невооруженным глазом она практически не видна.

Структурно-вещественные преобразования порфирокластов и обломков гранитов во многом аналогичны описанным в гранитоидах. Однако в конгломератах более широко распространено метасоматическое замещение полевых шпатов альбитом. Последний представлен резко удлинненными табличками, составляющими беспорядочно перекрещенную метасоматическую структуру (см. рис. 1.2.2, фрагм. 13). В зонах интенсивного течения (рассланцевания) подобные агрегаты испытывают вращение и внутреннюю переориентировку, появляются спиралевидно закрученные и плоскопараллельные нематобластовые структуры. В других случаях альбит перекристаллизован в изометричные полигональные зерна. Все это свидетельствует о более раннем проявлении метасоматоза по сравнению с процессами бластомилонитизации и рассланцевания.

В обломках гранитов появляются мелкие призмочки актинолита и идиоморфные зерна эпидота, псевдоморфно замещающего плагиоклаз. Эти новообразования полностью отсутствуют в бластомилонитовом матриксе слоя 2. Другая интересная особенность – наличие в тенях давления и краевых частях гранитных обломков криптокритсталлических агрегатов кварц-полевошпатового состава (ультраamilонитов). В некоторых случаях они раскристаллизованы настолько слабо, что напоминают девитрифицированное стекло, или псевдотахилиты.

Метасоматиты горизонта 3 сложены преимущественно пластинками альбита и биотита, образующими перекрещенную метасоматическую структуру прорастания. Эти соотношения осложнены развитием более позднего кливажа (сланцеватости), что приводит к частичной переориентировке минералов в соответствии с плоскостями микросдвигового скольжения. В микросдвиговых зонках более ранний зелено-коричневый биотит испытывает деформацию и хлоритизацию. Эти зонки трассируются новообразованными параллельно ориентированными чешуйками хлорита, цепочками рутила и скоплениями гидроокислов железа. Они оплетают микрообъемы нерассланцованных альбит-биотитовых метасоматитов. В отдельных объемах метасоматитов, вытянутых по сланцеватости, порода превращена в ультраamilонит – тонкозернистый агрегат слабо двупреломляющих зерен кварца и полевого шпата.

В метатуффитах пачки 4 сланцеватость становится более совершенной, а сами породы превращены в зеленые сланцы, сложенные преимущественно хлори-

том, хлоритизированным биотитом, гранобластическими зернами альбита и кварца. Эти минералы составляют сланцеватую лепидобластовую структуру, на фоне которой развиты неориентированные порфиробласты зеленого биотита. Последние иногда испытывают вращение, деформацию и приведены к плоскости общего рассланцевания. В основной массе встречаются деформированные обломочные зерна магматического плагиоклаза (андезина), испытавшего сильную альбитизацию и сосюритизацию, а местами идиоморфно замещенного эпидотом и кальцитом. В отдельных объемах зеленых сланцев присутствуют ультрамилониты, состоящие из криптозернистого альбита и сосюрита.

Для толщи пудинговых конгломератов пачки 5 бластомилонитизация не характерна, ультрамилониты не встречены. Цемент конгломератов – зеленосланцевый, сложен хлоритом, альбитом, эпидотом и биотитом с небольшой примесью актинолита. В цементирующем матриксе видно последовательное развитие метасоматических переключенных, затем ориентированных лепидобластовых структур (1.2.2, фрагм. 9). В цементе конгломератов часто встречаются скопления биотита, нарастающие на загравочные обломочные зерна кварца. Форма этих скоплений округло-эллипсоидальная, с ориентировкой длинных осей вдоль сланцеватости. Размер по длинной оси до 5–7 см. Подобные скопления часто видны и в "тенях давления" деформированных галек.

Гальки гранитоидов и вулканитов в пределах пачки 5 изменены относительно слабо, что отражает тенденцию постепенного, но быстрого затухания метаморфизма при удалении от контакта гранитоидов фундамента с сариолийскими конгломератами.

\*\*\*

Полученные данные позволяют предложить следующую схему эволюции горных пород Кумсинской структуры. В сариолийское время на коре выветривания раннеархейских гранитоидов были отложены делювиальные гранитные конгломерато-брекчии и полимиктовые конгломераты. Они формировались за счет размыва архейских гранитоидов и более молодых (вероятно, сумийских) осадочно-вулканогенных образований. Следует подчеркнуть, что тектонические нарушения на границе фундамента и чехла являются послойными срывами и не позволяют сомневаться в первично стратиграфических соотношениях гранитоидов и конгломератов сариолия.

Несмотря на громадный промежуток времени, разделявший формирование гранитоидов фундамента и конгломератов (около 1-го млрд лет), первые не несут сколько-нибудь определенных признаков досариолийских деформаций и регионального метаморфизма. Структурно-метаморфические преобразования гранитоидов фундамента и сариолийского чехла произошли уже в постсариолийское время.

В истории структурно-вещественных преобразований пород фундамента и чехла выделяются два последовательных этапа: 1) термально-метасоматический; 2) динамометаморфический. Первый этап наиболее полно проявлен в конгломератах сариолия. Он проходил в статической обстановке, в результате чего получили развитие неориентированные метасоматические структуры. Метасоматоз имел натровый профиль и был выражен преимущественно в альбитизации. На-

ряду с альбитом в состав метаморфических ассоциаций вошли биотит, актинолит, хлорит и эпидот. При этом типичные метасоматические структуры широко представлены только в самой нижней части разреза конгломератов, где отмечаются целые субслойные горизонты метасоматитов незначительной мощности (горизонт 3), в то время как в гранитоидах фундамента и в основной части разреза конгломератов метасоматоз проявлен слабее. Таким образом, глубинный источник щелочных (натровых) флюидов, по-видимому, исключается. С другой стороны, альбитизация, в нашем случае, не относится к числу автотематоморфических процессов, развивающихся в еще не остывших магматических породах, т.к. данные преобразования имеют место преимущественно в конгломератах, имеющих осадочный генезис. Наиболее вероятно, что локальное развитие альбитизации определяется составом вмещающих пород, среди которых было много граувакк и туффитов, первоначально обогащенных натрием, а его последующая концентрация была связана с динамическими причинами.

Наиболее интенсивные вещественные преобразования первого этапа (термально-метасоматического) отмечаются вдоль контакта гранитоидов фундамента и сариолийских конгломератов. Тенденция к быстрому снижению уровня метаморфизма выражается, в частности, в явно меньшей степени изменения ятулийских-миндалекаменных диабазов, надстраивающих сариолийский разрез. Равным образом, термально-метасоматические процессы затухают и в гранитах фундамента. С чем может быть связано такое локальное проявление метаморфизма и, в частности, повышение температуры преобразований в приконтактовой области? Тепловое (интрузивное) воздействие гранитоидов на толщи сариолия исключено, поскольку они значительно древнее последних. Не отмечено и признаков реоморфизма (палингенеза) гранитоидов, ответственного, как мы увидим на других участках Карельской гранит-зеленокаменной области, за формирование "краевой" метаморфической зональности [Миллер, 1988]. Поэтому здесь можно было бы допустить проявление "эффекта цоколя", который предложен М.Л.Соминим [Сомин, Видяпин, 1987] не только для этого района, но и для других регионов (Большой Кавказ) со сходными соотношениями фундамента и чехла. Суть этого явления сводится к следующему.

Сравнительно однородные крупнокристаллические породы типа гранитоидов или гнейсов являются существенно более теплопроводной субстанцией по сравнению со слоистым осадочным чехлом, выполняющим роль своеобразного "теплового экрана". При небольшой интенсивности теплового потока заметно прогревается только основание чехла, где и происходит сгущение геоизотерм. Формируется зона повышенного уровня метаморфизма, расположенная субпараллельно плоскости контакта фундамента и чехла. При этом условия метаморфизма существенно статические, что приводит к появлению порфиробластовых и роговиковоподобных гранобластических структур.

В пределах массива архейских гранитов Кумсинского купола вещественные преобразования первого этапа выражены в замещении первичных амфибола и бурого биотита более низкотемпературным зеленым биотитом, в сосюритизации и серицитизации полевых шпатов. При этом структурных преобразований не наблюдается, а вещественные изменения, видимо, ограничены незначитель-

ной подвижностью породообразующих компонентов в условиях отсутствия динамического фактора и обычно не доходят до конца, оставляя для последующих процессов метастабильные минеральные фазы.

Второй этап эволюции купольной структуры обусловил ее современные морфоструктурные особенности и был связан с деформацией, которая в гранитоидах имела хрупко-пластический характер, а в перекрывающих сариолийских конгломератах – преимущественно пластический, выраженный в общем рассланцевании и смятии слоев. Различия в типе деформаций были связаны с различной реологией пород. В гранитах деформация осуществлялась, прежде всего, в форме сложного мозаичного перемещения относительно крупных доменов и блоков в результате скольжения по веерообразным системам сколов. Оно дополнялось процессами катакластического течения, межзерновым проскальзыванием, милонитизацией. При этом максимально дезинтегрированные объемы гранитоидов (милониты и ультрамилониты) испытали перекристаллизацию, превращаясь в бластомилониты и слюдистые сланцы. Процессы перекристаллизации и регенерации, приводя к появлению ориентированных структур и удлинению минеральных зерен, совместно с общим брекчированием и катаклизом обуславливали тектоническую деформацию кристаллических пород без разрыва их сплошности в форме преимущественного катакластического течения. Прслеживается прогрессивный переход от процессов хрупкого разрушения через тонкое диспергирование к структурно-вещественным преобразованиям, связанным с пластической деформацией.

Но существует и обратная система взаимосвязи. Пластическая деформация на уровне кристаллических решеток, выраженная в трансляционном скольжении, формировании двойников скольжения и т.п., приводит к исчезновению метастабильных частично разложенных минералов. При этом последние в условиях механохимической активации, обуславливающей высокую подвижность компонентов, сбрасывают продукты своего распада в межзерновое пространство магматической породы. Это приводит к ослаблению связей зерен, появлению межзернового проскальзывания, которое может перейти в катакластическое течение и милонитизацию. В данном случае пластическая деформация предшествует хрупкой, инициирует и обеспечивает начальные условия для дезинтеграции пород. В целом же в зонах хрупко-пластического скалывания, густо пронизывающих граниты, разделить процессы хрупкого и пластического деформирования, а тем более выяснить их соподчиненность порой очень трудно и проще сделать вывод об их гармоничном сочетании. В сариолийских конгломератах основной формой динамометаморфических преобразований было формирование сланцеватости, по плоскостям которой развивались хлорит, альбит, кварц. На син- и частью посткинematическом этапе кристаллизовались порфиробласты биотита и эпидота. Набор метаморфических минералов второго этапа преобразований здесь такой же, как в зонах деформированных гранитоидов. В конгломератах динамометаморфизм проявлен более равномерно и упорядоченно, а структурно-вещественные парагенезы относительно единообразны, что отражает существование единообразного поля напряжений и приводит к формированию упорядо-

ченной системы тонких послойных плоскостей делимости и сланцеватости, отражающих ламинарное течение пород.

Развитие купола, обусловленное, главным образом, катакластическим течением, сопровождалось субслойным течением пород чехла, что подтверждается послойной ориентировкой сланцеватости и длинных осей деформированных галек. Если в породах фундамента преобладает хрупкая (сколовая) деформация, то в чехле превалирует пластическая. Различия в реологии сред отражаются в появлении срывов на границе "фундамент–чехол" и развитии дисгармоничных структурно-вещественных преобразований.

### *Литература*

*Галдобина Л.П., Хейсканен К.И., Голубев А.И.* Агломераты сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 70–77.

*Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М. –Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.

*Леонов М.Г., Колодяжский С.Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.

*Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.

*Негруца В.З.* Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии // Сов. геология. 1963. № 7. С. 52–76.

*Сомин М.Л., Видятин Ю.П.* Соотношение фундамент – чехол и проблема происхождения альпийской складчатости Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 62–69.

## Глава 1.3

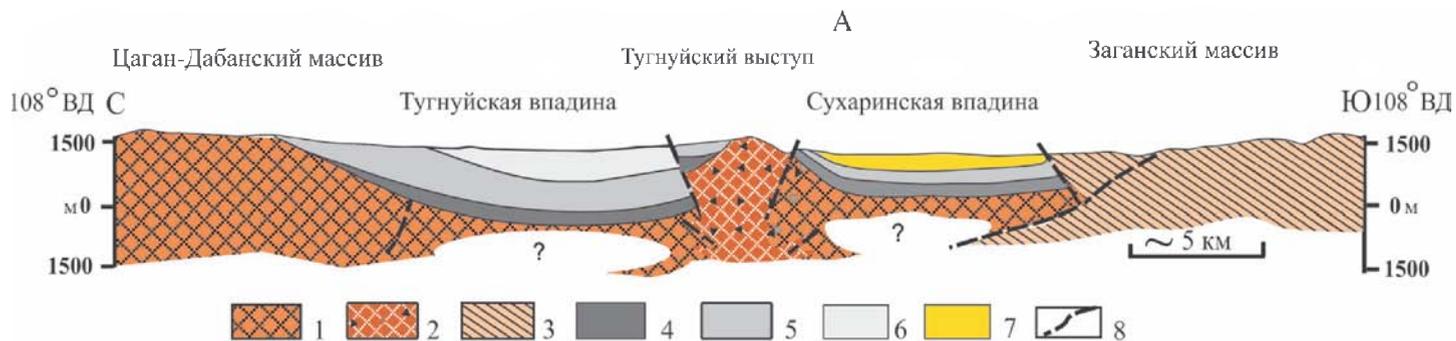
### Байкальская горная область

В пределах Байкальского региона как на территории собственно Байкальской складчатой области, так и на прилегающих участках Сибирской платформы широко развиты гранитоиды различного возраста (от архейских до мезозойских). В пределах Западного Забайкалья фундамент на 80 % сложен гранитами и гранито-гнейсами, которые экспонированы на дневную поверхность. Экспонирование связано, в первую очередь, с субвертикальным поднятием территории в целом и отдельных ее участков. Одним из механизмов экспонирования пород фундамента является процесс гравитационного коллапса и формирование метаморфических ядер кордильерского типа [Склярков и др., 1997]. Процесс этот сопровождается структурно-вещественной переработкой пород фундамента и чехольных комплексов за счет расланцевания, разгнейсования и объемной гранитизации.

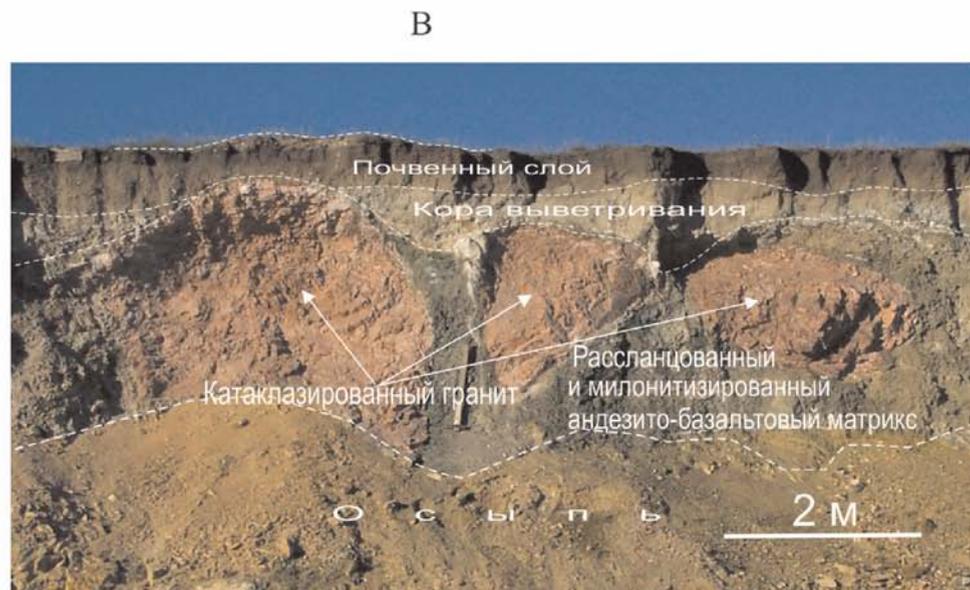
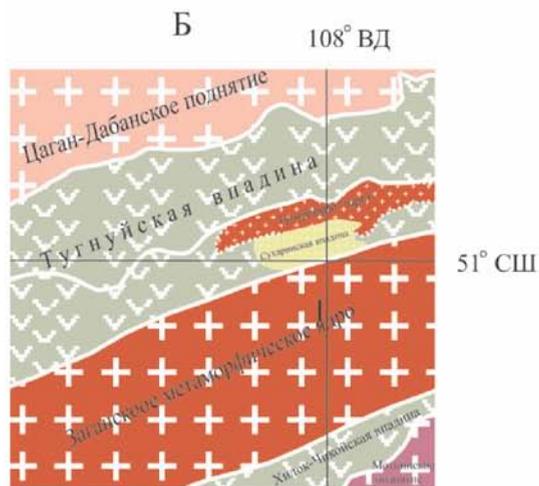
Но значительная часть территории Забайкалья сложена кристаллическими гранитами, которые или не подвержены гнейсификации, или подвержены ей в незначительной степени и, на первый взгляд, сохраняют свои первичные состав и структуру. При этом относительно древние граниты в ряде случаев приходят в соприкосновение с заведомо более молодыми образованиями, в том числе и с отложениями плитного чехла, и образуют положительные формы рельефа. Это положение связывают обычно или с выдвиганием гранитных массивов в верхние горизонты по системам разломов, или же – в случае отсутствия палеонтологических данных – окружающим породам приписывается заведомо более молодой, чем у гранитов, возраст, а внедрение рассматривается как интрузивное. Однако наблюдения показывают, что многие гранитные тела обладают специфическими структурными особенностями, которые позволяют трактовать их вывод на дневную поверхность с позиций парадигмы реидной (от «рео» – «течь») деформации и 3D подвижности. Рассмотрим несколько примеров.

#### *1.3.1. Тугнуйский горст (Западное Забайкалье)*

Между Цаган-Дабанским поднятием, которое сложено докембрийскими и палеозойскими гранитоидами и пермско-триасовыми вулканоплутоническими комплексами, и Заганским гранитогнейсовым валом расположена Тугнуйская впадина (рис. 1.3.1.1 А, Б), которая представляет собой грабен-синклиналь, выполненную мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Протяженность структуры составляет около 100 км при ширине 13–15 км. Впадина разделена так называемым Тугнуйским горстом на две котловины: северную – собственно Тугнуйскую – и южную – Сухаринскую. В строении разреза впадины принимают участие преимущественно юрские вулканогенно-осадочные отложения березовской, ичетуйской, тугнуйской и галгатайской свит. Строение Сухаринской впадины несколько иное: из разреза выпадают отложения тугнуйской и галгатайской свит, и он надстраивается ниже-



32



← **Рис. 1.3.1.1.** Положение Тугнуйского горста в системе поднятий и впадин Западного Забайкалья.

А. Схематический геологический профиль через Тугнуйскую и Сухаринскую впадины (с использованием данных [Ermikov, 1994]).

1 – граниты и вулканно-плутонические комплексы (палеозой) Цаган-Дабанского массива; 2 – катаклазированные граниты и граносиениты джидинского комплекса ( $C_{2-3?}$ ); 3 – гранито-гнейсы Заганского метаморфического ядра; 4 – конгломераты, гравелиты, песчаники березовской свиты ( $J_1$ ); 5 – трахиандезиты и трахибазальты ичетуйской свиты ( $J_{1-2}$ ); 6 – угленосные (тугнуйская свита,  $J_2$ ) и терригенные (галгатайской свита,  $J_3$ ) отложения; 7 – терригенные отложения муртойской и убукунской свит ( $K_1$ ); 8 – разломы.

Б. Схема основных тектонических элементов региона.

В. Катаклазированные граниты Тугнуйского горста (объяснения в тексте)

меловыми преимущественно грубо-обломочными терригенными отложениями с редкими и маломощными покровами трахиандезибазальтов (убукунская и муртойская свиты). Начало расчленения единого бассейна на две ванны произошло в начале раннего мела, и именно с этого момента возникло внутреннее поднятие – так называемый Тугнуйский «горст».

Тугнуйский «горст» – слово «горст» мы ставим в кавычках по причине, которая будет понятна чуть позже, – представляет собой относительно приподнятую над общим уровнем рельефа морфоструктуру, ось которой вытянута в соответствии с общим простиранием структур Забайкалья в направлении ЗЮЗ–ВСВ. Протяженность «горста» составляет несколько десятков километров, максимальная ширина 4–5 км. По существующим представлениям, с севера и с юга «горст» ограничен разломами, имеющими взбросовый характер [Ermikov, 1994]. «Горст» сложен граносиенитами и гранитами позднеджидинского комплекса ( $C_2$ ) с многочисленными включениями габброидов монотойского ( $Pz_1$ ) и сиенитов и лейкогранитов соготинского ( $P_2$ ) комплексов, а также пород андезибазальтового состава, сходных с таковыми ичетуйской ( $J_{1-2}$ ) свиты. На последнее обстоятельство обратим особое внимание, так как, по видимому, эти включения носят постумный тектонический характер, о чем речь пойдет ниже.

На северо-восточном замыкании Сухаринской впадины (в 1,5 км северо-западнее пос. Мухоршибирь). Породы Тугнуйского «горста» вскрыты карьерными работами, а также обнажены в пересекающей гранитный массив балке и хорошо доступны для наблюдения (см. рис. 1.3.1.1 А–В; рис. 1.3.1.2 А–В). Породы массива – это двуполевошпатовые граниты и сиенит-диориты с нечетко выраженной гнейсовидностью, образованной за счет ориентированных чешуек биотита. Состав: полевой шпат (плаггиоклаз + ортоклаз) – 80%, кварц – 20%, биотит – единичные чешуйки.

Гранитоиды брекчированы, раздроблены, полностью дезинтегрированы (см. рис. 1.3.1.1 В, рис. 1.3.1.2 Б–Д). Дезинтеграция местами доходит до полного раздробления породы и катаклаза минеральных зерен (см. рис. 1.3.1.2 Г). Структура пород катакластическая, все минералы раздроблены и частично гранулированы. Кварц имеет волнистое погасание, а зерна – линзовидную форму. Часто на месте первично единого зерна кварца или в межзерновом пространстве возникает мелкогранобластовый агрегат. Полевые шпаты раз-

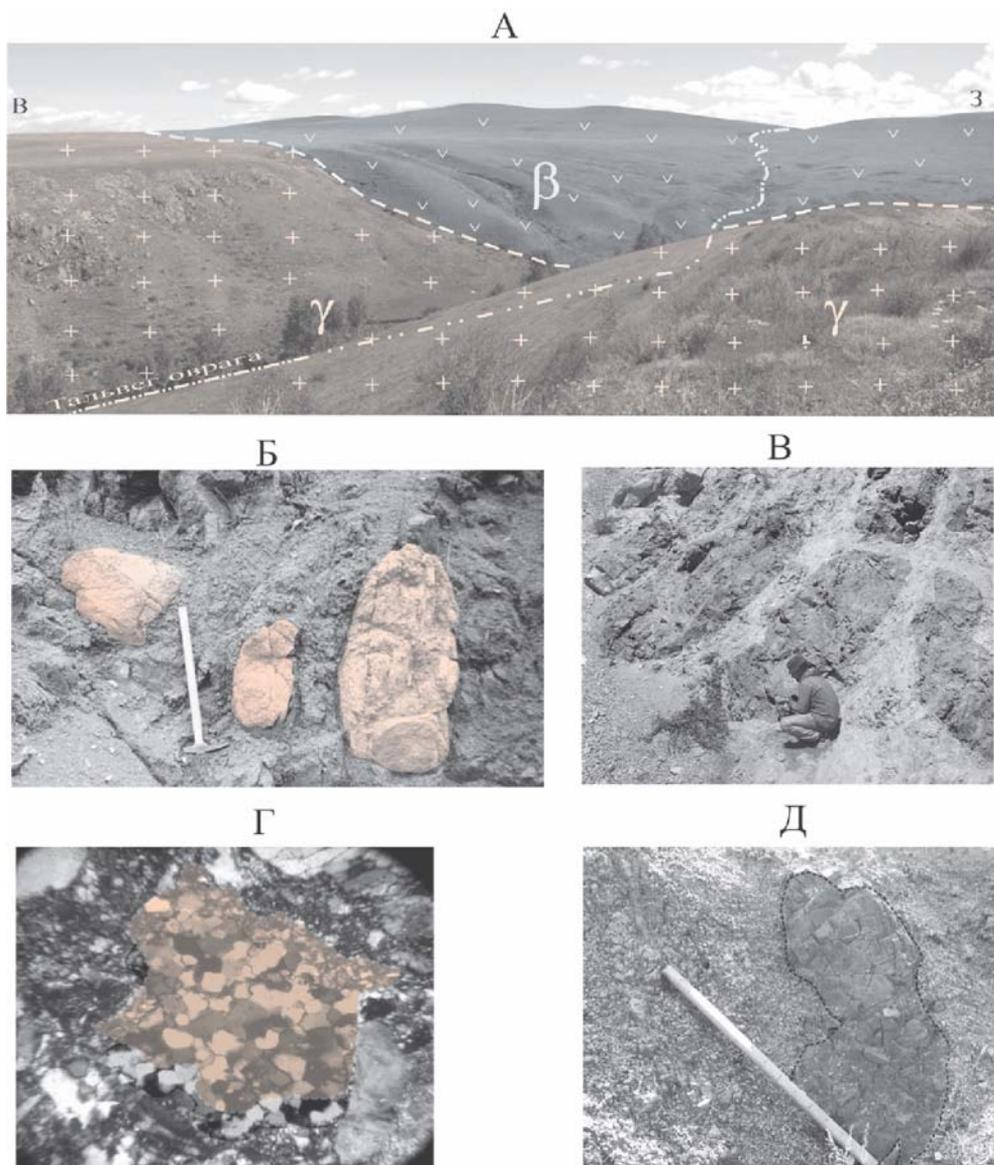
дроблены, катаклазированы, незначительно серецитизированы и пелитизированы. Включения гранулированного кварца обычно распложены в интерстициях полевошпатовых зерен. Текстура пород слабосланцеватая.

Основная масса гранитной породы потеряла внутреннюю связность и превратилась в тектоническую брекчию (псевдодресвяник) или дезинтегрирована до песчаной размерности. В катаклазированной массе сохранились отдельные блоки менее катаклазированных гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры. Эти блоки имеют овальную, слегка линзовидную или неправильно-округлую форму. Они расположены незакономерно относительно друг друга и основной массы, но, тем не менее, их длинные оси имеют сходную ориентировку и субпараллельны друг другу. Они расположены весьма круто (от  $40^\circ$  до  $90^\circ$ ). Переходы от относительно монолитных блоков и линз к катаклазированной основной массе иногда резкие, иногда нечеткие, с постепенным уменьшением степени раздробленности. Тонкая трещиноватость и рассланцованность постепенно нарастает к центру зон рассланцевания, и в ее центральной части возникает единая трещинная плоскость. В то же время дизъюнктивные нарушения (трещины и небольшие разрывы) часто приурочены к границам монолитных блоков и раздробленной основной массы. Основная масса представлена или катаклазированным мелкораздробленным гранитным материалом, или грязно-зелеными рассланцованными, хлоритизированными эффузивами основного состава (метабазальты, метадиабазы).

Граниты пронизаны системой трещин и зонами рассланцевания с явно выраженной структурно-текстурной ориентировкой. Сланцеватость и система трещин ориентированы достаточно хаотично, но при этом четко вырисовывается их субвертикальная общая направленность. Общий рисунок зон рассланцевания, зон повышенной трещиноватости и расположения более или менее монолитных блоков – хаотично-петельчато-линзовидный. Иногда в общей массе гранитного катаклазита присутствуют небольшие линзовидные тела основного состава (см. рис. 1.3.1.2 Д). Они расположены хаотично, милонитизированы, развальцованы, хлоритизированы. По-видимому, первично они представляли собой дайковый комплекс, прорывающий граниты. При последующей совместной деформации сформировалась некая тектоническая смесь – тектонический меланж. В то же время наблюдаются и обратные соотношения, когда округлые блоки и шары гранитного состава со всех сторон обволакиваются матриксом из рассланцованных основных пород (см. рис. 1.3.1 В).

В целом породы Тутнуйского «горста» (по крайней мере, в пределах изученных выходов) имеют облик тектонического гранитно-базитового меланжа. В одних случаях это гранитные и базитовые отторженцы в гранитном катаклазированном матриксе, в других – гранитные блоки в рассланцованном и милонитизированном матриксе базитового состава.

Граниты, имеющие палеозойский возраст, выведены на один гипсометрический уровень с окружающими их базальтами ичитуйской ( $J_{1-2}$ ) свиты, а в своей апикальной части гранитный массив расположен на более высоком гипсометрическом уровне (метров на 10–20 выше), чем соседствующие с гранитами базальты (см. рис. 1.3.1.2 А, 1.3.2 А; 1.3.1.3). И это при том, что



**Рис. 1.3.1.2.** Выход гранитов в пределах Тугнуйского «горста» у пос. Мухоршибирь (объяснения в тексте).

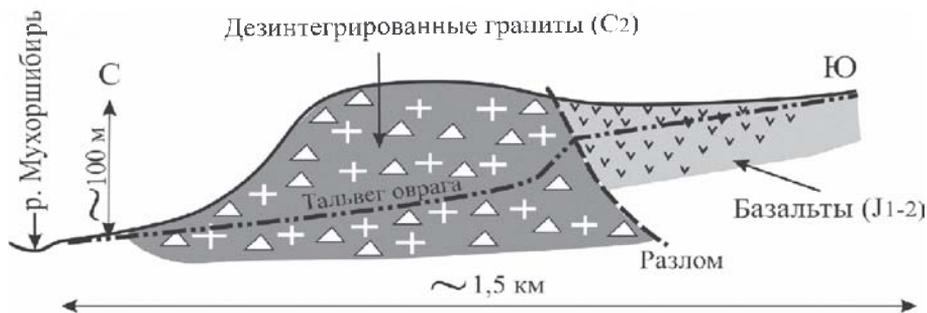
А. Общая панорама, отражающая характер выхода и взаимоотношений гранитов с базальтами ичетуйской свиты ( $J_{1-2}$ ).

Б–В. Внутренняя структура гранитоидов Тугнуйского «горста».

Г. Катаклазированный гранит (шлиф); в центре зерно гранулированного кварца.

Д. Катаклазированный гранит с раздробленными включениями габбро (хр. Цаган-Хунтей)

базальты – породы плотные, крепкие и противостоят размыву и денудации; граниты же полностью раздроблены, потеряли внутреннюю связность и должны были бы подвергнуться денудации и размыву в первую очередь.



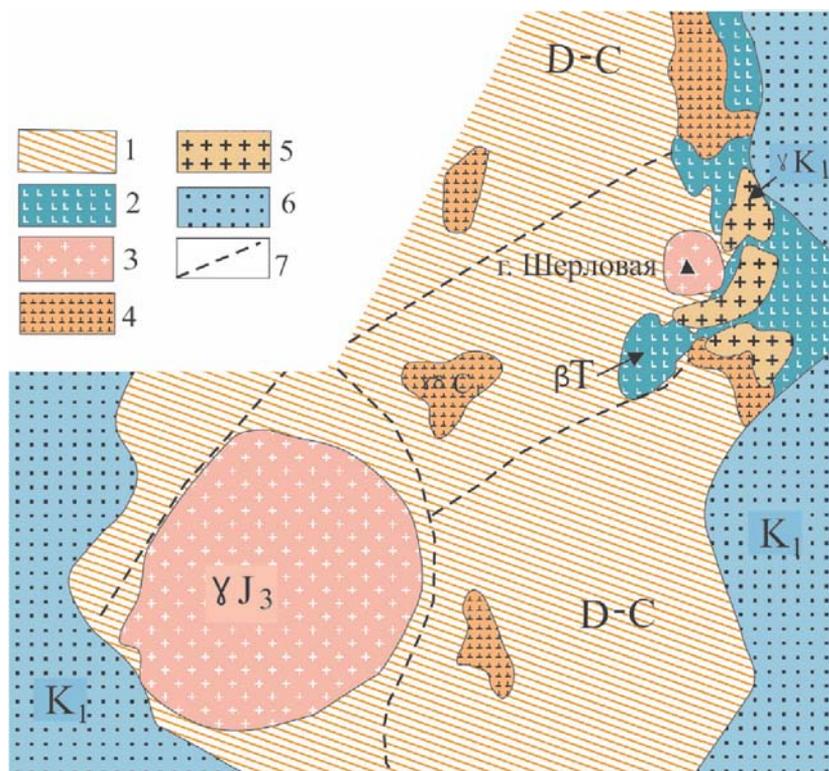
**Рис. 1.3.1.3.** Изменение глубины вреза тальвега оврага на границе базальтов и катаклазированных гранитов. Объяснение в тексте

Действительно, граниты гораздо легче подвергаются размыву, что отражается на профиле тальвега одной из балок, пересекающих и базальты, и граниты (см. рис. 1.3.1.3). Тальвег на границе гранитов и базальтов испытывает резкий перепад по высоте, овраг углубляется при переходе водотока с базальтов на граниты. Это свидетельствует о том, что граниты гораздо легче подвергаются размыву. Но при этом их апикальная часть остается на более высоком гипсометрическом уровне, чем базальты. Такое положение может сохраняться лишь при условии непрерывной подачи материала снизу вверх. Причем движение по разломам здесь вряд ли может объяснить наблюдаемые закономерности, так как массив представлен полностью катаклазированными породами, имеет изометричную форму и как бы протыкает окружающие базальты. Скорее всего, здесь действует иной механизм, связанный с проявлением вязкостной инверсии и формированием тел «протыкания».

Массивы катаклазированных гранитов обнаружены и в других районах Забайкалья (Моностойский гранитогнейсовый вал, хребты Зусы, Курбинский, Яблоневоый).

### 1.3.2. Гора Шерловая

Одним из наиболее интересных и показательных примеров постмагматической тектоники гранитов является массив г. Шерловой [Леонов и др., 2008; Объемное..., 1981]. Шерлогогорский район расположен в юго-восточной части Забайкалья на стыке Агинской и Газимурской структурно-формационных зон Монголо-Охотского пояса. В пределах района развиты метаморфические, магматические и вулканогенно-осадочные образования различного возраста от докембрия до кайнозоя (рис. 1.3.2.1). Фундамент здесь представлен гранитизированными и диафторированными кристаллическими сланцами и ортоамфиболитами. Основную часть территории слагают сложнодислоцированные вулканогенно-терригенные толщи девона-карбона. Во время мезозойского тектогенеза здесь формируются отдельные вулканоплутонические структуры. Герцинские и мезозойские структуры с размывом и угловым несогласием перекрыты терригенно-угленосными отложениями Ары-Булакской и Харанорской впадин. Осадконакопление в раннем мелу сопровождалось вулканиче-



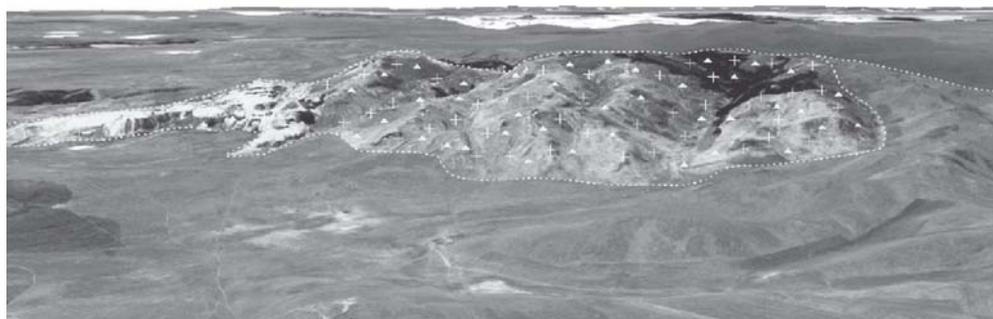
**Рис. 1.3.2.1.** Геологическое строение района г. Шерловой (Читинская область).

Схематическая геологическая схема строения района (по: [Объемное..., 1981]).

1 – вулканогенно-осадочные отложения (средний палеозой); 2 – андезиты-базальты, долериты, габбро-диабазы (триас); 3 – гранодиоритпорфиры, граниты (нижний карбон); 4 – лейкократовые и биотитовые граниты (верхняя юра); 5 – гранит-порфиры (нижний мел); 6 – терригенные и угленосные отложения межгорных впадин (нижний мел); 7 – разломы

ской деятельностью и внедрением субвулканических тел гранит-порфиров, которые объединены в кукульбейский комплекс ( $J_3$ ). В их число входит и массив г. Шерловой.

Шерловогорский массив (как и другие массивы кукульбейского комплекса) в большем своем объеме расположен в пределах слоя ультраметаморфических гранитоидов раннепротерозойского возраста, значительная часть которых была уничтожена при формировании кукульбейских гранитов. Массив отмечен сложной отрицательной гравиметрической аномалией и пониженным магнитным полем. В плане он имеет форму эллипса, но вскрытая эрозией часть – собственно Шерловогорский купол – округлая (рис. 1.3.2.2). Площадь массива по изогипсе ( $-250$  м) равна  $8 \text{ км}^2$ , но площадь вскрытой части невелика ( $2,5 \text{ км}^2$ ), и граниты образуют четко выраженный в рельефе района купол, приподнятый над средним уровнем рельефа на  $200\text{--}250$  м. Установлено и несколько других, более мелких куполов. Отпрепарированная поверхность массива образует пологую выпуклую кверху дугу с углами падения в апи-



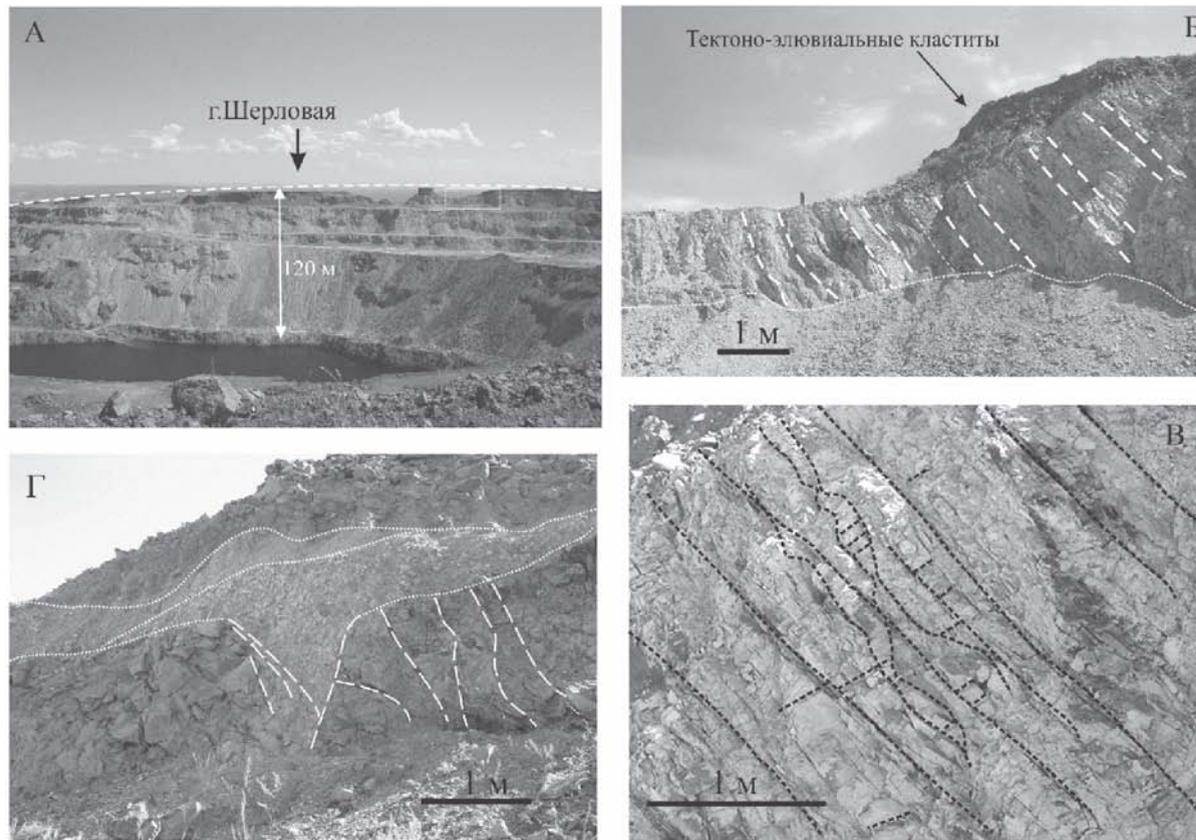
**Рис. 1.3.2.2.** Гора Шерловая (общий вид). Купол сложен дезинтегрированными гранитами и кварцевыми порфирами

кальной части  $5^{\circ}$ – $10^{\circ}$ . По данным наземных наблюдений, бурения и геофизических исследований, Шерловогорская купольная структура имеет асимметричное строение с крутым восточным и пологим западным бортами. В целом массив имеет форму, промежуточную между гарполитом и плаколитом с нечетко выраженной корневой системой.

Купол сложен розовато-серыми крупнокристаллическими лейкократовыми и биотитовыми гранитами и светлыми, белесыми аплитовидными гранит-порфирами, интенсивно переработанными метасоматическими процессами. Гранит-порфиры приурочены к экзоконтактовым зонам Шерловогорского массива. Предполагается [Объемное..., 1981], что граниты и гранит-порфиры имели общий магматический очаг. Породы, окружающие гранитные массивы, интенсивно переработаны контактово-метаморфическими процессами. Мощность контактового ореола Шерловогорского купола достигает, по данным бурения, 700 м, а площадь составляет около  $40 \text{ км}^2$ . Внутренняя зона роговиков представлена кварц-биотитовыми породами (мощностью от 0 до 150 м), внешняя – перекристаллизованными гранобластовыми биотит-кварцевыми породами с постепенным уменьшением степени изменений при удалении от массива. Нужно отметить – это важно в контексте данной работы – высокую плотность и твердость ороговикованных пород, окружающих гранитный купол.

Грубозернистые лейкократовые и биотитовые граниты (так же, как и описанные выше граниты Тугнуйского «горста») в значительном своем объеме разбиты на отдельные глыбы, брекчированы, катаклазированы и представляют собой очень рыхлые породы, легко рассыпающиеся на отдельные куски и даже зерна. Причем раздробление идет вплоть до полной потери связности и катаклаза минеральных зерен. Иногда масса гранита похожа на рыхлый дресвяник и даже песок. Центральная часть гранитного купола вскрыта глубоким (до 200 м) карьером. Благодаря этому можно видеть, что дезинтеграция пород не является результатом приповерхностного выветривания (хотя оно и существует) – она свойственна и более глубоким частям гранитного массива.

Кварцевые порфиры (гранит-порфиры), слагающие частично Шерловогорский купол, также интенсивно деформированы, хотя и несколько иначе, чем



**Рис. 1.3.2.3.** Тектоническая структура кварцевых порфиров массива г. Шерловой.

А – общий вид карьера в апикальной части горы. Б, В – внутренняя слайс-структура кварцевых порфиров. Г – Характер взаимоотношения раздробленного массива кварц-порфиров и перекрывающих его тектонических и тектоно-делювиальных микститов (объяснения в тексте)

грубозернистые граниты. Выделяются два типа деформации, которые тесно взаимосвязаны (рис. 1.3.2.3).

Первый тип структурной переработки связан с развитием большого числа субпараллельных трещин. Трещины расположены по всему объему кварц-порфиров, в месте наблюдения имеют преимущественно падение  $220^\circ$ , угол  $60^\circ$ – $70^\circ$ . Эти генеральные трещины пересекаются с иными системами (Пад.  $90^\circ$ , угол  $50^\circ$ ; Пад.  $270^\circ$ , угол  $60^\circ$ ; Пад.  $60^\circ$ , угол  $30^\circ$ ). Трещины относительно прямолинейны или слабоизвилисты, иногда сливаются под острыми углами и снова расходятся, что приводит к обособлению линзовидных блоков с удлинением по падению-восстанию трещин. Расстояние между трещинами колеблется от 10–15 см до 30–50 см, реже больше или меньше. В результате происходит формирование субпараллельных объемов кварц-порфиров типа резко удлиненных линз, «пластин», «досок»<sup>1</sup>. Пластины разбиты серией поперечных субпараллельных трещин, как правило, зияющих и не заполненных каким-либо веществом. Ориентировка трещин, их взаимное расположение, выкалывание линзовидных объемов, формирование дуплексов мезомасштаба указывают на относительное перемещение материала, субпараллельное расположению трещин. Регулярное расположение субпараллельных зияющих трещин, перпендикулярных простиранию слайс-структур, указывает на растяжение в субвертикальном направлении, относительная величина которого местами достигает 1–5 %, т.е. 1–5 см удлинения на метр расстояния.

Второй тип структурной переработки связан с образованием тектонических брекчий и объемным катаклазом. Степень раздробленности варьирует, но породы в той или иной степени брекчированы, раздроблены и катаклазированы практически повсеместно. Иногда породы просто разбиты серией трещин и имеют брекчиевидную структуру, иногда обломки (класты) отделены друг от друга, раздвинуты, смещены, повернуты относительно своего первоначального положения. В брекчированных объемах много пустот, что указывает на обстановку декомпрессии при их формировании. Обломки составляют до 90 % объема породы, цементация или отсутствует, или определенные объемы подвергаются окварцеванию. Размер кластов преимущественно от 1–5 см до 30–40 см в поперечнике, редко до 1 м и более.

Расположение зон брекчирования различно. Дезинтеграция может происходить относительно независимо в пределах каждого элементарного объема слайс-структуры. Тогда размер трещин, их густота и взаимное расположение определяется толщиной элементов нарезки. Внутри слайс-структуры брекчирование также может иметь разную интенсивность: могут сохраняться относительно крупные связные фрагменты «слайдов». Но брекчирование может захватывать значительные объемы пород, и в этом случае «слайс-структура» как бы растворяется в общей массе кластических брекчий. В ряде мест дезинтеграция пород столь сильна, что доходит до степени формирования «тектонической муки».

---

<sup>1</sup> Эти структуры названы нами [Леонов и др., 2008] «слайс-структурами» от слова «slice» – «долька, ломоть, резать ломтями», которое, хотя и нечасто, используется в англоязычной геологической литературе [Англо-русский..., 1957] по отношению к структурам типа «нарезки».

Класты представлены только кварцпорфирами. Их форма диктуется преобладанием того или иного типа структурной переработки – это или более или менее изометричные остроугольные обломки, или обломки ромбоэдровидной формы. Длинные оси ромбоэдров вытянуты в соответствии с направлением линии падения/восстания «слайс-структур».

В апикальной части массив перекрыт толщей (мощность от 0 до 20 м) грубокластических брекчий с песчаным заполнителем (рис. 1.3.2.4). Обломки представлены кварцевыми порфирами типа подстилающих их пород. Обломки неокатанные, остроугольные или со сглаженными краями, зачастую имеют форму уплощенных и удлинённых параллелепипедов. Размер обломков изменяется от первых сантиметров до 1 м, преобладающий размер – 15–30 см по длинной оси. Сортировка материала практически отсутствует, расположение обломков или хаотическое или с неясно выраженной ориентировкой. Местами наблюдаются нечеткие поверхности напластования. Отмечены субгоризонтальная – в апикальных частях купола и слабо наклонная (до 10°–20°) в его бортовых частях ориентировки длинных осей обломков. Заполняющее вещество – мелкозернистый кварц (из нижележащих дезинтегрированных кварцевых порфиров?).

Текстура породы пористая или щелевидно-кавернозная. Поры и обломки расположены хаотично, без признаков какой-либо упорядоченности. Объем обломков составляет до 90 % от общего объема породы. Брекчии в различной степени прокварцованы. Пятнисто-прожилковое окварцевание отмечено как в цементе, так и в пределах обломков. За счет полосчатого окварцевания линзовидно-уплощенные обломки кварцевых порфиров приобретают ориентированную текстуру. Встречаются единичные обломки габброидов и мелкозернистых базальтов. Толща брекчий, сохранившаяся от размыва и выработки карьерными работами, расположена в центральной и восточной частях горы. Брекчии плащом спускаются по склонам на расстояние сто–двести метров, затем исчезают, по-видимому, за счет размыва и переотложения. Поступление кластического материала идет прерывисто-непрерывно, в результате чего формируется серия пластующихся тел, при этом более верхние порции кластического материала заполняют структурные понижения (см. рис. 1.3.2.3 Г). Важным является тот факт, что форма обломков в брекчиях идентична форме крупных и мелких кластов в толще кварцевых порфиров: мелкие обломки неправильной остроугольной формы, более крупные – уплощенные параллелепипеды или неправильные ромбоэдры.

Учитывая идентичность состава и формы обломков в брекчиях и в коренных выходах кварцевых порфиров, а также их залегание в апикальной части купола, можно уверенно говорить, что формирование кластического материала связано с тектонической дезинтеграцией кварцевых порфиров, и описанные брекчии по классификации М.Г. Леонова [Леонов, 1981] можно отнести к категории тектонических микститов. В то же время мы видим элементы напластования, относительного перемещения вниз по склону и вторичных, явно диагенетических изменений, свойственных элювиальным отложениям. То есть толща конгломерато-брекчий в определенной своей части может

Дресвяно-почвенный слой Тектоно-элювиальный кластит (2-я порция)

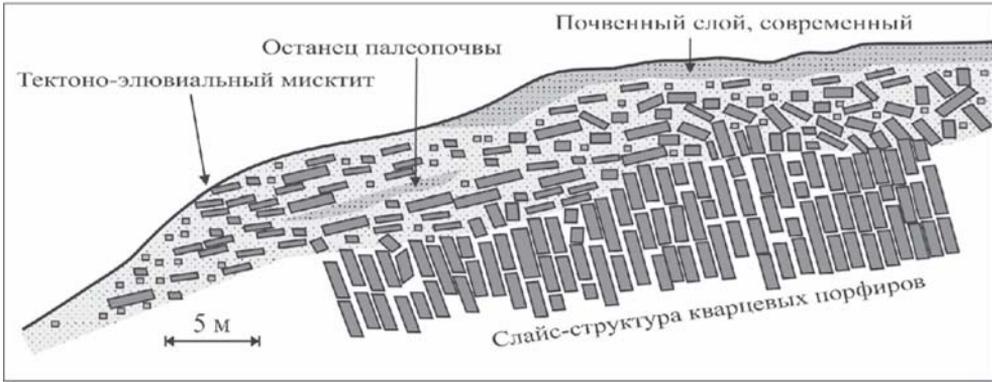


Дресвяно-почвенный слой Песчано-дресвяная порода



**Рис. 1.3.2.4.** Тектоно-элювиально-делювиальные микститы в апикальной части г. Шерловой

быть отнесена и к типу тектоно-гравитационных микститов, т.е. к породам, класический материал которых сформирован за счет тектонических процессов, а переотложение (перемещение в пространстве) связано с действием гравитационных процессов (рис. 1.3.2.5).



**Рис. 1.3.2.5.** Формирование тектоно-элювиально-делювиальных микститов за счет тектонической дезинтеграции массива кварц-порфиров

Комплекс особенностей морфо-тектонического строения массива – 3D тектоническая дезинтеграция гранитов и их объемный катаклаз; характер тектонической структуры (разлинзование, формирование пластин, слайс-структур, дулексов); ориентировка структурных элементов; изометричная форма массива и более высокое гипсометрическое положение дезинтегрированных масс относительно более устойчивых образований окружения; формирование тектонических и тектоно-гравитационных микститов – все это свидетельствует о потере связности гранитов и об изменении их вязкостных свойств (понижении вязкости). А это, в свою очередь, делает весьма вероятным вывод о протрузивной природе гранитного массива г. Шерловой на мезозойско-кайнозойском этапах развития территории. Судя по морфоструктуре массива и наличию «шляпы» практически несцементированных тектоно-осадочных конгломерато-брекчий, протрузивный механизм работает и на новейшем этапе, что, в частности, устанавливается для соседнего Адун-Чолонского массива [Объемное..., 1981]. Ситуация здесь сходна с той, которая рассмотрена на предыдущем объекте (пос. Мухоршибирь). И именно благодаря протрузивному механизму рыхлые, раздробленные породы создают в рельефе отчетливо выраженные положительные формы, тогда как выходы плотных и крепких ороговикованных пород, образующих окружение купола, приурочены к относительно пониженным участкам рельефа.

### 1.3.3. Байкальский и Непский мегасводы

Существенный интерес с точки зрения рассматриваемых вопросов представляют данные о субвертикальном тектоническом расслоении гранитоидных массивов Байкальского и Непского мегасводов, которое сопровождается и существенными вещественными преобразованиями горных масс [Лобанов и др., 1991]. В частности, в разрезе, вскрытом Северомуйским тоннелем, в субвертикальном «переслаивании» (насколько об этом позволяет судить приведенный авторами рисунок) находятся: массивные граниты; трещинные

граниты с интенсивным оглинением по плоскостям притертости; граниты, дезинтегрированные до состояния песка (40–50%), щебня (5–10%), дресвы (25–30%), глины (5–10%); зона глубокой дезинтеграции и химического разложения с образованием глинистого материала тугопластичной консистенции; глиноподобные массы с примесью песка и дресвы. В том случае, если оглинение глубокое и полевые шпаты полностью гидролизваны, появляются пачки монокварцевых «песков» с элементами псевдонапластования за счет перемежаемости глинистых и «песчаных» разностей. Наблюдаются постепенные переходы от гранитов до «песчаников».

Унаследованность вещественного и механического состава кластитов от строения и состава исходного материала приводят авторов цитированной статьи к выводу, что описанные кластиты являются результатом разрушения и переработки гранитов и других кристаллических пород региона. Мощность подобных образований от десятков метров до многих километров. Так, в Северомуйском тоннеле общая ширина выходов дезинтегрированных гранитов достигает 15 км. Сходные образования обнаружены и на других участках региона.

Формирование кластитов, которые в конечном итоге приобретают псевдосадочный облик, связано с деструктивным тектогенезом и тектонометасоматической и тектонотермальной переработкой гранитного субстрата. Авторы подчеркивают также значение механохимических процессов, проявляющихся в алюмосиликатной среде и приводящих к существенным вещественным преобразованиям пород. Образуются такие породы как катаклазиты, сапролиты, какириты, брекчии, нередко дезинтегрированные до дресвяно-песчаной смеси, а также глины, нередко литифицированные до аргиллитов, слюдиты, гидрослюдистые породы, кварцито-сланцы, кварциты. Первая группа пород – результат деструктивного метаморфизма, вторая – продукт углекислотного выщелачивания динамометаморфитов. Формирование эндогенных кластитов региона связывается с тектоническими причинами. Отмечено, что процессы деструктурирования и вещественной переработки кристаллических масс региона приурочены, в частности, к провесным зонам купольных поднятий. Расположение зон дезинтеграции и новообразованной псевдослоистости субвертикальное с запрокидыванием в сторону впадин. Важно также отметить, что породы первой группы могут являться коллекторами углеводородов, а образования второй группы служат флюидоупорами. Месторождения углеводородов, связанные с этим своеобразным типом эндогенных кластитов, придают проблеме дезинтеграции и подвижности кристаллического фундамента большое практическое значение, что подчеркнуто и авторами цитируемой публикации.

Таким образом, этот пример является подтверждением широкого распространения явления объемного катаклаза и «слайс-тектоники» в гранитоидах региона. В периоды активизации кристаллические массы могут становиться подвижными, испытывать существенную структурную и вещественную перестройку (вплоть до полной трансформации) и формировать мощные субвертикальные тектонические потоки и зоны расслоения.

## Литература

Англо-русский геологический словарь. М.: Гос. Изд-во технико-теоретической литературы, 1957. 528 с.

*Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелюк Т.Л.* Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178–1182.

Объемное геологическое картирование редкометалльных рудных районов. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 8 / Ред. А.С. Кумпан, В.К. Денисенко, Г.П. Тафеев. Л.: НЕДРА, ленинградское отделение, 1981. 304 с.

*Склярлов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 178 с.

*Ermikov V.D.* Mesozoic precursors of the cenozoic rift structures of Central Asia // BCREDP. 1994. Vol. 18. P. 123–134.

## Глава 1.4. Монголия

Геология Монголии, в том числе изученных участков, описана во многих публикациях [Амантов и др., 1968; Вулкано-плутонические..., 1991; Геологические..., 1995; Гоби-Алтайское..., 1963; Дамдинжав и др., 1999; Девяткин, 1970, 2004; Зоненшайн и др., 1970; Коваленко, Ярмолюк, 1990; Кузьмин и др., 2011; Макарычев, 1999; Мезозойские..., 1982; Руженцев и др., 1987; Типы..., 2006; Цеховский и др., 2009; Эволюция..., 1990; Ярмолюк, 1978, 2010; Ярмолюк и др., 2008; Cunningham, 2010; Cunningham et al., 1996; Dejidmaa, Badarch, 2005; Jahn et al., 2004; Tomurtogoo, 2005], данные из которых наряду с собственными наблюдениями использованы при описании закономерностей строения и развития территории.

Основные структурные элементы этого региона сформированы на протяжении позднего докембрия и палеозоя. К середине карбона на всей рассматриваемой площади прошли орогенические события, и возникла сложная покровно-складчатая структура. В конце палеозоя территория Монголии была охвачена процессом рифтогенеза, а в пределах рифтовых систем и в их обрамлении проявился гранитоидный магматизм нормального и субщелочного ряда, сопровождаемый синплутоническим базитовым магматизмом [Ярмолюк, 2010]. В конце пермского периода на всей территории установился режим мобильной платформы, и в течение мезозоя и кайнозоя был сформирован плитный чехол, с несогласием залегающий на складчато-метаморфическом фундаменте. В этот период территория неоднократно подвергалась тектонической активизации, которая привела к деформации чехольных комплексов, а также определила многие черты структурно-вещественной переработки кристаллического фундамента.

Наиболее заметно постумные деформации проявились вдоль активизированных в мезозойско-кайнозойское время палеозойских шовных структур, в частности, таких как палеозойские Гоби-Алтайская и Гоби-Тяньшаньская (Заалтайская) зоны, отвечающие герцинским аккреционным клиньям [Cunningham et al., 1996; Dejidmaa, Badarch, 2005], окончательное оформление которых связано уже с новейшим тектогенезом и которые отчетливо выражены в современном рельефе. Гоби-Алтайская зона отвечает срединному сегменту северной ветви Главного Монгольского линеамента, который представляет собой одну из важнейших структурных линий Южной Монголии и трассирует зону сочленения каледонской (к северу от линеамента) и герцинской (к югу от линеамента) геотектонических провинций региона [Макарычев, 1999].

В настоящее время зоны внутриплитной активизации представляют собой узкие (до 30 км) и протяженные (до 1000 км) полосы выходов палеозойского фундамента с кулисно расположенными горными грядами, приподнятыми на высоту до трех и более тысяч метров и обрамленные отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Эти зоны, ограниченные крупными разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов, являются областями концентрации разломов, разномасштабных пликативных и дизъюнктивных деформаций, геоморфологи-

ческих аномалий, т.е. они обладают чертами типичных зон концентрированной деформации (ЗКД) [Леонов, 2008, 2012; Пржиялговский и др., 2011].

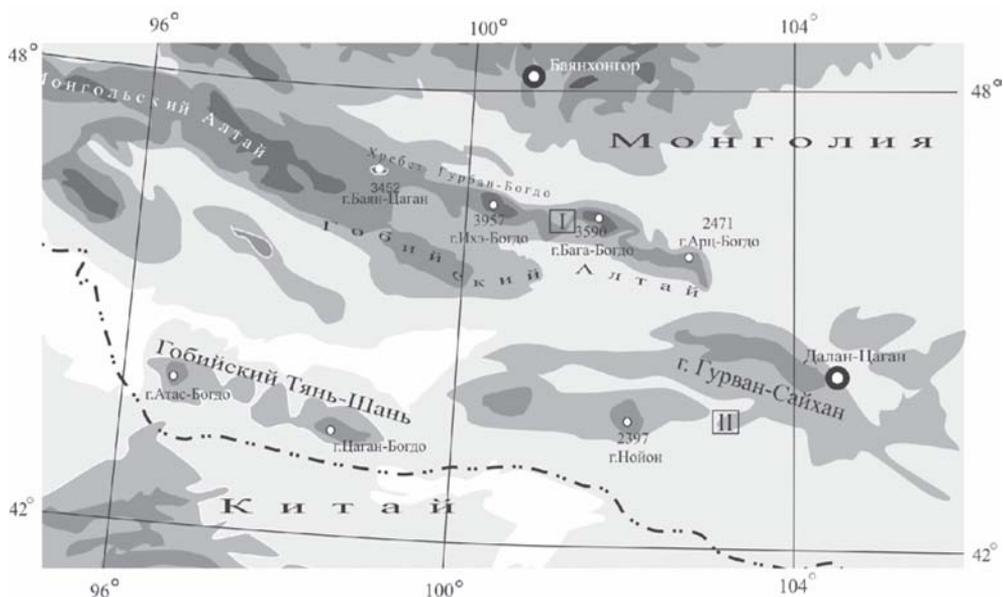
Активизация ЗКД происходила в изменяющемся поле тектонических напряжений, что нашло отражение в структурных парагенезах чехла, особенностях разрезов осадочных комплексов, структурных несогласиях и положении конседиментационных прогибов и поднятий. Во времени чередуются этапы преобладания транспрессии и транстенсии. Равным образом, обстановки транспрессии и транстенсии проявлялись синхронно на разных отрезках активизированных зон. Транстенсивные условия (для Гоби-Алтая позднюрско-раннемеловая фаза) отчетливо проявились не только в характере осадконакопления, но сопровождались также вулканизмом, геохимические и изотопные особенности которого позволяют относить его к рифтогенному типу [Кузьмин и др., 2011; Типы..., 2006; Ярмолюк и др., 2008]. Транспрессия сопровождалась наиболее контрастными орогеническими движениями, складчатостью и последующим накоплением моласс, которые по характеру разрезов отличаются от отложений рифтогенных трогов [Цеховский, 2004]. В целом для платформенного этапа на обширной территории к югу от Хангайского блока отмечается преобладание сдвиговой и сдвигово-взбросовой кинематики относительных смещений по субширотным разломам [Cunningham, 2010], что проявляется в конфигурации локальных конседиментационных прогибов мезозоя, имеющих широтное или северо-восточное простирание, и в положении гребневидных поднятий-горстов северо-западной ориентировки.

На новейшем этапе активизация Гобийских ветвей Алтая и Тянь-Шаня нашла отражение в сейсмической активности и в формировании среднегорного и высокогорного рельефа. Для этого этапа характерны левосторонние смещения по субширотным разломам в условиях транспрессии [Парфеев, Саньков, 2010; Cunningham et al., 1996]. Последняя наиболее отчетливо проявилась в сегментах ЗСЗ простирания.

В главе рассмотрено геологическое строение двух ключевых объектов (рис. 1.4.1): объект «Дзурамтай», расположенный в области восточного замыкания Гоби-Тяньшанской зоны концентрированных деформаций, и объект «Танын» в пределах Гоби-Алтайской зоны.

#### *1.4.1. Объект Дзурамтай*

Объект назван по наименованию гор Дзурамтай, которые образуют линзовидный выступ фундамента на ЮВ окончании тектонической зоны Гобийского Тянь-Шаня (см. рис. 1.4.1 и 1.4.2). Размер горста составляет 15×30 км, относительные превышения над уровнем окружающих депрессий – до 250–300 м. В строении горного кряжа принимают участие позднесилурийские и раннедевонские метавулканиды и осадочно-метаморфические породы, а также гранитоиды позднекаменноугольного возраста. Кряж является одним из фрагментов Гоби-Тяньшанской зоны, которая представляет собой узкую и протяженную полосу, включающую цепь горных массивов, сложенных породами палеозоя. Общая конфигурация зоны, линзовидно-петельчатый рисунок



**Рис. 1.4.1.** Схема рельефа Гобийского Алтая и Тянь-Шаня. Арабские цифры – высоты в метрах. Римские цифры – районы исследований: I – участок Танын, II – участок Дзурамтай

разломной сети, ориентация разломов, кулисное расположение отдельных массивов, геологические и геоморфологические признаки выжимания их в верхние горизонты коры – все это свидетельствует о транспрессивной природе зоны Гобийского Тянь-Шаня, по крайней мере, на новейшем этапе развития [Cunningham et al., 1996].

Выступ палеозойских пород массива обрамлен мезозойско-кайнозойскими отложениями межгорных впадин: с севера – Цагангольской, с юга – Бохтынской. Строение разреза чехольных комплексов по всей периферии Дзурамтайского массива достаточно однотипно, и мы кратко рассмотрим их на примере северного обрамления массива в пределах южного борта Цагангольской впадины.

Породы чехла в целом залегают моноκлиально на бортах массива, с углами падения  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$  к центру впадины. В основании осадочного чехла залегают фаунистически охарактеризованные ниже-среднеюрские отложения дзурамтайской свиты [Геологические..., 1995; Цеховский и др., 2009], представленные угленосной молассой. Разрез начинается с пачки (4–6 м) углистых алевролитов и алевролитистых глин, в которых присутствуют маломощные линзы песчаников и бурых углей. Породы содержат обильные включения растительного детрита с отпечатками флоры. Выше располагается толща (150 м) сероцветных конгломератов с прослоями песчаников, алевролитов, углистых глин.



**Рис. 1.4.2.** Космоснимок массива Дзурамтай (ресурс Gougl Earth), отражающий линзовидную форму массива и основные структурные линии сводового поднятия

Дзурамтайская свита перекрыта красно- и пестроцветными, реже сероцветными толщами континентальных терригенных пород позднеюрской зунсужинской свиты (до 440 м), нижнемеловой цаганарагской (до 100 м) и сантон-сеноманской баинширэинской (до 40 м) свит [Геологические..., 1995]. Терригенные отложения этой части разреза имеют грубую слоистость и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами с редкими прослоями и линзами известняков, бурых углей, редкими телами базальтов. Суммарная мощность мезозойских толщ по данным Ж. Бадамгаравы [Щеховский и др., 2009], составляет около 1400 м. Грубообломочные отложения имеют полимиктовый состав галечного материала. Основная роль в них принадлежит обломкам метаалевролитов и метапесчаников, а также кремней и эффузивов. Нужно подчеркнуть, что роль аркозового (гранитного) материала в породах не велика и обычно не превышает первых процентов.

На мезозойских отложениях с размывом и угловым несогласием залегают средне-верхнечетвертичные конгломераты и брекчии, мощностью до 10 м. Однако, в отличие от подстилающих мезозойских отложений, в обломочном материале начинают доминировать продукты разрушения гранитов. То есть в квартере (возможно, уже неогене) граниты были выведены на земную поверхность и стали одним из основных поставщиков обломочного материала.

На северо-восточной периферии гор расположен полифазный гранитный массив позднекаменноугольного возраста, образующий наиболее приподнятые участки рельефа (рис. 1.4.3), описание которого содержится в ряде публикаций [Пржиялговский, Леонов М., 2012; Пржиялговский и др., 2010; Пржиялговский и др., 2011]. Согласно К/Аг датировкам, возраст гранитов

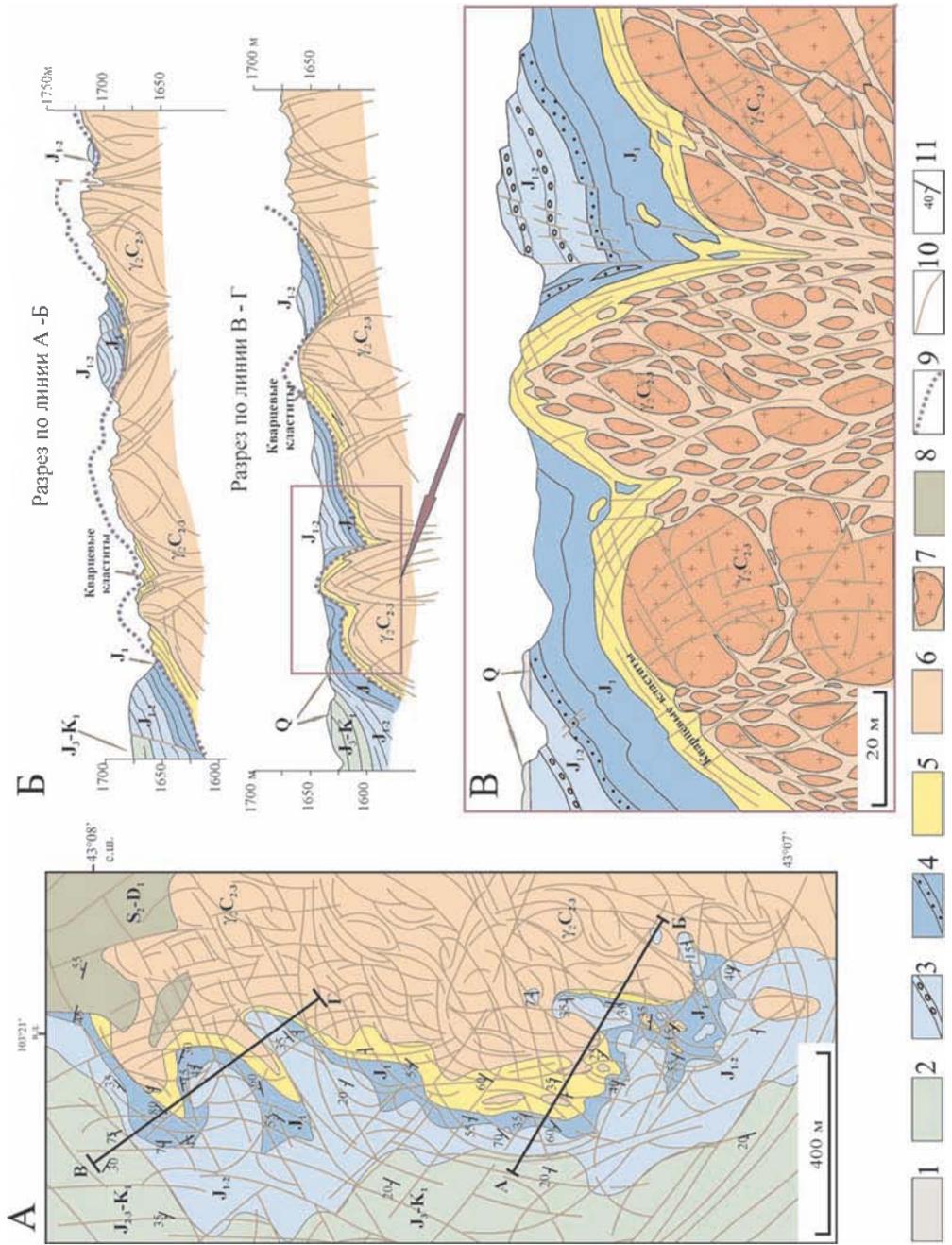


Рис. 1.4.3. Геологическое строение массива Дзурумтай

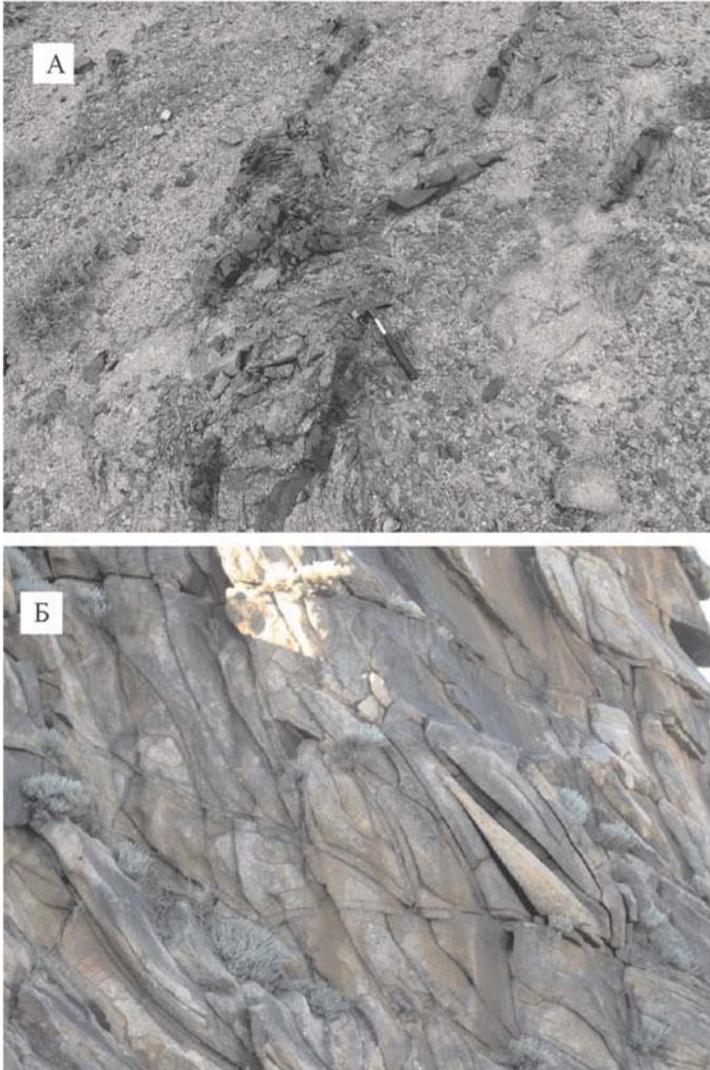
А – геологическая карта северо-восточной части гранитного массива; Б – геологические разрезы; В – фрагмент разреза (внутренняя структура гранитов стилизована и схематизирована). 1 – четвертичные отложения (на разрезах); 2 – красноцветно-пестроцветная верхнеюрско-нижнемеловая терригенная толща; 3–4 – нижнеюрская углисто-терригенная толща; 3 – конгломераты и песчаники, 4 – углистые алевролиты 5 – кварцевые и кварц-полевошпатовые кластиты по гранитам; 6 – дезинтегрированные позднекаменноугольные средне-крупнокристаллические граниты; 7 – фрагменты менее измененных гранитов; 8 – верхнесилурийские и нижнедевонские метаосадки и метавулканы, нерасчлененные; 9 – разрывные нарушения; 10 – крупные трещины и зоны трещиноватости; 11 – элементы залегания

270–340 млн лет [Дамдинжав и др., 1999]. На востоке, юге и юго-востоке гранитоиды контактируют с палеозойскими образованиями, на северо-западе погружаются под мезозойско-кайнозойские отложения.

Юго-западная часть массива представлена средне- и крупнокристаллическими, иногда порфиридовидными бледно-розовыми плагиогранитами и лейкодиоритами, среди которых в виде ксенолитов или крупных тел неправильной формы встречаются мелкокристаллические гранодиориты. С севера и северо-востока плагиогранитное «ядро» массива обрамляется биотит-двуполевошпатовыми розовато-серыми гранитами. Структура гранитов – от мелко- до среднекристаллической. Контакты гранитов с гранодиоритами и плагиогранитами центральной части массива резкие и повсеместно тектонизированы.

Плагиогранитное ядро массива рассечено многочисленными дайками и жилами известково-щелочных лампрофиров с подчиненным количеством аплитов и пироксенитов. Мощность даек от полуметра до 7–8 м, залегание крутое, ориентировка ЮЗ-СВ. Дайки не пересекают контактовую зону с гранитами северного крыла. Отмечен лишь единичный случай пересечения этого контакта дайкой пироксенитов наиболее поздней генерации. По всей видимости, этап внедрения большинства даек главенствующего северо-восточного простирания предшествовал интрузии гранитов северной части массива.

Гранитоидный массив почти изометричен в плане и образует куполообразную морфоструктуру с волнистой поверхностью. В прибортовой части массива гранитоиды перекрыты мезозойскими отложениями, подошва которых соответствует домезозойской поверхности выравнивания. Как можно полагать, раздел «гранитоиды / чехол» был первично субгоризонтальным или слабо волнистым, но в современной структуре на некоторых участках он сложно деформирован [Пржиялговский и др., 2010]. Описание подобных структур приведено ниже. Для плагиогранитов характерна субвертикальная трещиноватость меридионального и северо-западного простирания, слабее проявлена горизонтальная трещиноватость. По крутым трещинам в центральной части массива отмечены сдвигово-сбросовые смещения даек базитов и аплитов с амплитудами 1–3 м (в единичных случаях до 7 м). Смещения имеют разнонаправленный характер и почти не нарушают общего рисунка протяженных даек, отражающего геометрию наиболее ранней системы трещин. В целом структура трещиноватости центральной части массива имеет груболинзовидный облик (см. рис. 1.4.3 А).



**Рис. 1.4.4.** Структуры квазипластического течения в бортовых зонах Дзурамтайского массива: А – фрагментация и переориентировка частей даек на периферии гранодиоритового массива; Б – линзовидная отдельность гранитов северо-западного борта с рас-средоточенными смещениями по границам линз-ромбоэдров

Вдоль западного тектонизированного контакта гранитов с нижнепалеозойскими сланцами, а также на границе с мелкокристаллическими гранитами на северо-востоке участка наблюдаются зоны фрагментации даек (рис. 1.4.4 А). Деформации в этих периферических зонах не сопровождаются упорядоченными сдвиговыми подвижками: относительные смещения фрагментов даек часто оказываются малоамплитудными и разнонаправленными, как и в центре массива. Не устанавливается также закономерной ориентировки плоскостных структур, характерных для зон сдвигового течения.

В северной части массива, сложенной среднекристаллическими розовыми гранитами, для пород характерна плитчатая и упорядоченная линзовидная отдельность (рис. 1.4.4 Б), ориентированная в северо-восточных румбах. На северо-западной периферии массива крутопадающая трещиноватость дополняется наклонной, субпараллельной поверхности склона и кровле гранитов, погружающихся под осадочные породы. По границам линзовидных фрагментов отмечаются незначительные смещения, тектонические зеркала. Иногда это четко ограниченные линзы и блоки, иногда не переработанные полностью граниты образуют «пятна» и «шары» с нечеткими границами и постепенными переходами к окружающим их брекчиям и другим катаклазитами. Шарообразные формы, вообще характерны для тектонически дезинтегрированных гранитов, испытавших катакластическое объемное течение [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008]. В пределах массива интенсивно проявлены катаклаз и брекчирование, изменившие исходную микроструктуру гранитоидов по всему объему, доступному для наблюдения. Реликты первичных магматических структур и текстур сохраняются лишь в центральных частях изометричных или линзовидных блоков, замещаясь по краям раздробленной породой, иногда переработанной вторичными низкотемпературными гидротермальными процессами. Размер линзовидных или овоидных «монолитов» зависит от строения гранитов. В аплитовидных разностях наблюдаются линзовидные формы отдельности размером 20–60 см по длинной оси. В гранитах размер отдельности варьирует от первых метров до десятков метров по длинной оси.

На границах линз (ромбоэдров) иногда встречаются зеркала тектонического скольжения по зонам хлоритизации и другие признаки незначительных смещений. Ориентировка линзовидных блоков (структур мезоуровня) меняется в соответствии с ориентировкой трещиноватости более высокого ранга, которая также образует линзовидные и веерные структуры макроуровня. Наиболее интенсивно дезинтеграция проявилась вдоль зон тектонических нарушений, прежде всего, на границах горстовых выступов фундамента. В целом интенсивность дезинтеграции гранитов ослабевает к центру гранитного тела и нарастает к его периферии.

Кровля гранитов в первом приближении имеет куполообразную форму, которая обрисовывается по доюрской поверхности выравнивания и конформными с ней вышележащими отложениями осадочного чехла. Детальное картирование приконтактной полосы северо-западного борта позволило установить, что граниты и залегающие выше стратифицированные осадочные толщи юрского и нижнемелового возраста совместно деформированы и образуют здесь многочисленные почковидные, купольные или гребневидные структуры антиклинального типа (см. рис. 1.4.3). Последние сопряжены со сжатыми синклиналиями, имеющими острые замки. В местах сочленения антиклинальных и синклинальных перегибов фиксируются субвертикальные зоны срывов, интенсивного дробления, расланцевания, милонитизации. Тем не менее, изгибы поверхности чаще происходят без разрыва сплошности, что позволяет рассматривать их как пликативные деформации.

Размеры этих локальных выступов и поднятий, осложняющих погружающуюся полого к северо-западу кровлю гранитного фундамента, составляют первые десятки метров в плане и по вертикали, а общая ширина зоны деформаций – не менее 250 м. Складки имеют различную форму: иногда это широкие открытые структуры с пологими замками, иногда почти изоклинальные, с острыми шарнирами. Пластичность деформационной структуры кровли фундамента и конформно залегающих на ней отложений осадочного чехла указывает на пластический характер деформаций гранитов (применительно к объемам, соответствующим размеру складчатых структур). В апикальной части массива чехольные отложения денудированы, и реперы, позволяющие судить о форме массива, отсутствуют. Однако, исходя из меньшей степени дезинтеграции гранитов в центральной части массива, можно полагать, что деформация его поверхности (домезозойского пенеппена) здесь будет менее сложной.

Одним из конечных продуктов тектонической дезинтеграции являются аркозовые «тектонокластиты»<sup>1</sup>, которые по принятой в западной литературе терминологии представляют собой хаотические микробрекции и ультрамилониты [Woodcock, Mort, 2008]. Они развиты как внутри гранитного массива, так и на его периферии – на контакте гранитов и осадочного чехла, где выделяются два горизонта, различающиеся по своему облику (рис. 1.4.5). Нижний (10–20 м) сложен кластогенными породами аркозового состава дресвяной и песчаной размерности. При переходе от гранитов к тектонокластитам происходит постепенное обогащение кварцем (до 70–90%) и каолинитом. Сортировка и ориентировка минеральных зерен отсутствует, обломки имеют угловатые формы без признаков окатанности. Верхний горизонт (6–10 м) представляет собой смесь пород нижнего горизонта с фрагментами вышележащих юрских углистых глин, слагающих низы осадочного разреза. На участках, где глинистое вещество преобладает и имеет тектоническую листоватость, кластиты располагаются внутри него беспорядочными включениями линзовидной или неправильной формы, блоками размером от 2–3 см до 30–50 см.

На некоторых геологических картах горизонт кластитов отнесен к базальной толще нижней юры. Однако, кластиты сложены почти исключительно продуктами разрушения гранитов, тогда как в отложениях юры гранитного материала мало. В кластитах отсутствует окатанность и сортировка включений, слоистость и стратификация, нет ископаемой фауны и флоры, включений обугленной древесины, углистых глин и углей, столь характерных для юрских отложений. Для кластитов характерны: хаотичное распределение остроугольных обломков, волнистая отдельность, субпараллельная границе с фундаментом, элементы сланцеватости. По латерали мощность кластитов быстро меняется: они то образуют раздувы, то утоняются, вплоть до полного выклинивания.

Все сказанное, наряду с данными по другим объектам, показывает несомненное участие тектонического фактора в образовании пород, названных

---

<sup>1</sup> Эта разновидность пород подробно охарактеризована ранее [Леонов и др., 2014 а, б; Цеховский и др., 2009].

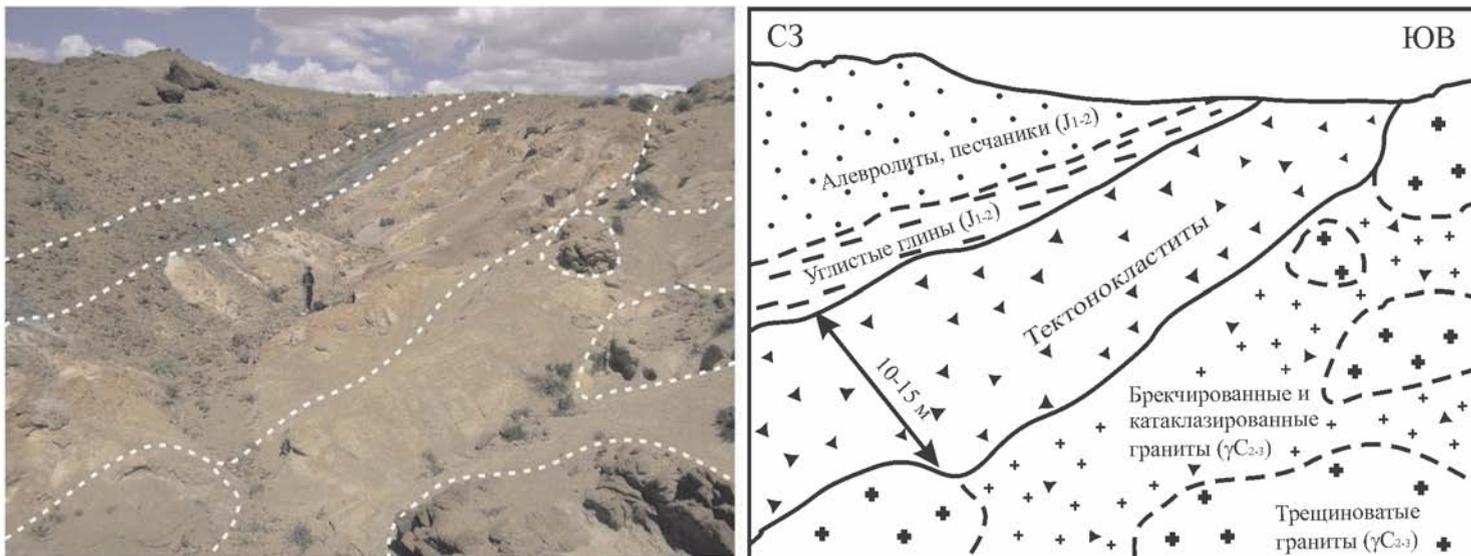


Рис. 1.4.5. Положение тектонокластитов на границе катаклазированных гранитов и отложений осадочного чехла (объяснение в тексте)

тектонокластитами. Обогащение кварцем происходит, вероятно, как за счет механического удаления из породы продуктов разрушения и замещения полевых шпатов, так и благодаря окварцеванию цемента брекчий с постепенным увеличением размерности рекристаллизованных зерен и сопровождается преобразованием пород кислыми подземными водными растворами.

Однако нельзя исключить, что тектонокластиты сформированы не непосредственно по гранитам, а по домезозойской коре выветривания, первично представленной уцелевшим от предъюрского размыва кварц-каолиновым панцирем, столь свойственным автоморфным корам выветривания кислых магматических пород [Добровольский, 2007; Леонов и др., 2014 а, б; Цеховский и др., 2009]. Отмеченные отличия тектонокластитов от типичного элювия могут быть связаны как с последующей тектонизацией контакта, так и с выветриванием тектонически дезинтегрированных гранитов [Леонов и др., 2014 а, б].

Контакты тектонокластитов с юрскими отложениями и с дезинтегрированными гранитоидами могут быть резкие, с зеркалами скольжения, но чаще граница «граниты/тектонокластиты» выражена «прогрессивным»<sup>2</sup> переходом: постепенной потерей признаков коренной породы и приобретением признаков хаотической смеси (микстита). Контакты такого типа неоднократно описаны [Соколов, 1977; Graciansky, 1973], и их возникновение связано с тектоническим дроблением соприкасающихся комплексов пород в процессе их проскальзывания относительно друг друга.

Структурно-вещественные преобразования пород внутренних частей массива проявляются не только на макро- и мезоуровнях, но и на уровне минеральных зерен [Цеховский и др., 2009]. Слабоизмененные граниты представлены среднекристаллическими или крупнокристаллическими породами, сложенными кварцем (25–30 %), плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом. Присутствуют вторичные мусковит, хлорит, эпидот, полевые шпаты пелитизированы. Раздробленность и низкотемпературные изменения минералов гранитов прогрессивно усиливаются по направлению к периферии массива вплоть до образования микробрекчий. Цементирующим веществом таких брекчий является мелкокристаллический агрегат аркозового состава с примесью глинистых минералов и иногда серицита. В зернах полевых шпатов и кварца возникает внутрикристаллическая трещиноватость, дробление, катаклаз, грануляция. Кристаллы биотита и мусковита нередко изогнуты, разорваны, характеризуются неравномерным волнообразным угасанием. Количество полевых шпатов в обломках брекчий уменьшается до 50–40%, а в тектонокластитах не превосходит 20–15 %; содержание кварца, напротив, возрастает, достигая 50–60 % и более от общего объема породы в тектонокластитах. Для них характерны «обдавленные» зерна полевых шпатов, гранулированные зерна кварца (с мозаичной, местами с ориентированной или полосчатой грануляцией). Все признаки указывают на то, что породы представле-

---

<sup>2</sup> Термин введен П.Грацианским [Graciansky, 1973].

ны продуктами механического дробления и динамической рекристаллизации исходных гранитных минералов.

Подчеркнем основные вехи эволюции структуры массива. Время становления Дзурамтайской гранитной интрузии определено как ранний карбон [Дамдинжав и др., 1999]. На гранитах залегают отложения юры и раннего мела. Было показано, что контакт гранитов с отложениями чехла тектонизирован и представлен или зоной срыва, или «прогрессивным» контактом. В мезозойских отложениях отсутствует обломочный материал Дзурамтайских гранитов (за исключением аплитов). По-видимому, в этот период граниты или еще не были выведены в зону размыва и находились на глубине, или длительная эпоха предюрской пенепленизации привела к полному выравниванию рельефа, выносу продуктов размыва за пределы региона, формированию площадной коры выветривания и отсутствию условий для накопления каких-либо отложений.

Таким образом, первый этап эксгумации, вероятно пришелся на период с перми до ранней юры и в это время граниты были перемещены с уровня становления в качестве интрузивного тела (несколько километров) до уровня действия процессов площадного выветривания. По-видимому, эксгумация была обусловлена тектоническим подъемом массива гранитов в составе блока пород складчатого комплекса и денудацией.

Начиная с ранней юры и до конца раннего мела фундамент (в том числе, гранитный) испытал относительное погружение и был перекрыт мощным чехлом осадков Цагангольской и Бохтынской впадин, при этом в осадках этого времени не обнаружено материала размыва Дзурамтайских гранитов. Следовательно, вторая фаза подъема могла произойти не ранее конца раннего мела, но информации о «жизни» гранитов в период с конца раннего мела до плиоцена мы не имеем в силу отсутствия осадков этого возраста и каких-либо изотопно-геохронологических данных. Граниты появляются в зоне размыва лишь в плиоцене-плейстоцене, о чем свидетельствует массовое появление в осадках продуктов разрушения Дзурамтайских гранитоидов [Цеховский и др., 2009].

Активный подъем гранитов, по-видимому, происходит и в настоящее время, что подтверждается высоким гипсометрическим положением гранитов, хотя они представляют собой полностью дезинтегрированную массу, легко подвергающуюся размыву и разрушению.

Рассмотрим теперь условия и специфику постумных деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива. На разных стадиях деформации в породах отмечено проявление низкотемпературных изменений, выраженных в появлении пелита, соссюрита, землистых агрегатов эпидота [Цеховский и др., 2009]. В гранитах отмечаются следы деформации минеральных зерен, которые выражены в их обдавливании, частичной грануляции, в неровном угасании отдельных зерен плагиоклаза и облачно-мозаичном – кварца. Все описанные структурно-вещественные преобразования породообразующих минералов и породы в целом характерны для условий относительно невысоких температур и давлений [Симанович, 1978]. Местами наблюдается перекристаллизация

кварца с увеличением размера зерен, что свидетельствует, по мнению указанного автора, о РТ-параметрах низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев. Таким образом, верхний предел температур постумных преобразований пород, по-видимому, не превышал 200°–300° С, а фоновые температуры были еще ниже. О низкотемпературных условиях свидетельствует и дробление пород с образованием какиритов, брекчий и микрокатаклазитов, и хрупкая фрагментация даек.

Складчатая форма поверхности выравнивания и осадочного чехла является отражением объемной деформации кристаллического основания, а изгиб первично субгоризонтальной поверхности выравнивания невозможен без объемной квазипластической деформации кристаллических пород – катакластического течения или иных типов реидных деформаций [Леонов, 2008; Паталах, 1971; Bradschaw et al., 1967]. В наибольшей степени катакластическое течение захватило периферические части массива, к центру интенсивность процесса ослабевает. При этом набор и интенсивность структурных преобразований от места к месту меняется, что свидетельствует о неоднородном поле напряжений и неоднородной деформации, столь характерных для процесса тектонического течения.

При этом весь массив, как показывает его структура, включая его относительно слабо деформированное ядро, в виде штока-купола поднимался к поверхности, приподнимая или прорывая мезозойский чехол и вмещающие метаморфические комплексы. Более детально вопросы механизмов дезинтеграции и эксгумации «холодных» гранитов будут рассмотрены после изложения материалов по конкретным объектам.

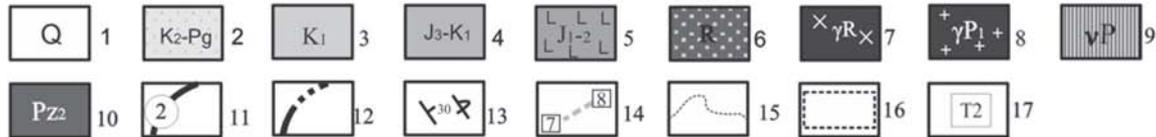
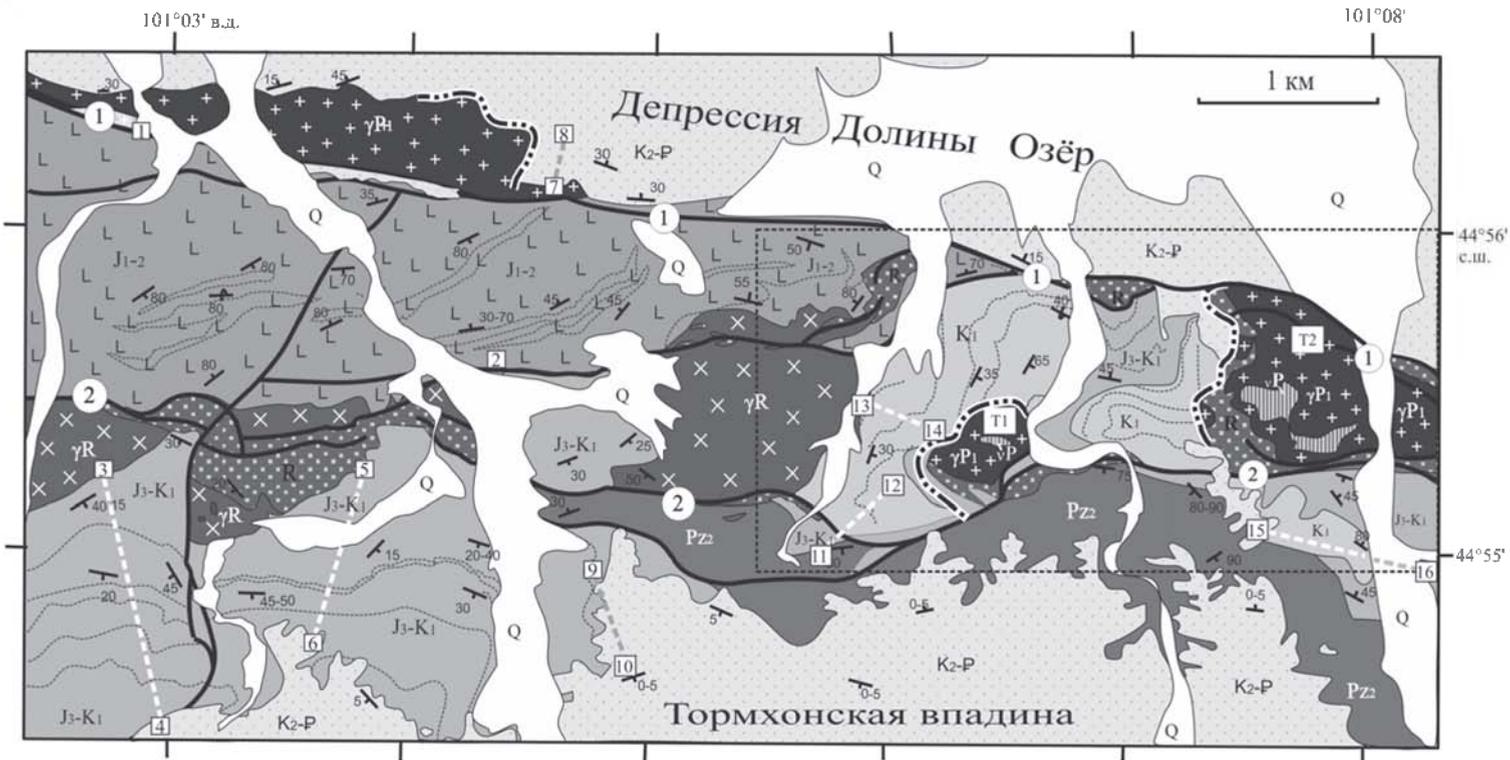
#### *1.4.2. Объект Танын*

Объект «Танын» расположен в центральной части Гоби-Алтайской тектонической зоны (см. рис. 1.4.1) и назван так по долине пересыхающего русла Танын-Хундий (рис. 1.4.6, 1.4.7, 1.4.8). Район исследования соответствует области сочленения горных массивов Бага-Богдо и Ихэ-Богдо, которые сложены палеозойскими породами и образуют ориентированные несколько косо к основному субширотному простиранию зоны горст-антиклинали с высотами до 3500–3900 м. Описание геологического строения района и сопредельных территорий дано на основании литературных данных [Геологические..., 1995; Гоби-Алтайское..., 1963; Дамдинжав и др., 1999; Зайцев и др., 1974; Кузьмин и др., 2011; Макарычев, 1999; Мезозойские..., 1982; Митрофанов и др., 1981; Нагибина, 1995; Парфеев, Саньков, 2010; Руженцев и др., 1987; Синица, 1993; Тогтох и др., 1985; Цеховский, 2004; Шувалов, 1975; Эволюция..., 1990; Ярмолюк и др., 2008; Cunningham, 2010; Cunningham et al., 1996; Dejidmaa, Badarch, 2005; Tomurtoogoo, 2005] и личных наблюдений авторов книги.

В тектонической структуре района и ее морфологическом выражении четко проявляется латеральная структурная неоднородность. На изученном участке Гоби-Алтайская зона представлена тремя главными тектоническими доме-

нами субширотного простирания: Северным, Центральным и Южным (см. рис. 1.4.8). Все три домена имеют складчато-метаморфический палеозойский фундамент и отличаются один от другого набором формаций плитного чехла, тектонической структурой и особенностями морфологии. Северный домен отвечает депрессии Долины Озер, выполненной эпиплатформенными отложениями верхнего мела – палеогена и перекрывающими их в южной краевой части пролювиально-делювиальными конусами рыхлых отложений плиоцен-четвертичного возраста. Характерен полого-куэстовый рельеф в южной части, сменяющийся выровненной равниной со слабым наклоном поверхности в северном направлении. Южный домен сложен породами палеозойского фундамента и несогласно залегающими на них эпиплатформенными, полого залегающими отложениями юры – палеогена. Рельеф куэстовый, в ряде мест представлен «столовыми» возвышенностями. Центральный домен, по существу, соответствует Гоби-Алтайской зоне концентрированной деформации [Пржиялговский и др., 2011] и сложен породами складчато-метаморфического основания с большим количеством гранитных массивов, перекрытых в отдельных внутригорных впадинах мезозойско-кайнозойскими отложениями осадочного чехла, испытавшего существенно более интенсивную деформацию, чем одновозрастные отложения Северного и Южного доменов. Рельеф в пределах домена средне- и высокогорный, сильно расчлененный, скальный.

С севера и с юга Центральный домен ограничен крупными разломными зонами субширотного простирания, которые входят в Ихэ-Богдинскую (или Гоби-Алтайскую) разломную зону, и по которым он граничит с Северным и Южным доменами. Северная граница представлена кулисно подставляющими друг друга разломами (вбросо-сдвигами, сдвигами преимущественно с левосторонней кинематикой и надвигами), образующими относительно связную структурную линию, которая известна как Северный Ихэ-Богдинский или Долиноозерский разлом; южная – несколько более размыта и соответствует южной ветви Ихэ-Богдинской системы разломов, также с преобладанием левосторонних смещений по субширотным сместителям. В этой работе мы, вслед за авторами классического труда [Гоби-Алтайское..., 1963], именуем северную ветвь этой системы Долиноозерским разломом, а для южной ветви использовано название Ихэ-Богдинский разлом. Разломы северной и южной ветвей то сходятся в единую плоскость, то расщепляются, образуя петельчатый структурный рисунок и ограничивая кулисно-расположенные линзовидные домены, соответствующие морфоструктурным элементам: поднятиям и впадинам. Горным поднятиям соответствуют блоки с выходами фундамента, равнины-впадины выполнены отложениями осадочного чехла. Характерно субвертикальное положение разломных плоскостей в центральной части домена и их двустороннее разваливание по краям: наклон плоскостей к югу – на южном борту зоны и к северу – на северном. На границе с впадинами они часто трансформируются в краевые надвиги. Таким образом, крупные региональные Долиноозерский и Ихэ-Богдинский разломы (сдвиги) ограничивают единую зону концентрированных деформаций типа «структуры цветка» или «пальмового дерева» (см. рис. 1.4.7, 1.4.8). Характерны зоны милонитизации



← **Рис. 1.4.6.** Геологическая карта участка «Танын» (составлена авторами с использованием полевых данных Ю.Г. Цеховского, Ж. Бадамгарава).

1 – современные рыхлые отложения; 2 – верхнемеловые–палеогеновые отложения, нерасчлененные; 3 – нижнемеловые отложения (карбонатно-терригенная пачка); 4 – верхнеюрско-нижнемеловые отложения (терригенно-вулканогенная пачка); 5 – ниже-среднеюрские отложения; 6 – рифейские мраморы; 7 – рифейские порфиroidные граниты; 8 – раннепермские лейкограниты, гранодиориты, граносиениты; 9 – пермские основные и ультраосновные интрузии; 10 – верхнепалеозойские метаморфические породы; 11 – главные разломы (1 – Долиноозерский, 2 – Южный Ихэ-Богдинский); 12 – протрузивные контакты раннепермских гранитоидов с осадочным чехлом; 13 – элементы залегания; 14 – положение стратиграфических разрезов (рис. 1.4.10); 15 – маркирующие горизонты в пределах мезозойских отложениях; 16 – положение участка детализации (рис. 1.4.7); 17 – названия массивов раннепермских лейкогранитов: Т1 – Танын 1, Т2 – Танын 2

и меланжа мощностью от первых метров до 10 метров и более. Зоны разломов маркированы «обдавленными» глыбами и линзами катаклазированных мраморов. Линзы мраморов имеют зачастую большую мощность, чем полосы меланжа и не обнаруживают связи с близлежащими комплексами, что предполагает их значительное тектоническое перемещение по простиранию зоны или выжимание снизу.

Кроме крупных разломов, ограничивающих Центральный домен, развиты разломы второго порядка, представленные продольными сдвигами, взбросо- и сбросо-сдвигами и надвигами ЗСЗ-ВЮВ простирания. Также широко развиты поперечные к общему простиранию сдвиги и сбросы ЮЮВ – ССЗ. Латеральная неоднородность подчеркивается наличием поперечных простиранию домена седловин, выполненных отложениями плитного чехла. Одна из таких седловин – Тормхонская – находится непосредственно в пределах описываемого объекта «Танын».

Центральный домен почти на всем протяжении по крупным разломам граничит с обширными межгорными впадинами: Долиноозерской (северный сегмент) и Тормхонской, Цаган-гольской, Лэгийн-Холой и др. (южный сегмент). Долиноозерская впадина представляет собой бессточную котловину с высотами в южной прибортовой части около 1550 м и с постепенным понижением в северном направлении. Тормхонская впадина геоморфологически выражена в виде равнинного плато, приподнятого на высоту около 1600 м. Характерен полого-куэстовый рельеф, наличие субгоризонтальных поверхностей, бронированных потоками базальтов или пластами конгломератов. Долиноозерская и Тормхонская впадины выполнены отложениями мезозойско-кайнозойского плитного чехла, разрезы которого принципиально сходны в пределах обеих впадин, но в то же время имеют и некоторые отличия, указывающие на возникновение между ними время от времени морфологически выраженного барьера, соответствующего Центральному сегменту. В пределах Северного и Южного доменов чехольные отложения залегают полого (5°–10°) и наклонены соответственно к северу и к югу от Центрального сегмента. Но в приконтактной зоне с Центральным сегментом залегание чехольных комплексов становится более крутым, вплоть до вертикального и за-



← **Рис. 1.4.7.** Фрагмент геологической карты и поперечный разрез участка «Танын» (контур на рис. 1.4.6)

1 – современные рыхлые отложения; 2 – верхнемеловые-палеогеновые отложения (конгломераты, песчаники), нерасчлененные; 3 – нижнемеловые сероцветные терригенно-карбонатные отложения; 4 – верхнеюрско-нижнемеловые красноцветные грубообломочные и вулканогенно-осадочные отложения; 5 – слабосортированные глыбово-щебнистые глинистые позднеюрские отложения – хаотические комплексы тектоно-гравитационного типа, частично тектонизированные в позднем мелу и кайнозое; 6 – средне-верхнеюрские вулканиты (а) и терригенные грубообломочные сероцветные отложения (б); 7 – верхнепалеозойские метавулканиты и серицитовые сланцы; 8 – рифейские мраморы; 9 – позднепалеозойские лейкограниты дезинтегрированные, с линзовидной фрагментацией; 10 – позднепалеозойские основные и ультраосновные интрузии; 11 – рифейские порфириовидные граниты; 12 – маркирующие горизонты; 13 – главные разломы и надвиги; 14 – второстепенные разрывные нарушения и предполагаемые под современными осадками (пунктир); 15 – протрузивные контакты; 16 – элементы залегания; 17 – линия разреза

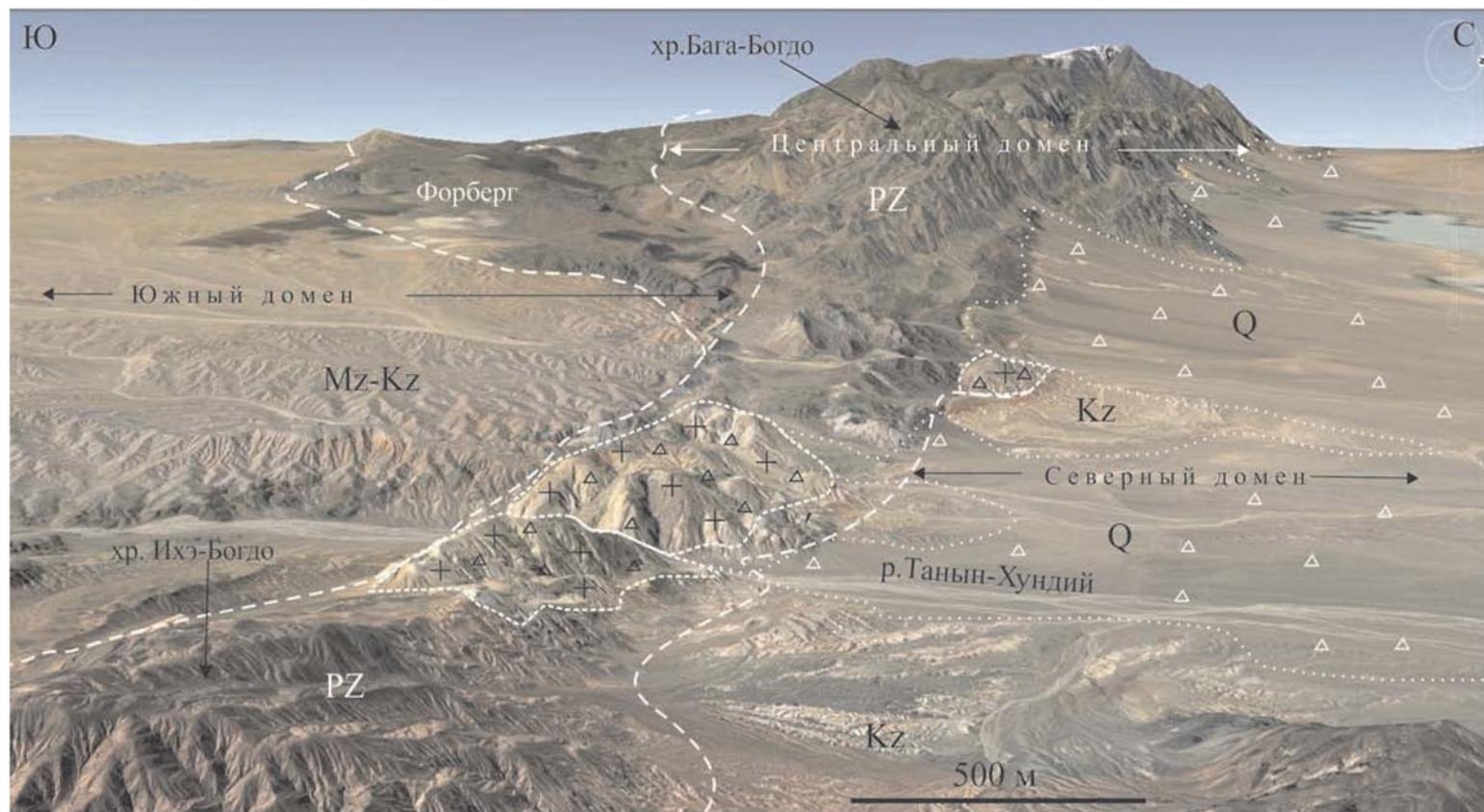
прокинутого. Подошва залегающих на крутых склонах отложений чехла, как и более ранние пологие надвиги (рис. 1.4.9), часто тектонизирована в процессе неотектонического воздымания горстов фундамента. Возникающие при этом тектоно-гравитационные срывы (детачменты) имеют сбросовую кинематику последних смещений – от центра поднятий к впадинам [Cunningham, 2010].

Помимо площадной геологической неоднородности, отчетливо выступает и вертикальная структурная неоднородность территории, выраженная в наличии нескольких структурных этажей, которые разделены несогласиями и отличаются один от другого составом породных ассоциаций, особенностями осадконакопления, напряженностью тектонической структуры. При этом в пределах каждого из этажей также наблюдаются латеральные неоднородности состава отложений и внутренней структуры.

В изученном районе и на прилегающих территориях выделяются три структурных этажа: нижний: палеозойский складчато-метаморфический фундамент (Pz); промежуточный: отложения ( $J_{1-2}$ ); верхний: плитный чехол ( $J_3 - Q$ ). Этажи разделены резкими угловыми и стратиграфическими несогласиями, иногда с реликтами кор выветривания. Плитный чехол в свою очередь подразделен на три структурных яруса: нижний ( $J_3 - K_1$ ); средний ( $K_2 - P$ ); верхний (N–Q).

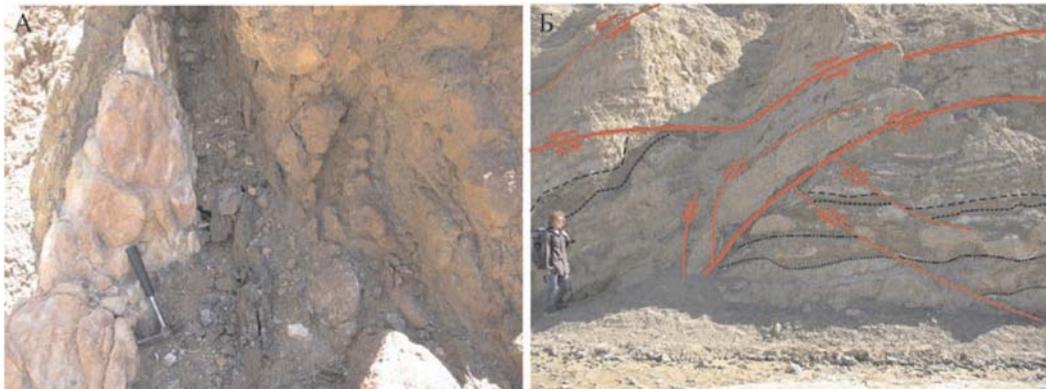
*Нижний структурный этаж* соответствует палеозойскому фундаменту и присутствует во всех трех доменах изученной территории, однако наибольшим распространением он пользуется в Центральном домене. Породы фундамента обнажаются или в ядрах узких гребневидных антиклиналей, или в виде цепочек изолированных выступов. На крыльях поднятий фундамент перекрыт мезозойско-кайнозойскими отложениями плитного чехла. Блоки палеозойских пород образуют узкие и протяженные клинья, вытянутые в ЗСЗ-ВЮВ направлении. Они формируют разделенные межгорными впадинами горные хребты высотой до 3900 м над уровнем моря.

Фундамент сложен преимущественно серицитовыми, серицит хлоритовыми и другими разновидностями зеленых сланцев и метаморфизованными вулканитами среднего и кислого состава, отнесенными по аналогии с фауни-



← **Рис. 1.4.8.** Общий вид центрального сегмента гряды Дулан-Богдо (вид с северо-востока).

1 – границы зоны концентрированной деформации Главного Монгольского линейамента; 2 – границы гранитных протрузий; 3 – границы пролювиально-делювиальных шлейфов; 4 – протрузии нижнепермских гранитов улагчинского комплекса; 5 – пролювиально-делювиальные отложения



**Рис. 1.4.9.** Деформационные структуры в зонах северного и южного ограничений Центрального домена: А – тектоническая смесь мезозойских мергелей, известняков и палеозойских сланцев в зоне южного разлома; Б – разрывные нарушения и будинаж слоев нижнемеловой глинисто-карбонатной толщи в основании аллохтона (протрузии) рифейских мраморов в зоне Долиноозерского разлома

стически охарактеризованными метаосадками соседних районов к позднему палеозою, а также изолированными блоками позднерифейских (?)<sup>3</sup> мраморов. Все комплексы фундамента охвачены метаморфизмом.

Метаморфические толщи прорваны телами и массивами различных интрузивных пород, среди которых: ультраосновные породы (серпентиниты, серпентинизированные дуниты и пироксениты), габбро, диориты, разнообразные гранитоиды (порфировидные биотит-роговообманковые, лейкократовые, сиениты и grano-сиениты, метасоматические граниты), жильные породы различного состава [Геологическая..., 1989; Гоби-Алтайское..., 1963; Ярмолюк и др., 2008]. Особо нужно упомянуть раннепермские лейкограниты улагчинского комплекса [Геологическая..., 1989], которые слагают небольшие массивы и впоследствии станут предметом более подробного описания. Геохимические и изотопные характеристики позволяют относить их к посторогенным внутриплитным (поздне- и постскладчатым) интрузиям [Кузьмин и др., 2011; Ярмолюк и др., 2008], как и комагматичные им интрузии базит-ультрабазитового состава. Минеральный состав лейкогранитов: кварц (25–30%), плагиоклаз (35%), калиевый полевой шпат (35–40%), биотит и мусковит (1–5%). Плагиоклаз (олигоклаз) и калиевый полевой шпат в породе частично или пол-

<sup>3</sup> Рифейский возраст изолированных выходов мраморов убедительно не доказан.

ностью пелитизированы и сосюритизированы, иногда подвержены очаговой карбонатизации. Биотит и мусковит как правило замещаются хлоритом. Структура недеформированных лейкогранитов гипидиоморфнозернистая. Однако заметим, предваряя дальнейшее изложение, что неизменные разновидности гранитов встречаются только в виде реликтовых останцов среди интенсивно тектонизированных разностей.

Общей чертой вещественных преобразований является их неоднородность [Гоби-Алтайское..., 1963; Dejidmaa, Vadarch, 2005], проявившаяся в сочетании имеющих площадное распространение слабометаморфизованных пород, степень преобразования которых не выходит за пределы зеленосланцевой фации, с относительно ограниченными по размеру «объемами» более высоко метаморфизованных аналогов.

В пределах фундамента в поперечном направлении выделяется несколько подзон с различными типами разрезов, которые, по существу, представляют собой отдельные тектонические чешуи. В породах развиты интенсивное рассланцевание, мелкая складчатость, окварцевание, катаклаз, милонитизации, вторичная низкотемпературная минерализация, ретроградные преобразования. Парагенез структур свидетельствует о проявлении в пределах фундамента объемной деформации со сдвигово-надвиговой кинематикой.

Характерной чертой тектонической структуры палеозойских пород является преимущественно субвертикальное залегание всех структурных элементов (сланцеватости, осевых поверхностей складок, плоскостей разломов и пр.) и выдержанность простираний шарниров складок СЗ 300° по всей длине изученной полосы. При этом при приближении к краям блоков и к бортам зоны в целом наблюдается веерообразный наклон плоскостных структурных элементов от центра массива (зоны) к ее бортам, «структура цветка», которая вообще характерна для Гобийского Алтая [Cunningham, 2010; Cunningham et al., 1996].

Генеральный план структуры фундамента был заложен в герцинское время, на что указывает резкое структурное несогласие между образованиями палеозоя и расположенными выше отложениями юры и мела. Но структура палеозойская в определенной степени затуманена процессами постумной тектонической переработки, которая особенно сильно затронула некоторые типы пород фундамента, такие, например, как гранитоиды улагчинского комплекса и массивы мраморов. Поэтому в породах фундамента не всегда удается разбраковать структуры герцинского этапа и этапа внутриплитной активизации. Основными индикаторами структур активизации, проявившихся в фундаменте на плитной стадии являются следующие: отсутствие метаморфической сланцеватости осевой поверхности складок и кливажа; наличие тектонизированных фрагментов осадочного чехла в зонах меланжа; деформации в чехле, обусловленные и структурно-связанные с подвижками фундамента.

*Промежуточный структурный этаж* сложен отложениями бахарской свиты нижней – средней юры (рис. 1.4.6 и 1.4.10). Название «промежуточный», вводимое нами, отражает: положение комплекса между метаморфитами палеозойского фундамента и отложениями плитного чехла; наличие структурно-стратиграфических несогласий на нижней и верхней границе;

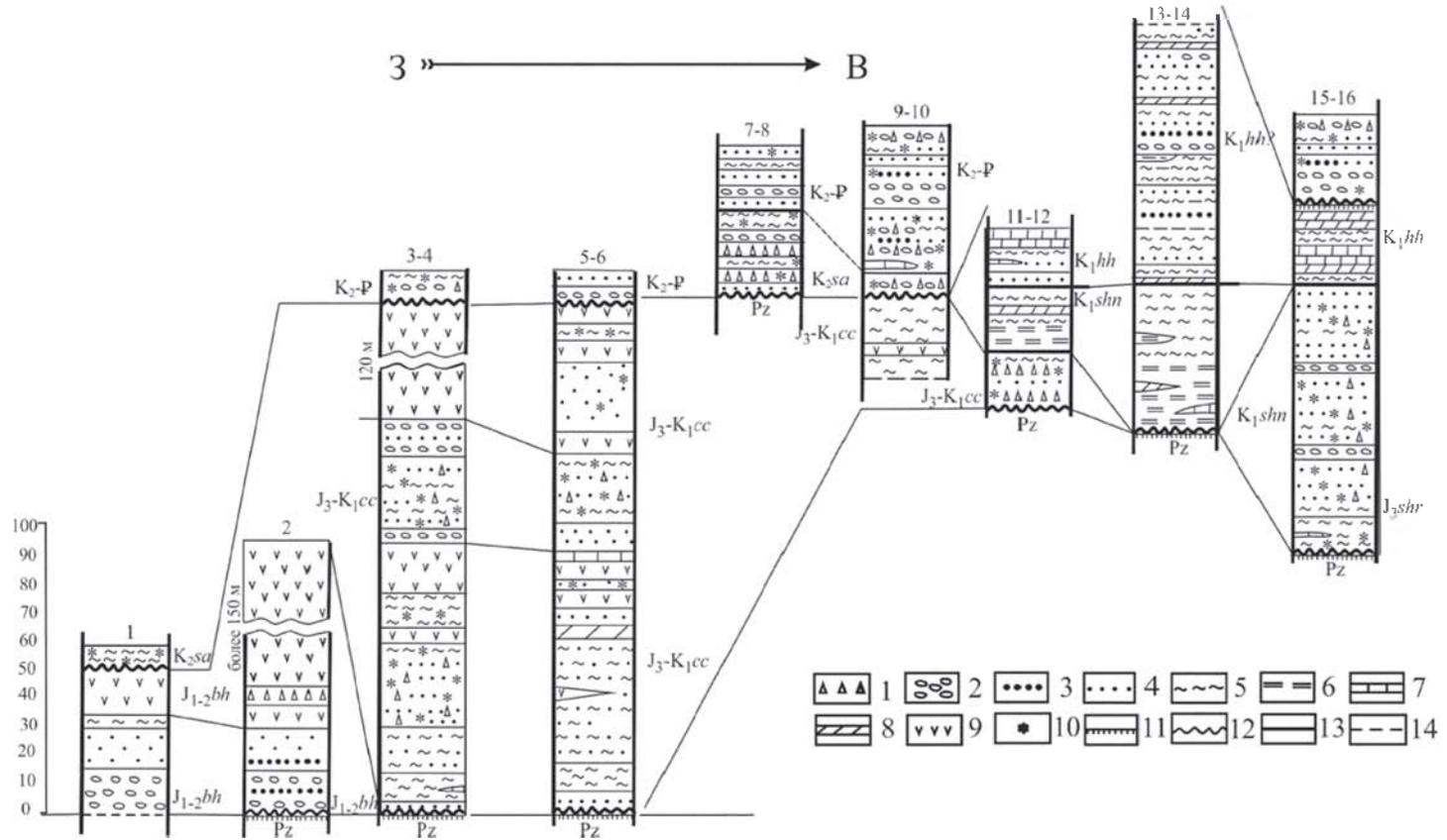


Рис. 1.4.10. Сопоставление разрезов осадочного чехла участка «Танын».

1 – глыбовые и щебнистые брекчии; 2 – валунные конгломераты; 3 – галечные конгломераты; 4 – песчаники; 5 – глины, глинистые сланцы; 6 – тонкослоистые углеродистые («бумажные») сланцы; 7 – известняки; 8 – мергели; 9 – вулканиты (преимущественно основного состава); 10 – красноцветные отложения; 11 – коры выветривания; 12 – структурные несогласия; 13 – согласные границы между выделяемыми горизонтами, свитами; 14 – разломные ограничительные разрезы. Свиты: *bh* – бахарская, *sa* – сайшандинская; горизонты: *shr* – шарилинский, *cc* – цаганцабский, *shn* – шинэхудинский, *hh* – хухтыкский. Положение разрезов указано на рис. 1.4.6

«промежуточный» характер деформаций, менее интенсивных, чем в породах фундамента, и более напряженных, чем в отложениях вышележащего чехла.

Породы нижней – средней юры выполняют несколько грабен-синклиналей, цепочка которых косо пересекает Центральный домен от северного борта Ихэ-Богдо до южного борта массива Бага-Богдо. Толща смята в складки линейного типа с углами падения пластов на крыльях от 20° до 60°. Отложения нижней-средней юры трансгрессивно перекрыты отложениями верхней юры – нижнего мела, а на западе – палеогено-четвертичными образованиями.

В районе сочленения массивов Ихэ-Богдо и Бага-Богдо протяженное поле нижнее-среднеюрских вулканогенно-осадочных пород бахарской свиты слагает узкую (до 5 км), протяженную (около 40 км) линзовидную полосу, вытянутую в направлении СЗ 280°–290° вдоль северного борта Центрального домена (см. рис. 1.4.6). С севера полоса юрских отложений ограничена Долино-озерским разломом, вдоль которого развиты мощные брекчии. Южная граница маркируется серией крутых взбросов и сдвигов, или отложения нижней-средней юры с разрывом залегают на гранитах рифейского возраста. Юрские толщи интенсивно дислоцированы: наблюдаются значительные вариации наклонов пластов от 30°–40° до вертикальных и запрокинутых и некоторое изменение простираний, что свидетельствует о напряженной складчатой структуре толщ. Оси складок ориентированы субширотно или в направлении ЮЗ – СВ, косо к генеральному простиранию. Структура «юрской» полосы осложнена системой разломов, среди которых преобладают разломы со сдвигово-взбросовой кинематикой ЗЮЗ – ВСВ простирания. Эти разломы в плане пересекаются друг с другом, расщепляются, образуя петельчато-линзовидный рисунок.

Строение разреза юрских отложений, их фациальная изменчивость, наличие большого объема вулканитов, присутствие валунно-галечных конгломератов и аркозовых песчаников в прибортовых частях грабенов, а также пространственная приуроченность к субширотной зоне концентрации разломов указывает на существование в ранней–средней юре обстановки трансформации и образования структуры типа пулл-апорт в условиях низкогорного рельефа. Судя по сохранности прибортовых фаций, конфигурация троговой структуры в постюрское время была изменена незначительно. Напряженная складчато-надвиговая структура нижне-среднеюрских толщ, а также наличие надвигов указывает на то, что растяжение в конце средней юры сменилось сжатием, а диагональная ориентировка осей складок позволяют допустить наличие сдвиговой составляющей и общий трансформационный режим области в это время.

Напряженность деформаций и интенсивность структурно-вещественной переработки в породах комплекса не столь высока, как в породах складчато-метаморфического основания. Деформация отложений «промежуточного» структурного этажа в Центральном домене значительно интенсивнее, чем в Южном.

*Верхний структурный этаж* соответствует плитному чехлу (J<sub>3</sub> – Q) и может быть подразделен на три структурных яруса [Геологические..., 1995]. Осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы мезозойско-кайнозойского

чехла – неметаморфизованные, но в разной степени деформированные, залегают на фундаменте (реже – на отложениях «промежуточного» этажа) с резким угловым и стратиграфическим несогласием. В связи с фациальной изменчивостью и неравномерностью распространения осадочных комплексов до сих пор остаются открытыми вопросы корреляции свит и разрезов, выделенных в разных районах [Гоби-Алтайское..., 1963; Мезозойские..., 1982; Шувалов, 1975]. Наиболее признанной и палеонтологически обоснованной является стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений, разработанная трудами Советско-Монгольской экспедиции [Геологические..., 1995; Мезозойские..., 1982; Шувалов, 1975]. Конкретные разрезы и их сопоставление приведены по этим данным с дополнениями [Пржиялговский и др., 2014] (рис. 1.4.10).

В составе плитного этажа (см. рис. 1.4.10): выделены шарылинский ( $J_3$ ) и цаганцабский ( $J_3-K_1$ ) горизонты, дзунбаинская серия ( $K_1$ ), включающая шинэхудукский (верхнеэокомовый) и хухтыкский (апт-альбский) горизонты, а также сайшандинская свита (верхний мел). Выше со стратиграфическим и угловым несогласием залегают кайнозойские отложения [Геологические..., 1979; Мезозойские..., 1982; Эволюция..., 1990], в составе которых выделяется многочисленных свиты. Мезозойские отложения обычно обогащены грубообломочным материалом, на основании чего их традиционно относили к формации орогенных моласс [Мезозойские..., 1982; Нагибина, 1995; Самойлов, Аракелянц, 1989]. В последнее время часть красноцветно-пестроцветных толщ относят к аридным фэновым формациям, отличающимся по составу и строению от типичных орогенных моласс [Цеховский, 2009]. В отличие от межгорных моласс отложения фэновых формаций накапливались в рифтогенных троговых долинах, в которых грубообломочные отложения отлагались в основании прибрежных уступов.

Верхнеюрско-раннемеловой структурный ярус сложен терригенно-обломочными и вулканогенными отложениями шарылинского, цаганцабского горизонтов ( $J_3-K_1$ ) и терригенно-карбонатными отложениями дзунбаинской серии ( $K_1$ ). Породы этого яруса с резким угловым несогласием и размывом залегают или непосредственно на фундаменте или трансгрессивно перекрывают отложения «промежуточного» комплекса ( $J_{1-2}$ ). Угловое несогласие может достигать  $25^\circ$ , а азимутальное несогласие осей дислокаций  $30^\circ$ . На рассматриваемой территории отложения  $J_3-K_1$  слагают обширные поля в пределах Центрального и Южного Доменов. В пределах Южного домена верхнеюрские – нижнемеловые отложения широкой (до 15 км) и протяженной (более 60 км) полосой охватывают с юга горные массивы Ихэ-Богдо и Бага-Богдо. Полоса резко сужается в районе перемычки между этими массивами – Тормхонской седловины.

К западу от перемычки залегание пластов характеризуется незначительными ( $10^\circ-20^\circ$ ) углами наклона. Простирается в пределах западной части впадины меняется с северо-восточного ( $30^\circ-50^\circ$ ) на западе до субширотного на востоке. На востоке моноклираль обрезана сбросом северо-северо-восточного простираения. Моноклиральное залегание отложений этого структурного яру-

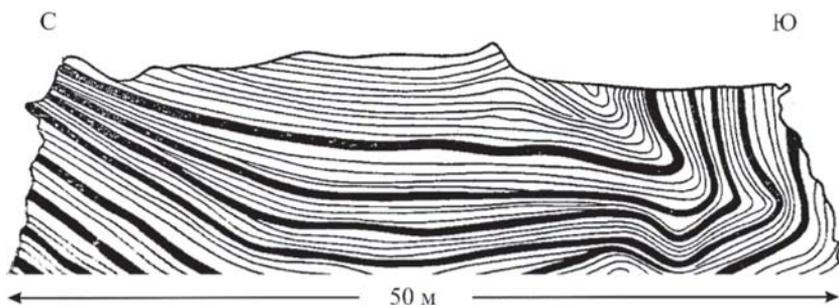


Рис. 1.4.11. Синклиналь Хутусудж [Гоби-Алтайское..., 1963]

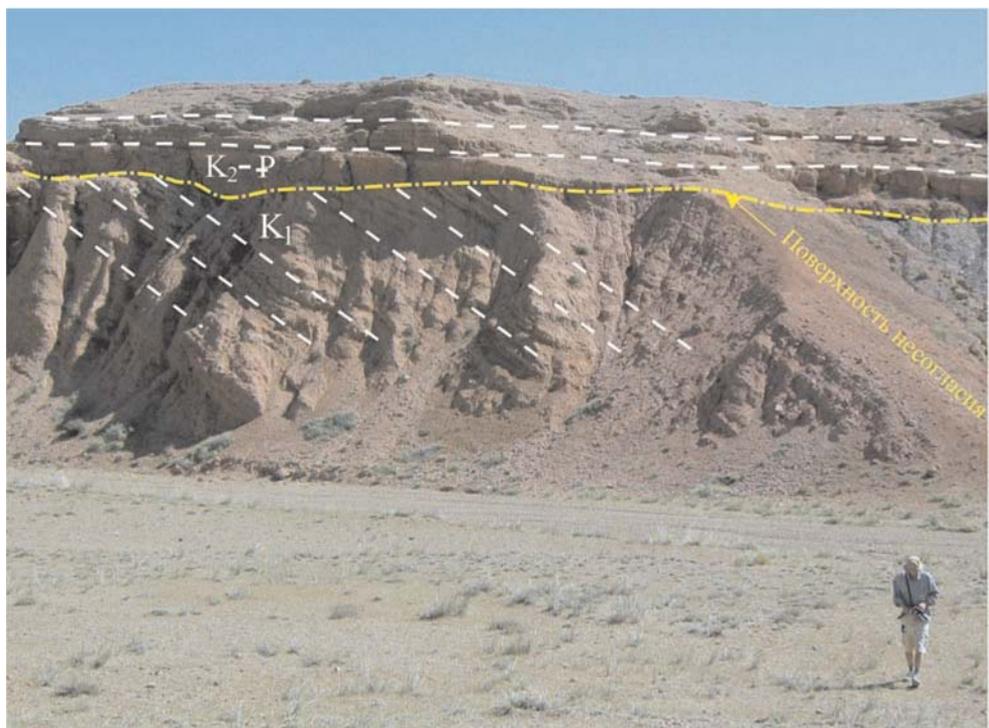
са нарушается двумя флексурными перегибами с максимальными углами порядка  $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$ , имеющими простирание СЗ  $300^{\circ}$  и расположенными в 15 км одна от другой. Поднятыми являются северные крылья флексур, образуя ступени над разломами фундамента, о чем «свидетельствуют их северо-западные простирания, свойственные большинству разломов плейстоценовой области, а также прямая связь одной из флексур с системой мелких взбросов, возникших во время катастрофы»<sup>4</sup> [Гоби-Алтайское..., 1963, стр. 146].

В пределах восточной ветви отложения данного структурного яруса образуют пологую брахисинклиналь ( $8 \times 15$  км) с углами падения на крыльях  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ . В центре структуры под углом в  $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$  к ее оси проходит разрыв, который не выходит за пределы распространения комплекса. Ось структуры имеет простирание СВ  $80^{\circ}$ , образуя с линейными складками палеозоя и нижне-среднеюрского структурного яруса угол от  $30^{\circ}$  до  $50^{\circ}$ .

Несколько выходя за рамки территории, рассматриваемой в этой работе, отметим, что выделяется два типа структур, выполненных отложениями  $J_3$ – $K_1$ . К одному из них принадлежат обширные структурные поля отложений (Нарин-гольская, Цаган-гольская, Тормхонская впадины), залегающих моноклинально или образующих пологие синклинальные прогибы. Второй тип – это отрицательные морфоструктуры, расположенные в виде отдельных четок вдоль оси горного сооружения Гобийского Алтая и образующие ряд кулис, длинные оси которых ориентированы под углом  $5^{\circ}$ – $10^{\circ}$  к общему простиранию зоны. Отложения  $J_3$ – $K_1$  образуют асимметричные синклинали, борта которых обрезаются разломами. Деформации здесь интенсивнее, возникают складчатые структуры более высокого порядка, как, например, в расположенной западнее рассматриваемого района синклинали Хутусудж (рис. 1.4.11).

Отложения верхнемелового-палеогенового структурного яруса со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на породах  $J_3$ – $K_1$  (см. рис. 1.4.10, рис. 1.4.12) и представлены грубообломочной пачкой сайшандинской свиты верхнего мела, которая субсогласно наращивается палеогеновыми отложениями в пределах впадин к северу и югу от участка работ. Максимальные углы наклона слоев (до  $35^{\circ}$ ) наблюдаются в бортовой части Долиноозерской

<sup>4</sup> Речь идет о Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г.



**Рис. 1.4.12.** Несогласное налегание отложений сайшандинской свиты верхнего мела на нижнемеловых отложениях свиты тормхон

депрессии, которая примыкает к наиболее активной на современном этапе ветви Долиноозерского разлома. В пределах Южного домена отложения сайшандинской свиты образуют бронирующий горизонт столовых гор и залегают субгоризонтально. Горизонтальное залегание в ряде мест нарушается пологими брахиантиклиналями и флексурами. Крутые залегания пластов вплоть до  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$  отмечаются в зонах сейсмогенных надвигов. Среди отложений верхнего мела наблюдаются небольшие выступы палеозойского фундамента, которые считаются формами предверхнемелового палеорельефа [Гоби-Алтайское..., 1963]. Однако, возможны и иные взаимоотношения, которые обсуждаются ниже.

Отложения, слагающие неоген-антропогенный структурный ярус, в пределах равнинных участков залегают в основном полого с углами наклона порядка  $5^{\circ}$ – $8^{\circ}$ . При приближении к горным сооружениям появляются нерегулярные небольшие изгибы слоев, общий наклон их увеличивается, а непосредственно в контакте с горными сооружениями они в некоторых разрезах залегают вертикально или падают под горное сооружение под углом  $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$ .

Главными же элементами тектоники этого временного интервала являются: резкое морфоструктурное расчленение рельефа с обособлением горных цепей и обрамляющих их крупных впадин; возникновение и оживление разломов, в том числе протяженных и мощных разломных зон типа Ихэ-Бог-

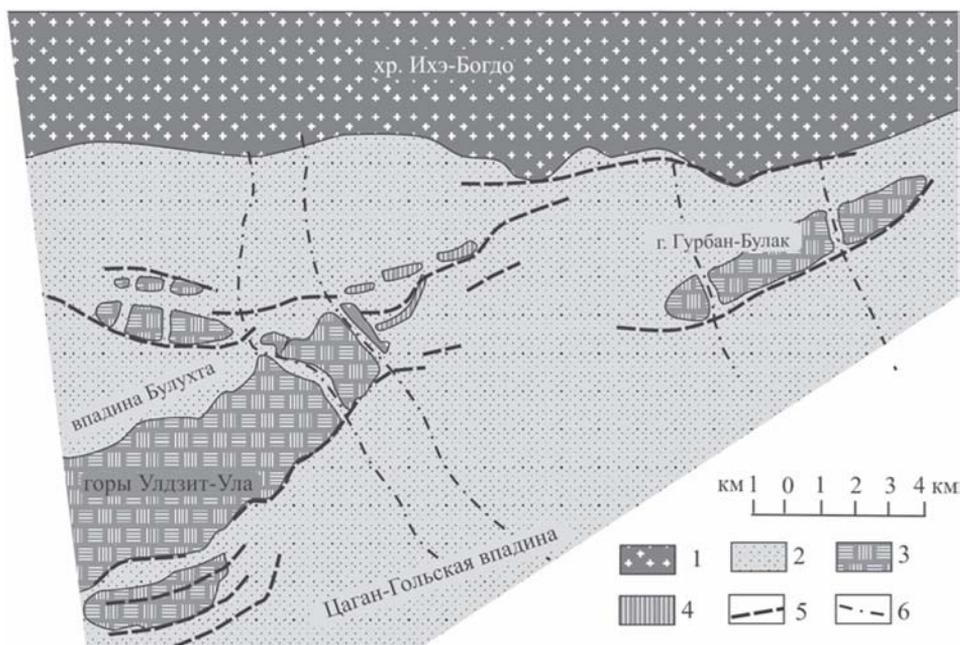
динской (Гоби-Алтайской); формирование системы тектонических блоков в форме линз и призм, ориентированных несколько косо к общему простиранию зоны; окончательное оформление зоны концентрированной деформации Главного Монгольского линейного элемента.

В работах многих исследователей [Амантов и др., 1968; Геологические..., 1995; Гоби-Алтайское..., 1963; Девяткин, 1970; Николаева, 1971; Флоренсов, 1965] подчеркивается, и это подтвердили и наши наблюдения, что в формирование наблюдаемой в настоящее время морфоструктуры региона существенный вклад внесен процессами мезозойской и неотектонической активизации.

В этот период произошло интенсивное сводово-глыбовое поднятие палеозойского фундамента с образованием свода, рассеченного центральными грабенами [Гоби-Алтайское..., 1963] и приведшего к деформации отложений мезозойско-кайнозойских чехольных комплексов. В этот же период произошло и существенное изменение структурно-вещественного облика некоторых палеозойских комплексов. Одной из наиболее специфических структурных форм являются кристаллические протрузии – относительно изометричные тела, сложенные раздробленными и катаклазированными гранитами, протыкающими осадочные отложения плитного чехла без признаков термического на них воздействия. Эти морфоструктуры будут предметом специального рассмотрения.

Своеобразную морфоструктуру имеет Центральный домен. На мегауровне она определяется наличием крупных линзовидных горных массивов (с запада на восток: хребты Баян-Цаган, Бахар-Ула, Таряту-Ула, Ихэ-Богдо, Бага-Богдо, Арц-Богдо), сложенных отложениями палеозоя и образующих отдельные кулисы (рис. 1.4.8). Высота гор достигают 2–3 тысяч метров и более. Массивы разделены узкими седловинами, выполненными отложениями плитного чехла. В пределах равнин плитные отложения практически не деформированы в неоген-четвертичное время, но при приближении к горным массивам их залегание делается крутым вплоть до запрокинутого. Отмечены случаи «диапиризма» палеозойского фундамента [Гоби-Алтайское..., 1963] в зоне Долиноозерского разлома. Одним из примеров является выступ палеозойских пород горы Хуц среди палеогеновых отложений, которые наклонены во все стороны от горы под углом 60°. Примерами живой тектоники являются: предгорные тектонические клинья (форберги), возникшие в неоген-четвертичное время (рис. 1.4.13); положение реликтов древней поверхности выравнивания на высотах более двух–трех километров над уровнем моря и ее деформация; наклон предгорных равнин; залегание равнинных отложений чехла на высотах более двух с половиной километров и детачменты-сбросы в их подошве [Cunningham, 2010]; искривление подошвы неогенового трахибазальтового покрова; существование горных хребтов с высотами до 3-х и более тысяч метров над уровнем моря.

Но наиболее убедительным аргументом в пользу активной неотектоники являются систематически проявляющиеся землетрясения, часть которых относится к катастрофическим, как, например, 7-бальное Гурбан-Сайханское землетрясение (ориентировочно 1902 или 1903 г.), 11-бальное Гоби-Алтай-



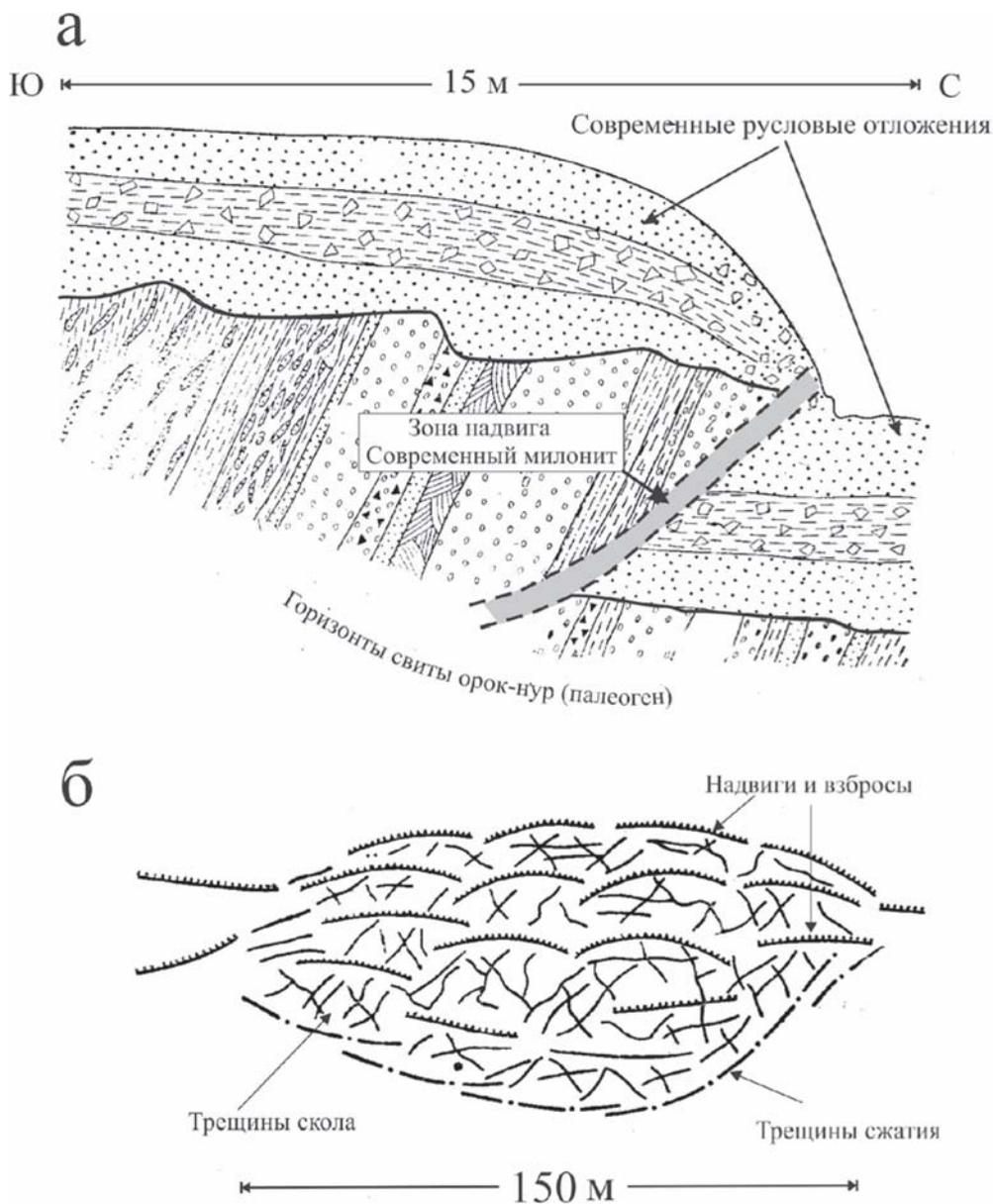
**Рис. 1.4.13.** Форберги вдоль южного борта хребта Ихэ-Богдо.

1 – палеозойские комплексы массива Ихэ-Богдо; 2 – мезозойско-кайнозойские отложения; 3 – форберги; 4 – антиклинли; 5 – краевые взбросы и надвиги; 6 – поперечные antecedентные долины и временные водотоки

ское землетрясение 1957 г. и др., во время которых были сформированы многие элементы современного рельефа, созданы и обновлены тектонические структуры (рис. 1.4.14). При этом детальное изучение структур, возникших при землетрясении 1957 г., однозначно указывает на левосдвиговую природу зоны концентрированных деформаций Гобийского Алая (Главного Монгольского линеамента).

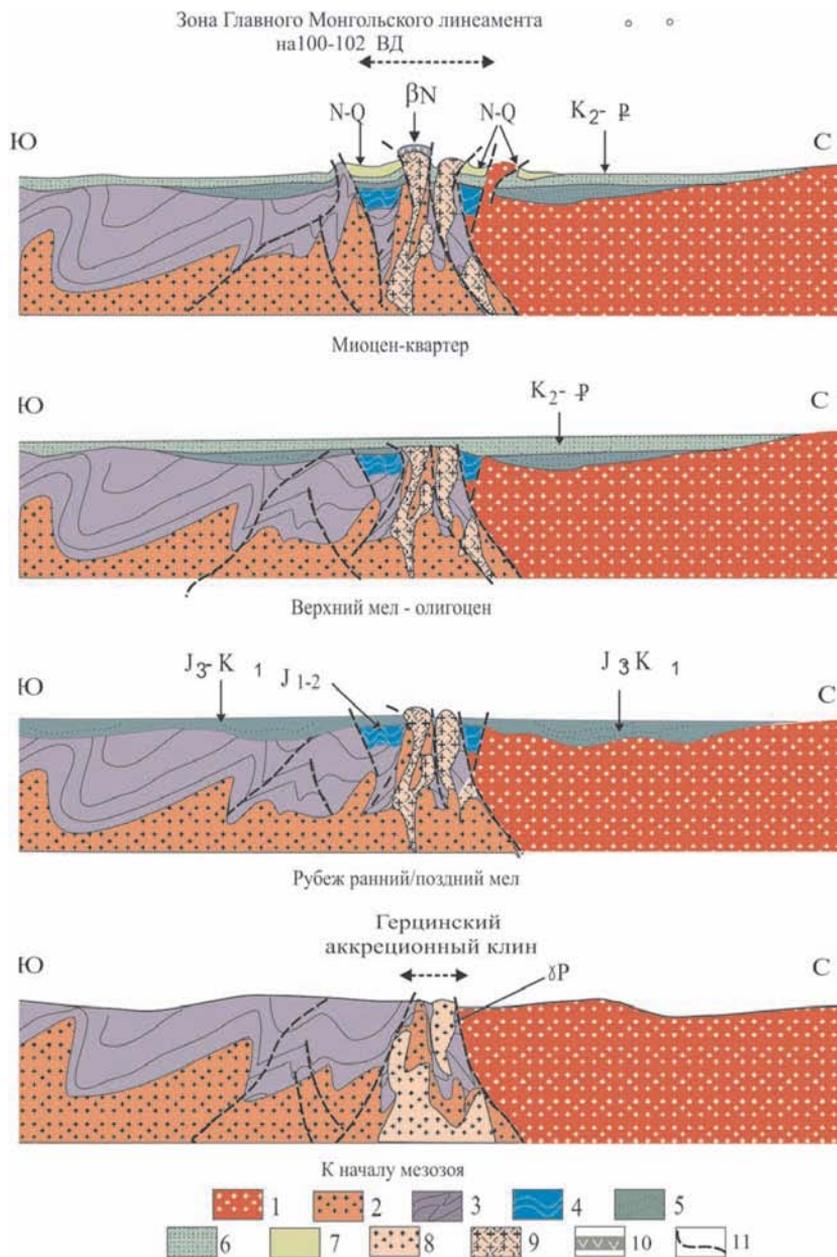
\* \* \*

Подведем некоторые предварительные итоги. К концу палеозоя на месте зоны конвергенции Северо-Монгольского континента и Южно-Монгольского палеоокеана возникла сложно построенная покровно-складчатая область. В постпалеозойской истории для данной территории четко выделяется несколько этапов (рис. 1.4.15). *Поздняя пермь – триас*: платформенный режим, выравнивание территории, накопление континентальных осадков и лав основного и среднего состава. На изученной территории – область размыва. *Ранняя – средняя юра*: перестройка палеозойского структурного плана, расчленение горных поднятий, накопление континентальных моласс, вулканическая деятельность, отчетливо проявлена линия Главного Монгольского линеамента; в конце периода складкообразовательные процессы в условиях транспрессии, затем предпозднеюрская пенепленизация. *Поздняя юра – ранний мел*: трансенсия, формирование рифтовых долин и изолированных кон-



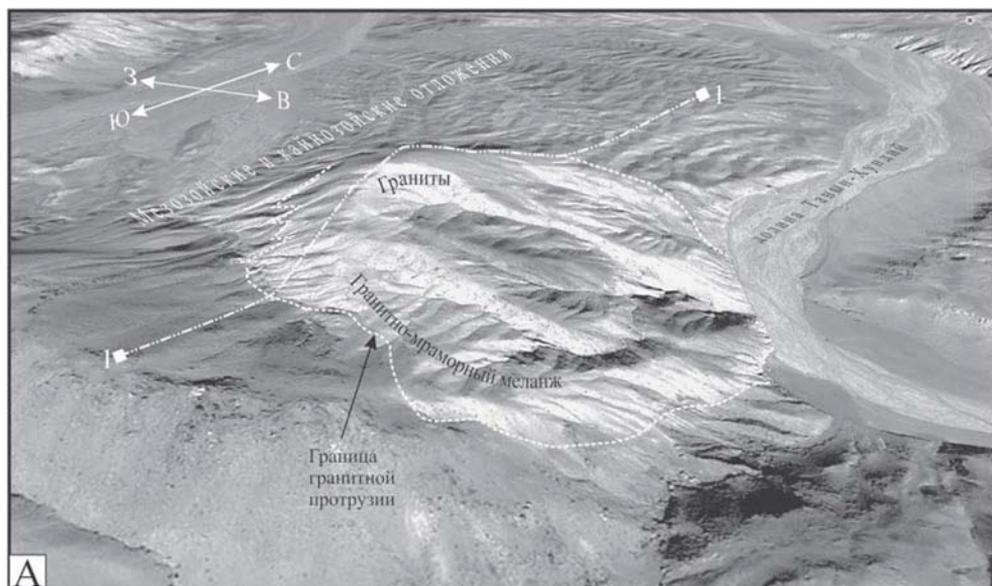
**Рис. 1.4.14.** Новейшие структуры в зоне Долинозерского разлома [Гоби-Алтайское..., 1963]: а – надвиг отложений палеогена на современные русловые отложения; б – миндалевидная структура в зоне разлом

тинентальных впадин, накопление континентальных, часто грубообломочных отложений, вулканизм; резкое проявление Главного Монгольского линеймента. В конце этапа – транспрессионный тектогенез, формирование пологоскладчатой структуры впадин и протрузивных внедрений фундамента в области поднятий, затем эпоха относительного выравнивания. *Поздний мел* –



**Рис. 1.4.15.** Модель тектонической эволюции Гоби-Алтайского сегмента Главного Монгольского линсеамента на плитной стадии развития Центрально-Азиатского пояса (для сегмента 100°–102° в.д.)

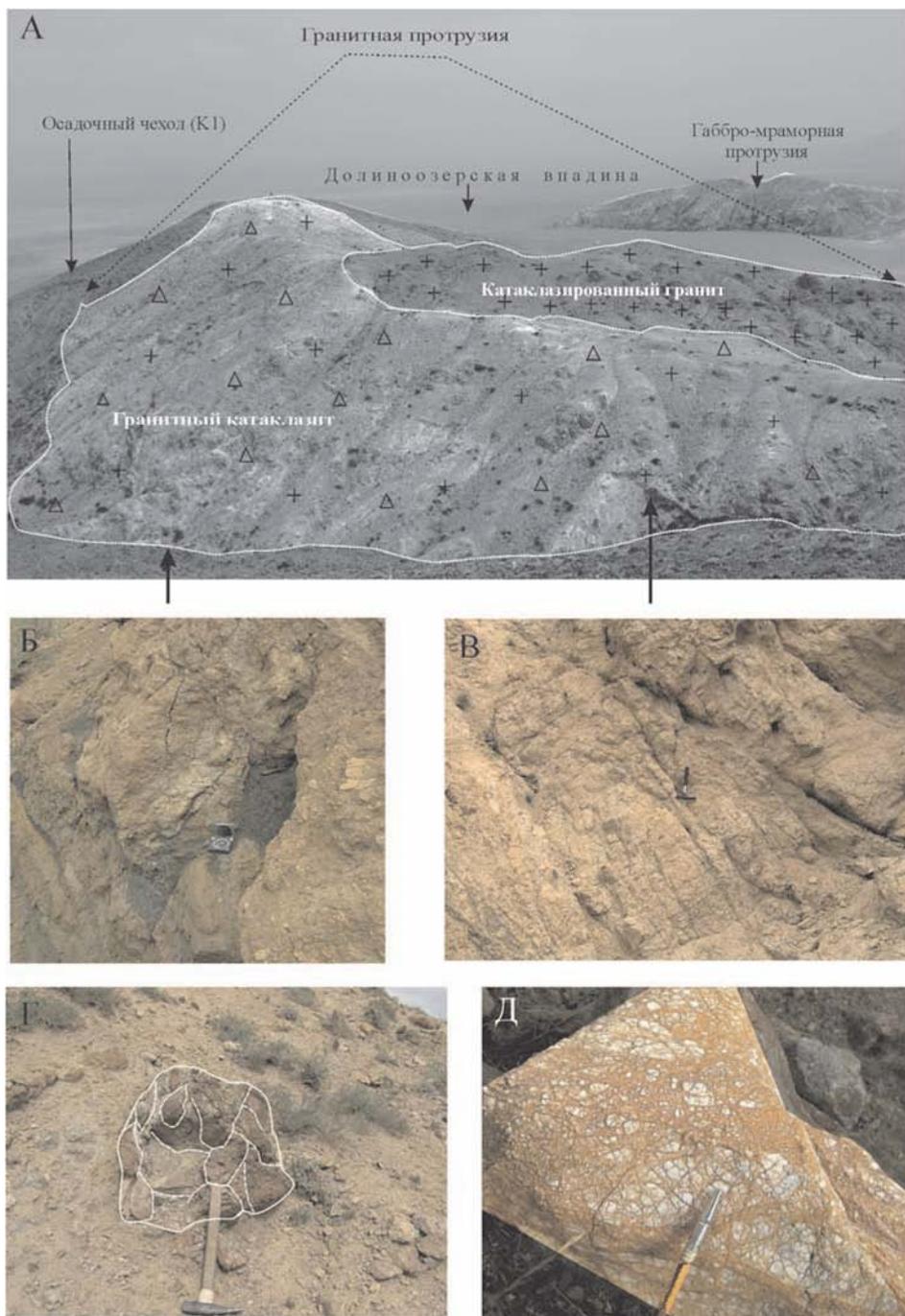
1 – область распространения каледонид; 2–3 – область распространения герцинид; 2 – гранито-метаморфический фундамент (?), 3 – палеозойское складчато-метаморфическое основание; 4 – ниже-среднеюрские отложения дискретных грабен-синклиналей; 5–6 – эпиплатформенные отложения: 5 – верхнеюрские-нижнемеловые, 6 – верхнемеловые-палеогеновые; 7 – плиоцен-четвертичные отложения предгорных шлейфов; 8 – пермские граниты; 9 – пермские граниты, катаклазированные; 10 – неогеновые базальты; 11 – разломы



**Рис. 1.4.16.** Гранитная протрузия Танын 1. Перспективные виды с юго-востока (А, изображение Google) и с востока (Б, отдешифрованный фотоснимок)

*палеоген*: общее выравнивание территории, формирование практически непрерывного платформенного терригенно-карбонатного чехла, залегающего с угловым несогласием на всех более древних образованиях; пласты деформированы только в зонах выступов палеозойского фундамента. *Неоген-квартер*: резкая активизация тектонического режима, формирование горного рельефа, оживление старых и формирование новых структурных элементов, приразломная складчатость, обновление протрузий, сейсмическая активность территории, четкое оформление Главного Монгольского линеамента.

Таким образом, тектоническая структура района является итогом интерференции нескольких тектонических событий со сменой геодинамических



**Рис. 1.4.17.** Гранитная протрузия «Танын 1»: А – общий вид с юга; Б – зеркала скольжения (пунктиром) и глинистые включения (черное) в зоне протрузивного контакта гранитоидов и отложений нижнего мела; В – гранитный катаклазит; Г – тектонически окатанный и раздробленный блок мрамора в материке из гранитного катаклазита; Д – мраморный катаклазит

условий (чередование орогенических и спокойных периодов, а также периодов трансенсии и транспрессии), в результате чего строение территории становилось все более сложным.

\* \* \*

Особое место в тектонической структуре изученного района занимают Тормхонская седловина (см. рис. 1.4.6–1.4.8) и приуроченные к ней массивы нижнепермских лейкогранитов [Кузьмин, Ярмолюк, 2011; Ярмолюк, Коваленко, 2008], частичное описание которых дано выше.

Тормхонская седловина расположена между горными массивами Бага-Богдо и Ихэ-Богдо и соответствует северной части одноименной впадины, vyplненной отложениями юры и нижнего мела, в целом полого погружающимися к югу и частично перекрытыми грубообломочной пачкой верхнего мела – палеогена (см. рис. 1.4.8 и 1.4.17). В северной, тектонически и гипсометрически приподнятой части впадины (кряж Дулан-Богдо), которая относится уже к Центральной антиклинальной зоне, на поверхность выходят породы герцинского фундамента, включая раннепермские лейкограниты и отложения промежуточного вулканогенно-осадочного комплекса ( $J_{1-2}$ ). Отложения чехольного комплекса, выполняющие седловину, или трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на породах палеозойского фундамента и складчатых отложениях нижней–средней юры, или контактируют с ними тектонически.

Генеральная структура седловины представлена двумя синклиналиными складками: западной и восточной, которые разделены антиклиналью СВ простирания с рифейскими порфиоровыми гранитами в ее ядре. Породы фундамента и отложения чехла разбиты серией продольных, косых и поперечных разломов, структурно связанных в единую систему. Залегание пластов в пределах седловины, в основном, достаточно пологое (от  $15^\circ$  до  $40^\circ$ ). При приближении к разломам залегание пластов становится более крутое вплоть до вертикального и запрокинутого. Вдоль субширотных разрывных нарушений, входящих в систему Долиноозерного и Ихэ-Богдинского разломов, породы интенсивно раздроблены, развальцованы, местами формируют тектонические меланжи с фрагментами пород мезозоя и палеозойского фундамента (см. рис. 1.4.9).

Раннепермские гранитоиды, относящиеся в данном районе к улагчинскому комплексу интрузий [Геологическая..., 1989], являются характерным морфоструктурным элементом Тормхонской седловины. В пределах изученного участка «лейкограниты» – так для краткости будем называть породы улагчинского комплекса – образуют два массива, расположенные в районе пересыхающей долины Танын-Хундий (см. рис. 1.4.6–1.4.8). Западный массив (Танын 1) располагается в центре Тормхонской седловины, восточный (Танын 2) находится на западном замыкании массива Бага-Богдо. Внутри гранитных массивов расположены небольшие тела основных и ультраосновных пород, а вдоль краевых частей массивов, образуя как бы их обрамление, расположены выходы мраморов. На контактах гранитов с вмещающими осадочными отложениями полностью отсутствуют какие-либо признаки термальных экзо- и эндоконтактовых изменений. Контакты гранитов с вмещающими



**Рис. 1.4.18.** Линзовидно-петельчатая структура западной части гранитного массива Танын 2. Дезинтегрированные граниты (относительно светлые поля с крестиками) пронизаны переплетающимися «дайками» брекчированных пород (темные полосы). Пунктир – границы брекчий и слабоизмененных гранитов

их осадочными отложениями мезозоя или «прогрессивные»<sup>5</sup> или выражены разломами, сопровождающимися зонами рассланцевания и меланжирования.

Массив Танын 1 – это обособленный гранитный массив высотой около 1700 м, возвышающийся над окружающей местностью (см. рис. 1.4.7, 1.4.8, 1.4.16, 1.4.17). В плане образует неправильный овал со слабо извилистой границей. Массив с востока прорезан глубокой долиной (разница высот от вершины до днища долины порядка 150–200 м), благодаря чему можно видеть, что в поперечном сечении он имеет форму гриба с куполообразной шляпкой (Ø 400–500 м) и суживающейся книзу ножкой (см. рис. 1.4.7). Большой по размеру Танын 2 имеет сложную в плане форму с «амебообразной» широкой частью, которая постепенно суживается в восточном направлении. В поперечном сечении массив Танын 2 имеет форму сложного купола с надвиговыми ограничениями.

В краевых частях массива дезинтегрированные граниты в ассоциации с мраморами «пластично» надвинуты на нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения, иногда сменяя их в запрокинутую в сторону от массива асиммет-

<sup>5</sup> Описание «прогрессивных» контактов см. в разделе «Объект Дзурамтай».

ричную синклинальную складку. Принципиальное значение имеет тот факт, что в зонах прогрессивных контактов этого массива найдены интенсивно деформированные и тектонически разобщенные фрагменты верхнемеловых отложений, что указывает на время наиболее поздних движений массива (см. рис. 1.4.9).

В отличие от массива Танын 1, сложенного практически монотонными породами лейкократового гранитного состава разной степени раздробленности, состав гранитоидных пород, слагающих восточный массив Танын 2, более разнообразен. Здесь присутствуют граносиениты, гранодиориты (практически неизмененные), а также дайки габброидов и ультраосновные щелочные интрузии. Неизмененные фрагменты этих пород заключены в виде включений в матриксе дезинтегрированных и карбонатизированных лейкогранитов.

Граниты обоих массивов брекчированы, раздроблены. Основная масса гранитной породы потеряла внутреннюю связность и превратилась в тектоническую брекчию (псевдодресвяник) или дезинтегрирована до состояния песка (см. рис. 1.4.17 а, б). В этой общей катаклазированной массе сохранились отдельные блоки менее тектонизированных гранитов, сохранивших первичные структуры и текстуры. Внутри массы раздробленных гранитов также расположены отдельные линзы и деформированные глыбы мраморов (см. рис. 1.4.17 г, д). Наблюдаются сложные гранитно-мраморные коллажи.

Отдельные, относительно монолитные фрагменты иногда оконтурены зеркалами скольжения, которые фиксируются и на поверхности многочисленных трещин (см. рис. 1.4.17 б).

Строение массивов (мезоуровень структур) определяется наличием многочисленных извилистых зон брекчирования, которые образуют закономерный линзовидно-петельчатый рисунок (см. рис. 1.4.7, 1.4.18). Линзы вытянуты в соответствии с удлинением гранитных массивов и имеют преимущественно крутое положение длинных осей (от 40° до 90°). В центральных частях линз находятся наименее измененные гранитоиды; периферические зоны представлены дезинтегрированными разностями, где исходные состав и структура пород сохраняются лишь в реликтах. Размер линз по длинной оси от 10–30 м до 100 м, толщина 5–10 м. На границах линзовидных структур (ромбоэдров) породы пронизаны гидротермальными прожилками кальцита и псиломелана и раздроблены. Ширина зон дезинтеграции и карбонатной обработки по краям линз составляет 0,5–2,0 м.

Переходы от относительно монолитных блоков внутри линз к катаклазированной основной массе иногда резкие, иногда нечеткие, с постепенным уменьшением степени раздробленности. Тонкая трещиноватость и рассланцованность постепенно нарастает к центру зон рассланцевания, и в ее центральной части возникает единая трещинная плоскость, выраженная наиболее поздними жильными образованиями.

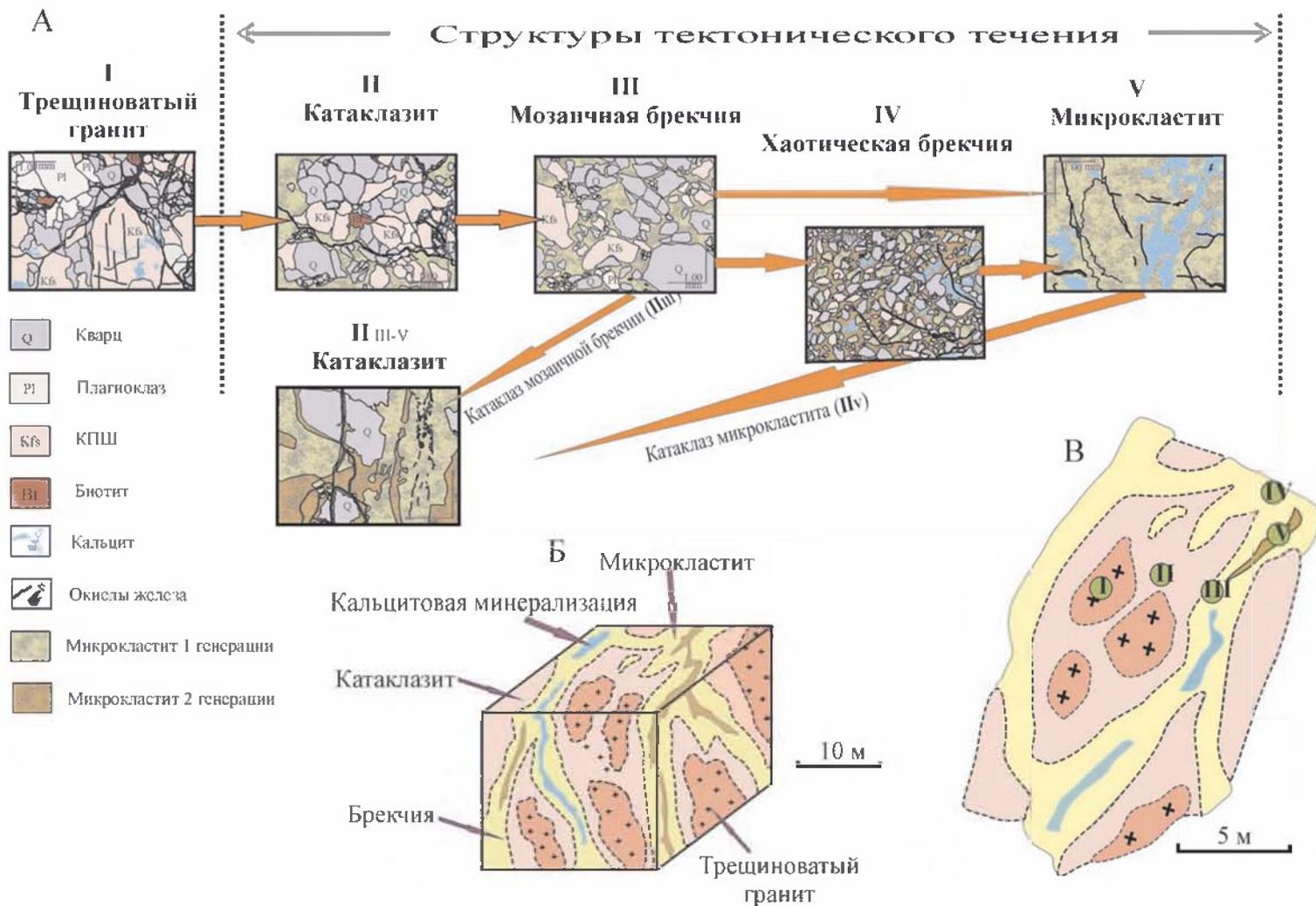
Минеральные и микроструктурные преобразования гранитоидов наиболее значительны в краевых зонах линзовидных структур (ромбоэдров) и в промежутках между ними: граниты дробятся на уровне размерности минеральных зерен с заполнением межзернового пространства тонкозернистыми агре-

гатами. По аналогии с аркозовыми кластитами Дзуратгайского массива [Цеховский и др., 2009] такие породы названы «микрочластитами». Состав матрикса часто соответствует составу исходных гранитов, но с повышенным содержанием кварца и иногда содержит глины и кальцит.

От центра линз к их краям дезинтеграция и деформация пород усиливается. Латеральный ряд изменений, отражающих стадии деформации в общих чертах следующий (рис. 1.4.19, 1.4.20): трещиноватый лейкогранит или граносиенит (I) → катаклазиты или трещинные микробрекчии (II) → мозаичные и хаотические микробрекчии (III) → рекристаллизованный тонкокристаллический микрочластит с редкими обломками или без них (IV). Можно полагать, что такая зональная смена типов и интенсивности деформации пород отвечает и временной последовательности их переработки: процесс, начинаясь с возникновения отдельных, более или менее крупных и изолированных трещин постепенно доходит до полной дезинтеграции породы, сопровождающейся соответствующими минерально-вещественными преобразованиями.

В малодеформированных гранитах (см. рис. 1.4.19 В, зона I) трещинные структуры отвечают хрупко-упругим условиям деформации и представлены обычно кальцитовыми и Mn-Fe-гидроокисными прожилками, типичными для гидротермальной переработки пород в умеренно-низкотемпературных условиях. Они многофазны и могут формироваться одновременно с очаговой карбонатизацией полевых шпатов вплоть до полного их замещения и образования кварц-карбонатных пород. Также присутствуют разновозрастные кольцевые или полигональные (в плоскости шлифа) микротрещины, которые могут быть открытыми или заполнены органическим веществом. Такие трещины, по кинематике, очевидно, являются трещинами отрыва, и, судя по форме, отражают процессы неравномерного изменения объема минеральных зерен. Увеличение плотности микротрещин и переход к структурам катаклаза сопровождается образованием тонкозернистого материала по межзерновым и секущим трещинам и порам, или по трещинкам спайности полевых шпатов (рис. 1.4.20 ж). Микронзондовый анализ тонкокристаллического материала показал, что он представляет собой кварц-каолинитовый агрегат, иногда с примесью ортоклаза и серицита [Пржиялговский и др., 2010]. Иногда сохраняются структуры более ранней дезинтеграции породы – зоны рекристаллизованного мелкокристаллического агрегата на границах зерен исходной породы. Появление мелкокристаллических агрегатов начинается с характерного «вспучивания» границ кристаллов и идет вплоть до полного отпочкования мелких зерен (рис. 1.4.20 а, б).

Обособление субзерен внутри крупных кристаллов фиксируется по «шахматному» волнистому угасанию кварца и «пламенным» формам двойниковых рисунков в полевых шпатах. Отмеченные структуры являются типичным проявлением динамической рекристаллизации, более ранней по отношению к катаклазу и брекчированию. Присутствие в матриксе глинистых минералов группы каолинита и карбонатов, обычно формирующихся в гранитоидах в относительно низкотемпературных условиях, может отражать поздние гипергенные изменения ранее образованного кварц-полевошпатового агрегата, воз-



← **Рис. 1.4.19.** Латерально-временной ряд дезинтеграции гранитов (массив Танын 2): А – набор структур тектонического течения и последовательность их формирования; Б, В – структура гранитов: Б – объемная, В – плоскостная, I–V – места отбора шлифов

ничего в процессе динамической рекристаллизации, либо, наоборот, указывать на исходный состав высокопластичного матрикса (глинисто-карбонатного), впоследствии подвергшегося окварцеванию.

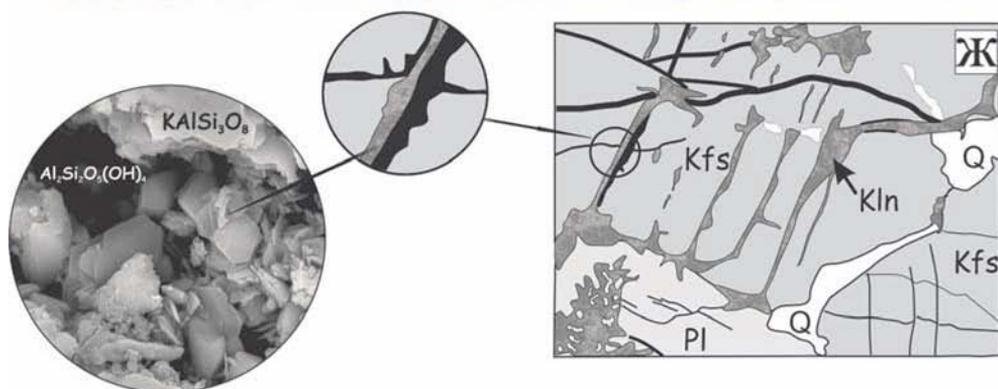
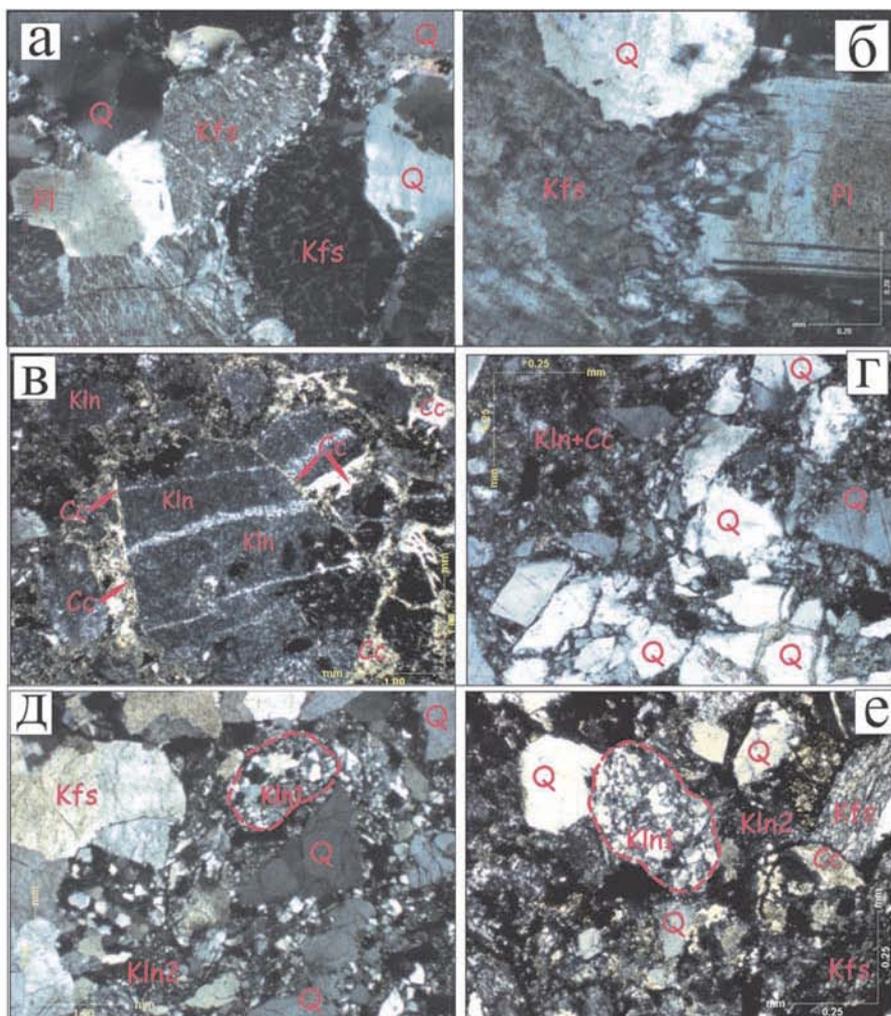
Таким образом, отмечается два пути формирования тонкозернистых агрегатов (не считая тех, что обусловлены механическим истиранием породы): динамическая рекристаллизация порообразующих минералов и замещение вторичных минералов в процессе катаклаза. Следует подчеркнуть, что минеральная перестройка по второму сценарию, часто наблюдаемая в корах выветривания изверженных пород, не ограничивает область проявления низкотемпературных минеральных преобразований малоэнергичной зоной гипергенеза, а может распространяться на большие глубины, охватывающие весь массив дезинтегрированных масс пород [Леонов М. и др., 2014 а, б]. Появление в породе тонкокристаллического агрегата сопровождается сдвиговыми смещениями по трещинам и их неравномерным раскрытием, порода приобретает катакlastическую структуру (см. рис. 1.4.19, зона II).

При достаточном объеме тонкозернистого агрегата (см. рис. 1.4.20 г, ж), который играет роль среды пониженной вязкости, возникают мозаичная и хаотическая микробрекчии (по классификации [Woodcock, Mort, 2008]) с размерностью фрагментов, соответствующей размеру минеральных зерен (1–3 мм) или даже меньше (рис. 1.4.19, зона III–IV). На этих стадиях деформационные структуры микроуровня отвечают условиям вязко-пластичного течения.

При прогрессивном развитии процесса обломки минералов испытывают поворот и смещение относительно друг друга. Они продолжают дробиться, происходит их постепенное измельчение и «растворение» в матриксе, объем которого увеличивается в процессе деформации. В конечном итоге брекчии превращаются в тонкозернистую, преимущественно кварцевую породу (зона IV), часто пронизанную карбонатными прожилками, отвечающими более поздним стадиям хрупкого дробления. Важно отметить, что среди обломков в хаотических брекчиях встречаются обломки пород с ранее возникшим кварц-каолинит-серицитовым агрегатом (см. рис. 1.4.19 в, д, ж), что указывает на неоднократную мобилизацию пластической деформации горных пород.

На микроуровне повсеместно обнаруживаются межзерновые трещины, открытые или заполненные прожилками новообразованных глинистых минералов группы каолинита, карбонатов, железистых минералов, что однозначно указывает на увеличение объема пород (дилатансии), начиная с самых ранних стадий тектонической перестройки. Признаки дилатансии устанавливаются и на последующих стадиях – катакlastического течения и брекчирования.

Таким образом, разнообразие микроструктур и последовательность их образования указывают на пространственную неоднородность деформации пород гранитного массива и на неоднократную смену во времени хрупкого и пластичного механизмов релаксации напряжений. Рассмотренный материал



**Рис. 1.4.20.** Деформационные микроструктуры и синтектонические минеральные преобразования лейкократовых гранитов: А, Б – мелкокристаллические агрегаты кварц-полевошпатового состава (показаны стрелками), возникшие при динамической рекристаллизации (массив Танын, ник. +); В– хаотическая микробрекция с каолинит-

кальцитовым матриксом (пунктиром выделен крупный фрагмент более раннего микрокластита каолинит-кварцевого состава с кальцитовыми и кварцевыми прожилками, массив Танын, ник. +); Г – мозаичная микробрекчия с фрагментами кварца и полевых шпатов в каолинит-кальцитовом матриксе (массив Танын, ник.+); Д, Е – хаотические микробрекчии с фрагментами ранних микрокластитов кварц-каолинового состава в позднем каолин-кальцитовом матриксе (Д – массив Дзурамтай, Е – массив Танын, ник.+); Ж – развитие каолинита по трещинам спайности ортоклаза (на врезках – детали строения каолинит-лимонитового прожилка и микросканерное изображение)

показывает, что основной тренд структурно-вещественных преобразований, прослеживаемый в породах Танынского массива – это прогрессивное увеличение объема высокопластичного тонкокристаллического агрегата, который на ранних стадиях заполняет трещины в катаклазированной породе, а затем постепенно занимает все больший объем в качестве матрикса микробрекчий вплоть до полного замещения им породы. Эта эволюционная линия, ведущая к все возрастающей «пластификации» пород и проявлению тектонического течения на микро- и мезомасштабном уровнях, прерывается на разных стадиях проявлением хрупких деформаций – образованием трещин с карбонатной или рудной жильной минерализацией. Эти наложенные хрупкие деформации, в свою очередь, могут вновь сменяться объемным катаклизмом и брекчированием и формировать структуры тектонического течения следующей генерации.

В морфоструктурном смысле граниты, вернее – гранитные катаклазиты – образуют «морфологические аномалии»: раздробленные, разрыхленные породы в виде относительно изометричных тел выведены на более высокий гипсометрический уровень, чем окружающие их отложения молодого осадочного чехла и зачастую надвинуты на них. При этом пласты осадочных пород залегают вертикально или запрокинуты в сторону от гранитных массивов, что особенно четко выражено в массиве Танын 1 (см. рис. 1.4.7, 1.4.16). Из приведенных данных совершенно очевидно, что граниты массивов Танын 1 и Танын 2, так же, как и Дзурамтайский массив, образуют «тела протыкания» – массивы гранитов, тектонически внедрившиеся в отложения осадочного чехла на постумной стадии своего существования, после того, как они вошли в состав консолидированной коры. Т.е., согласно определению Ч.Лайеля (см. сноску<sup>(1)</sup>), эти тела могут быть отнесены к категории кристаллических протрузий.

Становление лейкогранитовых интрузий Гобийского Алтая согласно данным изотопной геохронологии, имеет раннепермский возраст, и по геохимическими и изотопным характеристикам они отнесены к постороженным внутриплитным (поздне- и постскладчатым) интрузиям [Кузьмин и др., 2011; Ярмолюк и др., 2008]. Их доюрский возраст подтверждается также наличием интрузивных контактов с отложениями девона – карбона [Гоби-Алтайское..., 1963]) и трансгрессивным налеганием на них отложений мезозоя и кайнозоя. Взаимоотношения гранитов с породами ниже-среднеюрской бахарской свиты свидетельствуют, что уже перед ранней юрой эти граниты вошли в состав консолидированной коры в виде интрузивных тел, остыли и вместе с другими палеозойскими образованиями были эродированы и перекрыты вулканоген-

но-осадочными отложениями чехла. Таким образом, первая фаза эксгумации гранитов улагчинского комплекса приходится на промежуток времени поздняя пермь – триас (?). Причем, эксгумация проявляется уже в режиме «плитной», достаточно холодной коры.

В массивах Ихэ-Богдо и Бага-Богдо в ряде мест на гранитах и на дислоцированных отложениях  $J_{1-2}$  с разрывом и угловым несогласием залегают толщи пород  $J_3$ – $K_1$ . Эти взаимоотношения фиксируют этап деформации пород фундамента (в том числе – гранитов) и ниже-среднеюрского проточехла на рубеже  $J_2$ /  $J_3$ , выведение их на дневную поверхность и денудацию. Из сказанного вытекает, что к рубежу средняя/поздняя юра приурочена вторая фаза эксгумации гранитов.

В то же время взаимоотношения лейкогранитных массивов Танын 1 и Танын 2 с чехольными отложениями верхней юры – нижнего мела и верхнего мела – палеогена отличаются своеобразием. Отложения верхней юры – нижнего мела на границе с гранитами вздернуты, местами запрокинуты. Между кристаллическими и осадочными толщами наблюдаются тектонические взаимоотношения (ярко выраженные срывы с расланцеванием, брекчированием, зеркалами скольжения), надвигание гранитов на осадочные толщи, или так называемый, «прогрессивный» контакт (см. выше). Все это указывает на механическое внедрение холодных гранитов в осадочные толщи с деформацией как кристаллических гранитов, так и отложений осадочного чехла. На границе раннего и позднего мела происходит складчатая деформация чехольного комплекса и усложнение структуры фундамента, денудация и последующая пенеппенизация территории. Палеозойские комплексы, отложения верхней юры – нижнего мела, граниты улагчинского комплекса и протрузивно-тектонические контакты между этими образованиями трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего мела – палеогена. Наблюдаемые взаимоотношения свидетельствуют, что третья фаза внутриплитной эксгумации массивов, связанная с их «холодным» внедрением в отложения чехла, происходит в узком временном интервале: после отложения осадков хухтыкского горизонта нижнего мела и до возникновения горизонта конгломератов сайшандинской свиты мела верхнего.

И, наконец, четвертая фаза эксгумации гранитных массивов улагчинского комплекса связана с неоген-четвертичным этапом, что вытекает из следующих наблюдений и фактов, изложенных в разных разделах статьи: наличия «прогрессивных» контактов с отложениями верхнего мела – палеогена на контакте с лейкогранитами; участия в строении общей куполообразной структуры района хр. Дулан-Богдо с относительным воздыманием более чем на 2 км; приуроченность к зонам новейших разломов; формирования танынскими гранитами морфологических аномалий; общего воздымания территории Центральной Азии с формированием локальных приподнятых участков, сложенных гранитами, за последние 2,5–3 млн лет [Буслов и др., 2008].

Таким образом, с большой долей уверенности можно говорить о длительном процессе «холодной» эксгумации гранитных массивов региона, которая осуществлялась в несколько этапов: *1 этап* – триасовый –дораннеюрский;

2 этап – допозднеюрский; 3 этап – допозднемеловой; 4 этап – миоцен-четвертичный (неотектонический). При этом протрузивный механизм эксгумации устанавливается по крайней мере для двух последних этапов.

\* \* \*

Таким образом, в пределах зон концентрированной деформации Южной Монголии, соответствующих осевым зонам Гобийских ветвей Алтая и Тянь-Шаня, установлены гранитные массивы, испытавшие тектоническую активизацию на плитном и орогенном этапах развития территории. Вопросы, связанные с расшифровкой факторов и механизмов постмагматической тектонической переработки гранитов, будут обсуждаться в специальном разделе (см. третью главу), но подчеркнем главное.

– Позднерогенные граниты претерпели интенсивную структурную переработку и в значительных объемах представляют собой тектонический катаклазит.

– Граниты формируют «тела протыкания», которые можно диагностировать как кристаллические протрузии [Леонов М., 2012; Чиков, 1988; Cunningham, 2010].

– Формирование гранитных протрузий, являющихся составным элементом консолидированной коры, происходит на стадии внутриплитной активизации.

– Возникновение гранитных протрузий – процесс многокомпонентный и перманентно активизирующийся, начиная с начала мезозоя и вплоть до настоящего времени.

– Гранитные протрузии установлены нами в этом районе впервые, и они являются ярким свидетельством объемной подвижности кристаллических пород консолидированной коры в пределах узких тектонических зон на всем протяжении плитного этапа развития территории Южной Монголии.

### *Литература*

*Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Лувсендэнзан Б.* Основные черты тектоники Монгольской народной республики // Орогенические пояса. Докл. сов. геол. XX сессия МГК. Проблема 3. М.: Наука, 1968. С. 62–67.

*Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.

Вулкано-плутонические ассоциации центральной Монголии. Тр. ССМНИГЭ / Ред. В.И. Коваленко. Вып. 50. М.: Наука, 1991. 230 с.

Геологические формации Монголии. Труды совместной российско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 55. М.: Шаг, 1995. 179 с.

Геологическая карта МНР. Масштаб 1:200 000. L-47-XXX. М.: Мингео СССР, 1989.

Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

*Дамдинжав Б., Дэлгэрсайхан А., Бадамгарав Ж.* Геологическая карта Монголии. Масштаб 1:200 000. Лист К-48-VIII. Улан-Батор, 1999.

*Девяткин Е.В.* Деформация поверхности выравнивания Западной Монголии за новейший этап тектонического развития. Поверхности выравнивания. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1970. С. 32–40.

*Девяткин Е.В.* Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. С. 102–114.

*Добровольский В.В.* Гипергенез и коры выветривания. Избранные труды. Т. I / Отв. ред. Н.С. Касимов. М.: Научный мир, 2007. 508 с.

*Зайцев Н.С., Зонениайн Л.П., Маркова Н.Г. и др.* Тектоника Монголии // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 125–138.

*Зонениайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г. и др.* Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая // Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970. С. 114–131.

*Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Тр. Тр. ССМНИГЭ. М.: Наука, 1990. 240 с.

*Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.* Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. № 6. 2011. С. 3–23.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–26.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Главный Монгольский линеймент: структура и эволюция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания. Выпуск 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 127–130.

*Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 1. Экзогенная и тектоническая постмагматическая дезинтеграция гранитных массивов // Литология и полезн. ископаемые. 2014 а. № 1. С. 89–112.

*Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная гипергенная и тектоническая переобработка гранитных кластитов // Литология и полезн. ископаемые. 2014б. № 2. С. 1–19.

*Макарычев Г.И.* Проблема дорифейских палеоокеанов в Центральной Азии (Южная Сибирь, Монголия, Северный Китай) // Проблемы геодинамики литосферы / Ред. А.В. Лукьянов. М.: Наука, 1999. С. 123–143.

Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. 212 с.

*Митрофанов Ф.П., Казаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.

*Нагибина М.С.* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации орогенной (континентальной) стадии развития. Группа молассовых формаций // Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. С. 39–63.

*Николаева Т.В.* Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. 152 с.

*Парфеев А.В., Саньков В.А.* Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Западной и Центральной Монголии // Физика Земли. № 5. 2010. С. 3–14.

*Пржиялговский Е.С., Леонов М. Г.* Структуры, механизмы и предпосылки постумных реидных деформаций в гранитах // Тектоника и актуальные вопросы наук о земле. Материалы III Тектонофизической Всероссийской конференции. Т. 2. М.: ИФЗ, 2012. С. 39–42.

*Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 169–173.

*Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.

*Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации Южной Монголии // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.

*Пржиялговский Е.С., Щербакова Т.Ф., Лаврушина Е.В., Савичев А.Т., Горькова Н.В.* Особенности проявления квазипластических деформаций гранитов массива Танын (Гоби-Алтай, Южная Монголия) на микроуровне // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. совещания. Вып. 8. Иркутск: СО РАН, 2010. Т. 2. С. 43–44.

*Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Шаркова Т.Т.* Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101–137.

*Самойлов В.С., Аракелянц М.М.* Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение // Геотектоника. 1989. № 3. С. 97–104.

*Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 152 с.

*Синица С.М.* Юра и Нижний мел Центральной Монголии. Труды совместной российско-монгольской палеонтологической экспедиции. Вып. 42. М.: Наука, 1993. 208 с.

*Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и позднемеловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. М.: Изд-во Наука, 1977. 125 с.

Типы магм и их источники в истории Земли. Ред. О.А. Богатиков, В.И. Коваленко. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. 280 с.

*Тогтох Д., Лхундзэ Ш., Баатар Ц. и др.* Геологическая карта Монгольской республики, лист L-48-XXXI (Их-Баян-уул). Улан-Батор: Изд-во ГУГК МНР, 1985.

*Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. № 4. 1965. С. 3–14.

*Цеховский Ю.Г.* Литогенез в зонах активизации тектонического режима // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 245–266.

*Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.

*Чиков Б.М.* Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–28.

*Шувалов В.Ф.* Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 50–112.

Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Тр. ССМНИГЭ. Вып. 49. М.: Наука, 1990. 240 с.

*Ярмолюк В.В.* Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития / Ред. И.В. Лучицкий // Тр. ССМНИГЭ; Вып. 23. М.: Наука, 1978. 134 с.

Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский рифтогенез и проблемы батолитообразования в Центральной Азии // Материалы науч. совещания. Вып. 8. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 158–159.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.

Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // Geol. Rundsch. 1967. Vol. 56. No. 2. P. 567–596.

Cunningham W.D. Tectonic setting and structural evolution of the Late Cenozoic Gobi Altai orogen. Geological Society, London, Special Publications. 2010. V. 338. P. 361–387.

Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D. Et al. Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai – Tien Shan connection. Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 140. P. 67–82.

Dejidmaa G., Badarch G. Summary of pre-accretionary and accretionary metallogenic belts of Mongolia // Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / R.Seltmann, O.Gerel, D.Kirvin (eds.). London: CERCAMS, 2005. P. 25–30.

Graciansky P.-C. Le problem des «côloured mtlanges» à propos de formation chaotiques associées aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). Rev. géogr. phys. et geol. dyn. 1973. Vol. 15. Fasc. 5. P. 555–556.

Jahn B.M., Wu F., Chen B. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2000. V. 91. P. 181–193.

Tomurtogoo O. Tectonics and evolution of Mongolia // Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphasis on copper and gold deposits / R.Seltmann, O.Gerel, D.Kirvin (eds.). London: CERCAMS, 2005. P. 5–12.

Woodcock N.H., Mort K. Classification of fault breccias and related fault rocks // Geol. Mag. V. 145 (3). Cambridge: Univ. Press, 2008. P. 435–440.

## *Глава 1.5* **Тянь-Шань**

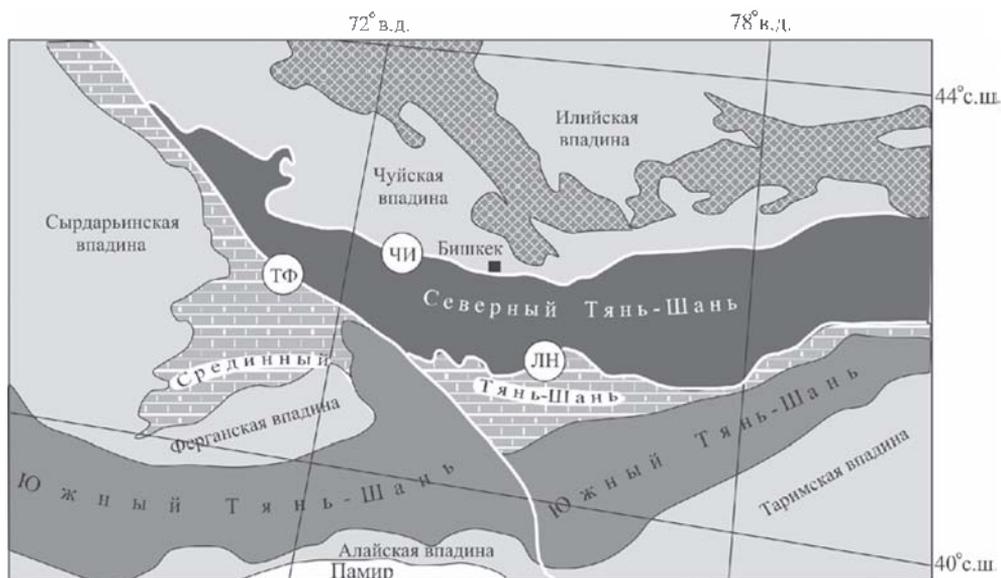
Одним из регионов, где граниты широко развиты в составе фундамента, является Северный Тянь-Шань (рис. 1.5.1), покровно-складчатая структура которого была сформирована в каледонское время и частично преобразована на герцинском этапе. В альпийское время, пройдя стабильную платформенную стадию (J–K), регион в кайнозое был преобразован в высокогорный пояс, являющийся частью Евразийского орогена.

Северный Тянь-Шань входит в состав Киргизско-Казахского континента, и в его пределах выделяются два структурных этажа: фундамент и осадочный чехол. Фундамент сложен вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами докембрия и палеозоя и пронизан массивами гранитоидов, главным образом, позднеордовикского и раннесилурийского возраста. В пределах нижнего этажа выделяются две провинции (рис. 1.5.2): в северной преимущественно развиты осадочно-вулканогенные и метаморфические породы при подчинённой роли гранитов, в южной главное место занимают гранитоиды. Верхний – платформенно-орогенный – этаж представлен терригенными континентальными отложениями ранней юры, палеогена, неогена и квартера, сформированными в межгорных и внутригорных впадинах. При этом крупные впадины (Сусамырская, Джумгальская, Иссык-Кульская, Кочкорская и др.) сосредоточены в провинции, максимально насыщенной гранитами.

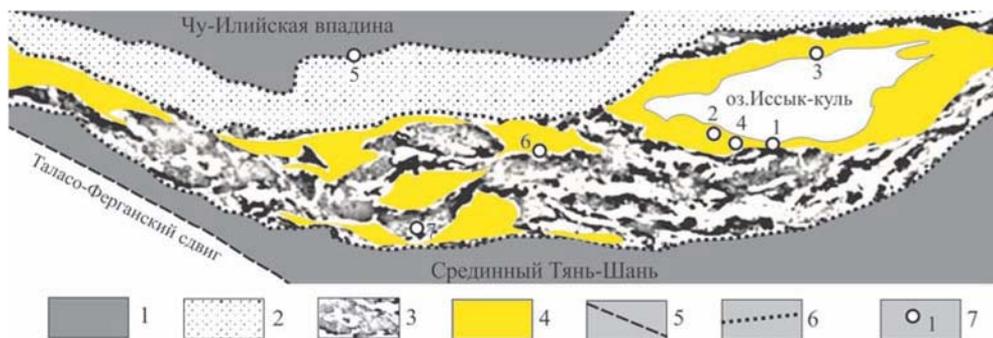
В настоящее время Северный Тянь-Шань представляет собой горную страну, морфоструктура которой сформирована в период новейшей активизации, и большая роль в создании архитектуры земной коры региона принадлежит горным массам фундамента [Буслов и др., 2003, 2008, 2014; Закономерности..., 1973; Макаров, 1977; Миколайчук и др., 2003; Рыбин и др., 2014; Трифионов и др., 2008; Уфимцев и др., 2009; Чедия, 1986; Шульц, 1979]. Однако описания постмагматической переработки гранитов на плитной и орогенной стадиях, единичны [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Лукина, 1973; Маринин и др., 2015; Миколайчук и др., 2003; Морозов и др., 2014; Сим и др., 2012], и новые данные, приведенные в главе, представляют интерес с позиций рассматриваемой проблемы.

### *1.5.1. Обрамление Иссык-Кульской впадины*

Иссык-Кульская впадина, центральную часть которой занимает одноименное озеро, расположена в пределах Северного Тянь-Шаня, входящего в состав новейшего Евразийского эпиплатформенного орогена. Впадина вместе с обрамляющими ее хребтами (Кунгей-Алатоо на севере и Терской-Алатоо на юге) в тектоническом плане соответствует области распространения докембрийского и палеозойского складчато-метаморфического фундамента Иссык-Кульской глыбы Муюнкумо-Наратского массива [Юдахин, 1983]. Глыба сложена преимущественно докембрийскими и палеозойскими (ордовикско-силурийскими) гранитоидами. В краевых её частях сохранились фрагменты ниж-



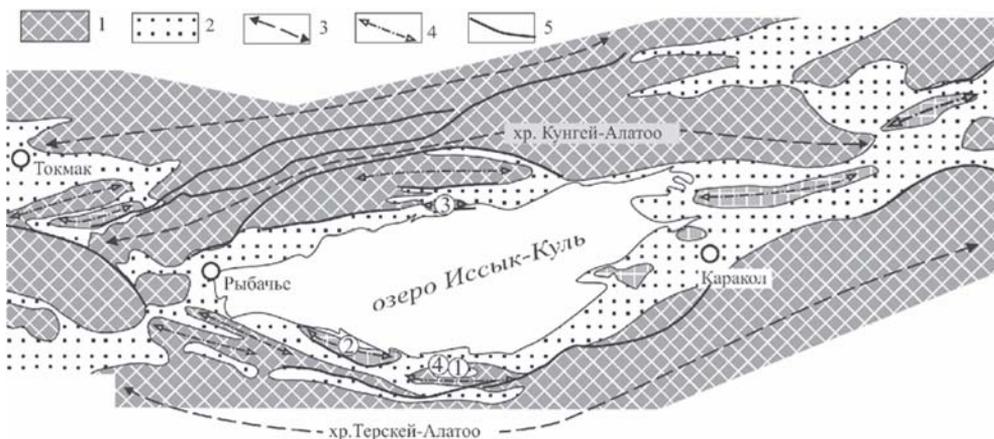
**Рис. 1.5.1.** Главные тектонические элементы Тянь-Шаня и сопредельных территорий: Белые линии – зоны ограничения Северного Тянь-Шаня: ТФ – Таласо-Ферганский разлом; ЧИ – Чу-Илийская разломная зона; ЛН – линия Николаева



**Рис. 1.5.2.** Положение альпийских межгорных впадин в структуре Северного Тянь-Шаня.

1 – Чу-Илийская впадина и Срединный Тянь-Шань; 2–4 – Северный Тянь-Шань: 2 – область фундамента, сложенная преимущественно складчато-метаморфическими толщами докембрия и палеозоя, 3 – область фундамента, сложенная преимущественно гранитами ордовикского и силурийского возраста, 4 – альпийские впадины; 5 – Таласо-Ферганский сдвиг; 6 – границы тектонических единиц; 7 – гранитные массивы: 1 – Чонкурчак, 2 – Кызыл-Чоку, 3 – Пришиб, 4 – Кызыл-Булак, 5 – Чонкурчак, 6 – южный борт Кочкорской впадины; 7 – Сусамырский массив

непалеозойских отложений в виде моноклиально залегающих пластов или простых крупных антиклинальных и синклиналиных складок с пологими сводами. На севере впадина граничит с позднекаледонскими структурами Чон-Кеминской складчатой области, с юга – с раннекаледонскими структурами Бурханской зоны. Впадина представляет собой пологую широтно вытя-



**Рис. 1.5.3.** Положение Иссык-Кульской впадины в современной структуре Северного Тянь-Шаня.

1 – поднятия палеозойского фундамента (мегаантиклинали); 2 – впадины, выполненные мезозойскими и кайнозойскими обложениями; 3 – оси мегаантиклиналей; 4 – оси второстепенных антиклиналей; 5 – главные разломы. Схема составлена с использованием данных [Горячев, 1959]. Цифры в кружках – объекты исследований: 1 – Чонкурчак, 2 – Кызыл-Чоку, 3 – Пришиб, 4 – Кызыл-Булак

нутую отрицательную структуру (200×70 км), осложненную флексурными и антиклинальными перегибами, местами подорванными разломами (рис. 1.5.3, 1.5.4, 1.5.5). Вдоль бортов впадины выделяются Южнокунгейская и Предтерскейская зоны новейшей активизации.

Впадина выполнена мезозойскими и, главным образом, кайнозойскими отложениями [Геологическая..., 1980; Геология..., 1972; Горячев, 1959; Ерофеев, Цеховский, 1990; Чедия, 1986; Шульц, 1979] суммарная мощность которых, по данным сейсмопрофилирования, в центральной части достигает 4,5 км [Юдахин, 1983]. Максимальный размах рельефа от вершин хребтов до днища впадины составляет около 9000 м. В основании чехла расположена кора выветривания, сформированная по породам складчато-метаморфического домезозойского фундамента, главным образом, по гранитам. На коре выветривания отдельными пятнами залегают нижнеюрские угленосные терригенные отложения (0–400 м), на которых (или непосредственно на коре выветривания) расположены глинисто-карбонатно-гравийные образования коктурпакской свиты палеоцена–эоцена (до 25 м), в значительной степени сформированные за счет перемява предпалеоценовой коры выветривания. В коктурпакской свите отмечены маломощные пластовые тела основных вулканитов. Разрез – местами согласно, местами с размывом – наращивается терригенной красноцветной толщей киргизской серии (500 м) олигоцена – нижнего миоцена, которая, в свою очередь, надстраивается песчаниками с прослоями конгломератов иссыккульской свиты плиоценового возраста (700 м) [Геология..., 1972; Турчинский, 1970], составляющими основной объем осадочного выполнения впадины. Выше с угловым несогласием на разных



**Рис. 1.5.4.** Схематические морфоструктурный и геологический поперечные профили Исык-Кульской впадины и ее обрамления (с использованием данных [Горячев, 1959; Уфимцев и др., 2009; Юдахин, 1983] и личных наблюдений)

1 – палеозойский фундамент; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол; 3 – домезозойская поверхность выравнивания (вершинная поверхность); 4–5 – разломы: 4 – главные, 5 – второстепенные

горизонтах подстилающего разреза залегают верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые валунники шарпылдакской свиты (до 200–300 м) [Геологическая..., 1980; Геология..., 1972]<sup>1</sup> и более молодые аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения.

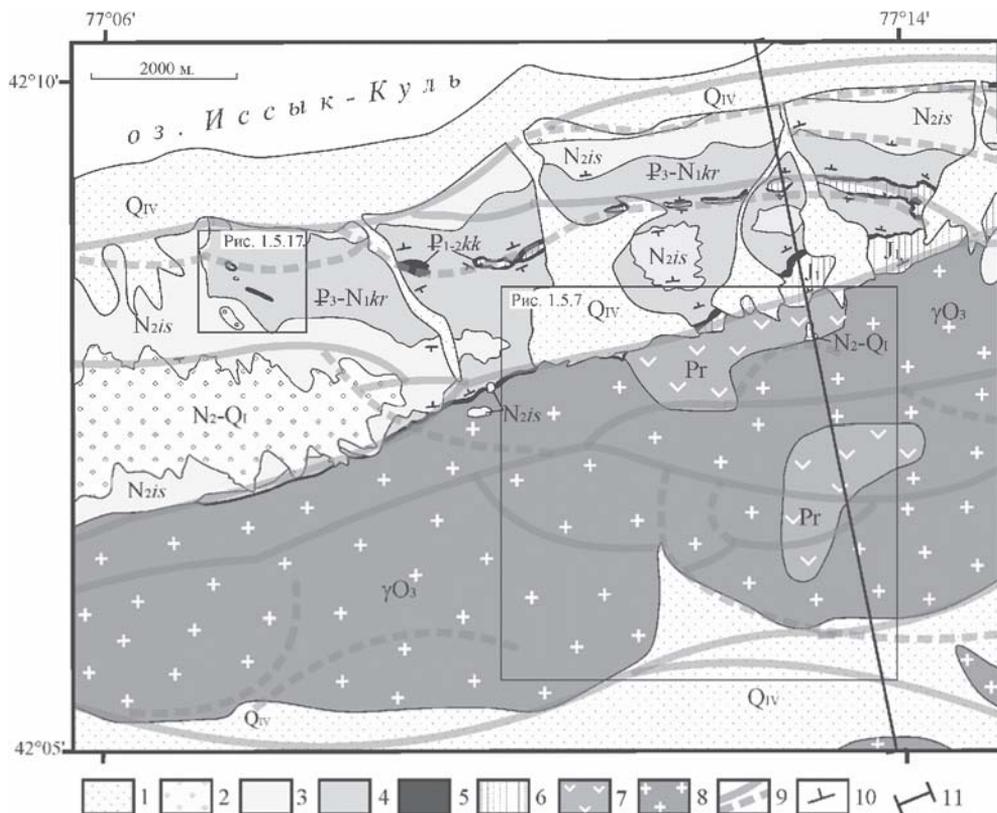
Гранитоиды в обрамлении Исык-Кульской депрессии слагают горные хребты Кунгей-Алаато и Терскей-Алаато, а также образуют изолированные кулисно расположенные массивы (купола-антиклинали) в области распространения осадочного чехла [Горячев, 1959; Уфимцев и др., 2009]. Нами изучены гранитные массивы Чонкурчак<sup>2</sup>, Кызыл-Булак, Кызыл-Чоку и Пришиб (см. рис. 1.5.3).

### Объект Чонкурчак (район р. Каджи-Сай)

Распространение мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Исык-Кульской впадины с юга ограничено северными отрогами хребта Терскей-Алаато, сложенного преимущественно гранитами, лейкогранитами и диоритами позднеордовикского–раннесилурийского возраста. Массив Чонкурчак (рис. 1.5.5, 1.5.6, 1.5.7) представляет собой одну из крупных ( $\approx 7 \times 25$  км) ку-

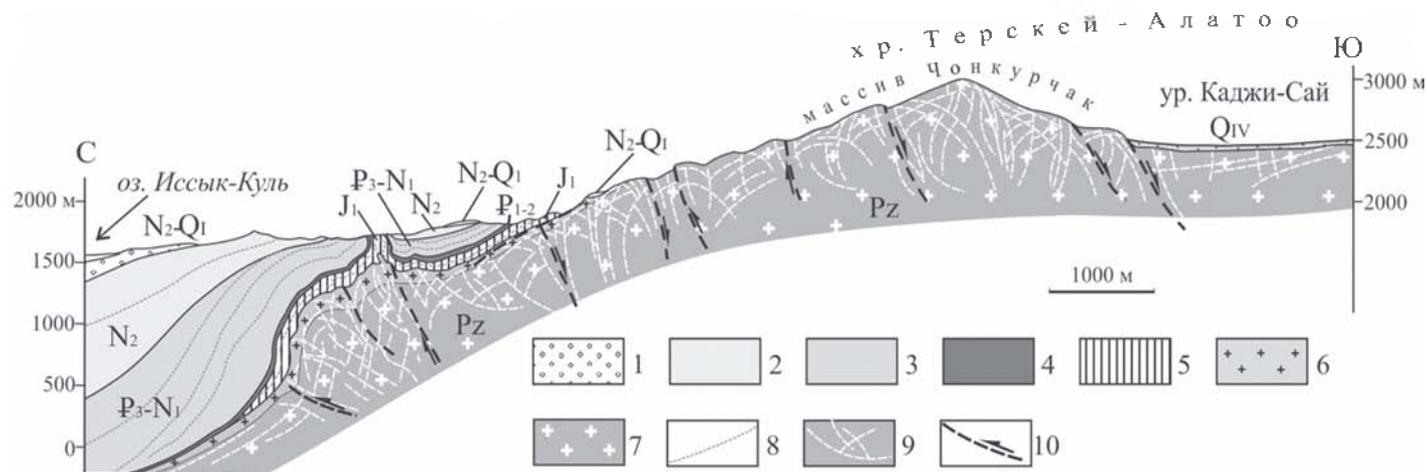
<sup>1</sup> Поскольку в задачу авторов не входило уточнение стратиграфии региона, а абсолютные датировки возраста отложений весьма приблизительны, в работе принята схема стратиграфического расчленения, используемая при региональных исследованиях (см. ссылки), без учета данных Международной хроностратиграфической шкалы 2015 г. Тем не менее, учитывая понижение возраста границы квартера и неогена в современной редакции шкалы до 2,588 млн лет, шарпылдакская свита, по-видимому, может быть во всем объеме отнесена к нижнему плейстоцену.

<sup>2</sup> Не путать с гранитным массивом Чункурчак в центре одноименного прогиба на северном склоне Киргизского хребта, описание которого приводится в гл. 1.5.2.



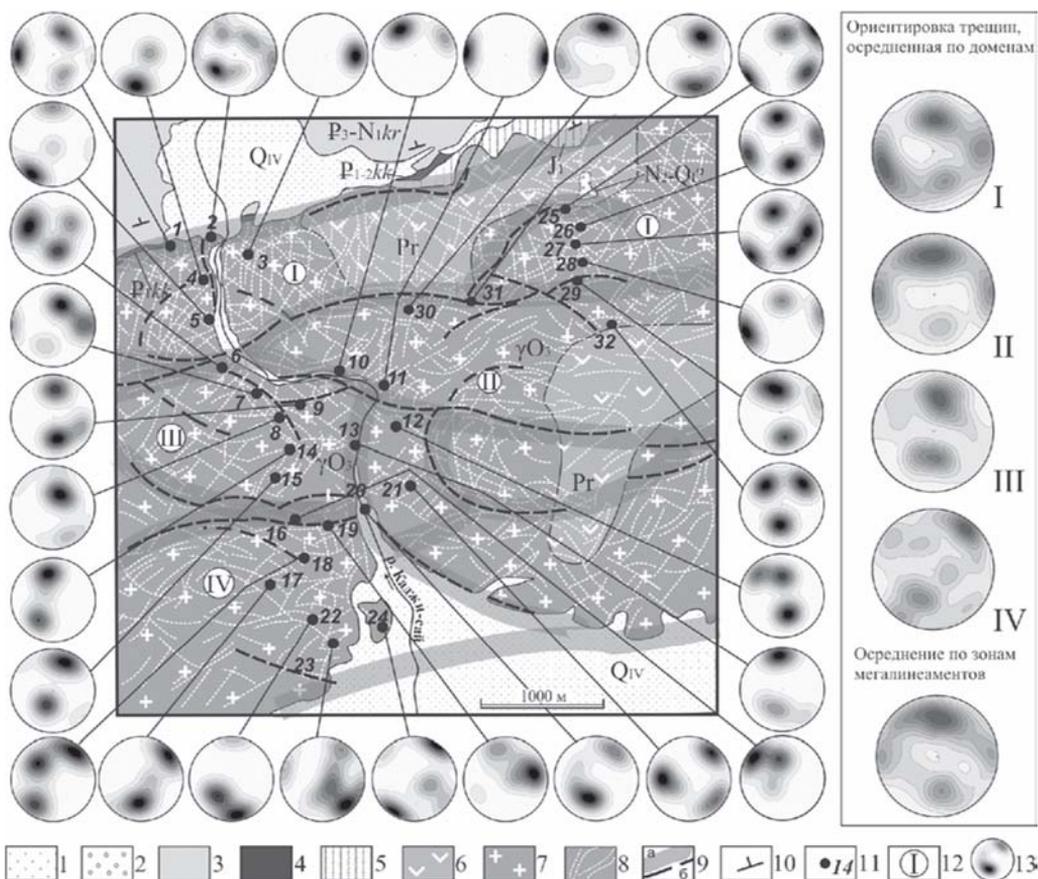
**Рис. 1.5.5.** Схематическая геологическая карта южного борта Иссык-Кульской впадины в районе сел. Каджи-Сай (составлена с использованием материалов [Геологическая..., 1980; Горячев, 1959; Турчинский, 1970] и данных полевых наблюдений. 1 – современный аллювий, коллювий и пролювий; 2 – валунники шарпылдакской свиты ( $N_2-Q_1$ ); 3 – терригенные «палевые» отложения иссыкульской свиты ( $N_{2is}$ ); 4 – суглинки и дресвяно-галечные красноцветные отложения киргизской свиты ( $P_3-N_{1kr}$ ); 5 – глинисто-карбонатные отложения коктурпакской свиты ( $P_{1-2kk}$ ); 6 – кварцевые конгломераты, аргиллиты, глины, линзы угля нижней юры ( $J_1$ ); 7 – метавулканыты (PR); 8 – средне-крупнокристаллические калишпатовые граниты ( $\gamma O_3$ ); 9 – линеаменты мегауровня (деструктивные зоны в фундаменте): а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 – линия профиля на рис. 1.5.6. Прямоугольниками выделены контуры участков детализации

лис фундамента, отчленённую от основного хребта Терской-Алатао понижением, выполненным четверичными отложениями. Эксгумация гранитов на дневную поверхность в этом районе произошла в предюрское время (о чем свидетельствует кора выветривания соответствующего возраста), проявилась в юре и продолжилась на поздних стадиях формирования чехла, что отражено в составе и особенностях строения разрезов южного борта впадины [Геологическая..., 1980; Геология..., 1972; Горячев, 1959; Ерофеев, Цеховский, 1990]. Воздымание бортов впадины на завершающих стадиях прогибания и накопления кайнозойских чехольных комплексов имело дифференцированный и высокоградиентный характер, на что указывают, в частности, валунные



**Рис. 1.5.6.** Поперечный профиль через южный борт Иссык-Кульской впадины (состав и возраст толщ на рис. 1.5.5).

1 – шарпылдакская свита; 2 – иссыккульская свита; 3 – киргизская серия; 4 – коктурпакская свита; 5 – нижняя юра; 6 – кора выветривания по породам фундамента; 7 – палеозойский фундамент, нерасчлененный; 8 – условные горизонты осадочного чехла; 9 – разломно-трещинная структура фундамента; 10 – главные разломы и направление смещений крыльев



**Рис. 1.5.7.** Структуры дезинтеграции мега- и макроуровней в гранитном массиве Чонкурчак (положение участка см. на рис. 1.5.5).

1 – современные коллювий и пролювий; 2 – шарпылдакская свита; 3 – киргизская серия; 4 – коктурпакская свита; 5 – нижняя юра; 6 – протерозой; 7 – граниты верхнего ордовика; 8 – трещины и разломы (по данным дешифрирования космоснимков); 9 – деструктивные зоны в фундаменте: *a* – линеаменты мегауровня, *b* – разломы макроуровня; 10 – элементы залегания; 11 – точки статистических замеров трещиноватости; 12 – номера доменов в гранитах; 13 – стереограммы плотностей полосов трещин (проекция Шмидта, нижняя полусфера)

отложения плиоцен-четвертичного возраста, сохранившиеся на разновысотных участках предплиоценовой (или более ранней) поверхности выравнивания. В районе пос. Каджи-Сай сочленение области прогибания (впадина) и поднятия (хребет) выражено крутым (до 50°–70°) уступом, вдоль которого трассируется контакт пород фундамента с трансгрессивно залегающими на них отложениями юрско-кайнозойского чехла (см. рис. 1.5.5–1.5.7). Контакт на большей части территории стратиграфический, но на отдельных участках к его плоскости приурочен тектонический срыв.

Кровля гранитов в целом следует абрису поверхности выравнивания, но нарушена многочисленными разломами и имеет клавишный облик. Массив Чонкурчак разделен на отдельные объемы (блоки), которые отчетливо прояв-

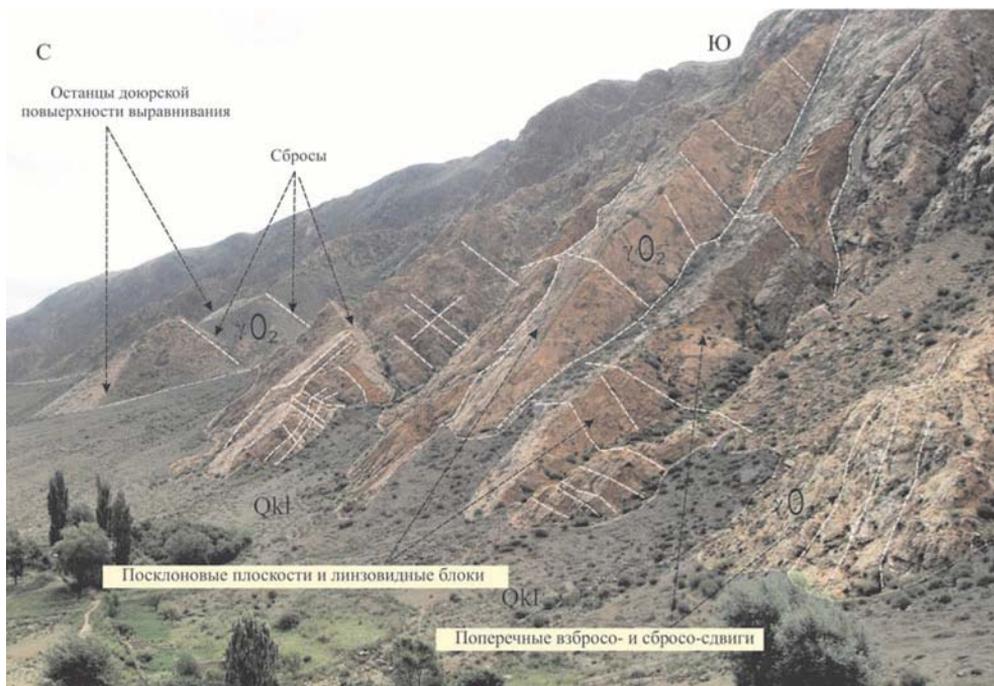
ляются в рельефе (рис. 1.5.7) и на генерализованных ландшафтных снимках как структуры делимости мегауровня. Чаще всего блоки вытянуты в субширотном направлении, имеют форму линз или ромбов с прямолинейными или дугообразными очертаниями. Их протяженность – от нескольких сотен метров до первых километров. Границы блоков выражены зонами сгущения трещин и разрывными нарушениями. Внутри блоков ориентировка трещиноватости относительно однородна. В каждом из доменов преобладают системы трещин определенной ориентировки, которая если меняется, то постепенно, образуя плавные изгибы.

Наиболее четко обособлен северный блок (см. рис. 1.5.7 блок I), который при наибольшей ширине 1,5 км протягивается вдоль контакта гранитов с осадочным чехлом на несколько километров. Он выражен в рельефе ступенью с пологой наклоненной на север поверхностью и характеризуется большой частотой и разнообразием дизъюнктивных нарушений (рис. 1.5.8–1.5.10). Выделены следующие их разновидности.

1. Ортогонально и диагонально ориентированные субвертикальные системы разломов и трещин, по которым выкальваются прямоугольные, ромбовидные или линзовидные блоки. Трещины и разломы обычно открытые (раздвиг). На стереограммах вертикальным трещинам ССВ простирания соответствуют четкие максимумы (см. рис. 1.5.7, тт. 1, 3). В восточной части блока эта система разворачивается против часовой стрелки, образуя подобие горизонтальной веерной структуры с крутыми падениями дизъюнктивов на ЮЗ и СВ (см. рис. 1.5.7, тт. 25–28).

Вторая система вертикальных и крутых трещин СЗ простирания, как и предыдущая, в восточной части блока меняет свою ориентировку на ССЗ. В пределах этого блока обе системы сохраняют почти постоянный угол сопряжения и могут считаться парагенетически связанными. В рельефе они, имея преимущественно сбросовую кинематику, ограничивают клавиши клиновидных грабен и горстов, которые в горизонтальном срезе также имеют форму клиньев и линз. Разломы, пересекаясь, образуют структуры типа веера, характерные для постмагматической тектоники гранитных массивов и отмеченные в других регионах [Леонов и др., 2008]. Размерность делимости – от первых до ста и более метров. В ряде случаев одна из крутопадающих систем превалирует, и тогда возникают рои субпараллельных разломов, зон сгущения трещин и расщепления, которые известны как слайс-структуры (структуры нарезки) [Леонов и др., 2008] и которые свойственны, как было показано выше, и гранитам других регионов. Возникает плоскопараллельно-волнистая структура с элементами разлинзования, брекчирования и катаклаза. Толщина литонов от 10–15 см до 1–1,5 м. Кинематика относительных смещений различна, но чаще – взбросовая или взбросо-сдвиговая, что устанавливается по характеру разлинзования и будинажа литонов.

2. Разрывы и системы трещин субширотного простирания с падением плоскостей сместителей в южных румбах под углом 45–65° (см. рис. 1.5.7, тт. 1, 2, 25–29). Наклоненные противоположно склону разрывы определяют его ступенчатую форму и имеют относительно ровные плоскости сместителей. Эти

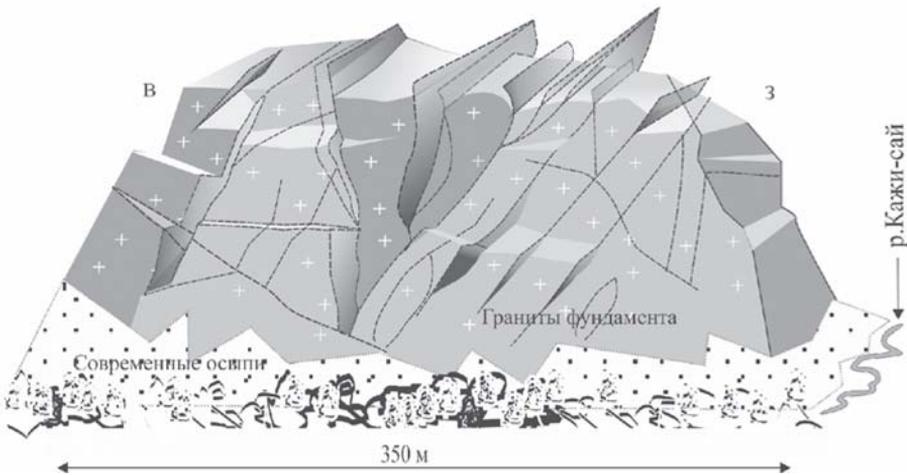
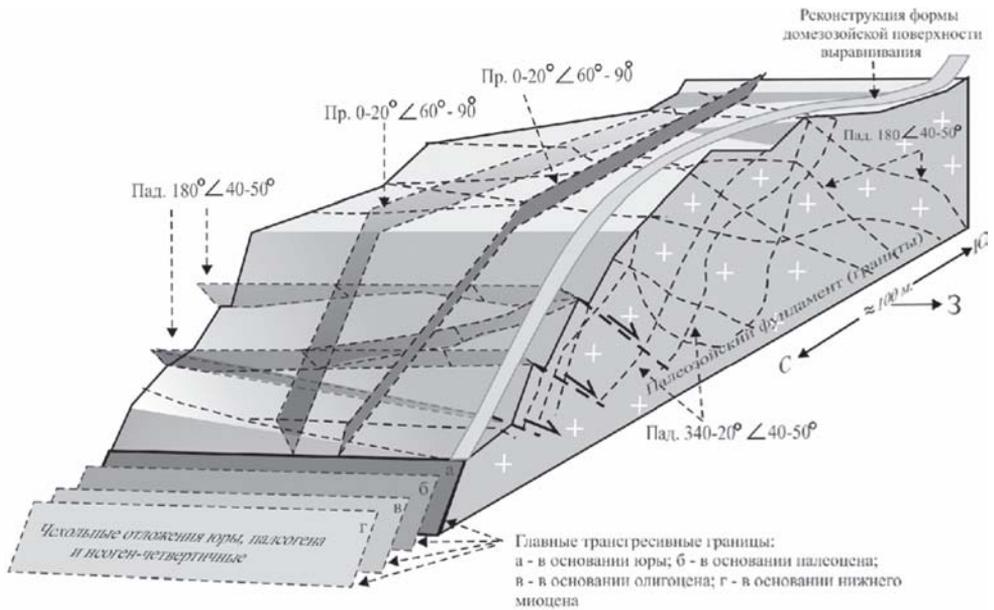


**Рис. 1.5.8.** Разломно-трещинная структура северного краевого уступа массива Чонкурчак у села Каджи-сай. Объяснения в тексте

разрывы рассматриваются как антитетические сбросы, возникающие при растяжении поверхности растущих куполов, что подтверждает и наличие грабенообразных и овальных провалов в приосевой их части [Уфимцев и др., 2009].

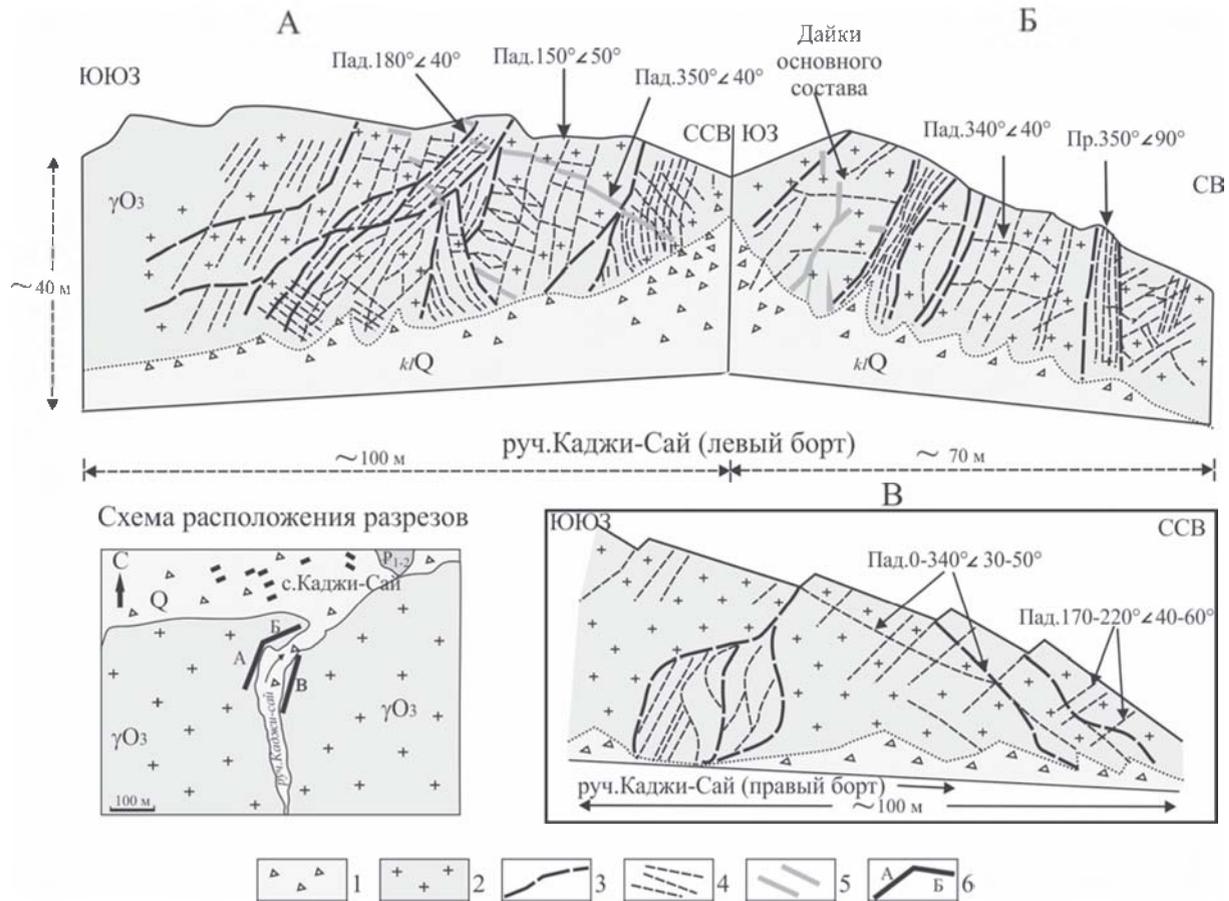
3. Разломы и маломощные зоны трещиноватости с азимутом падения  $180^{\circ}$ – $220^{\circ}$  и углами  $30^{\circ}$ – $50^{\circ}$ . Разломы имеют извилистые очертания и волнистые поверхности сместителей, с чем связано некоторое «размазывание» максимумов плотностей (см. рис. 1.5.7, тт. 1, 2, 6, 31). Плоскости разломов ветвятся, пересекаются друг с другом, выкалывая объемы пород в форме линз и ромбоэдров различного размера – от 1 м до 200–300 м по длинной оси. По границам блоков развиты зоны катаклаза и кварц-карбонатной минерализации. Первично монолитный гранит приобретает линзовидно-петельчатую или ромбоэдровидную объемную структуру. Длинные оси линз имеют, как правило, наклон в южных румбах. По разломам этой категории происходят незначительные (десятки сантиметров и первые метры) смещения дайковых тел, указывающие на взбросо-надвиговую составляющую смещений в северных румбах. Помимо фронтального блока разрывные зоны такой морфологии встречаются и в других частях массива Чонкурчак (рис. 1.5.11), но пространственная их ориентировка варьирует в широких пределах.

4. Трещинно-разломные системы, субпараллельные поверхности кровли массива с углами падения  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$  и азимутом падения  $320^{\circ}$ – $340^{\circ}$ . Совместно с ортогональными трещинами они определяют грубую уплощенную линзовид-



**Рис. 1.5.9.** Северный краевой уступ хр. Терскей-Алатао у села Каджи-сай. Вверху – разломно-блоковая структура северного фронтального уступа хр. Терскей-Алатао. Внизу – фронтальный уступ (зарисовка), подчеркнута клавишно-блоковая структура. Объяснения в тексте

но-блоковую делимость, субпараллельную внешним очертаниям купола, и отражают, по всей видимости, первичную прототектоническую делимость гранитов, дополнительно подчеркнутую новейшими трещинами отслаивания. По этой системе трещин существенных смещений и зеркал скольжения не выявлено, однако в ряде случаев выкалываются объёмы уплощенной линзовидной формы с размером по длинной оси в несколько десятков метров при-



**1.5.10.** Трещинные и разрывные структуры мезоуровня во фронтальной части хр. Терской-Алатоо (ущелье Каджи-Сай). Объяснения в тексте.

1 – современные осыпи; 2 – граниты; 3 – разломы; 4 – системы трещин; 5 – дайки основного состава; 6 – линии профилей на плане



**Рис. 1.5.11.** Характер внутренней тектонической делимости и расслоенности гранитов северного борта хр. Терской-Алатоо (долина ручья Каджи-Сай) в 1,5 км к югу от контакта с отложениями чехла и на глубине 700–800 м от современной кровли массива

Видны чередование доменов с различной формой делимости и «черепичные» структуры – свидетельство деформации сдвига, а также «субконцентрические» домены, четко выраженные в морфологии склонов

толщине 3–15 м. На крутых бортах массива возможно их относительное смещение и вероятно гравитационное соскальзывание в сторону прогиба.

Выявленные в краевом блоке (блок I) разломно-трещинные системы проявляются и в других частях массива Чонкурчак, но набор типов разломов и трещин и их ориентация в разных точках, отстоящих друг от друга на некотором расстоянии, могут быть различны (см. рис. 1.5.7, 1.5.11). Для локальных площадок в пределах фронтального блока обычно отмечаются трещины трех–четырех ориентировок, тогда как в более южных блоках II–IV преобладают субвертикальные и наклонные трещины двух, изредка трех направлений. Угол сопряжения между системами трещин варьирует в широких пределах от 20° до 90°, что определяет различную форму делимости пород.

Различия в разломно-трещинной структуре основных доменов проявляются при осреднении замеров внутри них. Четыре главных максимума, соответствующие отмеченным выше системам трещин, характерны для блоков I и II, а также для участков блоков, прилегающих к линейным зонам мегауровня. В первом блоке преобладают крутые субмеридиональные трещины (чаще с ВСВ падением). Удлиненность и «размазывание» максимумов плотностей нормалей трещин по полого наклоненным плоскостям указывают на развитие

линзовидных структур и веерную переориентировку трещин от места к месту. Для участков, расположенных в зонах границ крупных линзовидных блоков, и для блока II (статистика здесь менее представительна) важную роль играют наклонные субширотные системы с падением в южных румбах. К этим системам относятся разломы и зоны кливажа со взбросовой или сбросовой кинематикой. В отдельных доменах и на границах макро- и мегаблоков раздробленность пород столь же высока, как и в краевом блоке I.

В доменах III и IV максимумы на обобщенных стереопроециях изометричны и не объединены в четко выраженные пояса. В обоих блоках статистически выделяется по два главных максимума ориентировок трещин, близких к ортогональным. Для блока III характерны наклонные субширотные трещины с падением на ВСВ и ЗЮЗ под углом  $30^{\circ}$ – $50^{\circ}$ . В блоке IV преобладают трещины СЗ-ЮВ простирания, субвертикальные или круто падающие на ЮЗ или СВ. В обоих блоках более пологие трещины с падением в северных румбах соответствуют общей для всего свода хребта Терской-Алатоо «купольной» трещиноватости, которая является рельефообразующей для асимметричного антиклинального поднятия кряжа Чонкурчак (см. рис. 1.5.9).

Помимо рассмотренных выше систем трещин и малоамплитудных разломов, в пределах Чонкурчакского массива при анализе космоснимков были выявлены четко выраженные дуговые и линзовидно-овоидные пояса сгущения дизъюнктивов, которые проявляются и в вертикальных сечениях гранитного массива. В совокупности они определяют общую блочно-линзовидно-петельчатую объёмную инфраструктуру массива.

Размерность линзовидно-блочной делимости от места к месту меняется. Вдоль северного ограничения массива, в полосе шириной 200–300 м преобладает размерность мезо- и макроуровней (сантиметры, метры, десятки метров). При движении в южном направлении, к центру массива, начинает преобладать делимость макро- и мегауровней (десятки и сотни метров). Появляется концентрическая или овоидная форма: сгущения трещин обрисовывают шаровидные объёмы пород, внутри которых плотность трещин меньше, а сохранность пород более полная. Такая форма отдельности является характерной чертой постмагматической объёмной дезинтеграции гранитов [Леонов и др., 2008]. Изменение элементов ориентировки крутопадающих систем трещин внутри крупных блоков-доменов происходит постепенно. Но на границах блоков ориентировка может меняться кардинально.

Таким образом, формы структурной делимости гранитов различны: прямоугольные и ромбоэдровидные блоки, линзы, слайс-структуры, структуры веера, черепичные структуры, сгущения трещин, разломы и пр. Характерно взаимное пересечение разломов и трещин разных типов и различной ориентировки. Возникают элементы тектонической расслоенности, которая сопровождается дисгармонией структурного рисунка и кинематики в каждом из тектонических слоев (см. рис. 1.5.11). И в то же время все структурные элементы образуют единый парагенетический ансамбль объёмной реидной де-

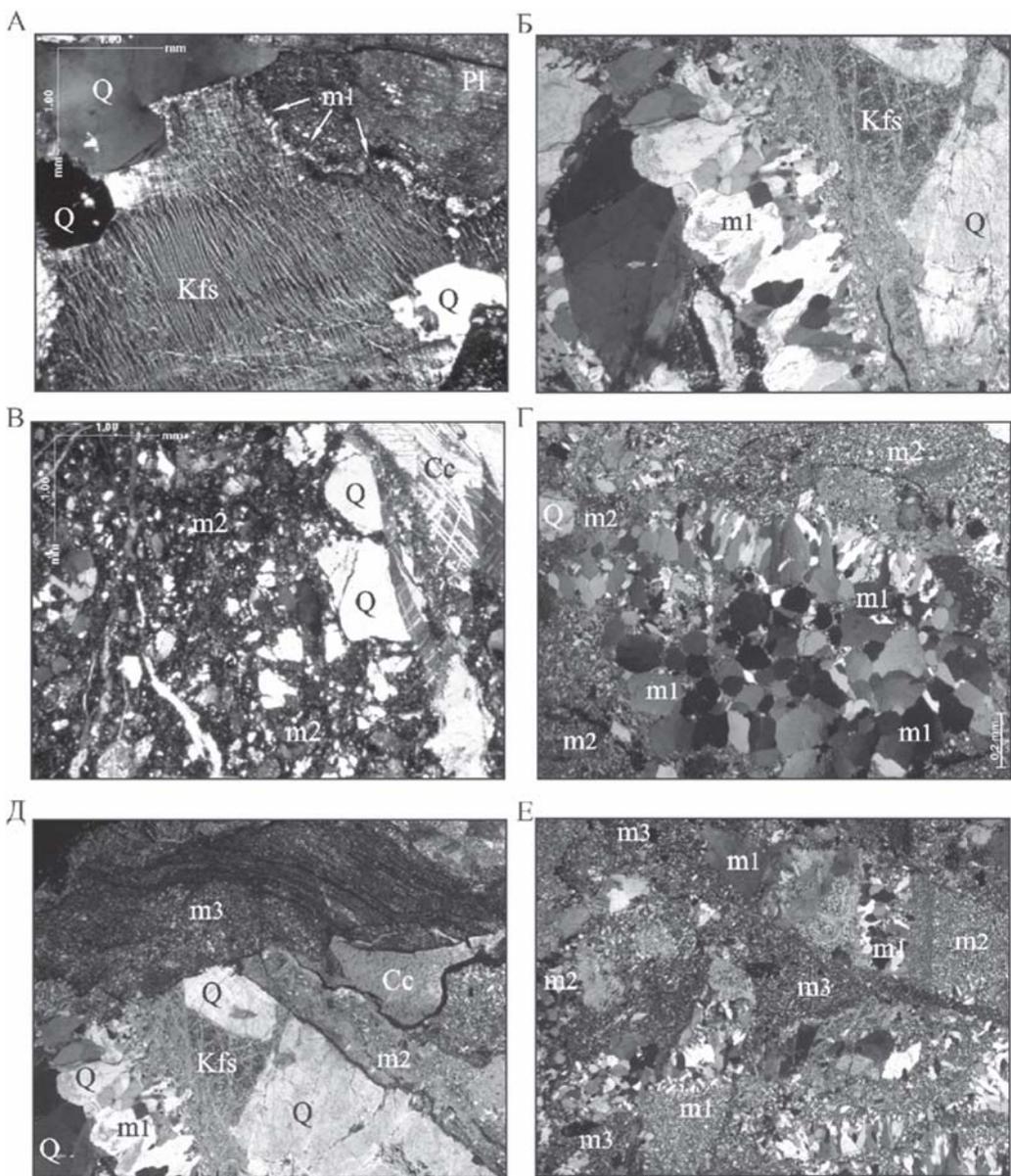
формации<sup>3</sup>, в данном случае – катакластического течения с признаками сдвиговой (в механическом понимании) кинематики, что в частности подтверждается широким развитием «черепичных» структур [Николя, 1992].

Постмагматическая структурная переработка гранитов проявлена по всему объему массива и сопровождается минеральными преобразованиями (рис. 1.5.12). В относительно слабо тектонизированных разностях биотитовых лейкогранитов сохраняются первичные магматические гипидиоморфнозернистые и (реже) мирмекитовые и пегматитовые структуры. При нарастании деформации полевые шпаты в различной степени подвергаются сосюритизации и пелитизации. По границам зерен полевых шпатов и кварца возникают каймы мелкокристаллического агрегата, которые, вероятно, обусловлены динамической рекристаллизацией, являющейся реакцией на сдвиговые напряжения и сопровождающей процессы вязкого течения пород [Humphreys, Hatherley, 1995; Passchier, Trouw, 1996; Tullis et al., 2000]. В межзерновом пространстве возникают также агрегаты мелких (5–50 мкм) кристаллов кварца, полевых шпатов, серицита и карбонатов.

Проявлением объемной деформации пород массива являются также различные катаклазиты. Наблюдается непрерывный ряд структурно-минеральных преобразований, отражающих нарастание деформации от практически неизменного гранита (см. рис. 1.5.12 А) до интенсивно брекчированной породы и автобрекчий (рис. 1.5.12 В–Е). Увеличение степени деформации связано и с увеличением объема рекристаллизованного матрикса – микрокластита [Пржиялговский, Леонов, 2012] и с изменением размерности зерен. Наиболее тонкокристаллический агрегат расположен в центральных частях зон смещений, а также в секущих зонах, образующих подобие жил и отвечающих наиболее поздним стадиям структурно-минеральных преобразований. В пределах определенных объемов и зон фиксируются участки с различным типом напряжённого состояния и разным механизмом рекристаллизации. Вне зон поздних смещений наблюдаются агрегаты (преимущественно кварцевые) с крупными, часто вытянутыми призматическими кристаллами, что объясняется «статической рекристаллизацией», осуществляемой при падении напряжений на границах зерен в условиях декомпрессии, ведущей к их агломерации и росту [Ramsay, 1980; Tullis et al., 2000]. На границах вновь образованных крупных призматических зерен кварца наблюдаются радиально-веерные структуры погасания, которые указывают на вторичные напряжения, приводящие к деформации кристаллической решетки (см. рис. 1.5.12 Б, Г). В

---

<sup>3</sup> Рееидность (от греч. «ρεος» – течение) – способность горных пород к течению в твердом состоянии [Кинг, 1967; Carey, 1954]. Понятие охватывает совокупность различных видов течения (вязкого, пластического, катакластического и пр.) и их сочетаний; введено в силу того, что в природных объектах одновременно проявляются разные механизмы необратимой деформации, и отнесение их к пластическим или хрупким зависит от масштабов объекта и проводимого исследования [Талицкий, 1994]. Понятие «рееидное течение» в механике твердых тел эквивалентно понятию «тектоническое течение» в геологии, которое также подразумевает совокупное действие различных структурообразующих механизмов



**Рис. 1.5.12.** Микроструктуры гранитов массива Чонкурчак.

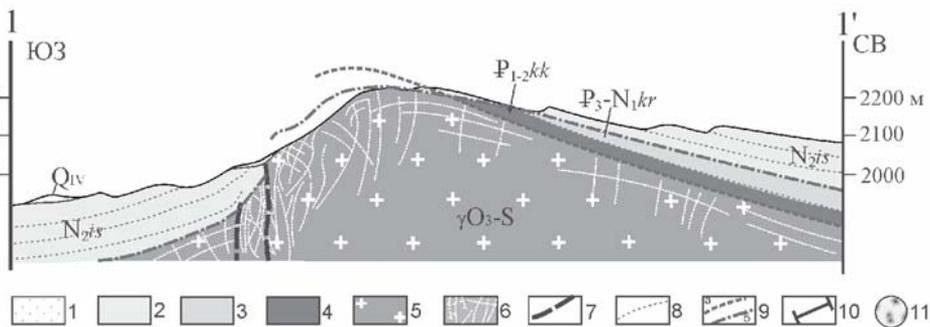
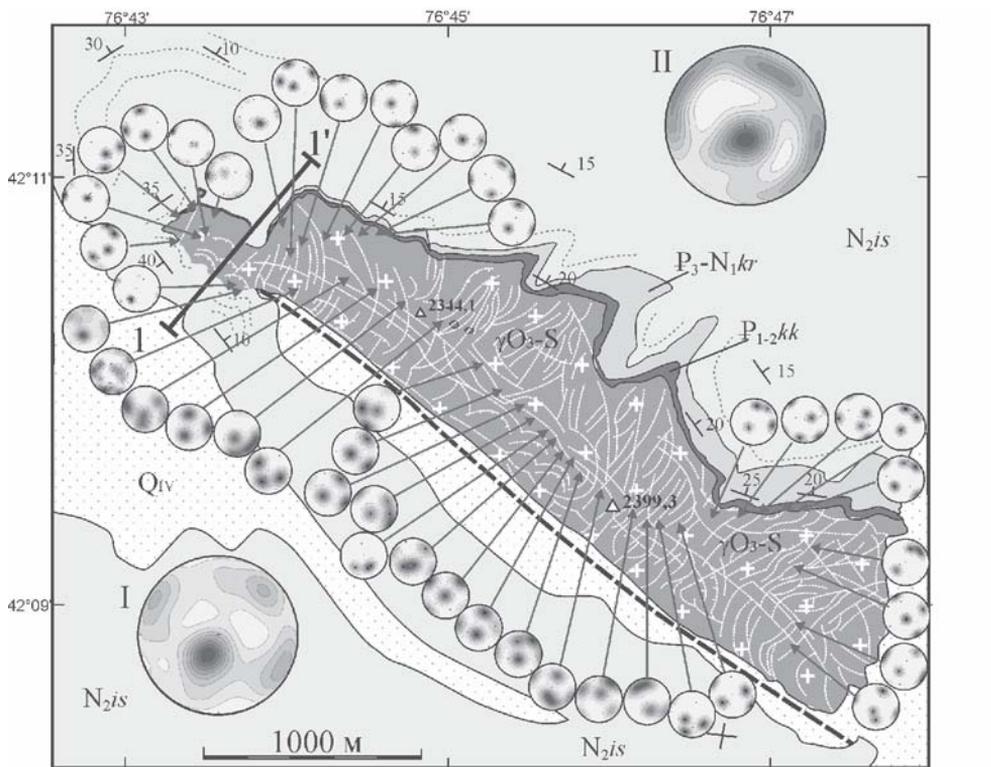
А – динамическая рекристаллизация BLG-типа (md) по границам кристаллов калишпата (Kfs) и плагиоклаза (Pl) в слабоизмененном лейкограните; Б – широкая зона динамической рекристаллизации (md) и укрупнение кристаллов кварца в результате статической рекристаллизации (ms) в гранитном катаклазите; В – хаотическая брекчия по лейкограниту с матриксом поздней генерации (md) с фрагментами кварца (Q) и кальцитового прожилка (Cc); Г – область статической рекристаллизации (ms) с крупными кристаллами новообразованного кварца в брекчии с матриксом md; Д – автобрекчия с фрагментами гранитного катаклазита и матриксами разных генераций; Е – автобрекчия с обломками более ранней, практически полностью рекристаллизованной брекчии-микрокластита (md1, ms1, Q) в мелкокристаллическом матриксе (md2)

наиболее деформированных породах практически не остается реликтов первичных гранитных структур и минеральных индивидуумов; формируются бластические, друзовые, катакластические и брекчиевые структуры в разных сочетаниях; порода насыщается вторичным кварцем и кальцитом.

Набор тектонических форм массива Чонкурчак, их пространственное размещение и взаиморасположение отвечают структурно-кинематическому парагенезу объемного катакластического сдвигового течения [Колодяжный, 2006; Морозов и др., 2014; Никола, 1992; Талицкий, 1994; Hanmer, Passchier, 1991; Ramsay, 1980]. Деформация преимущественно осуществлялась в условиях трансенсии при вертикальном и продольном по отношению к длинной оси массива движении породных масс, о чем свидетельствуют: незначительное развитие зеркал скольжения, наличие открытых трещин растяжения, линзовидная и ромбоэдровидная форма отдельности, широкое развитие черепитчатых структур, кулисное расположение доменов, наличие антитетических сбросов, грабенных и провалов кровли массива, ориентированных косо или поперечно по отношению к простиранию массива. Изменение типа деформационных структур и неравномерность проявления их в пространстве отражают сложное распределение полей напряжений внутри массива.

### **Объект Кызыл-Чоку**

Гранитный массив Кызыл-Чоку соответствует одноименному хребту и расположен в междуречье Актерек–Аксай, в пределах предгорной равнины южного борта Иссык-Кульской впадины (рис. 1.5.3, 1.5.13). Кровля палеозойского фундамента северного борта хр. Терской-Алатао при удалении от контакта «фундамент-чехол» ступенчато погружается к северу, а общее северное моноклинальное падение осадочной толщи осложняется крупными пологими синклиналями (с углами падения на крыльях  $5^{\circ}$ – $15^{\circ}$ ) и разделяющими их широтно вытянутыми цепочками гребневидных антиклиналей, подорванных разломами на отдельных участках. Граниты фундамента в пределах этой зоны выходят на поверхность или в центральных частях форбергов или в виде самостоятельных куполовидных поднятий, одним из которых и является описываемый массив. Возраст гранитов – поздний ордовик – силур [Геологическая..., 1980; Турчинский, 1970]. Массив имеет форму вытянутого в ЮЮВ-ССЗ направлении эллипсоидального купола размером  $2 \times 6$  км, который обрамлен терригенными отложениями коктурпакской, киргизской и иссыккульской серий палеогена и неогена. Северо-восточный борт массива представляет собой куэсту, наклоненную в соответствии с общим пологим ( $5^{\circ}$ – $20^{\circ}$ ) погружением кровли массива (допалеогеновой поверхности выравнивания) под палеоген-неогеновые отложения чехла впадины. Юго-западный борт образует в рельефе крутой эскарп и, судя по подворотам пластов, может быть образован крутой флексурой или подорван разломом. На западе и востоке массива наблюдаются переклинальные замыкания, осложненные небольшими секущими разломами. На периклиналях чехольные отложения, включая иссыккульскую свиту, трансгрессивно залегают на гранитах, облекают фундамент с



**Рис. 1.5.13.** Геологическая схема и разрез массива Кызыл-Чоку

1 – современные отложения; 2 – исыккульская свита; 3 – киргизская серия; 4 – коктурпакская свита; 5 – граниты; 6 – трещиноватость в гранитах; 7 – главные разломы; 8 – слоистость в осадочных комплексах; 9 – положение миоцен-плиоценовой (а) и предпалеогеновой (б) денудационных поверхностей; 10 – линия разреза; 11 – стереограммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера). Римские цифры – обобщающие стереограммы в осевой части (I) и на северо-восточном склоне (II) хребта

углами падения 5°–10°. На гребне и северном склоне хребта сохранились обрисовывающие куполовидную форму массива фрагменты доплейстоценовой денудационной поверхности, местами перекрытые маломощными плейстоце-

новыми валунниками. Поверхность более раннего, предолигоценового пене-плена прослеживается вдоль северо-восточного склона массива и маркируется корой выветривания по гранитам и залегающим на коре выветривания коктурпакским горизонтом (см. рис. 1.5.13).

Массив сложен крупнокристаллическими биотитовыми гранитами и гранодиоритами и пронизан многочисленными дайками и жилами аплитов, встречаются также небольшие тела и дайки основного состава. В массиве Кызыл-Чоку, в отличие от гранитов массива Чонкурчак, породы сохраняют монолитность и первичную гипидиоморфнозернистую структуру, которая исчезает только в зоне гипергенеза. Тем не менее структурная переработка на мезо- и макроуровнях весьма заметна. Граниты разбиты разнонаправленными крутыми и пологими трещинами и небольшими разрывами. В соответствии с куэстовым рельефом на северном склоне развита грубая пологая трещиноватость. Она сетется несколькими системами вертикальных и крутопадающих параллельных трещин, в результате чего образуются прямоугольные, ромбоздические или линзовидные блоки отдельности. Трещины обычно открытые, расстояние между ними составляет 20–40 см, реже более. Они определяют блочную структуру мезоуровня дезинтеграции, которая, однако, принципиально не нарушает внутреннего единства массива. Трещинно-разрывная структура макроуровня, выявленная по данным дешифрирования космоснимков и статистических замеров ориентировок трещин и малоамплитудных разломов, слабо упорядочена и характеризуется различно ориентированными линзовидными и веерными системами трещиноватости. На северном склоне кряжа преобладают крутопадающие дуговые трещины СВ и ВСВ простирания, а в осевой части массива и на его южном склоне преимущественно развиты субвертикальные и круто наклоненные на север трещины, по которым происходит выкалывание плит и линз ЗСЗ простирания. Размерность доменов с близкими положениями максимумов плотностей трещин составляет менее 300 м, чаще наблюдаются постепенные изменения ориентировок систем главенствующих трещин.

Практически на всех стереограммах ориентировок трещиноватости отмечается максимум плотностей, соответствующий посклоновой системе пологих трещин, наклоненных на ССВ. В пределах северного склона эта система трещиноватости фиксирует в рельефе небольшие куэстовые ступеньки высотой до 2–5 м. В пределах западного периклинального замыкания пологая трещиноватость меняет падение на западное и проявлена менее отчетливо, тогда как на восточном окончании массива она сохраняется без изменения. Вертикальные и крутопадающие трещины практически по всему массиву образуют две системы – СВ и ЗСЗ простирания. На северо-восточном склоне при движении с запада на восток вертикальные трещины постепенно меняют простирание с северо-западного на восток-северо-восточное, образуя веерную структуру, которая отчетливо проявляется при дешифрировании космических снимков. Эта особенность выявляется также при сведении данных замеров ориентировок по северо-восточному склону на одну стереограмму (см. рис. 1.5.13, II), на которой можно видеть, что вертикальные трещины образуют почти замкнутый пояс, разворачиваясь вокруг вертикальной оси. Для юго-

западного крутого склона (стереограмма I) трещинам СВ и ЗСЗ простирания, которые иногда образуют дуговые и линзовидные системы с вариациями наклонов от 50° до 90°, соответствуют более изометричные максимумы, не сливающиеся в единый пояс. В пределах крутого склона эти трещины имеют шаг 20–30 см, тогда как на остальной территории массива шаг приближается к одному метру. Размер линз, наблюдаемых в обнажениях, составляет 0,5–4 м по длинной оси. По мере удаления от южного склона вглубь массива характер делимости гранитов постепенно меняется: почти исчезают линзовидные блоки, появляются ромбовидные и прямоугольные формы отдельности, размер которых варьирует от 0,3 до 1,5 м.

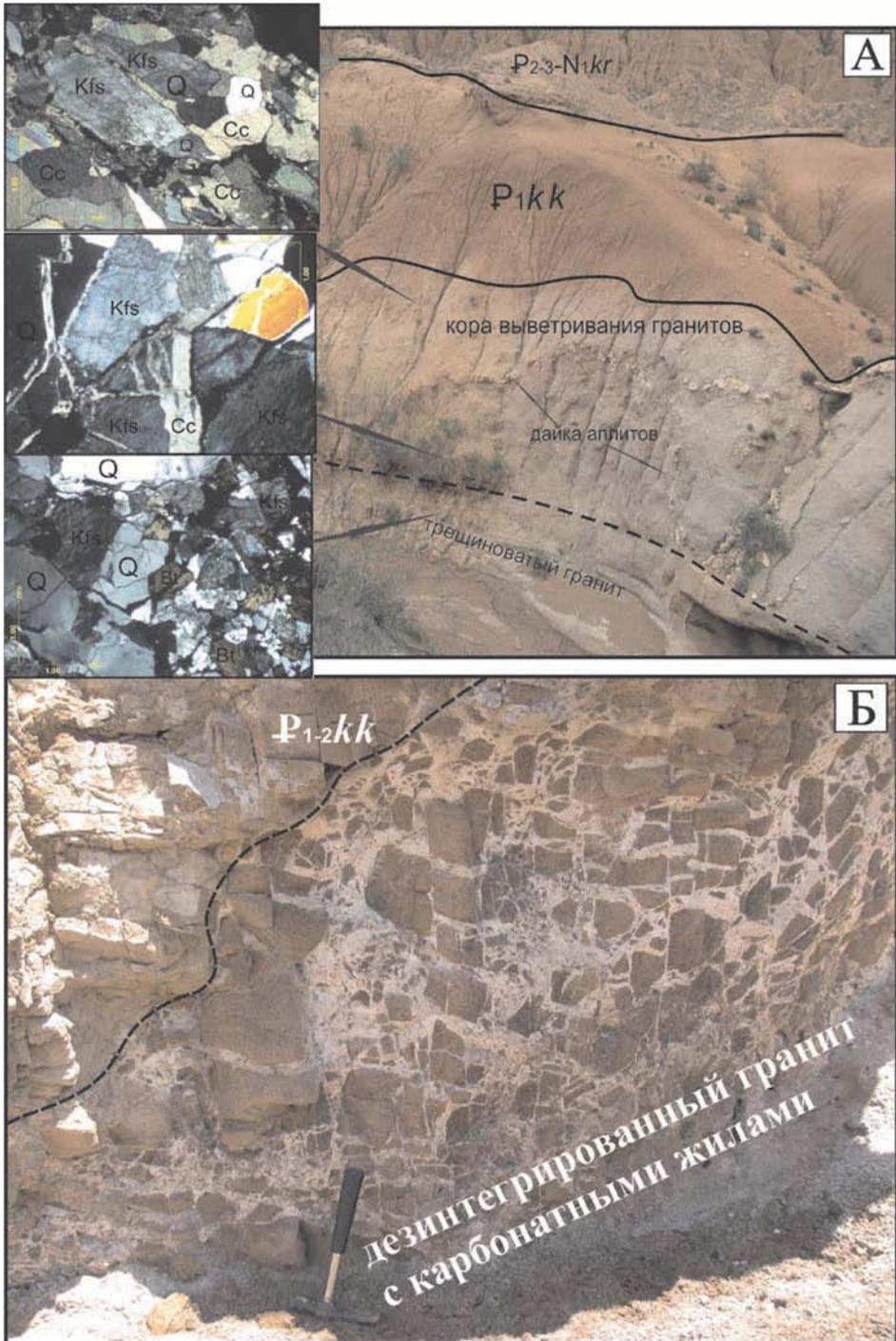
На гранитах под чехлом палеогеновых отложений развита аридная кора выветривания мощностью до 10–15 м [Ерофеев, Цеховский, 1990; Леонов и др., 2014]. В основании профиля выветривания располагается зона гипергенной дезинтеграции (см. рис. 1.5.14 А) описание которой будет приведено в главе 3.1. Следы сколько-нибудь значительной тектонической переработки пород в зоне гипергенеза отсутствуют.

Несмотря на внутреннюю раздробленность массива, поверхность кровли, которая соответствует плоскости допалеогеновой поверхности выравнивания, и вышележащие горизонты осадочного чехла не затронуты сколько-нибудь значительными тектоническими нарушениями. Поверхность пенеплена и плейстоценовая денудационная поверхность изогнуты в виде асимметричной валообразной антиклинали с круто наклоненной осевой плоскостью и отчетливо выраженными периклинальными замыканиями.

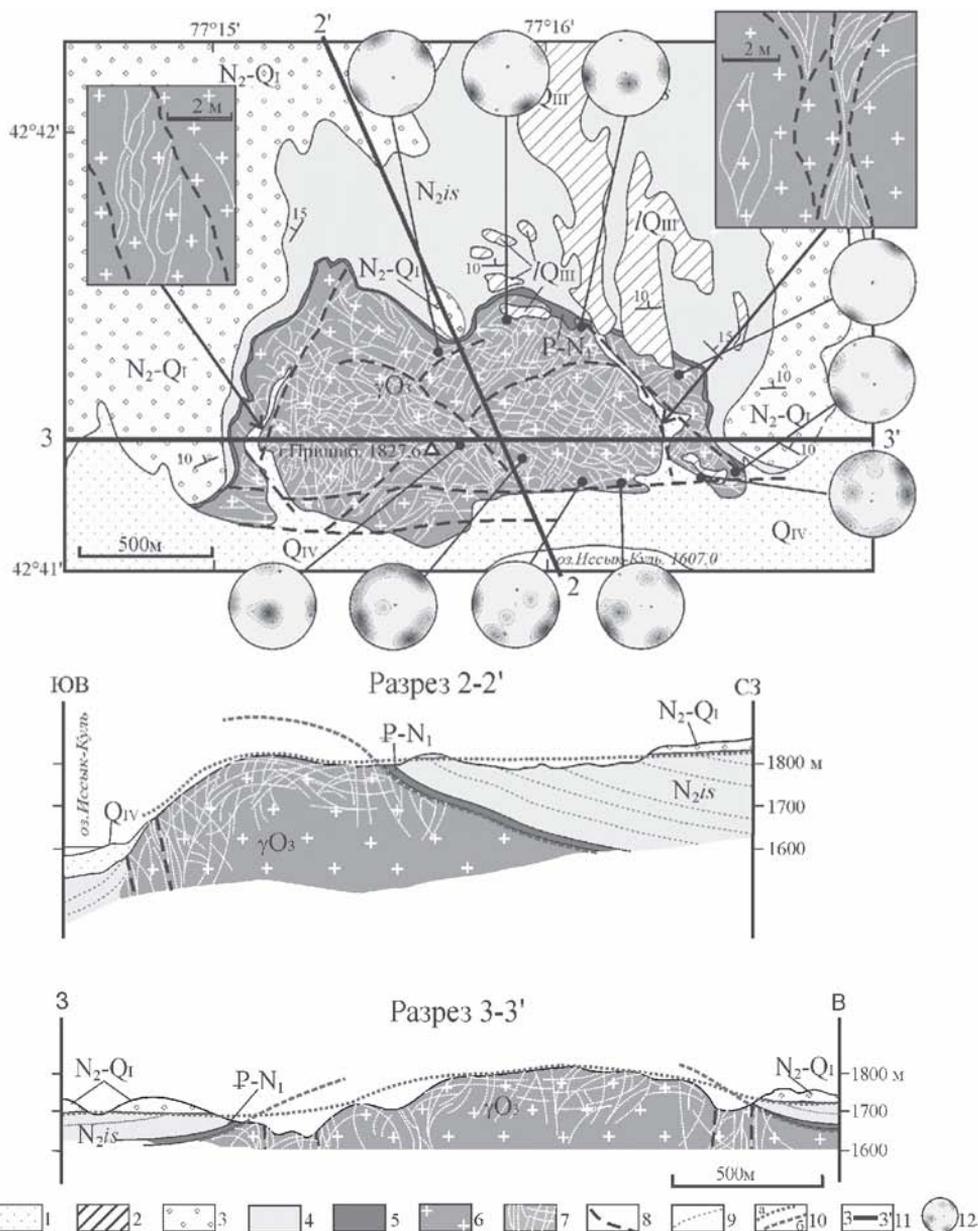
Природа юго-западного контакта гранитов с осадочными породами, который выражен прямолинейным в плане крутым уступом, обычно трактуется как разломная [Макаров, 1977; Шульц, 1979]. Однако в приконтактной полосе в осадочных слоях не происходит нарушений залегания, нет разрывных или складчатых деформаций, зон милонитизации и иных признаков, которые можно было бы рассматривать как приразломные. Параллельно юго-западному борту купола в гранитах протягивается широкая зона дробления с частыми крутыми трещинами, которые ограничивают ромбоэдрические, плитчатые и линзовидные формы отдельности. Редкие зеркала скольжения и штриховка на них не имеют директивной ориентировки. И можно думать, что вертикальные новейшие движения в области крутого крыла антиклинали проявились в виде малоамплитудных смещений, рассредоточенных внутри массива гранитов, однако срыв по изначально стратиграфическому контакту вероятен как реакция контактирующих толщ разной компетенции при совместном изгибе.

### **Объект Пришиб**

Массив Пришиб (рис. 1.5.3, 1.5.15) расположен на северном борту Иссык-Кульской впадины и, имея максимальную высоту 1827,6 м, возвышается на 80–100 м над уровнем плиоцен-плейстоценовых валунных террас, брониру-



**Рис. 1.5.14.** Строение зоны гипергенной переработки гранитов в северном борте массива Кызыл-Чоку. А – общий вид и микроструктура пород в зоне гипергенеза; Б – характер дезинтеграции гранитов в зоне гипергенеза



**Рис. 1.5.15.** Геологическая карта и разрезы гранитного массива г. Пришиб (состав и возраст толщ на рис. 1.5.5).

1 – современный коллювий и пролювий; 2 – лессы (верхний плейстоцен); 3 – шарпылдакская свита; 4 – иссыкульская свита; 5 – коктурпакская свита; 6 – граниты; 7 – трещиноватость в гранитах; 8 – разломы; 9 – горизонты осадочного чехла; 10 – положение предмиоценовой (а) и предпалеоценовой (б) денудационных поверхностей; 11 – линии разрезов; 12 – стереограммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера). На врезках – характер структурной делимости гранитов в вертикальных стенках

ющих возвышенности к западу и востоку от него. Крылья поднятия представлены отложениями коктурпакской, иссыккульской и шарпылдакской свит, а ядро сложено средне- и крупнокристаллическими калишпатовыми гранитами верхнего ордовика. В плане массив имеет эллипсовидную форму (1×2 км) и вытянут в субширотном направлении. На гранитах развита маломощная (1–5 м) кора выветривания, представленная глыбовой карбонатизированной брекчией, выше которой расположен горизонт (до 10 м) глин с карбонатными стяжениями коктурпакской свиты (возможно, базальными горизонтами киргизской серии). Выше субсогласно залегают мощная толща красноцветных гравийно-песчано-галечных отложений с редкими прослоями глин (иссыккульская свита), которая в свою очередь перекрывается сероцветными валунными конгломератами шарпылдакской свиты (N<sub>2</sub>–Q<sub>1</sub>). Отложения палеоген-четвертичного возраста наклонены «от массива» под углом 10–15° и изменяют простирание параллельно контакту с гранитами.

Кровля гранитного массива, обрамленного дококтурпакской и дошарпылдакской поверхностями выравнивания, представляет собой асимметричный купол с пологими (до 20°) северным и западным склонами, чуть более крутым (20–30°) – восточным и крутым (до 40–50°) – южным. Поверхности выравнивания слегка волнистые, но на всем протяжении контакт отложений чехла с гранитами, кроме, возможно, южного склона, стратиграфический и не нарушен разломами. Совместно с пластами чехольного комплекса плоскость контакта обрисовывает пологую асимметричную антиклиналь. При этом граниты занимают более высокое гипсометрическое положение, чем соседствующие с ними аллювиально-пролювиальные террасы N<sub>2</sub>–Q<sub>1</sub>, образуя геоморфологическую аномалию. Разломное ограничение предполагается лишь для южного борта массива, обращенного к озеру, где контакт с неогеновыми (?) отложениями скрыт под коллювиальным шлейфом и узкой голоценовой террасой. Наличие разлома косвенно подтверждается усилением степени раздробленности пород вдоль южного обрывистого борта, более дробной (до мелкоглыбовой и щебнистой) делимостью, наличием зеркал скольжения на крутых субширотных трещинах, по которым фиксируются сбросовые и взбросовые перемещения.

Породы массива представлены позднеордовикскими средне- и крупнокристаллическими розовыми калишпатовыми гранитами с гипидиоморфнозернистой структурой. Первичная структура нарушена процессами катаклаза, который проявлен резко неравномерно и сопровождается формированием прожилков, выполненных карбонатными и рудными минералами. Как и в массиве Кызыл-Чоку, граниты г. Пришиб интенсивно раздроблены на мезоуровне. Пересекающиеся системы параллельных и веерных трещин определяют формирование плитчатой, линзовидной или косоугольно-блочной отдельности. Зоны с большей плотностью трещин разделяют массив на фрагменты, определяя блочную структуру макроуровня. В пределах менее дезинтегрированных блоков ориентировки главенствующих трещин на стереограммах обычно имеют два ортогонально расположенных максимума. Развита также взаимно пересекающиеся поля субвертикальных слайс-структур, ориенти-

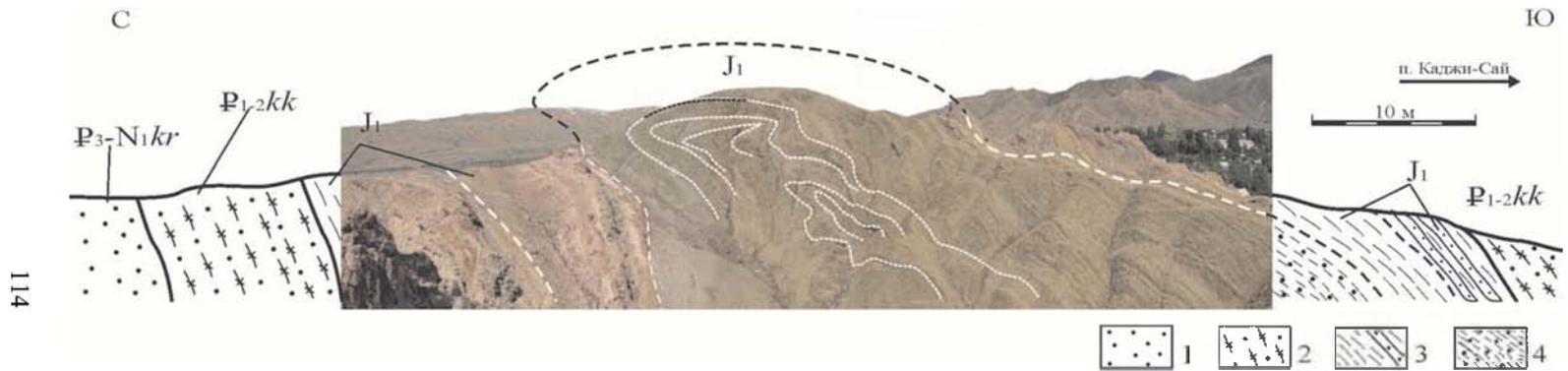
ровка которых различна. Главные максимумы отвечают двум вертикальным системам трещин северо-восточного и северо-западного простирания. В зонах сгущения трещин и зонах небольших разломов формируются структурные парагенезы («черепичные» и линзовидно-блоковые, сколы Риделя и пр.), свидетельствующие о сдвиговой кинематике и общем перемещении (катакластическом течении) пород в субвертикальной плоскости. На стереограммах в таких зонах фиксируется 3–4 максимума, которые объединяются в облачные пояса в связи с развитием дуговых сочленений близко ориентированных систем трещин.

Зоны интенсивной трещиноватости, в которых фиксируются зеркала скольжения и вторичная низкотемпературная минерализация и где преобладают линзовидные, клиновидные и овоидные формы отдельности, на обобщающей карте показаны как зоны разломов границ блоков. Блоки в плане имеют или слегка вытянутую линзовидную или относительно изометричную форму, в зависимости от прямолинейной или дуговой формы пересекающихся дизъюнктивов. Внутри блоков плотность трещин существенно меньше, а их ориентировка от блока к блоку меняется.

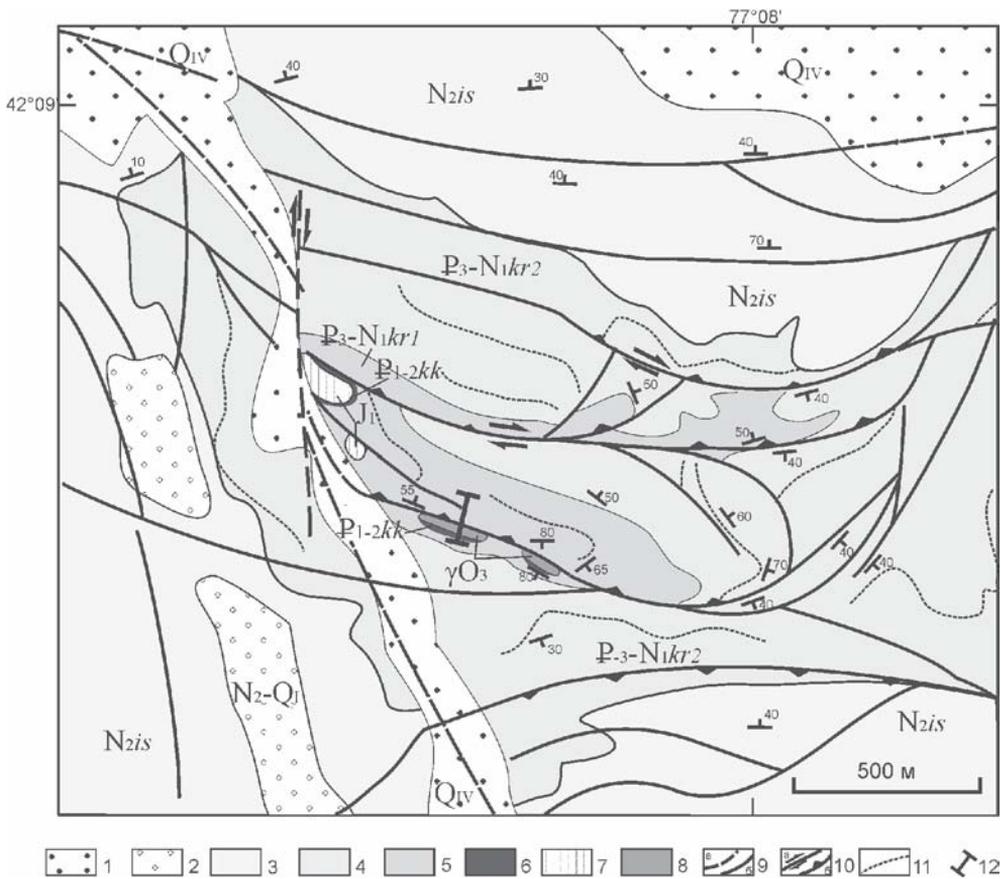
### **Объект Кызыл-Булак**

Примерно на середине южной предгорной ступени Иссык-Кульской впадины расположена субширотная полоса интенсивных складчато-разрывных деформаций (см. рис. 1.5.5), захватывающих как отложения чехла, так и граниты палеозойского фундамента. Полоса имеет извилистые очертания и контролируется крутыми или наклоненными в противоположные от оси структуры стороны взбросо-сдвигами широтного и северо-восточного простирания [Buslov et al., 2008]. Юрские и более молодые отложения чехла в пределах зоны залегают круто, часто субвертикально или наклонены в противоположные стороны от осевой плоскости, образуя веерообразные и грибообразные антиклинальные складки с субвертикальными искривленными осевыми поверхностями и резко ундулирующими шарнирами (рис. 1.5.16). При удалении от оси структуры слои быстро выволаживаются до  $5^{\circ}$ – $15^{\circ}$ . Протяженность складок – десятки и сотни метров, ширина изменчива и в наиболее широкой части достигает 100–150 м. По простиранию они выклиниваются, образуя в плане сильно вытянутые узкие линзы. На крыльях складок пласты часто вторично пережаты, мощность их меняется, иногда до полного выклинивания, наблюдается будинаж относительно компетентных пластов, структуры субслоистого проскальзывания и пластического течения. В ядрах складок породы интенсивно смяты, складчатые дислокации имеют сложную форму, осевые плоскости изогнуты, наблюдаются структуры нагнетания, смещение слоев и пачек относительно друг друга, складчатые дуплексы.

В ядре одной из таких антиклиналей-протрузий, расположенных в правом борту сая Кызыл-Булак (в 4-х км к западу от пос. Каджи-Сай) [Леонов и др., 2016; Buslov et al., 2008], обнажаются граниты, обрамленные красноцветными отложениями киргизской серии (рис. 1.5.17–1.5.19). Антиклиналь имеет се-



**Рис. 1.5.16.** Грибовидная антиклиналь с признаками нагнетания в отложениях мезозойско-кайнозойского чехла Иссyk-Кульской впадины (состав и возраст толщ на рис. 1.5.5).  
 1 – киргизская серия, песчаники; 2 – кокотурпакская свита, глины с конкрециями; 3–4 – нижняя юра: 3 – коричневато-сиреневые и сиреневые глины, 4 – желто-зеленые глинистые алевриты

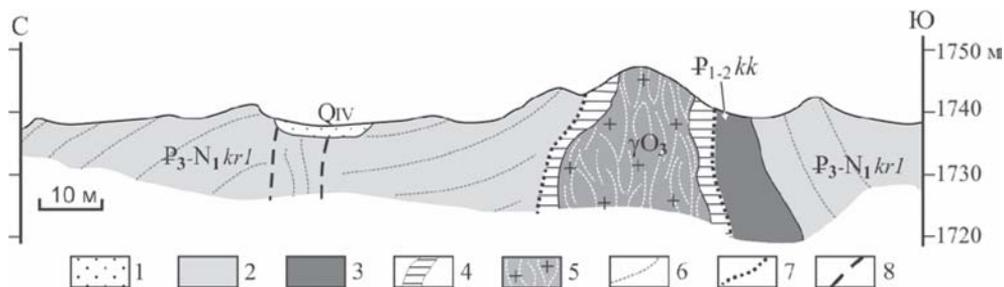


**Рис. 1.5.17.** Геологическая карта урочища Кызыл-Булак (расположение участка см. на рис. 1.5.5); выходы дезинтегрированных гранитов среди палеозойских красноцветных терригенных отложений.

1 – аллювий; 2 – шарпылдакская свита; 3 – иссыккульская свита; 4 – верхнекиргизская свита; 5 – нижнекиргизская свита; 6 – коктурпакская свита; 7 – нижняя юра; 8 – гранитные катаклазиты; 9 – разломы: *a* – предполагаемые, *b* – установленные; 10 – кинематические типы разломов: *a* – сдвиги, *b* – взбросы; 11 – маркирующие горизонты; 12 – линия разреза на рис. 1.5.18

веро-западное простирание, ее северо-восточное крыло срезано разломом. Гранитное ядро за счет ундуляции шарнира антиклинали обнажается в двух местах в пределах линзовидных участков шириной 2–15 м и суммарной протяжённостью 250 м.

Граниты пронизаны многочисленными светлыми каолинит-известковисто-глинистыми жилами толщиной до 10–40 см, которые образуют ячеистую структуру и разделяют массив на изолированные блоки (см. рис. 1.5.19 А, вставки). Эти относительно автономные домены (ромбоэдры, линзы, изометричные тела и тела неправильной формы) имеют размер от 30 до 60–70 см, иногда до метра и более. Центральные части линз сложены трещиноватыми, интенсивно катаклазированными и рыхлыми красно-бурыми крупнокристаллическими



**Рис. 1.5.18.** Геологический разрез через протрузию Кызыл-Булак.

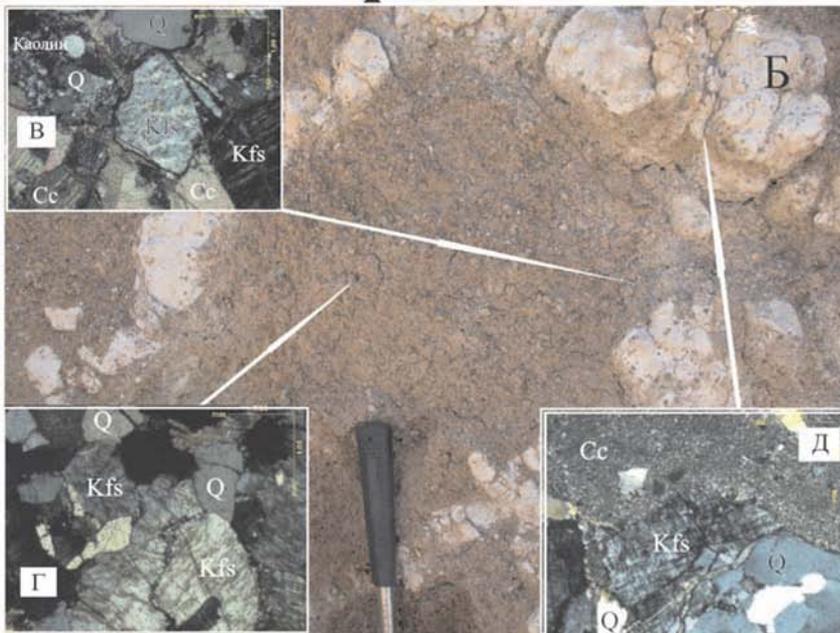
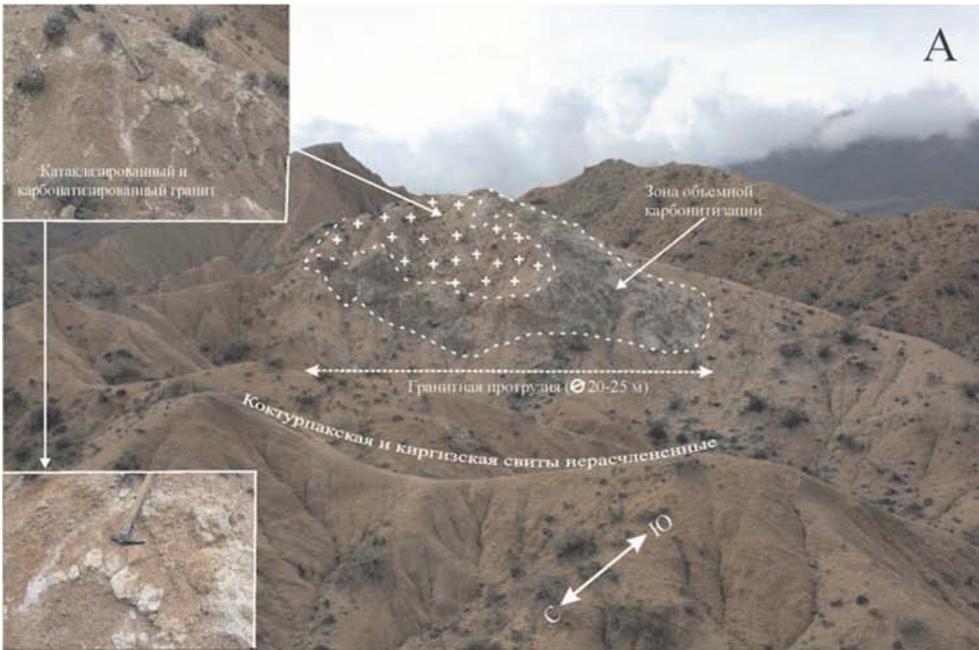
1 – аллювий; 2 – нижнекиргизская свита; 3 – кокотурпакская свита; 4 – зона бесструктурных карбонатно-песчано-глинистых пород (тектонитов); 5 – тектонически дезинтегрированная кора выветривания; 6 – слоистость; 7 – протрузивный контакт; 8 – разломы

гранитами. Местами порода представляет собой отдельные мелкие (0,5–3 см) угловатые или округлые целики гранитного состава, пространство между которыми заполнено несцементированными минеральными зернами или обломочным песчано-дресвяным материалом в каолиновом цементе.

Гранитные целики и раздробленный матрикс (рис. 1.5.19 Б, В, Г) имеют одинаковый минеральный состав: кварц – 30%, плагиоклаз – 25%, калиевый полевой шпат – 42%, биотит – примерно 3%. Калиевый полевой шпат подвержен вторичным изменениям (пелитизации) в меньшей степени, чем плагиоклаз, но в зернах калишпата более отчетливы заполненные каолинитом или зияющие трещины спайности. Границы крупных зерен калиевого шпата часто неровные с внедрениями одного зерна в другое; возникают агрегаты мелких зерен новообразованного микроклина, что является признаком динамической рекристаллизации. Деформация зерен кварца проявляется в их обломочном погасании.

При приближении к краю линз граниты становятся все более раздробленными и рыхлыми, приобретают белесый оттенок. По трещинам образуются более крупные кристаллы кальцита, размер которых достигает 1 мм. Резко возрастает содержание кальцита в межзерновом пространстве. Возникает порода, в которой матриксом служит агрегат крупных кристаллов кальцита (65–50% объема), цементирующий рассеянные, хаотически расположенные фрагменты гранитов (50–35%), зерна кварца и полевых шпатов. Размер гранитных включений колеблется от 2 мм до 3 см. Мелкие фрагменты имеют угловатую форму, крупные – сглаженную, округлую. Линзовидные структуры окаймлены карбонатно-каолиновым агрегатом с редкими мелкими (2–3 мм) включениями гранитов. Карбонатные жилы также разобщены поперечными трещинами и образуют округлые или со сглаженными краями фрагменты, развернутые относительно первичного положения.

Граниты контактируют с различными горизонтами разреза, приподнимая и деформируя пласты осадочных отложений. Вдоль контактов с гранитами слоистость в осадочных толщах исчезает, и формируются зоны бесструктурных песчано-глинистых пород мощностью 0,5–1 м. Северная граница пред-



**Рис. 1.5.19.** Гранитная протрузия Кызыл-Булак

А. Общий вид и детали строения, пояснения в тексте. Б. Микроструктуры пород протрузии Кызыл-Булак. В – слабоизмененный трещиноватый гранит (включение в катаклазированном гранитном матриксе); Г – мозаичная брекчия с крупнокристаллическим кальцитовым матриксом; Д – дресва гранита в мелкокристаллическом кальцит-каолиновом матриксе

ставляет собой секущую тектоническую зону, южная – область вязкого-пластического послойного срыва (протрузивный контакт) (см. рис. 1.5.18). Совокупность признаков свидетельствует о тектоническом «выжимании» гранитов и их протрузивной природе. Этому процессу способствует наличие карбонатно-каолиновых кор выветривания, которые меняют реологические характеристики пород в сторону понижения их вязкости и облегчают процесс тектонического внедрения гранитных масс в толщи осадочного чехла. Так как в зону тектонической переработки попадают и образования коры выветривания, возникшей по гранитам до их становления в качестве протрузии, что хорошо видно на массиве Кызыл-Чоку, можно заключить, что один из этапов тектонической переработки гранитов проявился после образования допалеогеновой коры выветривания.

В зоне гипергенной переработки сохраняются реликты более ранних структур дезинтеграции микро- и мезоуровней, что указывает на тектоническую переработку пород, предшествующую выветриванию. При развитии же кор выветривания по породам, предварительно тектонически дезинтегрированным, область проявления гипергенных процессов на глубину значительно увеличивается. Происходит изменение реологии пород и возникают дополнительные факторы, способствующие реализации тектонического течения [Леонов и др., 2014; Yaeger, Nagel, 1996]. Относительно небольшой размер валобразного протрузивного выступа гранитов, выжатого с глубины по крайней мере в несколько сотен метров, свидетельствует о высокой «текучести» гранитов, что обеспечивается переходом монолитного гранита в категорию гранулированной среды за счет микробрекчирования, катаклаза, грануляции минеральных зерен, а также возникновения карбонатно-каолиновой «смазки». Гранулированная среда обладает свойствами сверхтекучести, а переход в гранулированное состояние сопровождается дилатансией [Блехман, 1994; Гольдин, 2002; Лукьянов, 1980; Кочарян, Спивак, 2003; Yaeger, Nagel, 1996; и др.], что также способствует формированию «тел протыкания». Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в специальном разделе (глава 3.2).

\*\*\*

Итак, рассмотрено строение нескольких выходов гранитного фундамента Иссык-Кульской впадины. Все структуры представляют собой кулисно расположенные асимметричные в поперечном сечении купола-складки различного размера, отчетливо выраженные в современном рельефе. Осевые плоскости куполов субвертикальные или крутые ( $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$ ) с наклоном в северных или южных румбах. Массивы имеют плавные, слегка волнистые или слабо нарушенные сбросами очертания кровли. Форма поверхности гранитных массивов (дочехольного пенеппена) соответствует изгибам осадочных толщ, залегающих стратиграфически выше. Углы наклона поверхности фундамента и пластов чехла достигают  $30^{\circ}$ – $50^{\circ}$  и более, но конформность их сохраняется, а изгиб осуществляется (за редким исключением) без нарушения хрупкими дислокациями, т.е. без разрыва сплошности. Отдельные выходы гранитов (Кызыл-Булак) образуют протрузивные внедрения и тектонически протыкают осадочный чехол. Представляя собой разрыхленную и легко поддающуюся

разрушению и выветриванию субстанции, граниты, тем не менее, занимают в рельефе наиболее высокое гипсометрическое положение, образуя геоморфологические аномалии, что невозможно без принудительного (тектонического) нагнетания породных масс.

Граниты интенсивно дезинтегрированы на мега-, макро-, мезо- и микроуровнях. Характерны веерные, линзовидно-ленточные и сфероидальные трещинно-разломные системы, разнонаправленные, но преимущественно субвертикальные слайс-структуры, брекчирование, объемный катаклаз и пр. В совокупности инфраструктура гранитных массивов представляет собой линзовидно-блоковую мегабрекчию или мегакатаклазит (термин заимствован из: [Уфимцев и др., 2009]), составленный разноразмерными фрагментами менее тектонизированных гранитов, разделенными зонами и объемами интенсивно катаклазированной гранитной массы. Сколько-нибудь крупные объемы недеформированных гранитов отсутствуют. Нужно отметить, что формы нарушений и их парагенезы повторяются на разных уровнях структурирования, и на многих масштабных уровнях проявляется один и тот же преобладающий парагенез – линзовидно-блоковый. Такая закономерность указывает на фрактальный характер дезинтеграции.

Судя по статистическим замерам, системы трещин сходны в соседних доменах, но различаются по ориентировке на небольшой угол, что может указывать на дифференциальное движение доменов. Подобная крупноблочная подвижность внутри крупных массивов гранитоидов отмечается и в других районах Северного Тянь-Шаня [Лаврушина, 2015; Маринин и др., 2015; Пржиялговский, Кузиков, 2014; Сим и др., 2012].

По системам разломов и трещин фиксируются раздвиговые, сдвиговые, сдвиго-взбросовые и другие кинематические типы перемещений с очень незначительными амплитудами. В целом степень дезинтеграции пород и ее «дробность» возрастают при приближении к внешним зонам массивов, особенно при наличии крутых контактов между гранитами и осадочными сериями чехла, и постепенно (на расстоянии нескольких сотен метров) убывают к центральным частям массивов, сменяясь преимущественно крупноблочной дезинтеграцией. Эта закономерность далеко не всегда выдержана, и центральные части массивов могут быть дезинтегрированы весьма интенсивно. По трещинам и разломам наблюдаются рассредоточенные смещения жил и даек, при этом амплитуды конкретных перемещений весьма невелики и составляют первые сантиметры или десятки сантиметров, редко до метра и более. Домены с различным стилем структурной переработки имеют сложную и разнообразную форму – ромбоэдры, линзы и квазисферические объемы, длинные оси которых ориентированы разнонаправленно, но преимущественно в общем тянь-шаньском направлении, т.е. субширотно. Отмечается неравномерность пространственного проявления процессов дезинтеграции и неразрывная их связь с деформационными структурами течения. Микробрекчии и микрокатаклазиты проявляются не во всем объеме пород, а приурочены к границам округлых и линзовидных блоков мезо- и макроуровня.

Рассредоточенные смещения по границам линзовидных фрагментов мезоуровня размером 0,5–2 м (объект Кызыл-Булак) обеспечивают квазипластическую деформацию с размерностью структур на 1–2 порядка крупнее фрагментов среды: флексурных изгибов, складчатых деформаций кровли гранитного фундамента, валообразных выступов протрузивного типа с радиусом кривизны  $n \times 10$ –200 м. Для массивов Кызыл-Чоку и Пришиб, слагающих ядра более крупных антиклинальных складок (с радиусом кривизны более 400 м), характерна крупноблочная делимость на линзовидные объемы размерами 10–300 м, ограниченные зонами концентрации трещин и малоамплитудных разрывов. Подобная масштабная соподчиненность деформаций свойственна гранулированным (дискретным) средам [Гольдин, 2002; Кочарян, Спивак, 2003], и ранее отмечалась для гранитных массивов Монголии [Пржиялговский и др., 2014].

Сдвиговая (в механическом смысле) деформация рассредоточена по множеству структурных элементов с очень незначительными амплитудами смещения, но, тем не менее, охватывает весь массив, и движение дезинтегрированной гранитной массы осуществляется в виде ограниченного в пространстве «единого» объема, внешняя форма которого и сформированных им морфоструктур изменяется, как уже подчеркивалось, без значимого нарушения сплошности ограничивающей поверхности.

Таким образом, тектоническая природа дезинтеграции гранитов обрамления Иссык-Кульской впадины несомненна. Однако формирование структурной делимости гранитов связано также с процессами прототектоники, которые обеспечивают первичное расчленение гранитного массива на отдельные домены и блоки, вызывают дилатансию гранитной массы. Подобные структуры ранней дезинтеграции имеют строго упорядоченный в пространстве облик и структурный рисунок [Ажгирей, 1966; Cloos, 1936], но, очевидно, не определяют объемную дифференциальную подвижность горных пород, достаточную для проявления тектонического течения. Возможно, к этому типу относится система пологих трещин, субпараллельных кровле массивов Кызыл-Чоку и Пришиб. Идентифицировать эти реликтовые структуры возможно далеко не всегда, так как они в большинстве случаев затушеваны последующими тектоническими деформациями. При этом, новейшие структуры, связанные с процессами слабоупорядоченного тектонического течения на разных масштабных уровнях, значительно разнообразнее по ориентировке и облику.

Перечисленные особенности делают весьма затруднительным определение последовательности деформаций и привязку их к каким-либо этапам геологической истории. Но некоторые соображения на этот счет можно высказать, обратившись к рассмотрению процесса формирования альпийской морфоструктуры региона, в строении которой непосредственное участие принимают гранитные массы.

Как отмечалось на многих рассмотренных объектах, отдельные фрагменты кровли отвечают элементам доюрской, допалеогеновой, дораннемиоценовой и допозднеплиоценовой поверхностей выравнивания (см. рис. 1.5.13, 1.5.15). Каждая из более молодых поверхностей выравнивания на крыльях куполов-

антиклиналей срезает под небольшим ( $5^{\circ}$ – $10^{\circ}$ ) углом более древнюю, и отложения каждого более молодого цикла осадконакопления ложатся непосредственно на граниты фундамента. Это свидетельствует о импульсно-непрерывном подъеме гранитов в течение мезозоя и кайнозоя и их неоднократном появлении в зоне денудации [Буслов и др., 2008; Горячев, 1959; Ерофеев, Цеховский, 1990], где они находятся и в настоящее время.

Согласно данным М.М. Буслова с соавторами (2008), пенеплен, выработанный в предюрское время, неоднократно подвергался деформации за последние 35 млн лет. Субвертикальные мезозойские  $t$ ,  $T$ -тренды охлаждения ( $150$ – $70^{\circ}$ ) пород Тянь-Шаня свидетельствуют о 2–3-х километровой денудации горных массивов в юре и раннем мелу [Буслов и др., 2008]. Почти горизонтальные  $t$ ,  $T$ -тренды ( $70$ – $50^{\circ}$ ) для позднего мела – эоцена Тянь-Шаня говорят о периоде покоя. Значительный рост поднятий начался около 11–7 млн лет назад, максимума он достиг за последние 3 млн лет, когда сформировался современный рельеф, размах вертикальных смещений достиг 8–9 км, а граниты были подняты на высоту до 5000 м. Эти данные хорошо сопоставимы с материалами других исследователей [Трифонов и др., 2008; Bullen et al., 2003].

Таким образом, после застывания и вхождения в состав гранитно-метаморфического слоя граниты Северного Тянь-Шаня испытали суммарный подъем по меньшей мере на 8–9 км. Но вертикальное перемещение гранитных масс было резко неравномерным на разных участках, в том числе и на территории Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления. Граниты хребтов Терскей-Алатоо и Кунгей-Алатоо приподняты на высоту более 4 тысяч метров выше уровня моря, тогда как дно Иссык-Кульской депрессии находится на отметках около 4 тысяч ниже этого уровня. При этом перепад высот в 6–8 тысяч метров осуществляется на расстоянии всего нескольких десятков километров, т.е. градиент вертикальных движений чрезвычайно велик. В то же время подъем гранитов в пределах частных куполов-складок имеет меньшую суммарную амплитуду (от 1,5–2 до 5–6 км), что опять-таки свидетельствует о неравномерности проявления объемной деформации и величине перемещений горных масс, а, следовательно, и скорости этих перемещений.

При этом реакция пород на тектонические движения в процессе становления как гранитных куполов и протрузий, так и общей морфоструктуры проявлялись более или менее однотипно. Происходила последовательная перестройка инфраструктуры, ее усложнение, «совершенствование» и преобразование монолитных гранитов в гранитный катаклазит, который является одной из структурно-вещественных составляющих современной морфоструктурной «коровой брекчии» Тянь-Шаня [Уфимцев и др., 2009].

Весь комплекс признаков: формирование складок денудационной поверхности фундамента и их конформность дислокациям осадочной оболочки; морфоструктура гранитных тел; разномасштабная объемная тектоническая дезинтеграция пород с признаками сдвиговой кинематики; тектоническое протыкание чехольных отложений, первично перекрывающих граниты, и образование кристаллических протрузий; низкотемпературная минерализация; поэтапная прерывисто-непрерывная эксгумация гранитов в течение всего ме-

зозоя и особенно кайнозоя; тектоническая переработка кор выветривания и пр. – свидетельствует о масштабном (как по амплитуде общего воздымания, так и в смысле вовлечения в процесс огромных объемов горных масс) проявлении в гранитах фундамента реидной деформации в форме 3D вязко-катакластического течения.

Проявление реидного течения гранитов обусловлено их структурным преобразованием в раздробленную, блоковую, гранулированную массу, фундаментальным свойством которой является 3D подвижность [Кочарян, 2016; Кочарян, Спивак, 2003]. Согласно данным механики блочных и гранулированных сред, основные положения которой будут рассмотрены в главе 3.2, переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу и вызывает эффект дилатансии, что, в свою очередь, способствует возникновению объемной подвижности горных масс и их реидному течению. Одним из следствий увеличения текучести пород является вязкостная инверсия [Паталаха, 1971], в результате которой происходит пространственное перераспределение горных масс и, в частности, выжимание «текучих» тел в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности в виде тел протыкания (куполов, протрузий), которые возникают в обрамлении Иссык-Кульской впадины. Тектоническое течение, несомненно, имело и сдвиговую составляющую, ориентированную широтно, о чем свидетельствуют, прежде всего, линзовидно-доменная морфоструктура региона, кулисное расположение морфоструктурных элементов, наличие разломов со сдвиговой кинематикой, признаки сдвигового течения в инфраструктуре гранитных массивов и пр.

Тем не менее, может возникнуть вопрос, не является ли дезинтеграция гранитов явлением приповерхностным и связанным лишь с гипергенными процессами. Эта проблема рассмотрена в специальной работе авторов [Леонов и др., 2014] и будет обсуждена также в части третьей, но предварительно следует сказать, что весь комплекс данных, приведенных в этой главе, свидетельствует о главенствующей роли тектонических процессов в структурной переработке гранитов.

Подтверждение объемной мобильности корового слоя региона дают и материалы геофизических исследований. По данным магнитотеллурического зондирования [Баталев и др., 2012], описываемая территория соответствует северной части Иссык-Кульского «микроконтинента», во всяком случае – сиалической массе, слагающей значительные объемы современной коры Северного Тянь-Шаня. Подошва сиалической массы фиксируется коровым проводником, залегающим субгоризонтально под всей территорией впадины и ее гранитного обрамления. Прослеживаются электропроводящие зоны и внутри сиалической массы. Данные по распределению скоростей продольных волн показывают сложное как по вертикали, так и по латерали пространственное распределение объемов с разными скоростями сейсмических волн, следовательно, и с различными плотностными характеристиками горных масс [Современная..., 2005].

Слой повышенной проводимости выделен на глубинах 20–30 км [Рыбин, 2011; Трапезников и др., 1997], при этом отмечена близость положения элек-

тропроводящего слоя и зоны пониженных сейсмических скоростей – волновод, выявленного сейсмотомографическими исследованиями [Сабитова, Адамова, 2001]. Положение этого волновода под Иссык-Кульской впадиной позднее было подтверждено [Багманова и др., 2014; Сабитова, Адамова, 2001; Сабитова и др., 2005], но верхняя кромка волновода была опущена на глубину 25 км и установлен еще один волновод на глубинах 60–70 км [Koulakov, 2011; Li et al., 2009]. В последнее время низкоомные объемы обнаружены в восточной части впадины на глубинах 7–12 км и 15–40 км (А.К. Рыбин – устное сообщение). Картина пространственного распределения низкоомных и низкоскоростных объемов свидетельствует как о пластообразной их форме и относительно резких граничных разделах, так и о сложной конфигурации с вертикальными и латеральными «наплывами» разноскоростных и разноомных объемов друг на друга.

Из приведенного выше материала вытекает, что граниты, составляющие главные объемы фундамента Иссык-Кульской впадины, после вхождения в состав консолидированного слоя испытали интенсивную постагмагическую тектоническую переработку, которая выражена в их дезинтеграции в различных формах ее проявления и которая сопровождается объемным катакластическим течением. Активное поведение гранитов приводит к существенной тектонической трансформации доорогенной морфоструктуры района: образованию пликативных изгибов, куполов, кристаллических протрузий и сопряженных с ними отрицательных структур. Участие гранитов в формировании мезозойско-кайнозойской и современной морфоструктуры региона свидетельствует о тектонической активности и 3D подвижности фундамента на плитном и орогенном этапах и о его (фундамента) существенной роли в оформлении современного тектонического облика региона.

Выводу об объемной подвижности гранитного фундамента в обрамлении и в основании Иссык-Кульской впадины не противоречат и результаты геофизических исследований. Несмотря на сложную и неоднозначную картину пространственного распределения электропроводящих и низкоскоростных слоев и объемов, структура магнитотеллурического поля и распределение скоростных характеристик могут свидетельствовать о проявлении новейшей тектонической активизации [Баталев и др., 2012], и эти данные хорошо вписываются в представления о возможности квазипластического объемного вертикального и латерального перераспределения (тектонического течения) масс гранитно-метаморфического фундамента. Для объяснения природы глубинных неоднородностей в регионе как один из вариантов привлекается гипотеза частичного плавления вещества коры [Бакиров и др., 1996]. Низкие же сопротивления верхнекоровых проводящих горизонтов объясняются существованием в недрах трещиноватых, механически ослабленных зон, сложенных разуплотненными, раздробленными породами преимущественно гранитного ряда [Брагин, Мухамадеева, 2009; Рыбин, 2011; Рыбин и др., 2005; Рыбин и др., 2014]. Это предположение хорошо согласуется с данными, полученными при изучении инфраструктуры гранитов обрамления Иссык-Кульской впадины.

Таким образом, с большой долей уверенности можно полагать, что формирование Иссык-Кульской впадины и сопряженных с ней поднятий связано с пластичным перераспределением гранитных масс в пространстве, прежде всего, оттоком из области депрессии и нагнетанием в области поднятий, которое контролировалось свойственным району Иссык-Кульской впадины и ее обрамления режимом трансенсии и волнообразного коробления верхней коры на протяжении большей части ее кайнозойской истории.

### Литература

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Багманова Н.Х., Миркин Е.Л., Сабитова Т.М.* Волноводы в земной коре Тянь-Шаня // Вест. Ин-та сейсмологии НАН КР. 2014. № 1. С. 31–38.
- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М.* Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. № 12. С. 42–53.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Рыбин А.К., Матюков В.Е.* Структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня по данным магнитотеллурики, сейсмических скоростей МОВЗ и лабораторных исследований ксенолитов // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. Докладов. Пятый Междунар. Симп. Т. 1. Бишкек: НС РАН, 2012. С. 306–308.
- Брагин В.Д., Мухаммадеева В.А.* Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Геодинамика континентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сборник матер. 4-го Междунар. симп. М. Бишкек: НС РАН, 2009. С. 85–98.
- Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.
- Буслов М.М., Баталев В.Ю., Де Гравэ И., Забелина И.В.* Особенности тектоники и геодинамики мезозойских и кайнозойских коллизионных орогенов Азии // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6-го Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 20–22.
- Гарагаши И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.
- Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000 / Ред. С.А. Игембердиев. Л.: Мингео СССР, 1980.
- Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра, 1972. 280 с.
- Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. Мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
- Горячев А.В.* Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Древний аридный элювий Тянь-Шаня // Литология и полезн. ископаемые. 1990. № 1. С. 29–48.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г. и др.* Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: Зап. СибНИИ ГГ, 2007. С. 49–56.

*Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ // Генезис нефти и газа / Ред. А.Н.Дмитриевский, А.Э. Конторович. М.: ГЕОС, 2003. 124 с.

*Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 560 с.

*Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

*Корженков А.М., Поволоцкая И.Э., Мамыров Э.* Морфологическое выражение четвертичной деформации в северо-западных предгорьях Иссык-Кульской впадины Тянь-Шаня // Геотектоника. 2007. № 2. С. 53–72.

*Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.

*Кочарян Г.Г., Стивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород / Ред. акад. В.В. Адушкин. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 424 с.

*Лаврушина Е.В.* Тектонические структуры гранитов в активизированной бортовой зоне Кочкорской впадины, Тянь-Шань // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Том II. М.: ГЕОС, 2015. С. 32–35.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм экзугумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Полецук А.В., Рыбин А.К.* Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016 а. № 4. С. 22–47.

*Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полецук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная гипергенная и тектоническая переработка гранитных кластитов // Литология и полезн. ископаемые. 2014 . № 2. С. 186–204.

*Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.

*Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2015. С. 290–295.

*Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомоллов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенепплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.

*Морозов Ю.А., Геттнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.

*Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их трансpressивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.

*Николя А.* Основы деформации горных пород / Ред. А.Ф. Грачев. М.: Мир, 1992. 167 с.

*Оситов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.

*Оситов М.А.* Формирование расслоенный плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 223 с.

*Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсоловых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.

*Патаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.

*Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.

*Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И.* Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиума, г. Бишкек. НС РАН. 2014. С. 36–38.

*Пржиялговский Е.С., Леонов М. Г.* Структуры, механизмы и предпосылки постумных реидных деформаций в гранитах // Тектоника и актуальные вопросы наук о земле. Материалы III Тектонофизической Всероссийской конференции. Т. 2. М.: ИФЗ, 2012. С. 39–42.

*Пржиялговский Е. С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.

*Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П.* О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-тех. Пробл. разработки полезн. ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.

*Рыбин А.К.* Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.

*Рыбин А.К., Боталев В.Ю., Макаров В.И., Баталева Е.А., Сафронов И.В.* Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005, С. 79–96.

*Рыбин А.К., Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Брагин В.Д., Кузиков С.И., Пржиялговский Е.С., Щелочков Г.Г.* Альпийская геодинамика Тянь-Шаня: проблемы и решения // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиума, г. Бишкек. НС РАН. 2014. С. 40–44.

*Сабитова Т.М., Адамова А.А.* Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня. Результаты. Проблемы. Перспективы // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1543–1553.

*Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х.* Трёхмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 118–134.

*Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В.* Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Третьей тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 236–240.

Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.

*Талицкий В.Г.* Генетические типы структурных парагенезов // Вест. МГУ. Сер. 4, Геол. 1994. № 4. С. 65–72.

*Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К.* Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // *Физика Земли*. 1997. № 1. С. 3–20.

*Трифонов В.Г., Артошков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.

*Турчинский В.П.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Северо-Тянь-шаньская серия. Лист К-43-ХVIII. ВСЕГЕИ, 1970.

*Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М.* Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 130 с.

*Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.

*Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.

*Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.

*Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I.* Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // *J. Geol.* 2003. Vol. III. P. 149–165.

*Buslov M.V., De Grave J., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonics in the northern Kirgыз Tien Shan and the geodynamic evolution of the Issyk-Kul depression. Guide-book of the Fourth Intern. Symp. «Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geo-ecological Problems», Bishkek. Bishkek: RS RAN, 2008. 40 p.

*Cambell C.S.* Rapid granular flow // *Ann. Rev. Fluid Mech.* 1990. № 22. P. 57–92.

*Carey S.W.* The Rheid Concept in Geotectonics // *Bull. Geol. Soc. Austr.* 1954. Vol. 1. P. 67–117.

*Cloos H.* Pluton und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen. XVI Congress geol. intern. N. I. Washington, 1936. P. 235.

*Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review. Ottawa: Geol. Ser. of Canada, 1991. Pap. 90–17. 72 p.

*Humphreys J.F., Hatherley M.* Recrystallization and related annealing phenomena. New York: Elsevier Science, 1995. 498 p.

*Jullien R.* La segregation chez les grains de sable // *Recherche*. 1992. Mens. 247. Vol. 23. P. 1198–1199.

*Koulakov I.* High frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. P. B0430.

*Li Z., Roecker S., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin A.K.* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 477 (1–2). P. 49–57.

*Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. Berlin: Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1996. P. 289.

*Ramsay J.G.* Shear zone geometry: a review // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. No 1/2. P. 83–99.

*Tullis J., Stumitz H., Teyssier C. et al.* Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks // *Stress, structure and strain: a volume in honour of Win D. Means / M. Jessell, J. Urai (ed.) // Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*. 2000. Vol. 2.

*Yaeger H.M., Nagel S.R.* The physics of granular materials // *Physics Today*. 1996. April. P. 32–38.

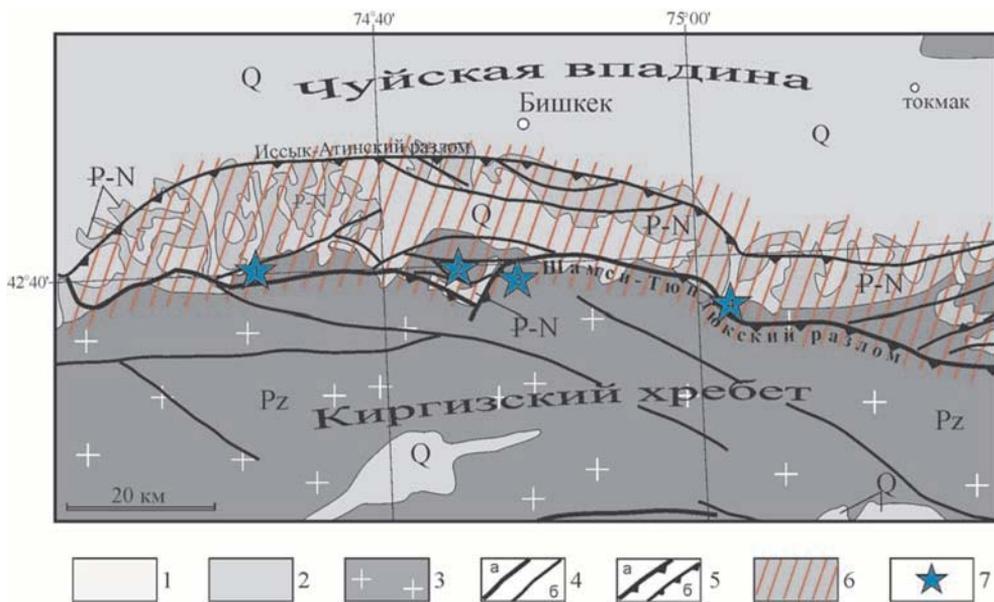
### 1.5.2. Южный борт Чуйской впадины

Одним из тектонических элементов Северотяньшаньского орогена является зона сочленения Киргизского хребта и Чуйской предгорной впадины (см. рис. 1.5.1, 1.5.2; рис. 1.5.20), которая выражена крупной линейной структурой, определяющей тектоническое районирование северной окраины Тянь-Шаня в течение всей плитной стадии развития складчатой области. Эта структура, известная также как Южночуйская зона концентрированной деформации [Пржиялговский и др., 2015; Леонов и др., 2016б], протягивается субширотно более чем на 350 км при ширине до 20 км и включает в себя разнообразные тектонические формы: разломы, флексуры, форберги, протяженные прогибы поверхности фундамента, складчатые структуры кайнозойского чехла и др.

Изучение тектоники южной части Чуйской впадины проводились многими исследователями [Абдрахматов, 1988, 2013; Абдрахматов и др., 1997, 2001; Закономерности..., 1973; Макаров, 1977; Садыбакасов, 1972; Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Шульц, 1948; др.]. В последние годы были получены новые данные о деформациях и новейших движениях Южночуйской зоны с применением современных методов морфо-структурного и структурно-кинематического анализов, электромагнитных исследований, трекового анализа, геодезического GPS-мониторинга [Абдрахматов и др., 2001; Брагин, Мухамедеева, 2009; Буслов и др., 2008; Кузиков, Мухамедиев, 2010; Миколайчук, 1999; Миколайчук и др., 2003 а, б; Пржиялговский, Кузиков, 2015; Рыбин, 2011; Современная..., 2005; Bullen et al., 2003; мн. др.].

Чуйская впадина, выполненная отложениями кайнозоя (до 3,5–4 км), является асимметричной синклиналию с пологим северным крылом и резко вздыбленным южным. Фундамент, выходящий на поверхность в Киргизском хребте, представлен интенсивно дислоцированными породами докембрия – палеозоя, в том числе гранитами ордовикского и силурийского возраста. Геологическое развитие региона на неотектоническом этапе выглядит следующим образом [Миколайчук и др., 2003а, б; Трофимов и др., 1976; Bullen et al., 2003]. В палеоцене–эоцене происходит накопление карбонатно-терригенных красноцветных толщ с маломощными вкраплениями базальтов. В олигоцене–начале миоцена возникает сопряжённая геодинамическая пара «Чуйская впадина – Киргизский хребет», которая находилась в относительно устойчивом равновесии вплоть до позднего плиоцена. Оформление современного облика произошло в позднем плиоцене – плейстоцене, когда возникли три морфо-структурных элемента: Чуйский предгорный прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями; верхние предгорья, сложенные кайнозойскими толщами и вовлечённые в поднятие в позднем плиоцене; области устойчивых поднятий (хребты), сложенные палеозойскими породами. Градиент вертикальных движений за поздний плиоцен – квартал составил около 7000 м.

Между хребтом и предгорьем расположена субширотная эшелонированная зона интенсивных разрывно-складчатых деформаций, проявляющихся как в палеозойском фундаменте, так и в осадочных комплексах Чуйской впа-



**Рис. 1.5.20.** Зона сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины.

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоген–неогеновые отложения; 3 – палеозойские породы фундамента; 4 – активные разломы: главные (а) и второстепенные (б) по [Макаров, 1973]; 5 – взбросы и надвиги: главные (а) и второстепенные (б); 6 – зона альпийской активизации; 7 – районы детальных работ: 1 – р. Акус, 2 – р. Чункурчак, 3 – р. Аламедин, 4 – р. Иссык-Ата

дины [Абдрахматов и др., 1997; Брагин, Мухамадеева, 2009; Миколайчук и др., 2003а, б; Рыбин, 2011]. Отложения киргизского красноцветного комплекса вместе с подстилающими образованиями палеозойского фундамента в пределах зоны смяты в крутые, запрокинутые в северном направлении складки. Северной границей зоны деформаций служит Иссык-Атинский разлом, составленный из нескольких кулис. Сместитель разлома на отдельных отрезках наклонён к югу, по нему устанавливаются надвиговые и сдвиговые смещения в неогене и квартере [Bullen et al., 2003]. По мнению [Абдрахматов, 1988; Абдрахматов и др., 1997; Абдрахматов и др., 2001; Bullen et al., 2003; Thompson et al., 2002], Иссык-Атинский разлом представляет собой пологую ветвь активного краевого Шамси-Тюндюкского разлома. Однако по другим данным [Миколайчук и др., 2003 а; Трофимов и др., 1976] этот разрыв не сопряжен с предкиргизским эшелонном разломов. С глубиной он становится круче; вертикальная амплитуда смещения поверхности фундамента по разлому составляет от 400 м до 2 км. Разлом имеет в плане S-образную форму, что является признаком сдвиговой составляющей [Ramsay, 1980].

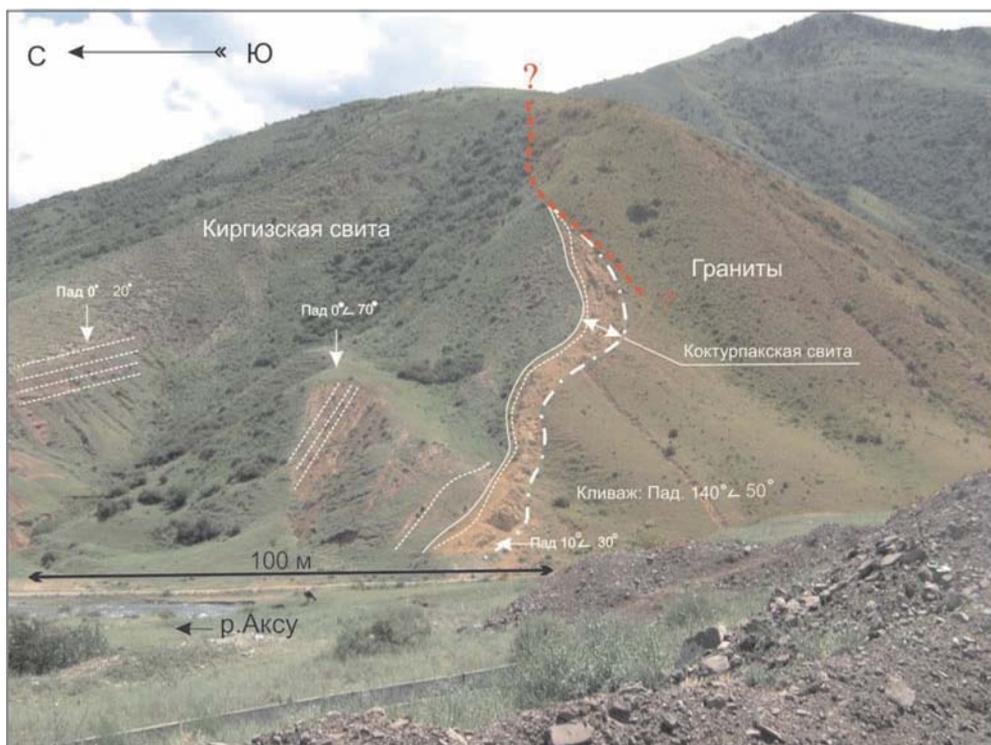
Южное ограничение зоны деформаций выражено ступенчатым уступом северного склона Киргизского хребта с разноуровневыми четвертичными террасами и локальными грабенами. Единая разломная плоскость здесь не выявлена, а прослеживается несколько плоскостей сместителей, которые кулисно подставляют друг друга и в основном приурочены к контакту палео-

зойских и палеоген-неогеновых пород. Некоторые разломы переходят из области развития палеозойских пород фундамента в зону предгорий и там загибаются. По ним предполагаются взбросово-надвиговые смещения палеозойского крыла в северном направлении. Однако наличие некоторых разломов отрицается, и граница между Киргизским хребтом и зоной предгорий интерпретируется как зона рассеянного левостороннего сдвига [Миколайчук и др., 2003 б]. Установлено [Миколайчук и др., 2003 а], что изгиб плоскости доорогенного пенеплена в краевой зоне Киргизского хребта осуществляется без разрыва сплошности. Поверхность фундамента, соответствующая допалеоценовой поверхности выравнивания, изогнута конформно с напластованием чехольных отложений и лишь местами осложнена малоамплитудными козырьковыми надвигами, как например в левом борту долины р. Аксу (рис. 1.5.21). Кайнозойские толщи слагают крыло синклинали, разобщенной косыми взбросо-сдвигами. Данные о масштабном тектоническом их перекрытии палеозойскими толщами отсутствуют [Миколайчук и др., 2003 б]. Отсутствие разлома в зоне перегиба границы «фундамент/чехол» связано с деформацией вязкого течения пород фундамента [Миколайчук и др., 2003 а].

В относительно узких (400–600 м) зонах градиентных смещений фундамента в бортовой зоне Чуйской впадины граниты подвержены интенсивной структурной переработке (см. рис. 1.5.22), выраженной в наличии систем крутопадающих пологих систем разломов и трещин (веерных и дуговых) с зеркалами скольжения, по которым фиксируются разноориентированные смещения. Дизъюнктивы имеют незначительную протяженность, ветвятся и переплетаются друг с другом; возникают огромные объемы гранитоидов с разномасштабной линзовидно-блоковой делимостью, формы и пространственный рисунок которой свидетельствуют о проявлении объемного сдвигового (в механическом смысле) хрупко-пластического течения. Но при этом в отдельных объемах (блоках, линзах) реконструированные поля напряжений неоднородны, что свидетельствует о дифференциальной подвижности фрагментов, что подтверждено независимыми исследованиями [Маринин и др., 2015; Сим и др., 2012]. Межблоковое пространство заполнено расланцеванной, милонитизированной, брекчированной и катаклазированной гранитной массой. Массовые замеры ориентировок трещин и кинематических индикаторов смещений на стандартных площадках и реконструкция палеонапряжений с помощью программы Win-Tensor позволили сепарировать трещины на несколько генераций и для каждой выборки реконструировать параметры поля тектонических напряжений с оценкой представительности данных и погрешности вычислений<sup>4</sup>. Реконструкция параметров палеонапряжений в гранитах выявила общие черты и различия напряженного состояния в разных районах Киргизского хребта. Но при этом во всех точках замеров субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения указывает на обстановки разнонаправленного горизонтального сдвига. Более детальное рассмотрение

---

<sup>4</sup> Эта методика была использована и при анализе трещин на других объектах, рассмотренных в данной работе.

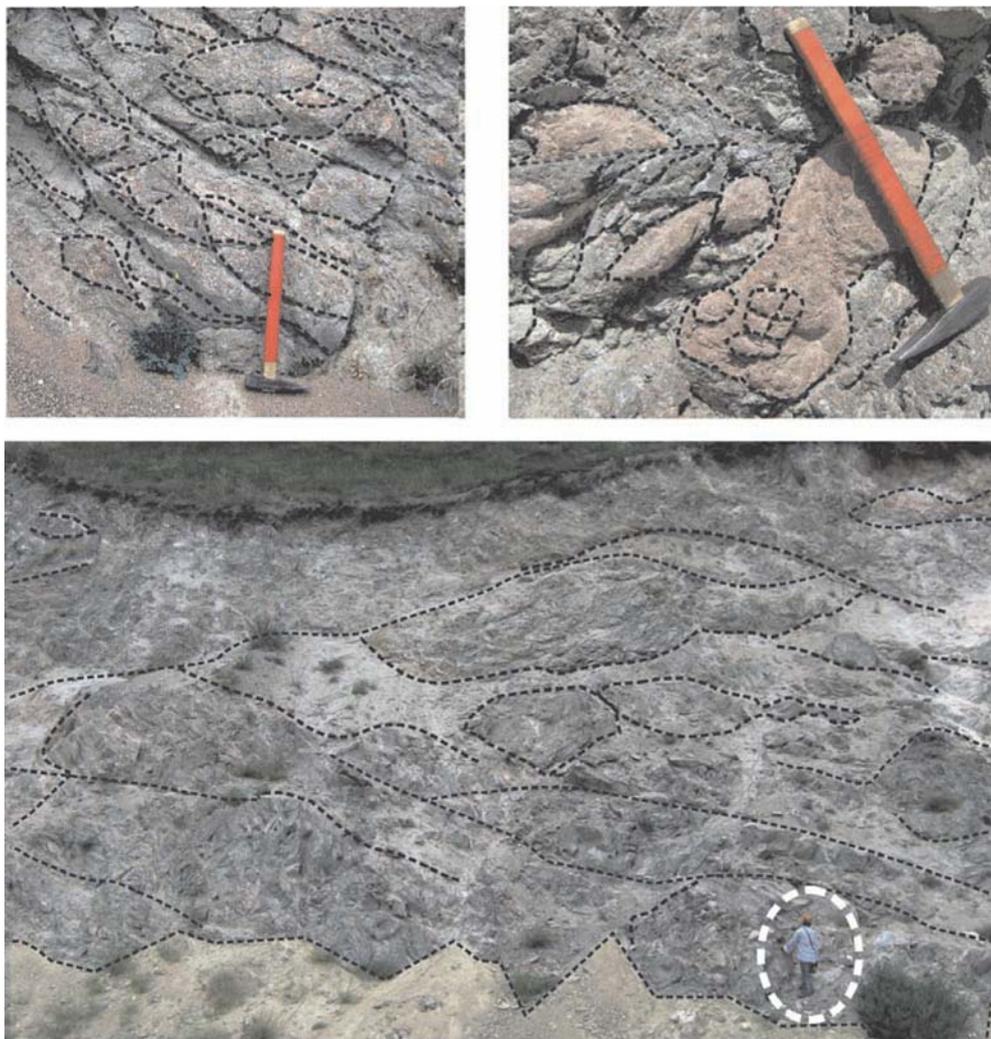


**Рис. 1.5.21.** Конформная деформация поверхности гранитного фундамента (поверхности выравнивания) и отложений коктурпакской и киргизской свит

методики Win-Tenzog и реконструкция полей напряжений для этого района приведена в [Лаврушина, Пржиялговский, 2016].

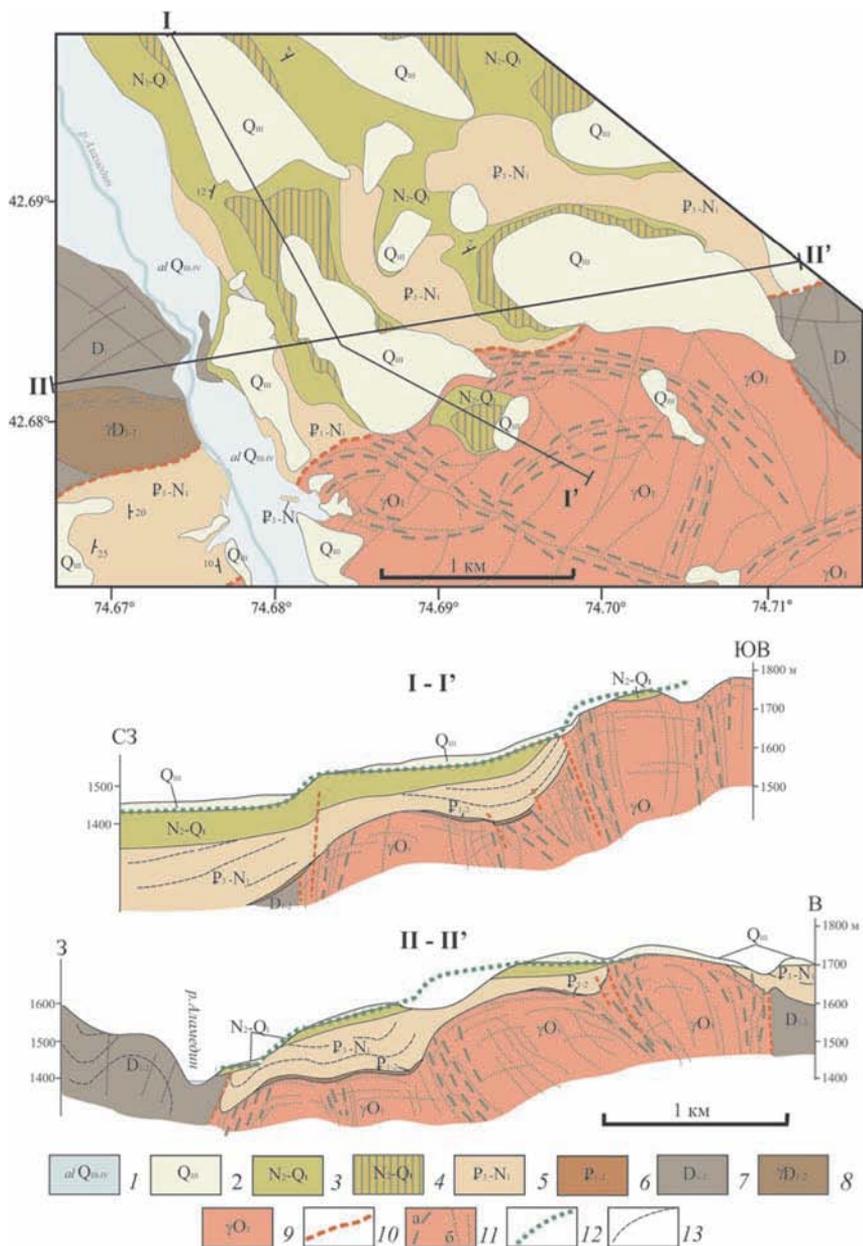
Объемная подвижность пород выражена также в морфоструктуре правобережья р. Аламедин [Пржиялговский, Кузиков, 2015] (рис. 1.5.23, 1.5.24): в смещении и перекосе аллювиально-пролювиальных террас, сложенных валунниками шарпылдакской свиты ( $N_2-Q_1$ ); в деформации доэоценовой поверхности выравнивания, маркируемой корой выветривания и отложениями коктурпакской свиты ( $P_{2-3}$ ). Останцы шарпылдакской валунной террасы располагаются на разных гипсометрических уровнях и разобцены зонами резких вертикальных смещений СВ и СЗ простирания с амплитудами 20–80 м. Смещения и перекосы плейстоценовых террас и купольные формы выходов гранитного фундамента вкупе с дезинтеграцией гранитов пространственно связаны с крутопадающими зонами интенсивной трещиноватости и разломов, которые обрисовывают линзовидно-овоидную делимость фундамента. По смещениям террас и морфологии дизъюнктивных зон устанавливаются сдвиговые смещения вдоль зон СВ и ВСВ простираний и надвиговые перемещения в северных румбах.

Особенности инфраструктуры гранитов и морфоструктуры района свидетельствуют об объемной подвижности фундамента и ее влиянии на формиро-



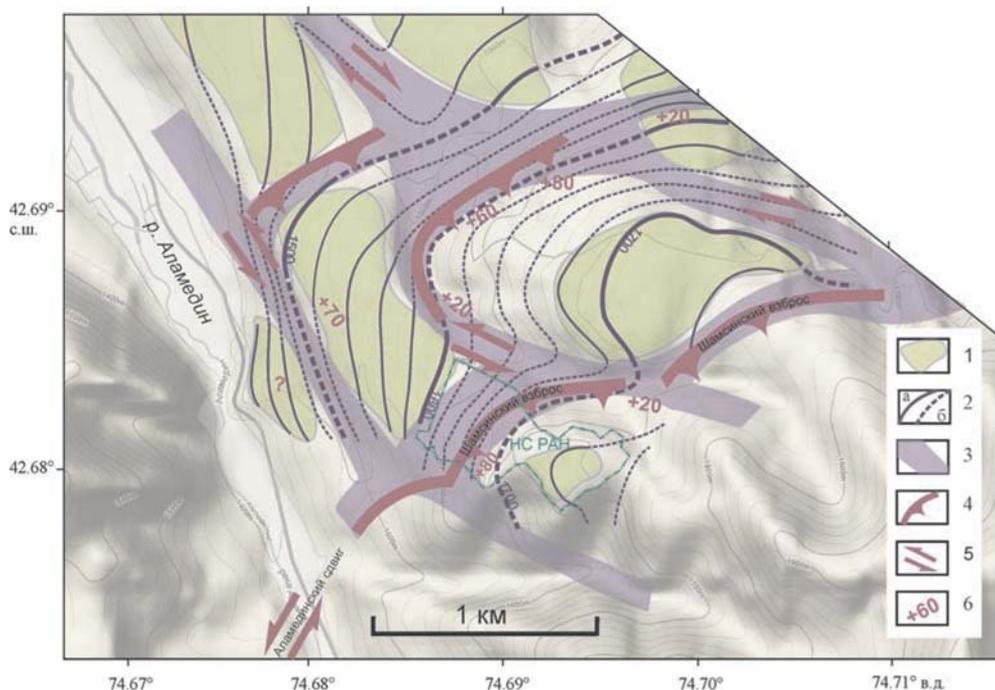
**Рис. 1.5.22.** Тектоническая структура гранитов (долина р. Иссык-Ата, описание в тексте)

вание современного тектонического облика региона. Эти выводы подтверждаются результатами магнитно-теллурического зондирования [Брагин, Мухаммадеева, 2009; Рыбин и др., 2016]. В районе выявлены верхне- и среднекоревый электропроводящие горизонты. Нижний (среднекоревый) горизонт развитый в пределах Киргизского хребта и прилегающих частях Чуйской впадины, коррелируется с волноводом, выделенным по сейсмическим данным, и рассматривается как флюидонасыщенный горизонт разуплотненных, сильно трещиноватых пород. Природа верхнекоревых горизонтов, который выходит на дневную поверхность в районе Чункурчакской грабен-синклинали (ее описание приведено ниже), установлена прямыми наблюдениями и,



**Рис. 1.5.23.** Геологическая схема и разрезы участка северных предгорий Киргизского хребта (правобережье р. Аламедин).

1 – современные аллювиальные валуново-галечные отложения (alQ<sub>III-IV</sub>); 2 – лессовидные суглинки, перекрывающие шарпылдакские отложения (Q<sub>III</sub>); 3 – аллювиальные валунные отложения шарпылдакской свиты (N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>); 4 – останцы постшарпылдакской аллювиально-пролювиальной террасы; 5 – отложения киргизской серии (P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>); 6 – глины коктурпакской свиты (P<sub>1-2</sub>); 7 – вулканыты и туфоконгломераты (D<sub>1</sub>); 8 – гранитоиды (D<sub>2</sub>); 9 – гранитоиды (γO<sub>1</sub>); 10 – разломы; 11 – зоны рассредоточенных смещений (а) и трещиноватости (б); 12 – положение постшарпылдакской поверхности выравнивания; 13 – слоистость



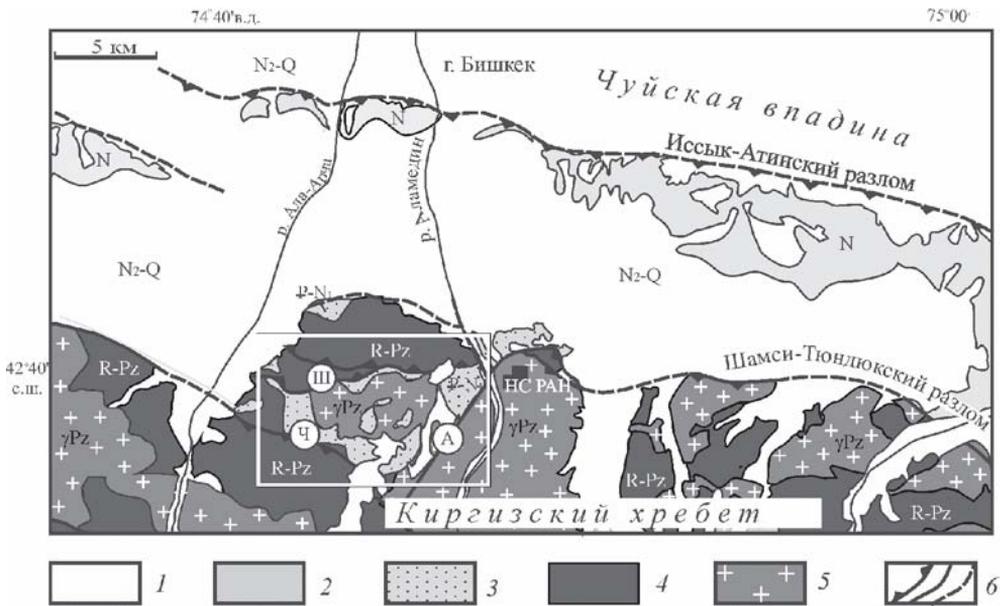
**Рис. 1.5.24.** Реконструкция поверхности плиоцен–плейстоценовой террасы и положение зон наибольших относительных смещений.

1 – останцы террасы, частично перекрытые лессами; 2 – изогипсы поверхности террасы: (а) установленные, (б) предполагаемые; 3 – зоны вертикальных смещений и градиентов наклона тектонических ступеней; 4–5 – смещения горных масс: 4 – вертикальные, 5 – горизонтальные; 6 – амплитуды смещений (м)

несомненно, определяется наличием интенсивно дезинтегрированных горных масс, в первую очередь, гранитов [Леонов и др., 2016б; Рыбин и др., 2016].

Таким образом, область сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины в междуречье Иссык-Ата – Аксу в морфологическом плане представляет собой зону крутого флексурно-ступенчатого уступа, в тектоническом – зону концентрированной деформации (рассеянного сдвига по [Миколайчук, 1999; Миколайчук и др., 2003 б]) со ступенчатостью дизъюнктивных и пликативных структур, в том числе и пликативных изгибов поверхности фундамента. Пликативная деформация поверхности фундамента обеспечивается, кроме других факторов, объемной подвижностью пород гранитного ряда. Разрывы проявляются лишь пунктирно, обычно расположены косо к общему простиранию зоны и уходят в область впадины и Киргизского хребта.

Одним из показательных примеров постмагматической тектоники гранитов в процессе формирования морфоструктуры зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта является район Чункурчакской грабен-синклинали, возникшей на месте палеоген-миоценового прогиба [Пржиялговский, Лаврушина, 2017]. Грабен-синклиналь расположена на северном склоне



**Рис. 1.5.25.** Положение Чункурчакской грабен-синклинали на северном склоне Киргизского хребта. Прямоугольник – карта на рис. 1.5.26.

1 – четвертичные отложения (включая шарпылдакскую свиту  $N_2-Q_1$ ); 2 – неогеновые отложения; 3 – палеоген-неогеновые отложения; 4 – рифей-палеозойские вулканогенно-осадочные и метаморфические породы; 5 – палеозойские гранитоиды; 6 – главные разломные зоны (в том числе надвиги и предполагаемые под рыхлыми отложениями). Буквы в кружках – разломно-флексурные зоны: Ч – Чункурчакская, Ш – Шекуленская, А – Аламединская

Киргизского хребта в междуречье рек Аламедин и Ала-Арча и в большей своей части заполнена красноцветными осадочными отложениями палеогена и миоцена (рис. 1.5.25, 1.5.26). Современные контуры грабен-синклинали, ее строение и гипсометрическое положение были кардинально изменены в процессе постседиментационных деформаций и эрозии, а сам прогиб приподнят над уровнем низких предгорий, где обнажаются разновозрастные отложения, на 500–800 м.

В геоморфологическом плане этот участок отвечает полого-наклоненной в восток-северо-восточном направлении котловине, осложненной современными врезами водотоков бассейна р. Чункурчак. С севера Чункурчакский прогиб отделен от Чуйской впадины краем Шекуле с наибольшей высотой 2292,7 м, а с запада и востока – перевалами с отметками около 1900 м и 1500 м. На мелкомасштабных картах все ограничения прогиба показаны как тектонические: северным ограничением служит Шекуленский надвиг, Аламединский взбросо-сдвиг обрезает грабен-синклинали с юго-востока, Чункурчакская система разломов – с юго-запада. Но, как будет показано ниже, ограничения грабен-синклинали, а также рельеф ее ложа изначально обусловлены объемными хрупко-пластическими деформациями палеозойских комплексов с подчиненной ролью крупных разломов. На площадях распространения глини-

стых пород рельеф и структуры чехла осложнены современными оползневыми процессами.

Фундамент ложа прогиба представлен ордовикскими<sup>5</sup> гранитами и гранодиоритами аламединского комплекса, а поднятия в его бортах сложены слабометаморфизованными комплексами раннего и среднего палеозоя. Останцы отложений чехла залегают на пенепленизированной и выветрелой поверхности палеозойских пород. Кора выветривания наиболее отчетливо проявлена в ордовикских гранитах, достигая мощности 5–8 м. В нижней своей части она выражена прожилковой карбонатной проработкой трещиноватых пород с глыбами слабоизмененных коренных пород, а в верхней части содержит линзы и пластовые зоны белесых каолинитизированных рыхлых пород с брекчиевидной, кластической или пятнистой текстурой и глыбовой или щебнистой размерностью фрагментов. Осадочный чехол, сформированный после продолжительной эпохи пенепленизации, включает снизу вверх две толщи [Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986]: маломощный (7–30 м) глинисто-карбонатный горизонт коктурпакской (сулутерекской) свиты палеоцен-эоценового возраста ( $P_{1-2} \text{ } kk$ ), в подошве которого иногда залегают галечные базальные конгломераты, и красноцветную терригенную толщу киргизской (шамсинской) серии олигоцена–миоцена ( $P_3-N_1 \text{ } kr$ ), мощность которой варьирует от первых до 250 метров. Нижняя часть разреза киргизской серии представлена толщей дифференцированных по размеру слоистых обломочных отложений с прослоями суглинков и глин с мелкими карбонатными конкрециями; верхняя часть серии сложена песками и мелкогалечными конгломератами со слабо выраженной слоистостью. Наибольших мощностей (100–130 м) верхняя пачка достигает на юге и северо-востоке Чункурчакского прогиба, а в центре, на западе и вдоль северной границы она, по-видимому, не отлагалась. Плейстоцен-голоценовые флювио-гляциальные, аллювиальные и склоновые отложения ( $Q_{II-IV}$ ) маломощным плащом залегают на породах чехла и фундамента. Обилие обнаженных участков стратиграфического контакта палеозойского фундамента (часто – с хорошо выраженной корой выветривания) и кайнозойского чехла дает возможность детально реконструировать морфологию деформированной поверхности пенепленизированной кровли фундамента.

В современной структуре прогиба значительная часть его площади занята выходами палеозойских пород фундамента, на которых сохранились многочисленные останцы маломощных отложений палеогенового чехла: коктурпакской свиты и низов киргизской серии. Чаще всего останцы залегают поло-го на вершинах и склонах холмов, причем азимуты падения слоев меняются в соответствии с наклоном склонов вершинных поверхностей (см. рис. 1.5.26, 1.5.27). В некоторых случаях отложения чехла залегают в небольших узких асимметричных синклиналиях-трогах, приуроченных к долинам или склонам возвышенностей. Троги часто ограничены с одной стороны малоамплитудными тектоническими нарушениями. Наибольшую мощность (до 250 м) кир-

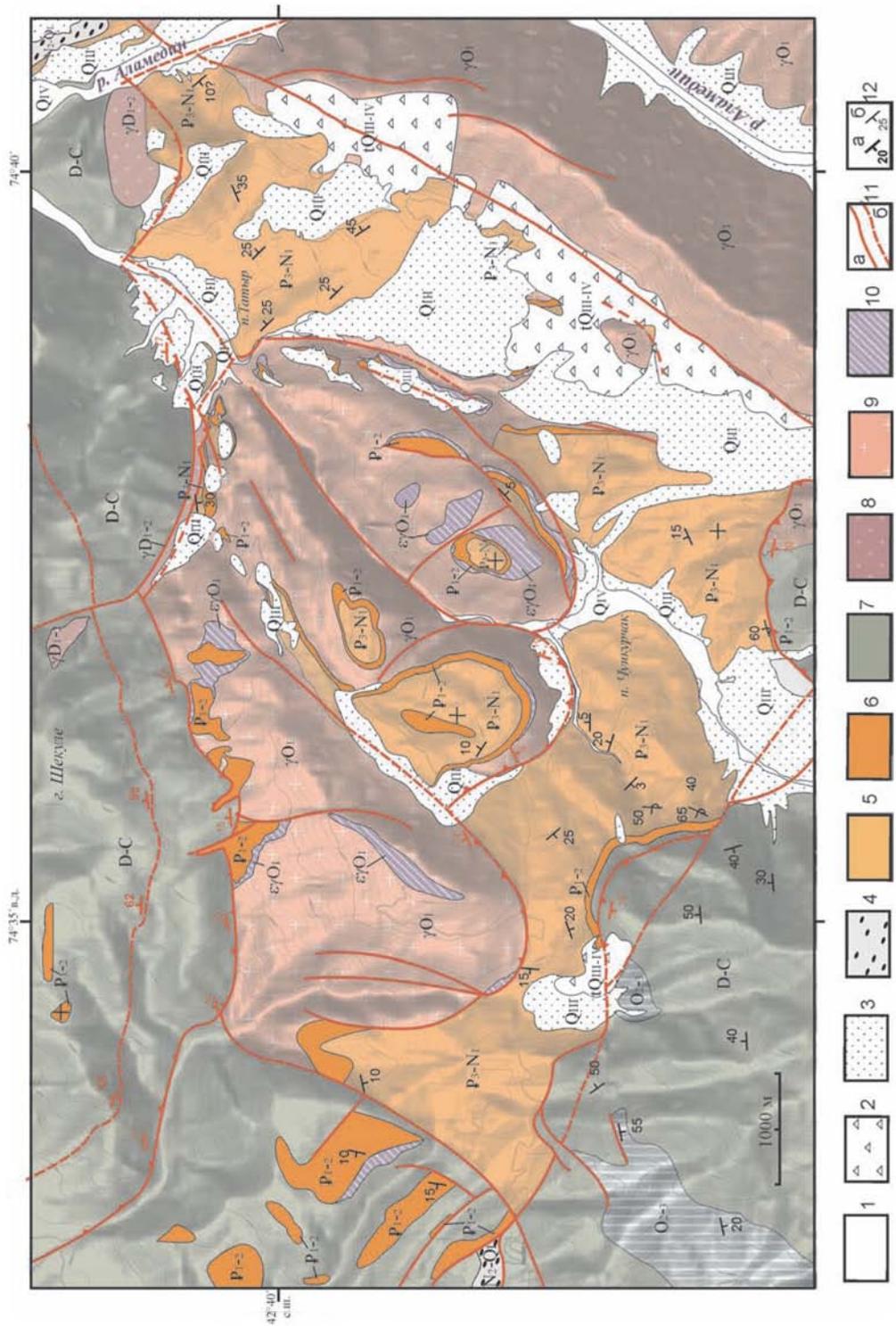
---

<sup>5</sup> В последние годы определены позднеордовикские и раннесилурийские возрасты цирконов из гранитоидов аламединского комплекса [Апаяров и др., 2015].

гизская серия имеет в юго-западной прибортовой синклинали, и на востоке, в пределах узкой перемычки, соединяющей Чункурчакский прогиб с Чуйской депрессией. Осадочные отложения, включающие здесь верхнекиргизские песчано-галечные толщи, в целом моноклинально погружаются с углами наклона  $25^{\circ}$ – $35^{\circ}$  к краям прогиба – на юго-запад и восток соответственно. Локальные выполаживания и изменения азимутов наклонов слоев свидетельствуют о наличии пологих неупорядоченных складок с крутыми осевыми плоскостями и пологими шарнирами, отражающими деформации ложа прогиба. Более сложные складчатые структуры чехла отмечаются в бортовых зонах Чункурчакского прогиба.

С севера и юго-запада по Шекуленской и Чункурчакской флексурно-надвиговым зонам на отложения чехла надвинуты палеозойские породы. Надвиги малоамплитудны и развиваются на запрокинутых крыльях грабен-синклинали. В обоих бортах прогиба сохраняются фрагменты стратиграфического контакта фундамента и чехла. В 1 км западнее сел. Татыр наблюдается разрыв, по которому на кайнозойские красноцветы с севера надвинуты девонские метавулканиды (см. рис. 1.5.26). Ранее эти взаимоотношения были описаны в [Миколайчук и др., 2003 а]. Отложения чехла под надвигом смяты в изоклинальную складку с осевой плоскостью, полого падающей к СВ. Деформация сопровождается брекчированием и будинажем слоев висячего крыла. В зоне дробления около верхнего контакта присутствуют фрагменты палеозойских пород, останцы коры их выветривания, красноцветные песчаники и коктурпакские глины. Этот надвиг является фрагментом пологопадающей на север системы Шекуленских активизированных разломов палеозойского фундамента, по которым наблюдаются флексурные изгибы слоев чехла, подвороты слоев и малоамплитудные разрывные смещения.

Интенсивные складчатые деформации характерны и для юго-западного ограничения грабен-синклинали, где отложения чехла находятся в опрокинутом залегании и стратиграфически контактирует с девонско-каменноугольными осадками и вулканидами фундамента. В основании чехла на коре выветривания и/или на базальных конгломератах залегают отложения коктурпакской свиты. Поверхность контакта и нижние пласты чехла конформно смяты в асимметричную синклиналь с вертикальным или запрокинутым юго-западным и пологим северо-восточным крыльями. Судя по конфигурации плоскости контакта «фундамент/чехол», прослеженного вдоль всего юго-западного борта прогиба, участки подворота слоев чехла связаны с неравномерным приповерхностным нагнетанием горных масс и «разваливанием» борта грабен-синклинали с образованием пологих локальных козырьковых надвигов и запрокинутых складок. Южнее в рельефе палеозойского обрамления прогиба выделяются прямолинейные уступы и гряды, очевидно связанные со взбросовыми смещениями по системе крутопадающих разрывных нарушений, которые по касательной ограничивают извилистый в плане контакт с кайнозойским чехлом.



← **Рис. 1.5.26.** Схематизированная геологическая карта Чункурчакской грабен-синклинали.

1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – плейстоцен-голоценовые обвальнo-оползневые отложения; 3 – среднеплейстоценовые отложения, нерасчлененные; 4 – верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые валунники (шарпылдакская свита); 5 – олигоцен-нижнемиоценовые отложения (киргизская серия); 6 – палеоцен-эоценовые отложения (коктурпакская свита); 7 – девонско-каменноугольные отложения, нерасчлененные; 8 – ниже-среднедевонские граниты; 9 – нижеордовикские гранитоиды; 10 – кора выветривания по нижеордовикским гранитоидам; 11 – разрывные нарушения: установленные (а) и предполагаемые (б), зубцы указывают наклон сместителей; 12 – элементы залегания разломов (а) и слоистости (б)

Таким образом, как в северном, так и в юго-западном бортах грабен-синклинали палеогеновые отложения смяты в асимметричные синклинальные складки с запрокинутым залеганием коктурпакских отложений в зоне контакта с палеозойскими породами. Шарниры складок субгоризонтальны, простираются параллельно контактам. Породы фундамента и чехла непосредственно вблизи контакта катаклазированы, но нормальная стратиграфическая последовательность слоев чехла сохраняется. В обоих случаях складки осложнены малоамплитудными разрывами, которые развиты в основном висячем крыле и в палеозойских породах.

В юго-восточном борту структуры область распространения осадочного чехла ограничена крутопадающим Аламединским разломом, для которого устанавливаются новейшие сдвиговые левосторонние смещения [Абдрахматов и др., 1997; Bullen et al., 2003; Современная..., 2005]. Зона разлома представлена системой прямолинейных и дуговых в плане разрывных нарушений, которые ограничивают с юго-востока Чункурчакскую котловину и область распространения палеогеновых красноцветов. При этом отдельные останцы чехольных отложений нижней части разреза встречаются в пределах широкой зоны опережающих трещин и разломов и в ряде мест имеют с породами фундамента стратиграфические взаимоотношения. Все это свидетельствует об изгибной деформации кровли фундамента и о подчиненном значении разрывных смещений в северо-западном крыле Аламединской разломной зоны. Линия разлома трассируется к юго-востоку, и в ордовикских гранодиоритах она проявлена в виде зоны интенсивного катаклаза и милонитизации и протяженного сейсмогенного уступа. На водоразделе рек Чункурчак и Аламедин разлом осложнен опережающими разрывными нарушениями, которые контролируют положение зеркала отрыва обширного оползневого тела, сложенного в верхушечной части дезинтегрированными гранитами, а в средней – красноцветами киргизской серии. Тектоническое дробление гранитов в зоне активизированного Аламединского разлома выражается в образовании обломочных несортированных масс щебнисто-мелкоглыбовой размерности, в тонкозернистом, иногда глинистом матриксе (тектоно-гравитационные микститы по [Леонов, 2008]), которые ниже разломной зоны формируют осыпные шлейфы с наплывными валами и террасами. На удалении от разлома при выполаживании склонов кластитовый материал обнаруживается в составе современного делювия смешанного генезиса.



**Рис. 1.5.27.** Чункурчакская грабен-синклиналь; в центре расположен купол, сложенный ордовикскими гранитами. Морфологически выраженная полого-волнистая поверхность холмов, сложенных гранитами, соответствует кровле пенепленизированного палеозойского фундамента. В обрамлении холмов залегают красноцветные палеоген-неогеновые отложения

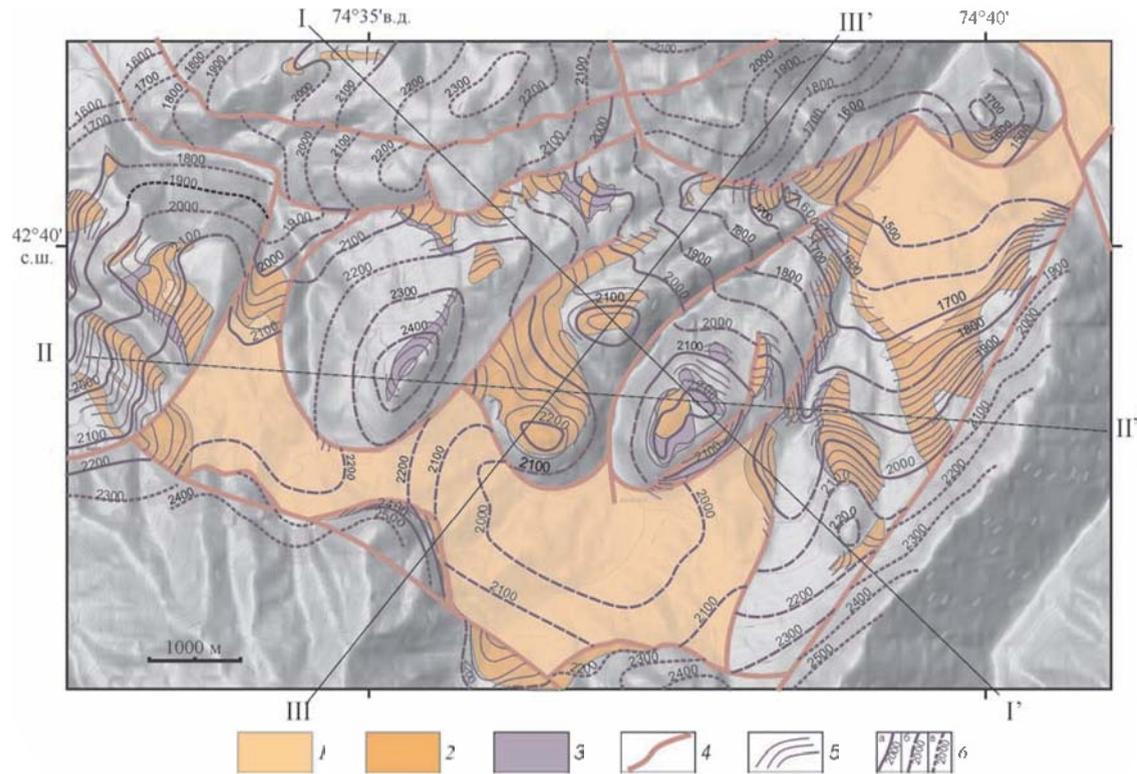
Характерной чертой тектонического строения и морфоструктуры района является антиклинальный выступ в центральной части грабен-синклинали, в ядре которого обнажаются ордовикские граниты. Фундамент образует три валообразных поднятия юго-западного – северо-восточного простирания с уплощенными вершинами и пологими северными склонами (см. рис. 1.5.26, 1.5.27). На вершинах и на склонах положительных морфоструктур фундамента расположены многочисленные изолированные останцы палеогеновых отложений, стратиграфически согласно залегающих на гранитах или на коре их выветривания. Мощность сохранившихся отложений не превышает 15 м, и они, в основном, относятся к коктурпакской свите, представленной темно-вишневыми суглинками с характерными мелкими карбонатными стяжениями. Южные склоны куполообразных выходов гранитов крутые, северные – пологие. Выступы гранитов со всех сторон обрамлены отложениями чехла. Валообразные поднятия разграничены между собой узкими ущельями СВ простирания, промытыми по зонам крутопадающей трещиноватости, обохривания и катаклаза гранитов. Подробнее трещиноватость и деформации гранитов ложа прогиба рассмотрены позже.

Изолированные участки распространения красноцветных отложений малой мощности расположены также в пределах выходов девонско-каменноугольных отложений к северу и западу от грабен-синклинали. Они стратиграфически залегают на коре выветривания палеозойских метаосадков и метавулканитов и приурочены к вершинам платообразных возвышенностей, или заполняют узкие трюги, контролируемые непротяженными тектоническими зонами северо-западного простирания.

Таким образом, складчатые деформации осадочного чехла и очевидное изменение по площади уровня залегания коктурпакского горизонта (т.е. кровли фундамента) указывают на коробление и значительные по амплитуде деформации ложа Чункурчакского прогиба. Тектонические взаимоотношения комплексов чехла и фундамента устанавливаются в единичных случаях.

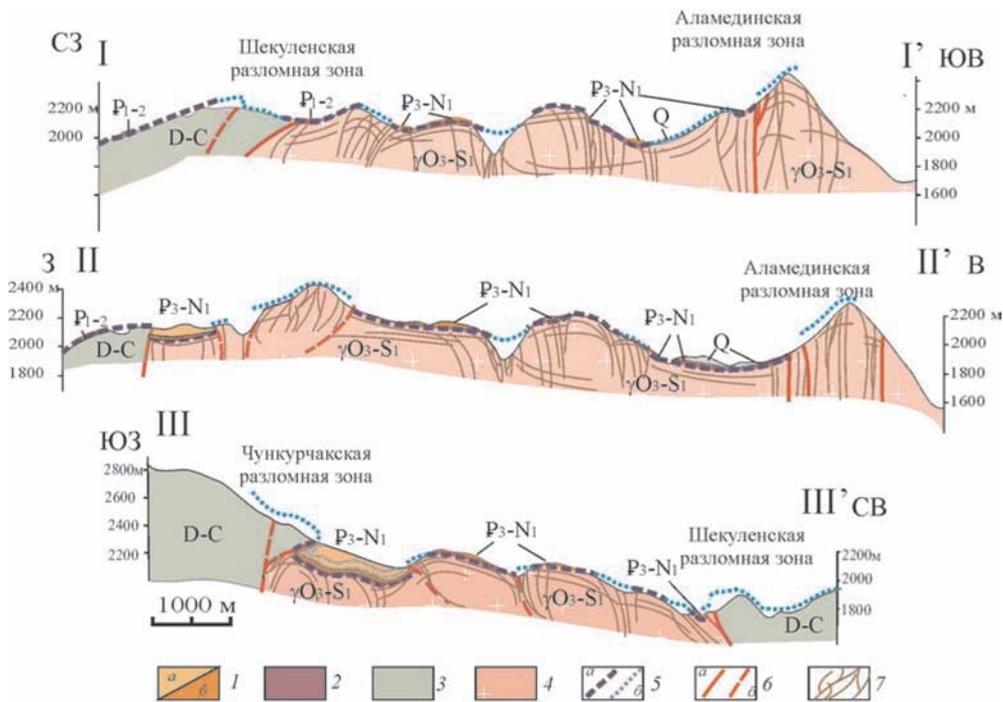
Данные по положению пенепленизированной поверхности палеозойского фундамента (рис. 1.5.28) позволяют реконструировать 3-D форму ложа прогиба, деформированного заведомо после отложения коктурпакской свиты палеоцен-эоценового возраста ( $P_{1-2} \text{kk}$ ) и киргизской серии олигоцена–миоцена ( $P_3-N_1 \text{kr}$ ), которые залегают конформно поверхности пенеплена. На участках, где отсутствуют обнажения пенепленизированной кровли фундамента (коры выветривания, стратиграфические контакты фундамент/чехол, обнажения коктурпакского горизонта или нижних горизонтов киргизской серии) изогипсы строились на основе анализа структуры и реконструируемых мощностей чехла, а при его отсутствии – с учетом морфоструктурных данных.

Поверхность реконструированного допалеогенового пенеплена в основном деформирована пластично (см. рис. 1.5.28). Главным морфоструктурным элементом является обширный купол, ядро которого сложено палеозойскими гранитами. Купол имеет сложное строение и состоит из нескольких выступов и наклонных валов второго порядка, которые разделены гребневидными синклиналиями с амплитудами относительных превышений в 200–300 м, ос-



**Рис. 1.5.28.** 3D структура поверхности допалеоценового пенеппена.

1 – отложения чехла мощностью 50–250 м (включающие верхнюю пачку киргизской свиты); 2 – отложения чехла мощностью  $\leq 50$  м (коктурпакская свита и нижняя пачка киргизской свиты); 3 – останцы коры выветривания палеозойского фундамента; 4 – линии резкого смещения кровли пенеппена (разломы и флексуры); 5 – изогипсы кровли фундамента, установленные на участках обнажения пенеппена (кора выветривания, коктурпакская свита, маломощные отложения нижней пачки киргизской свиты); 6 – генерализованные изогипсы пенеппена: (а) установленные, (б) уверенно реконструированные на эродированных участках или под мощным чехлом красноцветных отложений и (в) слабо обоснованные, предполагаемые на участках глубоко эродированного рельефа. I-I', II-II', III-III' – линии разрезов на рис. 1.5.29

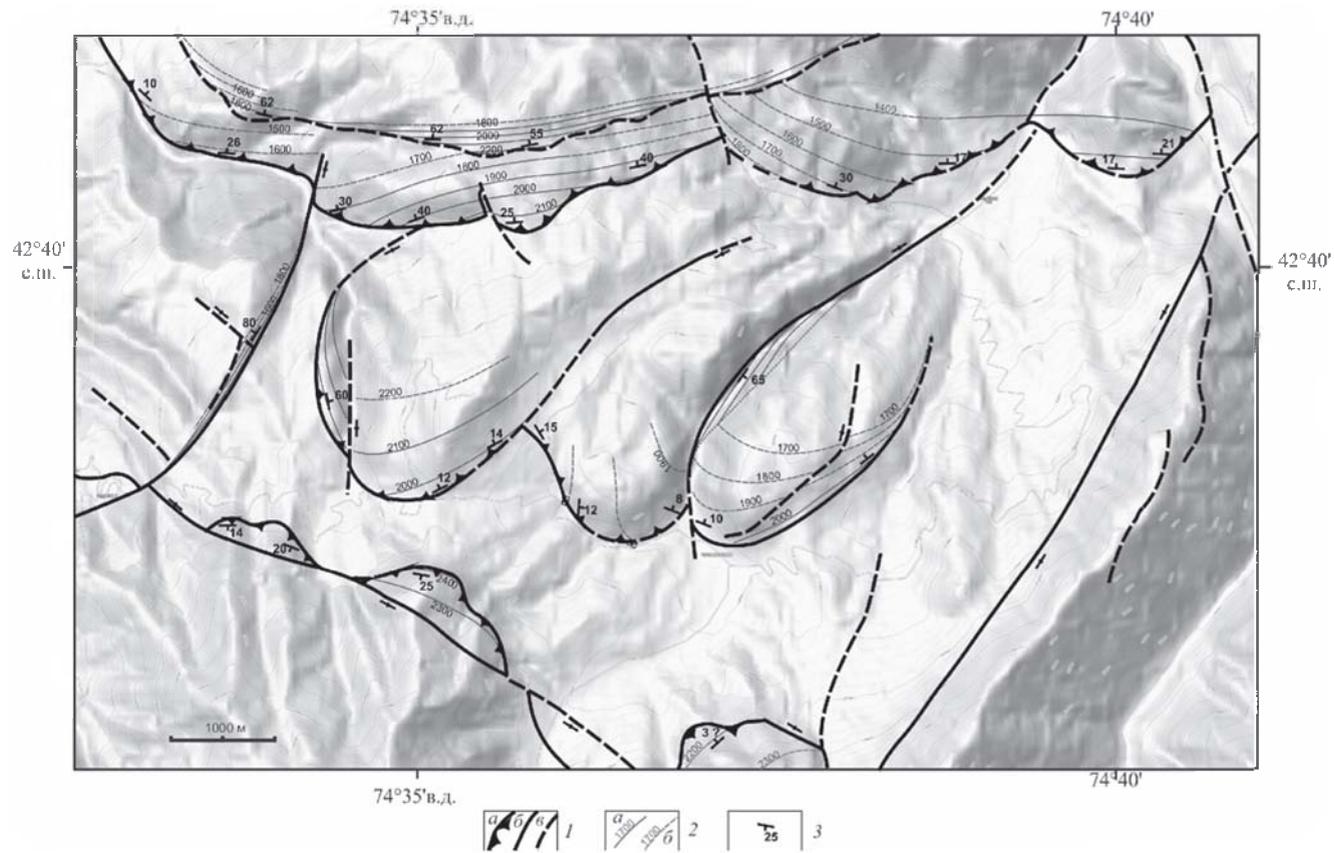


**Рис. 1.5.29.** Геологические профили вкост Чункурчакского прогиба.

Линии разрезов – на рис. 1.5.28.

1 – палеоген-миоценовые отложения нерасчлененные; 2 – кора выветривания раннеордовикских–раннесилурийских гранитов; 3 – девон–каменноугольные вулканогенно-осадочные отложения; 4 – позднеордовикские–раннесилурийские граниты; 5 – деформированная кровля пенепленизированного палеозойского фундамента: установленная (а) и предполагаемая (б); 6 – разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – трещиноватость

ложненными в ряде мест разрывами со смещениями до 100 м. К западу от с. Чункурчак в юго-западной части прогиба расположена слабо деформированная крупная изометричная мульда с уплощенным днищем (по изогипсе 2000 м), которая сопряжена с приподнятой областью с высотными отметками 2200–2400 м в центре прогиба. Волнистая поверхность пенеплена центральной части Чункурчакской структуры погружается в виде двух желобов к северо-востоку и северо-западу в долины р. Аламедин (до абсолютных отметок 1500 м) и р. Ала-Арча (до 1700 м и ниже). В поперечном сечении (рис. 1.5.29) поверхность пенеплена формирует асимметричные пологие складки с падающими на север осевыми плоскостями или ступени-своды с наклоном ступеней  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$  к северу, которые разделены флексурами с перепадом высот до 100 м. Флексурные изгибы подошвы чехла и поверхности пенеплена в некоторых случаях сменяется разрывами. В бортовых частях прогиба разломные зоны проявлены как на контактах с фундаментом, так и в самих палеозойских породах. Разломные смещения модельной поверхности отчетливо проявились в северном и восточном ограничениях Чункурчакского прогиба.



**Рис. 1.5.30.** Реконструкция поверхностей разломов в пределах Чонкурчакской грабен-синклинали.

1 – разломы: а – надвиги, б – взбросо-сдвиги, в – предполагаемые; 2 – реконструированное положение сместителей разломов: а – изогипсы сместителей разрывных нарушений, определенные в обнажениях (цифры – гипсометрическое положение в метрах), б – с применением пространственно-геометрических построений; 3 – элементы залегания

Для фронта Шекуленского надвига на разных его сегментах устанавливаются падения  $25^{\circ}$ – $40^{\circ}$  к ССЗ и ССВ и предполагается его выполаживание на глубине (рис. 1.5.30). Более крутой надвиг, протягивающийся севернее по основанию уступа в верхней части склона хребта, имеет на большом протяжении выдержанное падение Аз.  $0^{\circ}$ – $350^{\circ}$  угол  $55^{\circ}$ – $62^{\circ}$ . Западным ограничением прогиба (или ступенью, за которой не обнаруживается верхней пачки киргизских красноцветов) служит прямолинейная разломно-флексурная зона вдоль активизированного разлома фундамента, по которой кровля фундамента в СЗ крыле смещается вверх почти на 100 м. В южных ограничениях, как уже отмечалось, рассредоточенные смещения проявляются не на контактах фундамента с чехлом, а в палеозойских породах, в то время как контакт представлен флексурным перегибом или складками с запрокинутыми залеганиями в южном крыле. В ЮЗ борту опрокинутые залегания слоев на ЮЮЗ под углом  $30^{\circ}$ – $50^{\circ}$  оказываются несколько круче определенных падений козырьковых надвиговых структур, оперяющих крутопадающую разломную зону со стороны прогиба. Вертикальный Аламединский сдвиг оперяется крутопадающими дуговыми разрывами, переменного падения и простираения.

Внутри грабен-синклинали существенные разрывные смещения редки и приурочены, в частности, к границе центрального выступа гранитного основания и наиболее крупного юго-западного синклинали трого, где граниты надвинуты с севера на верхнекиргизские отложения с вертикальной амплитудой смещения пенепплена до 70 м. Суммарная вертикальная амплитуда смещения пенепплена на границе поднятия и прогиба составляет 200–300 м. Разрывы фиксируются также на некоторых участках широких флексурных зон или ограничивают узкие трого, нарушающие поверхность пенепплена, но амплитуды смещений этих разломов не велики.

Описанные выше структуры коробления и изгибов поверхности пенеппленизированного фундамента предопределены объемной деформацией палеозойских пород фундамента. Наибольшую подвижность демонстрируют граниты, образующие ложе центральной части Чункурчакского прогиба, где амплитуды складчато-купольных структур достигают нескольких сотен метров.

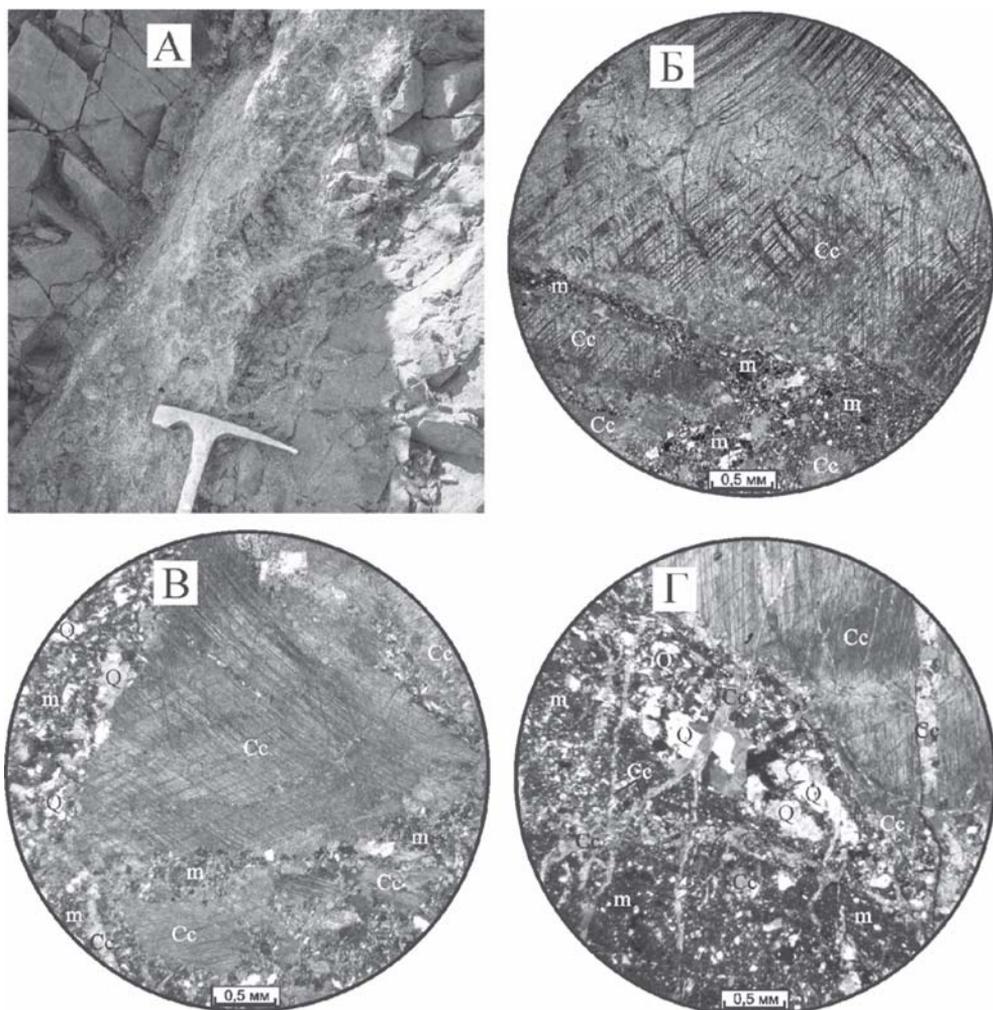
Граниты фундамента Чункурчакского прогиба подверглись интенсивной структурной переработке, которая интегрально отражает все стадии протектонической и тектонической деформации и дезинтеграции пород на данном участке. Степень и стиль дезинтеграции, которая проявлена на разных масштабных уровнях и изучалась нами в обнажениях и шлифах, меняются от места к месту. На мезоуровне (сантиметры – десятки метров) дезинтеграция связана с развитием трещин и разрывных нарушений. Массивы пород разбиты крутопадающими и пологими веерными системами разломов и трещин, по которым фиксируются разноориентированные смещения обычно незначительной амплитуды. Выдержанные в пространстве системы трещин отсутствуют, что указывает на существование «частных» полей напряжений и на дифференцированные движения отдельных фрагментов, что отмечалось ранее [Сим и др., 2012; Пржиялговский, Кузиков 2015; Маринин и др., 2015]. Ориентировка систем параллельных трещин редко повторяется даже в сосед-



**Рис. 1.5.31.** Блочная структура ордовикских гранитов с различной ориентировкой главных систем трещин

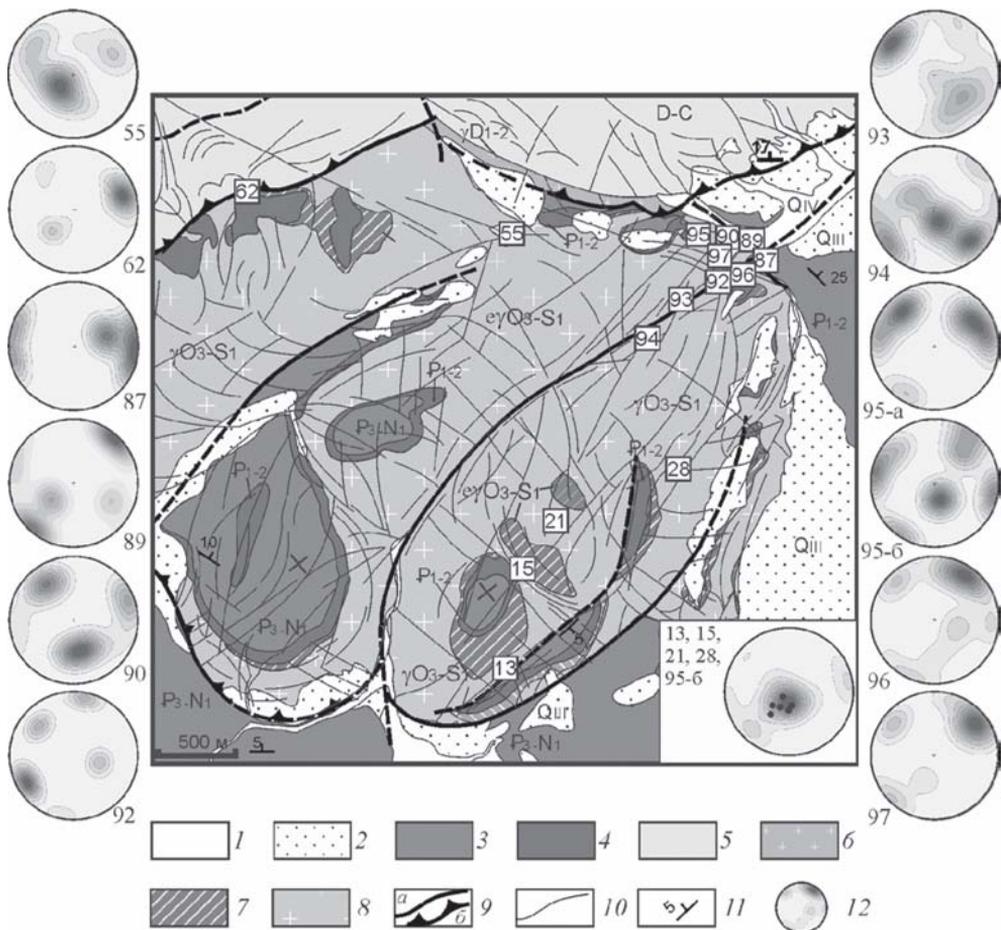
них обнажениях, кардинально меняясь на границах блоков с размерностью от нескольких метров до десятков метров (рис. 1.5.31). Размерность блоков и плотность субпараллельных трещин уменьшаются в зонах градиентных смещений поверхности кровли гранитного фундамента. На границах блоков отмечаются тектонические зеркала, иногда фиксируются смещения в несколько метров по зонам трещиноватости с линзовидными или клиновидными формами отдельности. Границы между блоками резкие, и они обычно не сопровождаются объемным дроблением и разрыхлением пород, часто наблюдающимся на участках градиентных смещений в гранитах Киргизского хребта [Леонов и др., 2016 б]. Блочность проявляется одновременно на разных масштабных уровнях.

Маломощные зоны милонитизации и микробрекчирования в зонах локализованных смещений чаще отмечаются в мелкокристаллических разновидностях гранитов и в аплитах (рис. 1.5.32 А). Микрочастицеватый матрикс тектонической



**Рис. 1.5.32.** Тектоническая брекчия в аплитах (А) и деформационные мкροструктуры в зоне дробления (Б–Г). Пояснения в тексте

брекчии, образование которого обусловлено процессами дробления и динамической рекристаллизации пород [Пржиялговский и др., 2014; Леонов и др., 2016 а], включает остроугольные фрагменты аплитов и деформированных обломков кальцитовых прожилков с изогнутыми полосками и кинкбандами двойников (рис. 1.5.32 Б, В). Выделяются кальцитовые прожилки нескольких генераций, деформированные в различной степени (рис. 1.5.32 В); по прожилкам поздних генераций отмечаются небольшие, часто однонаправленные сдвиговые смещения. Такие мкροструктуры указывают на многоактность движений по тектоническим зонам, их активизацию до и после гидротермальной минерализации. Характерно отсутствие плоско-ориентированных ми-



**Рис. 1.5.33.** Системы трещин в центральном поднятии фундамента Чункурчакского прогиба по данным дешифрирования космоснимков (тонкие линии) и стереограммы ориентировок трещин в гранитах на стандартных площадках (положение и номера площадок указаны в квадратах).

1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – плейстоценовые отложения разного генезиса; 3 – олигоцен-нижнемиоценовые отложения (киргизская серия); 4 – палеоцен-эоценовые отложения (коктурпакская свита); 5 – девонско-каменноугольные отложения, нерасчлененные; 6 – нижне-среднедевонские граниты; 7 – кора выветривания по ордовикским гранитоидам; 8 – раннепалеозойские гранитоиды аламединского комплекса; 9 – разрывные нарушения: крутопадающие (а) и пологие (б); 10 – зоны трещиноватости по данным дешифрирования космических снимков; 11 – элементы залегания слоистости (б); 12 – положение площадок замеров трещин; 13 – стереограммы плотностей нормалей плоскостей трещин даны на равноплощадной проекции, нижняя полусфера.

На врезке – обобщенные ориентировки трещин вблизи пенепленизированной поверхности фундамента (залегания пенеплена – жирные точки)

лонитовых структур, слацеватости, обусловленных выдержанными траекториями сдвиговых смещений.

Блочно-доменный характер трещиноватости гранитов проявляется также при статистическом анализе ориентировок трещин в разных точках наблюдений (рис. 1.5.33). На большинстве стандартных площадок замеров (7×7 м) отмечается 3–4 системы субпараллельных трещин, дающих локализованные максимумы плотностей трещин на стереопроекциях. Системы субпараллельных трещин образуют ортогональные системы, либо пересекаются под острыми углами до 20°–30°. Практически в каждом обнажении присутствуют субвертикальные трещины СЗ или СВ простираний и 1–2 системы наклонных или пологих трещин. Ориентировка главенствующих систем трещин резко различается даже на близких площадках замеров, хотя максимумы некоторых систем сохраняют или постепенно меняют положение на стереопроекциях в соседних точках замеров (например, по линии 93–92 – 96–97), демонстрируя существование крупных дуговых и веерных структур. Дуговые и линзовидные системы трещин, видные в обнажениях, на стереограммах сливаются в пояса или дают удлиненные максимумы.

Отмеченные статистические закономерности характерны для зон дробления на участках интенсивного изгиба и смещения поверхности кровли фундамента. Своды поднятий с пологими углами наклона кровли фундамента статистически охарактеризованы слабее. Данные по ориентировке трещин в коре выветривания гранитов и в верхней части массива гранитов сведены на одной стереограмме (см. рис. 1.5.33, врезка), на которой видно, что на этих участках преобладают пологие трещины, ориентированные субсогласно залеганию поверхности пенеплена, и редкие субвертикальные трещины с шагом в несколько метров.

Простирание крутопадающих систем трещин в обнажениях обычно соответствует простиранию близлежащих зон трещиноватости и разрывов, выявленных при дешифрировании ландшафтных снимков со спутников. Эта линеаментная сеть отражает структуры дезинтеграции более высокого масштабного уровня и дает представление о морфологии блоков с размерами 200–400 м. Преобладают дуговые или сложно-искривленные линеаменты разнообразной ориентировки, которые ограничивают блоки различного размера. Блоки имеют форму неправильных призм, параллелепипедов, ромбоэдров, усеченных пирамид, линз. Ребра и грани этих блоков имеют часто дугообразную форму. В зонах флексурных перегибов и вблизи тектонических смещений поверхности пенеплена плотность линеаментов увеличивается, а размерность блоков (линз или вытянутых ромбов) уменьшается. Таким образом, несмотря на слабую упорядоченность трещинных структур, устанавливается определенная соподчиненность разноранговых структур, начиная от микробрекций и трещиноватости мезоуроня до складчато-разрывных макродеформаций кровли пенепленизированного фундамента в целом.

\* \* \*

Современная 3D форма поверхности предпалеоценового пенеплена наглядно демонстрирует пластичное поведение пород палеозойского фундамента на альпийской стадии тектонического развития, о чем свидетельствуют наличие изометричных и линейно вытянутых куполообразных выступов, валов и мульд, а также изгибы поверхности фундамента (предпалеоценовой поверхности выравнивания) без разрыва сплошности. Амплитуда этих складчатых морфоструктур достигает нескольких сотен метров. Купола и валы слабо упорядочены в пространстве, хотя можно отметить их характерную асимметрию: южные крылья чаще представлены крутыми флексурами или осложнены малоамплитудными разрывами, тогда как северные – обычно более пологие. Амплитуды смещений по разломам, расположенным внутри Чункурчакской грабен-синклинали, а также по ограничивающим ее тектоническим зонам не превышают 100–200 м, что принципиально не нарушает пластичный стиль деформаций фундамента и чехла в целом.

Напротив, на мезо- и микроуровнях в гранитах развиты преимущественно хрупкие деформации: многочисленные трещины и разрывы, различные по размерности, форме и ориентировкам. Пространственно-морфологическая связь трещиноватости в палеозойских гранитах с деформациями пенеплена (установлена по иерархической соподчиненности структур разных рангов, вариациям плотностей трещин, формам и размерности блочной делимости) указывает на сингенетичность основных трещинных структур гранитного фундамента и пластичных деформаций его кровли. Размерность блочной делимости фундамента на 1–2 порядка меньше размеров складчатых форм кровли, что позволяет рассматривать деформацию кровли как квази-пластическую и согласуется с ранее обсуждавшимися идеями о применимости положений мезомеханики о течении гранулированных масс к деформациям в гранитах [Леонов, 2008; Леонов и др., 2016 а, б; Пржиялговский и др., 2014]. Изгибы поверхности с радиусом кривизны 400 м и более обеспечиваются делимостью на домены размером ~ 5–30 м, разграниченными зонами деформаций. Деформация рассредоточена по множеству структурных элементов и не нарушает принципиально внутреннее единство массива и сплошность ограничивающей его поверхности. Перемещение и деформация массивов в целом осуществляется в результате малоамплитудных дифференциальных подвижек по множественным нарушениям. При этом зачастую на контакте гранит/осадочный чехол, даже в случае интенсивной пликативной деформации последнего, отсутствуют послойные срывы и сохраняются первичные стратиграфические взаимоотношения. Признаками катакластического течения дезинтегрированных гранитов в ложе Чункурчакского прогиба, помимо указанных фактов, являются: разнонаправленность смещений по границам разноразмерных блоков; изменение формы и уменьшение размеров блоков в зонах градиентных смещений кровли; признаки вращения и деформации блоков; слабая упорядоченность структур кровли фундамента; противоречивость параметров палеонапряжений (применительно к значительным объемам пород), выявленная при изучении ориентировок трещин разной кинематики и смещений по ним [Сим и др., 2012; Маринин и др., 2015; Лаврушина, Пржиялговский, 2016].

Последний факт объясняется неоднородностью деформации тектонического течения, контролируемого реологической неоднородностью, которая обусловлена вариациями состав пород, степенью их дезинтеграции и анизотропии, а следовательно, различием их вязкостных свойств. При этом, внешнее региональное поле тектонических напряжений не является определяющим фактором, как при упруго-хрупкой деформации.

Реконструкция регионального поля напряжений должна, таким образом, проводиться с учетом разнородности локальных полей напряжений, переориентации трещинных систем внутри вращающихся и деформируемых блоков, наличия прототектонических деформаций. К последней разновидности можно отнести, в частности, системы трещин, субпараллельные поверхности пенеплена, которые возникли, по-видимому, на стадии эксгумации и пенепленизации гранитов. Этот вывод сделан на основании изучения плитчатых структур гранитов в менее дезинтегрированных массива [Лаврушина, Пржиалговский, 2016; Zak et al., 2009].

Дезинтеграция гранитов, выходящих на поверхность в Чункурчакской грабен-синклинали, отражается в изменении их проницаемости, водонасыщенности и, соответственно, в уменьшении их электрического сопротивления, причем по данным геоэлектрического профилирования низкоомные слои прослеживаются на глубине, погружаясь к востоку и западу от рассмотренного участка до глубин 3–8 км [Брагин, Мухамадеева, 2009; Рыбин, 2011; Рыбин и др., 2016]. Эти данные снимают вопрос о возможном гипергенном происхождении систем трещиноватости гранитов (подробно эта проблема, общая для большинства массивов дезинтегрированных гранитов, обсуждалась в [Леонов и др., 2014]) и свидетельствуют о ведущей роли тектонических процессов в их структурной переработке и дезинтеграции [Рыбин и др., 2016]. Геофизическое зондирование и прослеживание дезинтегрированных объемов палеозойских гранитов в недрах Земли позволяет предполагать реологическое сходство пород фундамента на поверхности и на глубине нескольких километров, а значит и возможность проявления на этих уровнях процессов тектонического течения. Разномасштабная блоковая делимость, формы и пространственный рисунок которой свидетельствуют о проявлении объемного хрупко-пластического течения, свойственна многим массивам гранитоидов, деформированных и выведенных на поверхность в процессе тектонической активизации. Их описание приведено в главах этой монографии и других работах авторов (например, [Леонов и др., 2016 а, б; Пржиалговский и др., 2014; Леонов и др., 2016]).

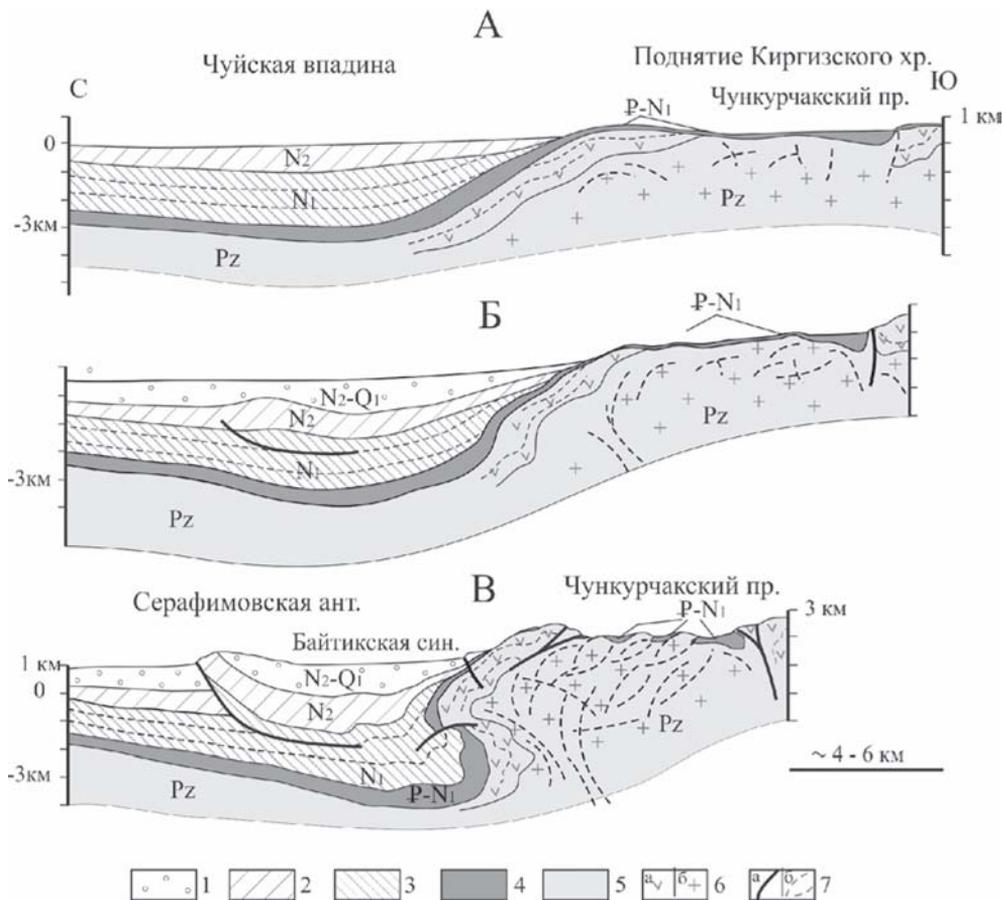
Объемная тектоническая подвижность пород палеозойского фундамента находит отражение и в морфоструктуре описываемого района и накладывает отпечаток на стиль тектонических процессов в течение всей альпийской эволюции.

После длительной стадии мезозойской пенепленизации территория палеозойской складчатой области Северного Тянь-Шаня в кайнозой испытала тектоническую активизацию. В сформировавшейся в это время морфоструктуре южного борта Чуйской впадины четко фиксируются расположенные на раз-

ных высотных уровнях ступени-террасы, локальные валы, понижения-синклинали, кулисно замещающие друг друга по простиранию. Расположение этих морфоструктур контролируется субширотными линейными зонами флексурно-разломного типа, известными как Иссык-Атинский, Байтикский, Шамсинско-Тюндюкский, Чункурчакский и др. разломы, которые в современной структуре в основном трассируются по границам распространения разновозрастных комплексов чехла и контактам чехол/фундамент [Садыбакасов, 1972; Трофимов и др., 1986]. Отдельные сегменты этих крупных разломно-флексурных зон на отдельных этапах отвечали бортовому уступу впадины, при этом в течение всего дочетвертичного времени граница кайнозойского осадочного бассейна постепенно отступала к северу и борт впадины являлся зоной градиентных вертикальных тектонических движений.

Чункурчакский конседиментационный прогиб, заполнявшийся континентальными терригенными осадками, сформировался как залив Чуйской депрессии на границе с Киргизским хребтом в начале олигоцена – раннем миоцене. Его положение и форма контролировались линзовидной дуплекс-структурой, связанной с кулисным расположением Шамсинско-Тюндюкского и Чункурчакского взбросов и Аламединского левого сдвига [Абдрахматов и др., 1997], ориентированного косо к простиранию главных структур (см. рис. 1.5.20, 1.5.25).

С начала олигоцена граница отложения континентальных красноцветных отложений Чуйской впадины была полого выгнута к югу в соответствии с положением указанных разломов (уступов), возможно, имеющими сбросовую природу. В начале миоцена началась деформация пенепленизированной кровли фундамента (с корой выветривания и маломощными отложениями палеогена), формировались конседиментационные структуры (валов, бортовых уступов), изменившие контуры области седиментации верхней пачки киргизской серии (рис. 1.5.34). Судя по отсутствию этих отложений в северном и западном обрамлениях Чункурчакского прогиба (при широком распространении здесь останцов коктурпакской свиты, располагающихся на разных гипсометрических уровнях), седиментация на рубеже палеогена и неогена продолжалась лишь в южной части прогиба, где мощность киргизского комплекса достигает 250 м. Троговый прогиб, ограниченный с юго-запада, севера и запада поднятиями, в восточной части сохранял связь с Чуйским бассейном по узкому проливу. Последовавший позже инверсионный подъем ступени на склоне растущего поднятия Киргизского хребта сместил границу области седиментации неогеновых и раннеплейстоценовых отложений к северу. Отсутствие отложений чуйской свиты  $N_{1-2}$  (даже в виде эрозионных останцов) на склонах Киргизского хребта указывает на положение границы миоцен-плиоценового бассейна седиментации в этом сегменте бортовой зоны в 2–4 км севернее Шамсинско-Тюндюкского разлома, который до начала миоцена совместно с Чункурчакской флексурой ограничивал область отложения красноцветов киргизской серии. Орогенные и эрозионно-денудационные процессы периода накопления валунников шарпылдакской свиты ( $N_2-Q_1$ ) не затронули умеренно приподнятое плато Чункурчакского прогиба, хотя и привели к расширению площади аккумуляции на юг, возникновению на склоне Киргиз-



**Рис. 1.5.34.** Схема палеотектонической эволюции зоны сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта в районе междуречья Аламеди́н – Ала-Арча А – конец плиоцена, Б – ранний плейстоцен, В – современная структура.

1 – верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения (шарпылдакская свита); 2 – плиоценовые отложения; 3 – миоценовые отложения; 4 – палеоцен-нижнемиоценовые отложения нерасчлененные (коктурпакская и киргизская серии); 5 – палеозойско-докембрийский фундамент нерасчлененный; 6 – палеозойские комплексы фундамента: вулканогенно-осадочные (а), граниты (б); 7 – тектонические нарушения: главные разломы (а), зоны трещиноватости в гранитах (б)

ского хребта узких долин (Сокулук, Кентор и Иссык-Ата), заполнявшихся аллювиально-пролювиальными отложениями.

Описанные выше складчатые деформации пенеплена и всех пачек киргизского комплекса являются интегральным отражением, по крайней мере двух всплесков региональной тектонической активности: в середине неогена и в раннем плейстоцене [Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Абдрахматов и др., 1997, 2001; Bullen et al., 2003; Современная..., 2005], однако оценить вклад каждой из этих фаз в развитие структуры Чункурчакского прогиба можно лишь по косвенным признакам, так как ни неогеновых ни нижнеплейстоценовых отложений в его пределах нет.

Наиболее заметный уступ пенепленизированной кровли фундамента на границе центрального выступа гранитов и расположенной южнее (в верховьях ручья Чункурчак) синклиналию, по-видимому, возник в конце отложения красноцветов киргизской серии. Севернее этой границы верхняя пачка не отлагалась, так как ее полная денудация на большой площади при сохранности многочисленных останцов нижележащих отложений, расположенных на разных гипсометрических уровнях, маловероятна. Следовательно, высоту конседиментационного уступа можно оценить, исходя из мощности верхне-киргизских отложений вблизи него (100–150 м), что составляет около половины вертикальной амплитуды смещения поверхности пенеплена. Для этой и более ранних стадий тектонической истории отсутствуют свидетельства латерального сближения тектонических блоков Чуйской впадины и Киргизского хребта.

Отложения шарпылдакской свиты ( $N_2-Q_1$ ) вне прогиба несогласно залегают на палеозойских и кайнозойских комплексах, окаймляя с запада, севера и северо-востока инверсионно-приподнятую в это время область палеогеновых отложений. В окружении Чункурчакского прогиба раннеплейстоценовая поверхность выравнивания (кровля валунников шарпылдакской свиты) деформирована и залегает в предгорьях на разных гипсометрических уровнях с перепадом высот до 700 м. Величины вертикального подъема валунников сопоставимы с поднятием блока, включающего Чункурчакский прогиб и его обрамление, которое, как указывалось, началось уже в середине неогена. Установленные морфоструктурными методами амплитуды флексурно-разрывных смещений блоков в гранитах в правом борту долины р. Аламедин не столь велики, как в междуречье Аламедин – Ала-Арча, но все же достигают 60–80 м (см. рис. 1.5.23 и 1.5.24). Пожалуй, наиболее важным фактом, свидетельствующим о значительном вкладе раннеплейстоценовой орогенной фазы в формирование складчато-разрывной структуры предпалеогенового пенеплена является синхронное заложение крупных линейных структур внутри Чуйской впадины: Исык-Атинского надвига и связанной с ним Серафимовской антиклинали, которые составляют единый морфоструктурный парагенез с надвигами и запрокинутыми складками современных ограничений Чункурчакской грабен-синклинали. Время проявления этих деформаций определяется тем, что в строении Серафимовской антиклинали участвуют верхние части разреза чехла, включая шарпылдакскую свиту, слои которой наклонены до  $40^\circ$ .

Познеорогенная фаза, начавшаяся в раннем плейстоцене и продолжающаяся до сих пор, характеризуется режимом широтного сжатия и транспрессии [Маринин и др., 2015; Пржиялговский, Кузиков, 2015; Ребецкий, 2015; Современная..., 2005]. Вероятно, именно с этой фазой связано образование малоамплитудных надвигов в бортах Чункурчакского прогиба и линзовидной блочной делимости гранитов в его ложе.

Миграция зон седиментации и изменение формы бассейнов во времени, как и парагенезы структур, описанных в отложениях чехла и кристаллических породах фундамента, свидетельствуют об объемной тектонической подвижности фундамента в этом регионе в последние 10–11 млн лет. Этот про-

цесс, который в целом может быть обозначен как квазипластическое течение, естественно, не исключает разрывных смещений в пределах отдельных сегментов активизированных разломов фундамента и наиболее градиентных зон смещений, совпадающих с флексурами и крыльями складок пенепленизированной поверхности фундамента.

Хотя для этапа позднеорогенной активизации в пределах Южночуйской зоны преобладает обстановка субширотного сжатия и сдвига, многие исследователи указывают на резкую территориальную изменчивость параметров деформации [Сим и др., 2012; Маринин и др., 2015; Ребецкий, 2015; Лаврушина, Пржиялговский, 2016]. Такое соседство участков с резко различающимися обстановками напряженного состояния и ориентировками осей напряжений характерно для процесса тектонического течения, контролируемого не столько полем региональных тектонических напряжений, сколько степенью вязкостной и структурной неоднородности горных масс.

В настоящее время деформация горных масс Тянь-Шаня связывается с субмеридиональным сжатием и поперечным к простиранию горного сооружения сокращением ширины зон деформаций, связанными с Индо-Евразийской коллизией. Для описываемого сегмента, на основании формально-геометрического анализа и интерполяции поверхностных разломов как хрупких сколов на глубину [Bullen et al., 2003], сокращение ширины Южно-Чуйской зоны оценивается в 11,5 км. Однако, методики формального расчета горизонтального укорочения (при постулируемом хрупком разрушении фундамента и формировании во фронте надвигов складок изгиба (*fault-bend folds*) [Narr, Suppe, 1994], могут приводить к существенным ошибкам при определении величин реальных смещений коровых блоков. Описанные в районе Чункурчакской грабен-синклинали пластичные и разрывные деформации пенепленизированной кровли палеозойских гранитов обусловлены слабоупорядоченными смещениями внутри объема дезинтегрированных пород и косвенно отражают 3D деформацию и перемещение масс в пределах этого объема. Соответственно, формально распрямленная поверхность пенеплена не определяет площади (ширины) области прогибания, но может устанавливать предельные ее размеры. Сказанное справедливо и для деформированной поверхности кровли фундамента ложа Чуйской впадины, палеотектонические реконструкции которой сделаны нами по комплексу геофизических и геологических данных, включающих данные сейсмо- и геоэлектрического профилирования, структурной геологии, бурения, литологического анализа [Макаров, 1977; Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Юдахин 1983; Абдрахматов, 1988 и др.] и представлениях о реологии и стиле вероятных деформаций пород фундамента, подкрепленных геофизическими данными [Брагин, Мухамадеева, 2009; Рыбин и др., 2016; Пржиялговский, Кузиков, 2015]. При допущении незначительного перераспределения горных масс вдоль простирания борта впадины, величина поперечного укорочения южной бортовой зоны впадины в представленной модели составляет 4–6 км [Пржиялговский, Лаврушина, 2017], что значительно меньше оценок, основывающихся на модели хрупкого дробления верхнекоровых масс. В случае крупномасштабных латеральных перемещений поперечное укорочение может быть минимальным или отсутствовать вовсе.

Таким образом, в пределах северного борта Киргизского хребта и зоны его сочленения с Чуйской предгорной впадиной описаны структуры деформаций пенепленизированной поверхности палеозойского фундамента и инфраструктура гранитов, составляющие единый парагенез, определяемый реологией дезинтегрированных пород фундамента и характером его деформации – тектоническим течением. Объемная тектоническая подвижность значительных объемов пород палеозойского фундамента (дезинтегрированных гранитоидов) накладывала отпечаток на стиль тектонических процессов в течение всей альпийской эволюции, но особенно ярко проявилась на поздней орогенной стадии.

### *Литература*

*Абдрахматов К.Е.* Четвертичная тектоника Чуйской впадины. Фрунзе: Илим, 1988. 120 с.

*Абдрахматов К.Е.* Внутриконтинентальное горообразование и сейсмическая опасность (на примере Тянь-Шаня). Бишкек: Инсанат, 2013. 120 с.

*Абдрахматов К.Е., Лесик О.М., Кальметьева З.А.* О кинематике Аламединского разлома // Изв. НАН КР. Эхо науки. 1997. № 1. С. 9–12.

*Абдрахматов К.Е., Вэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.

*Апаяров Ф.Х., Киселев В.В., Захожая И.Г., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л.* Новые данные о возрасте интрузий центральной части Киргизского и Джумгалского хребтов (Северный Тянь-Шань) // Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы. Материалы Междунар. конф., посвящ. 100-летию юбилею акад. М.М. Адышева. Бишкек: Алтын Принт, 2015. С. 31–35.

*Брагин В.Д., Мухамедеева В.А.* Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Геодинамика континентальных орогенов и геозекологические проблемы. Сборник матер. 4-го Междунар. симп. М.; Бишкек: НС РАН, 2009. С. 85–98.

*Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.

Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозой / Ред. О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 1973. 128 с.

*Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А.* Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика земли. 2010. № 7. С. 33–51.

*Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Трещиноватость гранитов: опыт анализа напряженных состояний сложно дезинтегрированных массивов пород (Тянь-Шань) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Мат. 4-й тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 114–122.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Полецук А.В., Рыбин А.К.* Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016 а. № 4. С. 22–47.

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016 б. № 6. С. 5–32.

Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полецук А.В., Лаврушина Е.В. Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная гипергенная и тектоническая переработка гранитных кластитов // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 2. С. 186–204.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.

Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Реконструкция палеонапряжений северного склона Кыргызского хребта // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Матер. XLVII Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2015. С. 290–295.

Миколайчук А.В. Неотектонические разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. 1999. № 1. С. 51–57.

Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М. Складчатые деформации предгорного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003 а. № 1. С. 36–42.

Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Изв. НАН Кыргызстана. 2003 б. № 4. С. 50–58.

Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И. Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докл. 6 Междунар. симпозиума. Бишкек: НС РАН, 2015. С. 11–17.

Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В. Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Кыргызский хребет // Геотектоника. 2017. № 3. С. 31–50.

Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.

Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466.

Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.

Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // Доклады АН. 2016. Т. 470. № 2. С. 1–4.

Садьбакасов И.С. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116 с.

Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Матер. 3-ей тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 236–240.

Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.

Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.

*Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1986. 315 с.

*Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиздат, 1948.

*Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.

*Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I.* Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // *J. Geol.* 2003. Vol. 111. P. 149–165.

*Narr W., Suppe J.* Kinematics of basement-involved compressive structures // *Am. J. Sci.* 1994. Vol. 294. P. 802–860.

*Ramsay J.G.* Shear zone geometry: a review // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. No 1/2. P. 83–99.

*Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia // *J. Geophys. Res.* Vol. 107. 2002. P. 7–32.

*Zak J., Verner K., Klominsky J., Chlupachov M.* «Granite tectonics»' revisited: insights from comparison of K-feldspar shape-fabric, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and brittle fractures in the Jizera granite, Bohemian Massif // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch).* 2009. Vol. 98. P. 949–967.

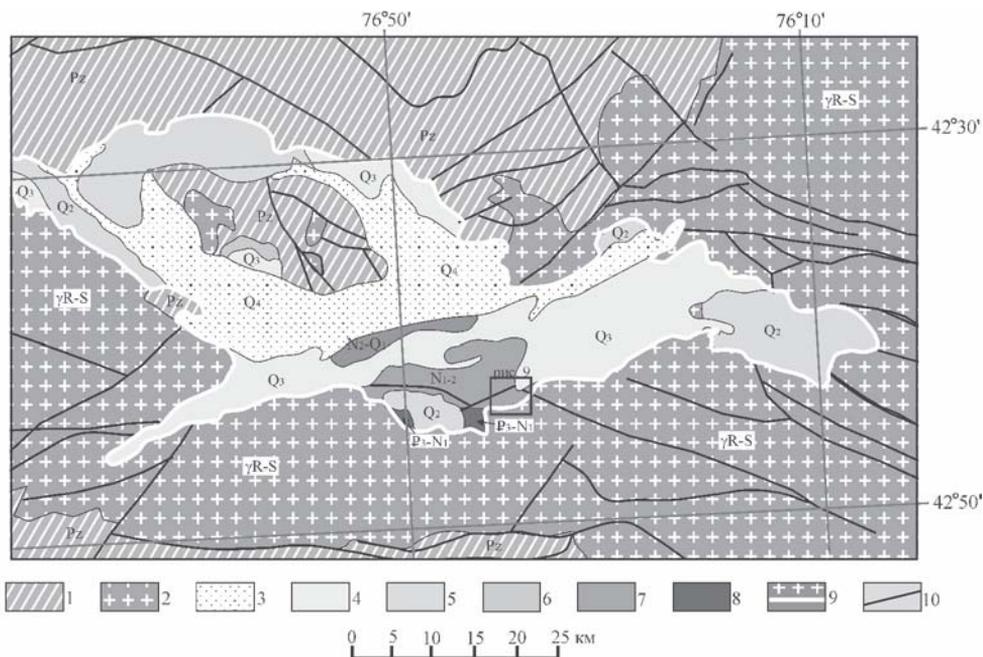
### 1.5.3. Кочкорская впадина

Кочкорская впадина располагается к западу от Иссык-Кульской и представляет собой синклинальный прогиб (50×30 км), вытянутый в широтном направлении и заполненный осадочными отложениями палеогена–неогена (см. рис. 1.5.2; рис. 1.5.35, 1.5.36). В рельефе она образует обширную межгорную котловину линзовидной формы, расположенную на высоте около 2000 м над уровнем моря. Северным ограничением депрессии является Киргизский хребет, на склоне которого местами сохранилась поверхность допалеогенового пенеплена [Чедия, 1986; Шульц, 1948], полого погружающаяся на юг под кайнозойские отложения. По геофизическим данным наибольший прогиб палеозойского основания приурочен к южному крутому борту впадины, где ложе опущено на глубину 3000–3500 м [Макаров, 1977; Юдахин, 1983]. В южном борту фундамент представлен преимущественно гранитоидами позднеордовикского возраста, реже – рифейскими мраморизованными известняками и гранодиоритами [Геологическая..., 1980; Геология..., 1972]. Среди гранитоидов преобладают средне-крупнокристаллические двуполевошпатовые порфириовидные граниты и лейкограниты.

Палеозойские породы комплекса фундамента надвинуты с юга на отложения палеоген-неогенового чехла, и вся толща дочетвертичных отложений в лежачем крыле интенсивно деформирована. Позднекайнозойские деформации затронули не только отложения чехла, но и палеозойских граниты обрамления впадины и особенно четко они проявлены в Южнокочкорской зоне концентрированной деформации, которая при ширине 5–8 км и протягивается вдоль южного борта впадины на 30–35 км (рис. 1.5.35, 1.5.36).

Дочетвертичный кайнозойский чехол обнажается в южной части впадины в широкой полосе холмистых предгорий хр. Терской-Алатоо. В основании разреза залегают отложения коктурпакской свиты (палеоцен–эоцен): красно-коричневые глины и суглинки с известковыми стяжениями и прослоями песчано-галечных конгломератов. Ее возраст установлен по костным остаткам млекопитающих и K/Ar (55 млн лет) и Ar /Ar (57–68,4 млн лет) датировкам базальтов [Бачманов, 2009; Бачманов и др., 2008; Геология..., 1972]. На коктурпакской свите, а чаще – непосредственно на выветрелой поверхности гранитов, залегает толща красноцветных песчаников, галечных конгломератов, суглинков и глин олигоцен-раннемиоценовой киргизской серии (мощность до 250–300 м). Возраст толщи устанавливается по редким находкам миоценовой фауны и по согласному залеганию с палеонтологически охарактеризованными выше- и нижележащими отложениями. Верхняя, наиболее мощная часть разреза представлена отложениями кочкорской свиты, которая отнесена к тяньшаньскому комплексу. Средняя часть разреза, на основании остатков ископаемой фауны позвоночных, моллюсков и остракод [Дмитриева, Несмеянов, 1982; Тарасов, 1970], отнесена к миоцену, верхи разреза – к плиоцену.

Несмотря на хорошую палеонтологическую изученность, корреляция отложений внутри впадины по литологическим признакам сопряжена с определенными трудностями из-за фациальной изменчивости и непостоянством мощ-

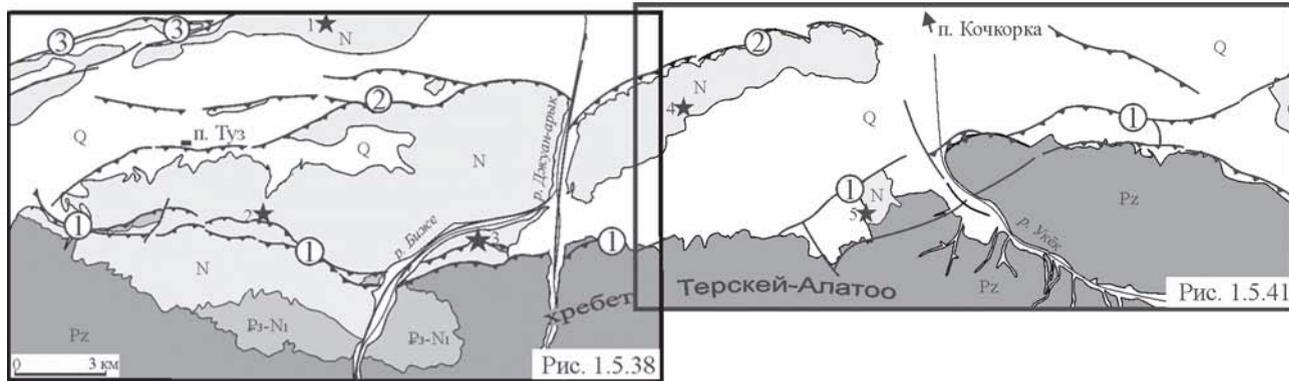


**Рис. 1.5.35.** Схема геологического строения Кочкорской впадины. Геологическая карта района Кочкорской впадины (составлена на основе Геологической карты Киргизской республики масштаба 1:500000, 1980 г.).

1–2 – фундамент: 1 – палеозой, 2 – граниты (рифей–силур); 3–5 – отложения: 3 – верхнечетвертичные, 4 – среднечетвертичные, 5 – нижнечетвертичные; 6 – верхнеэоценовые – нижнечетвертичные; 7 – нижне-среднеэоценовые; 8 – верхнепалеогеновые – нижнеэоценовые; 9 – современная граница Кочкорской впадины; 10 – разломы

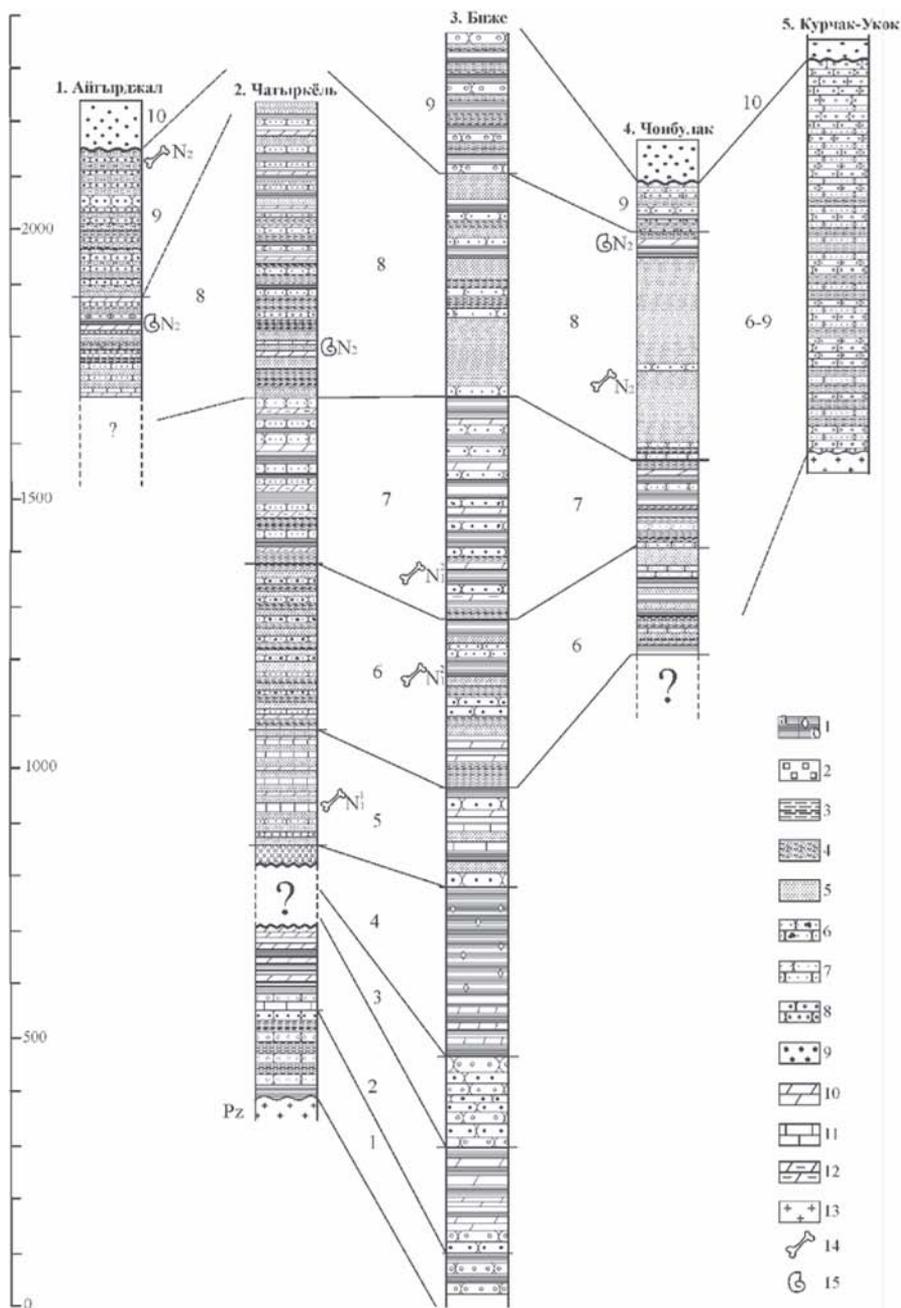
ностей отдельных горизонтов и пачек. В связи с этим кайнозойские дочетвертичные отложения разреза в районе руч. Биже были подразделены нами на 10 пачек, которые прослеживались в процессе детального картирования и коррелировались с другими разрезами (рис. 1.5.37). Первая пачка соответствует красноцветным отложениям киргизской серии, а остальные представляют вышележащую толщу неогеновых пород – кочкорскую свиту. 10-я, самая верхняя валунно-галечная пачка либо с небольшим угловым несогласием залегает на пачках № 9 и 8 либо трансгрессивно перекрывает кору выветривания гранитов. На отложениях кочкорской свиты с незначительным несогласием залегают плиоцен-плейстоценовые валунные конгломераты шарпылдакской свиты.

В тектоническом строении южной части Кочкорской впадины, прилегающей к крутому крылу антиклинория Терсей-Алатоо, важную роль играют протяженные субширотные разломы: Южно-Кочкорский, Акчопский и Айгырджалский. Они протягиваются параллельно крутому борту впадины, сближаясь в ее западной части. На генерализованных схемах Южно-Кочкорский разлом показан как надвиг с южным падением [Миколайчук и др., 2003; Макаров, 1977], по которому палеозойский фундамент надвинут на кай-



**Рис. 1.5.36.** Геологическая схема южного борта Кочкорской впадины.

Жирными линиями показаны главные разломы (штрихами помечены взбросы и надвиги), номера в кружках: 1 – Южно-Кочкорский, 2 – Акчопский, 3 – Айгырджалский. Звездочки указывают положение литологических разрезов (рис. 1.5.38): 1 – Айгырджал, 2 – Чатыркель, 3 – Биже, 4 – Чонбулак, 5 – Курчак-Укок. Прямоугольные контуры соответствуют границам деталей карт (рис. 1.5.37 и 1.5.41)



**Рис. 1.5.37.** Сопоставление разрезов неогеновых отложений южного борта Кочкорской впадины.

1 – глины (а), глины с гипсом (б); 2 – соленосные глины и суглинки; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – пески; 6 – кавернозные песчаники; 7 – песчаники; 8 – дресвяники; 9 – валунно-галечные конгломераты; 10 – мергели; 11 – известняки; 12 – доломиты; 13 – граниты; 14 – кости позвоночных (указаны их возрастные определения); 15 – фрагменты раковин (моллюски, остракоды).

Палеонтологические датировки по [Дмитриева, Несмеянов, 1982; Тарасов, 1970]

нозойский чехол. Два других разлома, протягивающихся вдоль впадины в ее внутренней области, рассматриваются или в качестве сквозных сдвигов и взбросов, проникающих в чехол при блочных подвижках нижележащего фундамента [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; *мн. др.*] или как фронтальные надвиги, оперяющие Южно-Кочкорский разлом и объединенные в единую систему с пологими detachmentами [Абдрахматов и др., 2007; Bullen et al., 2003; Park et al., 2003; и др.].

Нами установлено, что главные разломы изменяют простирание и наклон, местами расщепляются на кулисные фрагменты и дуплексы, а также смещаются поперечными разрывами (рис. 1.5.38). Складчатые структуры в чехле проявлены фрагментарно и составляют единый структурно-морфологический ансамбль с разрывами разного ранга в линейных зонах концентрации деформаций.

Сказанное относится, в первую очередь, к Южно-Кочкорскому разлому, который протягивается вдоль крутого уступа фундамента в южном борту впадины и разделяет палеозойские и палеоген-неогеновые породы только в районе р. Биже, где фундамент надвинут с юга на молодые отложения по крутому взбросу. Западнее и восточнее разлом фрагментарно прослеживается внутри области распространения отложений чехла и на этих участках контакт фундамент–чехол остается стратиграфическим.

Акчопский разлом трассируется субпараллельно южному борту впадины на расстоянии 5–7 км от него и отделяет область обнажающихся в его висячем крыле неогеновых отложений от четвертичной депрессии центральной части впадины. Как и Южно-Кочкорский разлом, в плане он представляет собой систему соединяющихся между собой дуг, выгнутых к северу и разделенных на сегменты поперечными нарушениями сдвиго-сбросового типа. Зона сместителя обычно не обнажена и о его наклоне можно судить по согласованности его контура с простиранием слоев неогеновых отложений. Как будет показано ниже, Акчопский и Южно-Кочкорский разломы генетически неразрывно связаны между собой и являются типичными парными элементами зон деформаций на границах внутригорных прогибов.

Айгырджалский разлом морфологически отличается от Акчопского и Южно-Кочкорского и маркируется вытянутыми, кулисно расположенными поднятиями – асимметричными антиклиналями и эскарпами, ограниченными с одной стороны взбросами. В ядрах антиклиналей с крутыми осевыми плоскостями обнажаются песчаники, конгломераты верхов неогенового разреза (пачки 9 и 8), а на крыльях – наклоненные до 15–25° слои грубообломочных толщ (пачка 10), залегающие с незначительными угловыми несогласиями с подстилающими отложениями. Амплитуды вертикального смещения слоев достигают 400 м. Эта зона протягивается по осевой части впадины и на многих участках совпадает с выявленными по геофизическим данным разломам и флексурам поверхности фундамента вдоль уступа, ограничивающего с севера наиболее погуженную область прогиба [Юдахин, 1983].



**Рис. 1.5.38.** Геологическая схема западного и центрального сегментов южного борта

Кочкорской впадины.

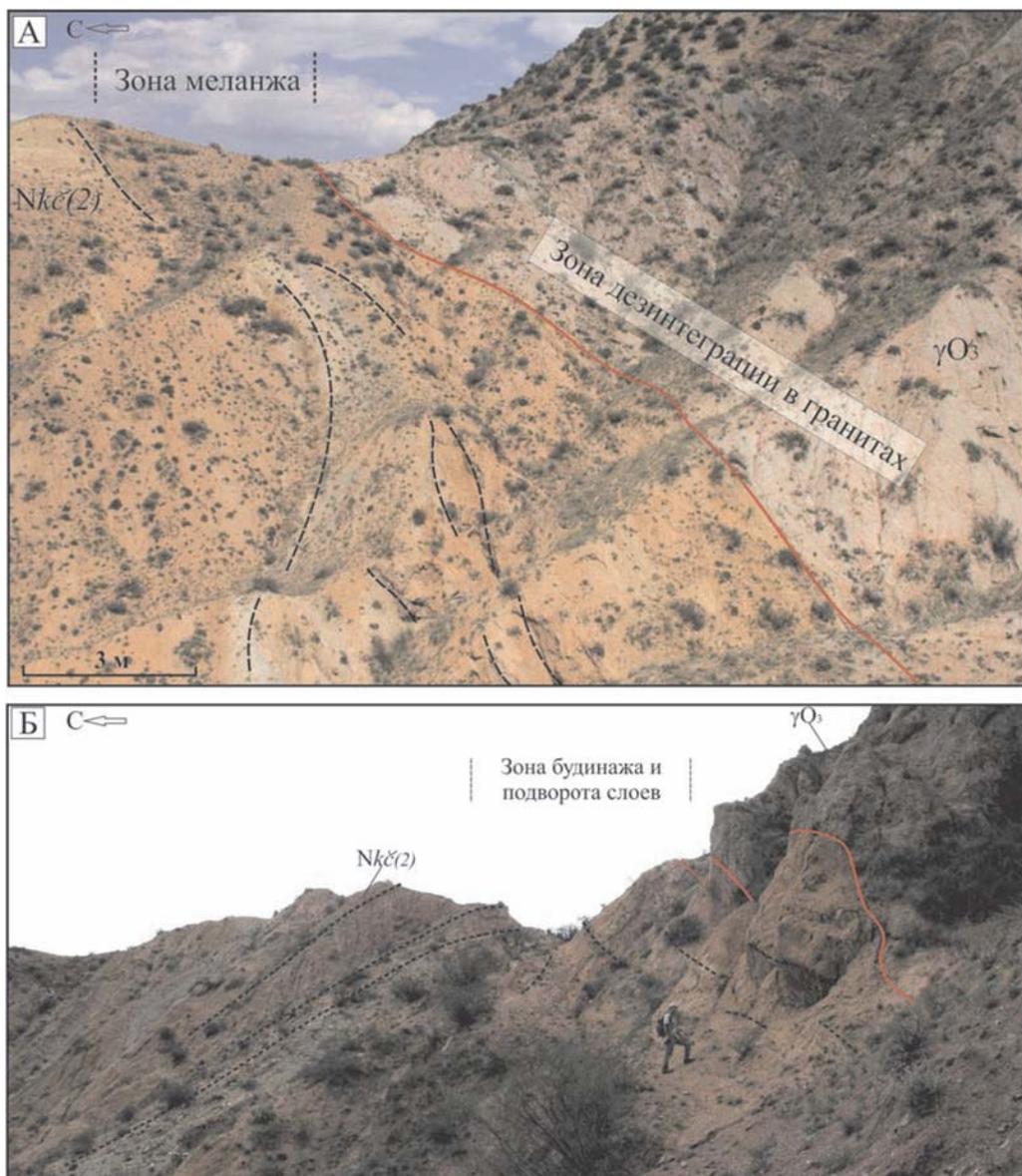
1 – аллювиально-делювиальные отложения голоцена; 2 – делювиальные отложения плейстоцена; 3–11 – отложения кочкорской свиты (в скобках – номера пачек): 3 – валунно-галечные (10); 4 – крупно-слоистая песчано-галечные (9); 5 – неяснослоистые песчаные (8); 6 – песчано-глинистые (7); 7 – слоистая глинисто-песчаные с редкими прослоями мергелей (6); 8 – известково-песчанистые (5); 9 – глинистые гипсоносные и соленосные с прослоями мергелей в нижней части (4); 10 – песчано-дресвяные (3); 11 – мергелисто-глинистые (2); 12 – олигоцен-миоценовые отложения киргизской серии (пачка 1); 13 – верхнепротерозойские нерасчлененные комплексы талдысуйской свиты; 14 – позднеордовикские крупнокристаллические граниты с подчиненным количеством рифейских гранодиоритов; 15 – тектонические нарушения: главные разломы (а), второстепенные разломы (б), зоны трещиноватости в гранитах фундамента; 16 – разломы: сдвиги (а), взбросы и надвиги (б). Названия главных разломов: ЮКР – Южно-Кочкорский, АЧР – Акчопский, АГР – Айгырджалский

В разных сегментах бортовой зоны взаимное расположение главных разломов и морфология складок в осадочном чехле различаются. Рассмотрим эти различия на трех ключевых участках.

*Центральный сегмент.* На этом участке бортовой зоны впадины, расположенном западнее долины р. Джуанарык (см. рис. 1.5.38), наиболее полно обнажены все комплексы кайнозойского осадочного чехла и контакты чехла с палеозойским фундаментом, представленным исключительно позднеордовикскими крупнокристаллическими гранитами.

В районе р. Биже Южно-Кочкорский разлом представлен взбросом широтного простирания, падающим на юг под углом 70–80°, местами – более полого (до 45°–55°). На этом участке позднеордовикские граниты надвинуты с юга на кайнозойские отложения (рис. 1.5.39). Граниты тектонически контактируют с пачками 1–3 кайнозойского разреза, которые залегают субвертикально, вплоть до обратного падения. Вдоль контакта отложения неогена меланжированы в зоне мощностью около 20 м, а в гранитах отмечается широкая полоса дробления, обохривания и интенсивной трещиноватости мощностью 100–250 м с постепенным переходом к менее дезинтегрированным породам во внутренних частях массива Биже. Вблизи контакта граниты представлены рыхлой бесструктурной массой, которая состоит из матрикса, сложенного зернами «гранитных» минералов и фрагментов катаклазированного гранита дресвяной размерности. На удалении от борта впадины в разных частях гранитного массива (рис. 1.5.40) фиксируются трещины разной ориентировки. Положение максимумов плотностей, указывающих на хорошую выраженность как пологих, так и крутопадающих систем трещин, заметно различается даже на соседних участках.

Системы крутопадающих трещин СЗ простирания формируют максимумы в СВ и ЮЗ квадрантах и постепенно меняют свою ориентировку вдоль бортовой зоны (рис. 1.5.41). При движении с запада на восток падение меняется с северо-восточного на юго-западное, а простирание трещин в восточной части изученного участка приближается к субширотному. Такая закономерность может объясняться изменением положения Южнокочкорского разлома, по отношению к которому крутопадающие трещины ориентированы косо и со-



**Рис. 1.5.39.** Зона Южно-Кочкорского разлома (правобережье р. Биже).  
 А – налегание дезинтегрированных ордовикские гранитов (справа) на меланжированных пестроцветных отложениях кочкорской свиты; Б – будинаж и резкий подворот слоев кочкорской свиты в лежащем крыле взброса

храняют постоянный угол около 45°. «Размазывание» и смещение максимумов плотности трещин относительно вертикальной оси свидетельствуют о наличии веерных систем трещиноватости. Субвертикальные трещины северо-восточного простирания на рассмотренном участке выражены не столь от-

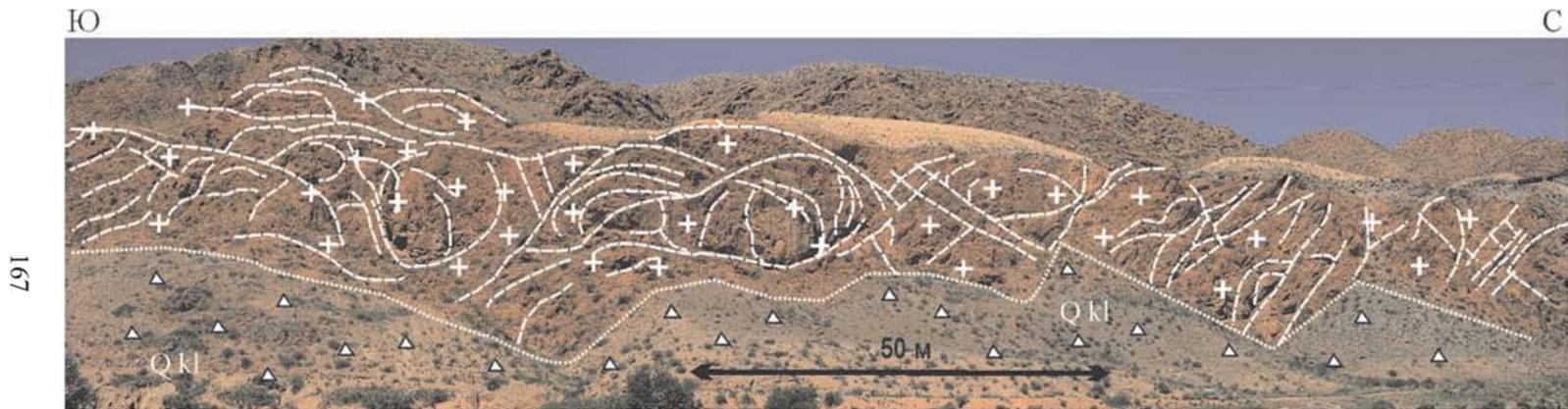
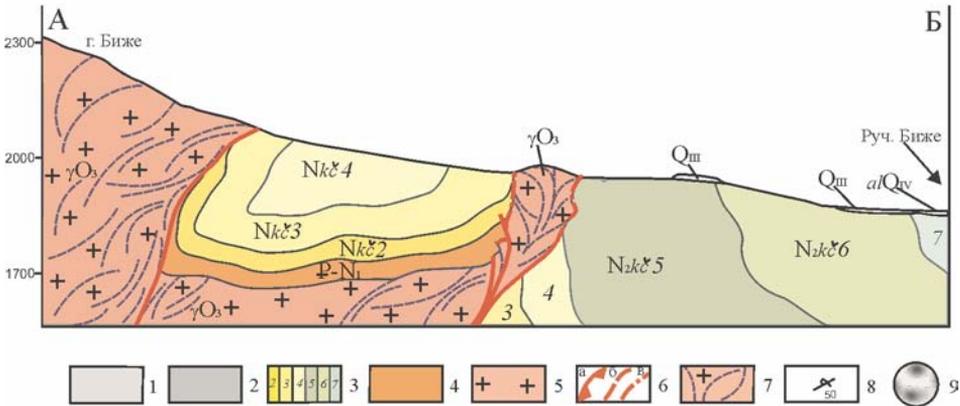
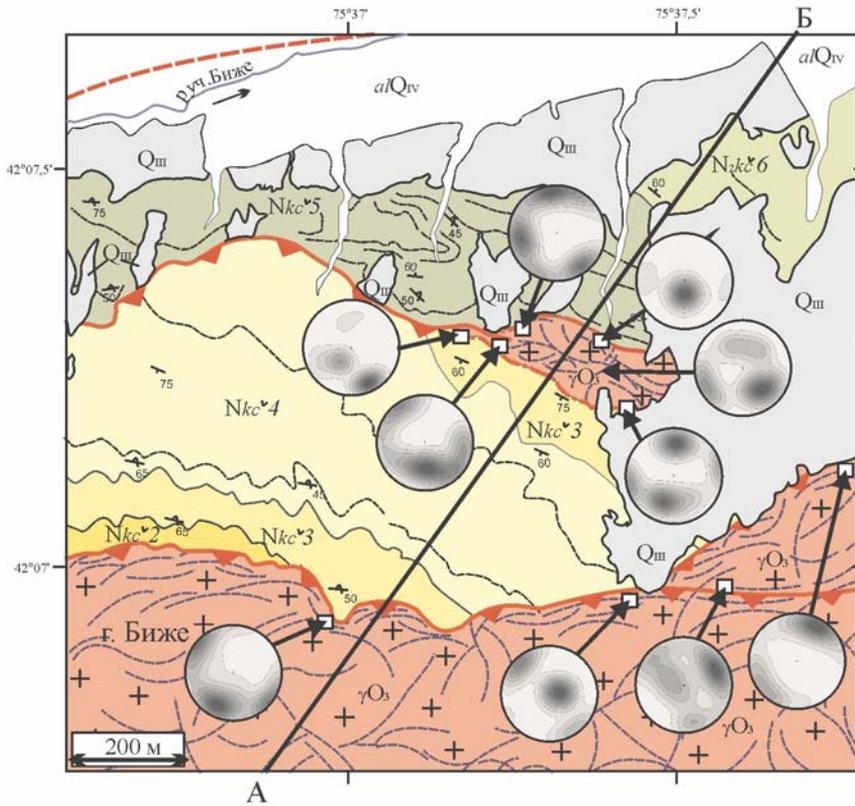


Рис. 1.5.40. Тектоническая структура ордовикских гранитов фундамента (южный борт Кочкорской впадины)

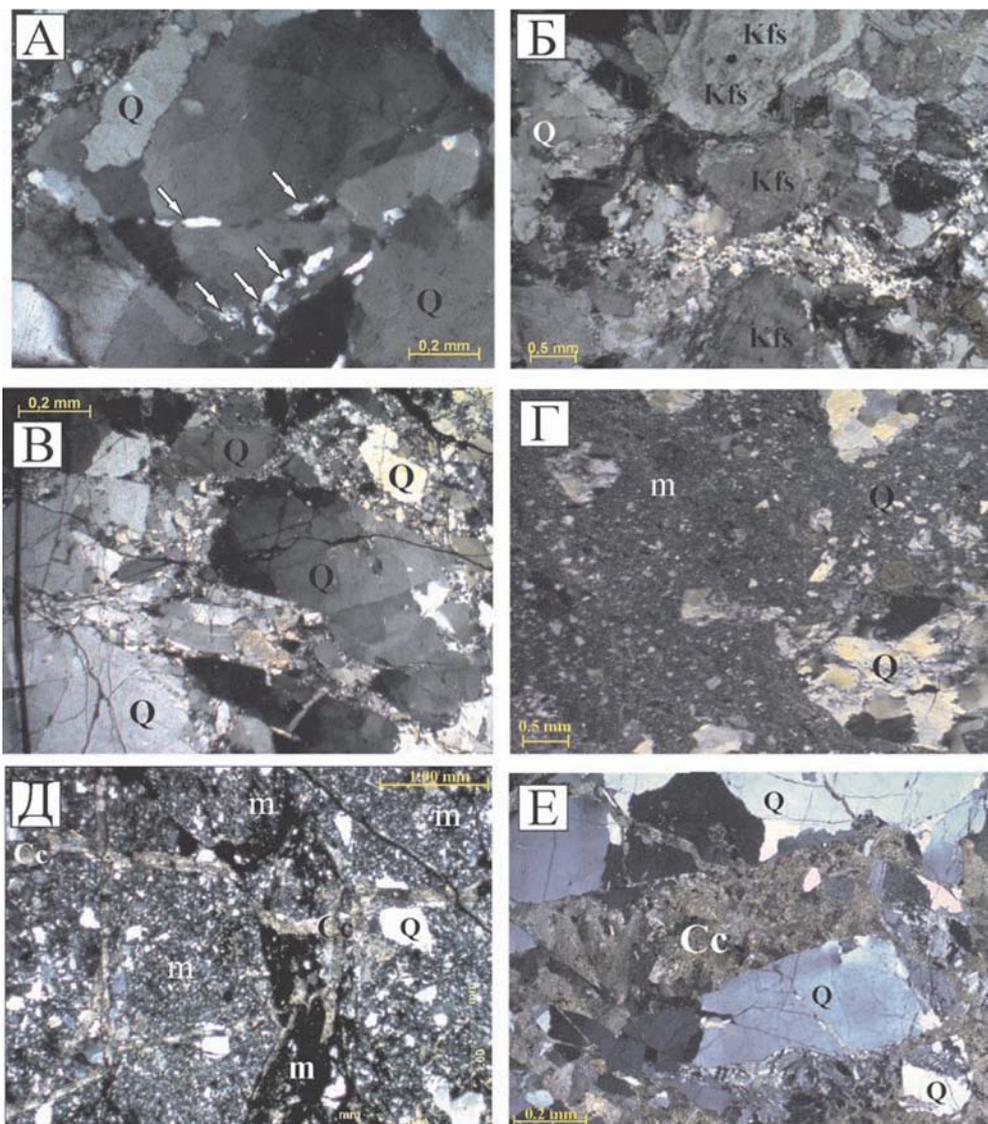
четливо и иногда формируют единый пояс с пологими трещинами того же простираения, ограничивающими линзовидные структуры.

К северу от главного Южнокочкорского взброса, уже в пределах поля осадочного чехла, расположено небольшое, вытянутое субширотное тело палеозойских гранитов, которые тектонически прорывают неогеновые отложения, контактируя с разными по возрасту пачками кочкорской свиты (см. рис. 1.5.41). Граниты приурочены к взбросу, который ограничивает с севера одну из ступеней борта впадины, имеющую синклиналичную структуру, и является оперяющим по отношению к главному разлому. Расположенные севернее пласты осадочного разреза, в непосредственной близости от разлома стоящие вертикально, выполаживаются к центру впадины. В рельефе граниты образуют валобразный выступ с четко выраженным западным периклинальным замыканием; восточное окончание массива перекрыто четвертичными осадками. В отличие от обрамляющих пород чехла граниты интенсивно тектонизированы: разбиты системами крутых трещин и разрывов субширотного, меридионального и СВ простираений. Разрывы ветвятся, пересекаются между собой и часто имеют волнистые поверхности сместителей, с чем связано множественность и расплывчатость максимумов плотностей на стереограммах. Субширотные крутые трещины проявлены на стереограммах в виде незамкнутых поясов, что свидетельствует о наличии линзовидных структур субширотной ориентировки. Крутопадающие и наклонные субширотные нарушения в вертикальном срезе образуют симметричную веерную структуру («структуру цветка»). Внутри массива зафиксированы сдвиго-взбросовые смещения фрагментов аплитовых даек. Наибольшие смещения отмечены по пологим и наклонным разрывам. Они разбивают массив на линзовидные блоки (до 10–25 м), длинные оси которых в южном борту массива наклонены на север, в северном борту – на юг. По границам блоков расположены зоны брекчирования и катаклаза. Инфраструктура массива и характер взаимоотношений с чехольными комплексами в совокупности свидетельствует о высокой тектонической объемной подвижности гранитных масс и указывают на протрузивный характер внедрения гранитов.

Изучение дезинтегрированных пород на микроуровне показало, что деформации проходили неоднократно (рис. 1.5.42). Самые ранние протекали за счет динамической рекристаллизации, которая проявляется в облачном погасании кварца и возникновении субзерен на границах кристаллов (см. рис. 1.5.42 А). Подобные структуры были описаны нами в гранитных протрузиях Южной Монголии и обнаружены также в гранитах из бортовых зон Исык-Кульской впадины (см. раздел 1.5.1, а также [Леонов и др., 2016 а, б; Пржиялговский и др., 2014]). Процессы динамической рекристаллизации по сценарию BLG (см. главу 3.1) могут протекать в относительно низкотемпературных условиях – при 200°–250° [Passchier, Trouw, 1996]. Последующие этапы деформации (см. рис. 1.5.42 Б–Г) характеризуются образованием мозаичных и хаотических брекчий, в которых отдельные угловатые обломки гранитов разобщены в тонкозернистом новообразованном матриксе (микрокластите), кварц-каолинового или кварц-серецитивого состава, который детально исследу-



**Рис. 1.5.41.** Фрагмент геологической карты и разрез южного борта Кочкорской впадины к западу от долины р. Джуанарык. 1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – плейстоценовые аллювиальные и пролювиальные отложения; 3 – неогеновые отложения (кочкорская свита, пакчи 2–7); 4 – олигоцен-миоценовые отложения (киргизская свита) слоистость в осадочном чехле; 5 – основные разломы: а – надвиги, б – предполагаемые, в – тектонические контакты протрузивного тела гранитов; 7 – система трещин; 8 – элементы залегания; 9 – стереограмма плотности трещиноватости, нижняя полусфера. Местоположение см. на рис. 1.5.35 и 1.5.37



**Рис. 1.5.42.** Микрофотографии дезинтегрированных гранитов массива Биже (зона Южно-Кочкорского разлома).

Q – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Cc – кальцит, R – зоны, насыщенные окислами железа и марганца, m – области динамической рекристаллизации (отдельные зерна и матрикс брекчий). Никели скрещены. Пояснения в тексте

довался в аналогичных породах Южной Монголии [Пржиялговский и др., 2014]. Для поздних этапов (см. рис. 1.5.42 Д, Е) дезинтеграции пород характерно образование катаклизитов и мозаичных брекчий с жильным кальцитовым цементом. Подобные микроструктурные преобразования, указывающие либо на пластичные условия деформаций (микрокластиты, хаотичные и пудинговые брекчии), либо на хрупко-упругое дробление (прожилковые и ка-

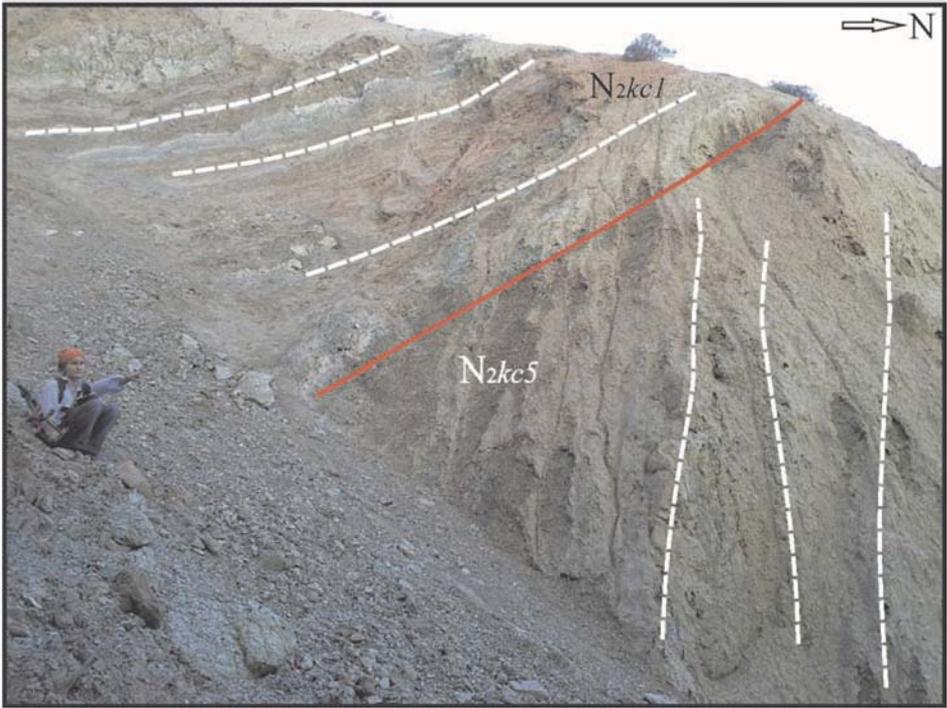
такластические структуры), обеспечивают возможность деформации породы в целом (в пределах значительных объемов, или отдельных зон) без нарушения ее сплошности. Конкретные механизмы подобной объемной реидной деформации (течения) зависят от характера дезинтеграции пород на мезо- и макроуровнях и будут подробно рассмотрены в специальной главе, но признаки этого течения в породах фундамента проявляются и в складках вышележащего чехла, и в пластичных формах пенепленизированной поверхности кровли, и в протрузивных внедрениях палеозойских гранитов в отложения чехла.

Севернее контакта, в пределах полосы шириной 3–4 км, неогеновые отложения залегают круто (преимущественно с северным падением), слагая южное крыло крупной асимметричной Акчалской брахисинклинали с пологим широтно ориентированным шарниром, протянувшейся от холмистого плато гор Акчал до гряды Чатыркёль. В северном крыле синклинали слои (пачки 7–10) полого наклонены к югу ( $15^{\circ}$ – $45^{\circ}$ ) и образуют несколько куэст, ограниченных с севера Акчопским разломом.

Крутое крыло Акчалской брахисинклинали осложнено складками и разрывными нарушениями более высокого порядка. В правом борту р. Биже севернее линии контакта фундамента и чехла и параллельно ему в неогеновых отложениях протягивается субвертикальный разлом, который в восточном и западном направлении сливается с Южно-Кочкорским, изгибаясь в соответствии с простиранием главного разлома и образуя, таким образом, вытянутый искривленный дуплекс (см. рис. 1.5.37, 1.5.41). В пределах дуплекса низы разреза кочкорской свиты смяты в сжатые опрокинутые складки с пологими шарнирами северо-западного простирания. С севера синклиналь сопряжена с гребневидной антиклинальной складкой, в ядре которой выходят граниты фундамента, тектонически контактирующие с разными по возрасту пачками кочкорской свиты. Положение в общей структуре района и внутреннее строение этого массива описано выше.

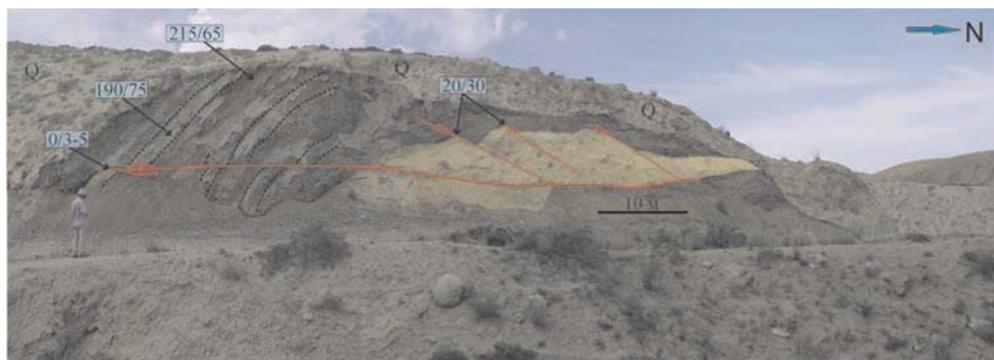
Западнее р. Биже Южно-Кочкорский разлом отходит от контакта фундамент/чехол внутрь впадины, отклоняется к СЗ. По пологому надвигу (азимут падения  $215^{\circ}$ – $225^{\circ}$  угол  $30^{\circ}$ – $40^{\circ}$ ), совпадающему с подошвой глинисто-мергелистой 2-ой пачки, эти отложения надвинуты на круто стоящие пласты песчано-глинистой пачки 5 (рис. 1.5.43). Амплитуды надвигания (с учетом суммарной мощности отсутствующих пачек 3 и 4) можно оценить в 300–400 м. Таким образом, Южно-Кочкорский разлом к западу от кряжа Биже отделяет от впадины приподнятую ступень фундамента с достаточно мощными отложениями чехла (пачки 1 и 2), стратиграфически залегающими на палеозойских и протерозойских породах.

Акчопский разлом на левом и правом берегах р. Джуанарык выражен единым уступом, в котором 3-я раннеплейстоценовая терраса смещена по вертикали на 25 м. Линия Акчопского разлома соответствует изменяющемуся простиранию слоев кочкорской свиты (пачка 7), что дает основание считать, что сместитель совпадает с подошвой указанной пачки. Угол южного падения слоев во фронте надвига составляет  $45^{\circ}$ – $50^{\circ}$  и резко выполаживается до  $15^{\circ}$ – $25^{\circ}$  в 1,5 км южнее, ближе к ядру брахисинклинали гор Акчал. Подобные из-



**Рис. 1.5.43.** Надвиг (красная линия) мергелисто-глинистой пачки 2 на песчано-глинистую пачку 5 северо-западнее ур. Чолой. Белый пунктир – слои в пачках

ломы слоев являются типичным проявлением приповерхностных складчато-надвиговых структур внутри сжатых межгорных депрессий [Cobbold et al., 1994; Suppe, 1983] и трассируют линии изменения наклона субпослойных разрывов-детачментов. В левом обрыве р. Джуанарык видно, что пологие в целом залегания слоев в ядре синклинали структуры осложнены малоамплитудными флексурами, разрывами и пологими конформными складками отложений 7–9-ой пачек, очевидно, обусловленными короблением слоев над детачментом. Данные морфоструктурных исследований, проведенных в долине р. Джуанарык [Абдрахматов и др., 2007; Thompson et al., 2002] указывают на связь тектонических смещений плейстоценовых террас с наклонами слоев нижележащих неогеновых отложений и их горизонтальным смещением со скоростью около 0,2 см/год по послойному детачменту. Деформации неогеновых отложений в северном крыле и замковой части брахисинклинали гор Акчал и их выраженность в современном рельефе объясняются возникновением и развитием Акчопского разлома как пологого детачмента–надвига во фронте крутого уступа и взброса Южно-Кочкорского разлома. Незначительное структурное несогласие в подошве 10-ой пачки, определенное в правом борту долины р. Джуанарык, и нарастание амплитуд смещения разновозрастных аллювиальных террас от молодых к древним указывают на унаследованное развитие складчато-надвигового парагенеза в конце плиоцена – квартере.



**Рис. 1.5.44.** Малоамплитудный пологий срыв в отложениях кочкорской свиты (пачка 9); фронтальная зона Акчопского взброса севернее пос. Туз

*Западный сегмент.* В западной части Кочкорской впадины все главные субширотные разломы сближаются и осложняются оперяющими структурами. Южно-Кочкорский разлом в виде пологой дуги вдаётся к северу, удаляясь от контакта с палеозойским фундаментом на 4 км, а затем вновь подходит к нему западнее. Акчопский разлом расщепляется на три субширотных ветви, главная из которых изгибается к югу, сближаясь с Южно-Кочкорским разломом и протягиваясь параллельно ему в районе р. Туз. Между этими разломами в полосе шириной 2,5–3 км и параллельно им залегают неогеновые отложения, которые имеют вертикальное или запрокинутое к югу падение и в целом сохраняют стратиграфическую последовательность в направлении с юга на север. Вне этой зоны чехол лежит полого. Южно-Кочкорский разлом, который повсеместно совпадает с наиболее крутым склоном борта впадины, отделяет прогиб от полого наклоненной к северу или прогнутой ступени фундамента, в пределах которой отложения 1-ой и 2-ой пачек чехла полого залегают на коре выветривания и базальных конгломератах. Южно-Кочкорский разлом представлен несколькими наклоненными к югу ветвями, преимущественно взбросами, образующими систему извилистых дуплексов. Внутри дуплексов отложения чехла деформированы в пологие складки и испытали разнонаправленные блоковые смещения незначительной амплитуды. Наибольшие взбросовые смещения (до 550 м) устанавливаются по фронтальным северным разломам зоны дуплексов, где контактируют отложения 2-ой и 5-ой пачек. Структура осложняется диапиром отложений 4-ой соленосной пачки, который местами полого надвинут на вертикально стоящие слои пачки 5.

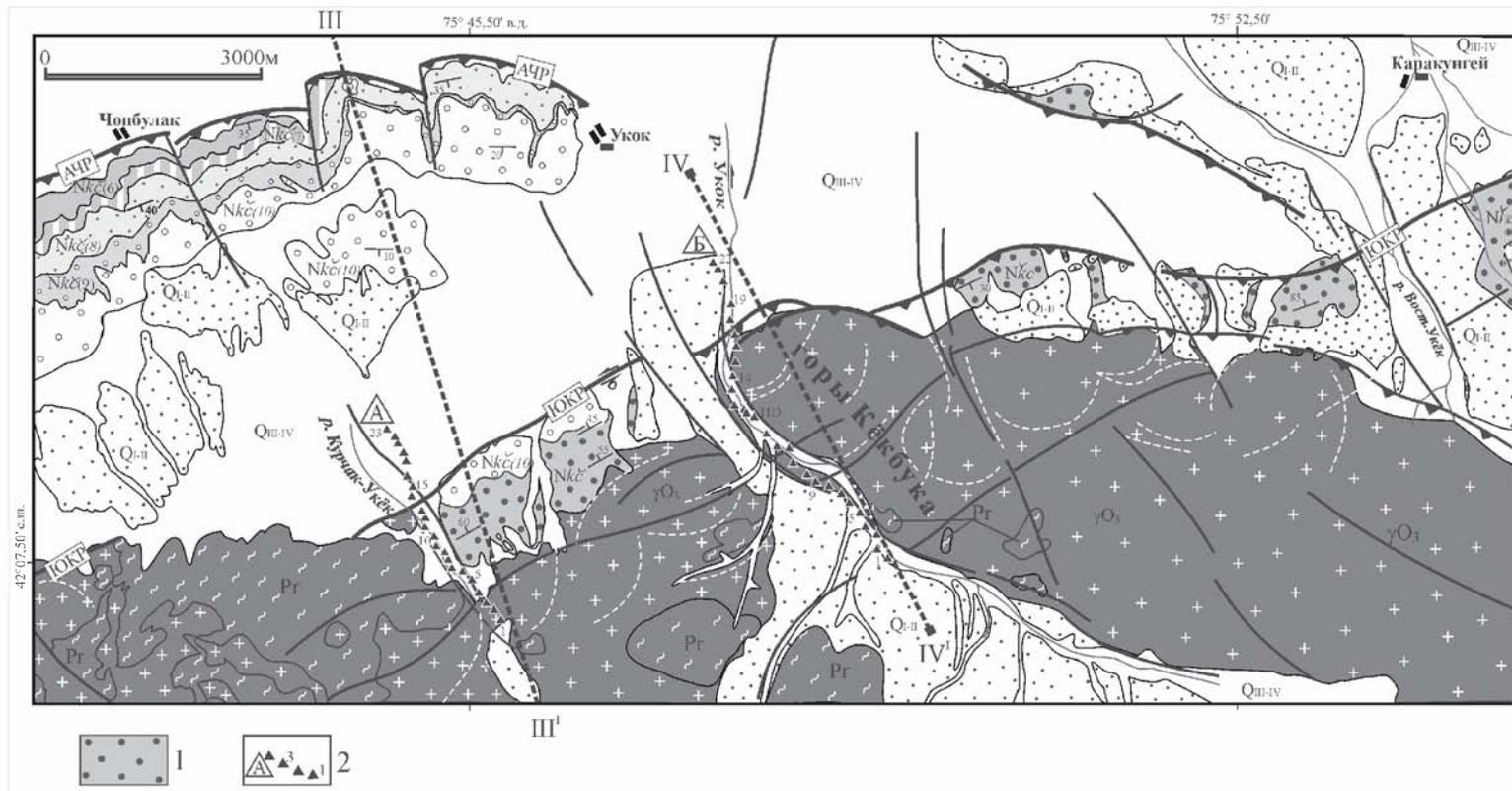
К северу от Акчопского разлома располагается всхолмленная равнина с пологозалегающими отложениями чехла. В редких обнажениях (пачки 9 и 10) обнаруживаются послойные и слабосекущие субгоризонтальные detachments с незначительными амплитудами смещений (рис. 1.5.44). Располагающаяся севернее зона Айгырджалского разлома выражена двумя параллельными цепями гряд-эскарпов вдоль разрывов северо-восточного простирания, отстоящими друг от друга на расстояние 1,5 км. Это крутые взбросы, висячем крыле которых отложения 9-ой и 10-ой пачек смещены на 150–200 м и на-

клонены на ЮВ под углами  $25^{\circ}$ – $30^{\circ}$  и  $15^{\circ}$ – $20^{\circ}$  соответственно. Судя по уменьшению наклона пластов в тылу эскарпов, разрывные нарушения выполняются на глубине, но в целом контролируются прямолинейной разломной зоной.

*Восточный сегмент.* Восточнее р. Джуанарык строение борта впадины заметно отличается от строения других его сегментов. Две главных зоны деформаций Южно-Кочкорского и Айгырджалского разломов отстоят друг от друга на расстоянии до 6 км, протягиваясь параллельно в восток-северо-восточном направлении (рис. 1.5.45). Отложения чехла обнажаются в широкой моноклиальной структуре эскарпа Айгырджалского разлома и в узкой полосе предгорий в зоне Южно-Кочкорского разлома. Между главными разломами располагается обширная слабонаклонная равнина, перекрытая делювиальными шлейфами, с редкими выходами валунных отложений десятой пачки чехла, залегающими полого. Равнина отвечает обширной брахисинклинали, кулисно продолжающей Акчалскую синклираль, расположенную на левом берегу р. Джуанарык.

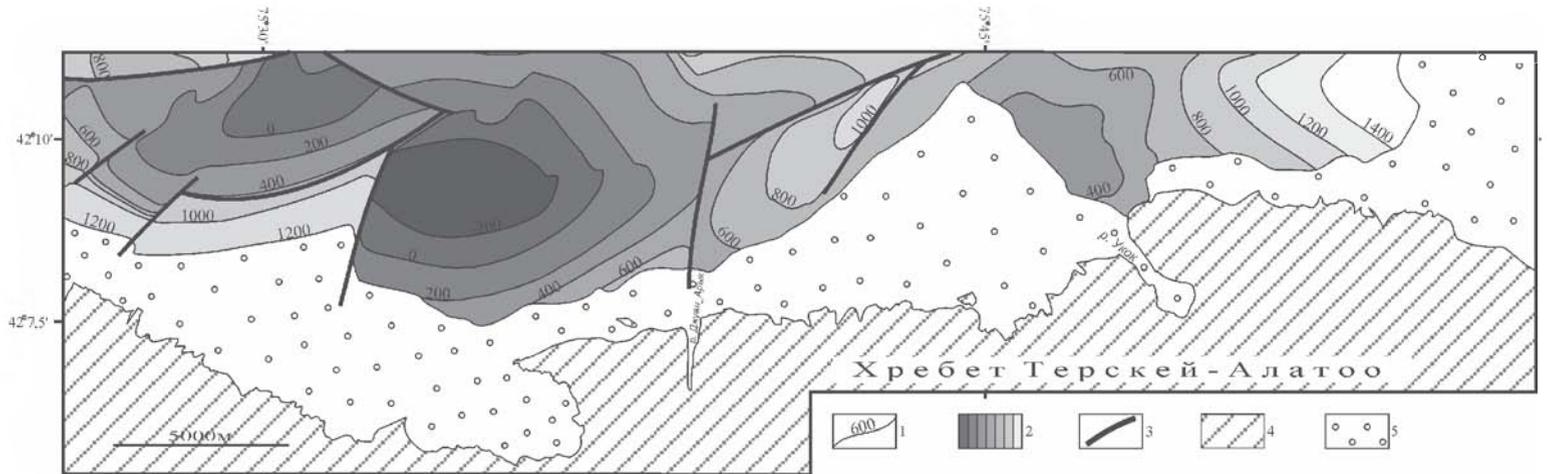
Зона Южно-Кочкорского разлома представляет собой серию параллельных разломов северо-восточного простирания, разбитую на фрагменты поперечными крутопадающими нарушениями. Между реками Джуанарык и Курчак-Укок основные смещения кровли фундамента предполагаются по крутой флексурно-разломной зоне, обнажающейся в русловых обрывах рек Джуанарык и Курчак-Укок) и протягивающейся примерно вдоль контакта неогенового чехла и палеозойского фундамента (азимут падения  $25^{\circ}$ , угол  $80^{\circ}$ – $90^{\circ}$ ). В междуречье Курчак-Укок и Укок и далее на восток, южнее главной ветви разлома расположена узкая наклонная ступень, на которой песчано-галечные отложения верхних горизонтов неогенового разреза трансгрессивно залегают на коре выветривания палеозойских и протерозойских пород (см. рис. 1.5.45). В широкой полосе дезинтегрированных гранитов, обнажающихся в долине р. Укок, обнаружены многочисленные проявления гидротермальной железисто-окисной минерализации, которая, видимо, сопутствовала тектонической дезинтеграции. На современную активность зоны разлома указывают сейсмодислокации: восточнее хр. Кёкбука, в поле современных пролювиально-аллювиальных отложений фиксируется уступ (высотой 1–3 м), который прослеживается до р. Восточный Укок. Простирание Акчопского разлома изменяется в соответствии с простиранием неогеновых пластов, что указывает на его развитие по контактам слоев – в основании шестой и седьмой пачек. Восточным ограничением системы дислокаций Акчопского разлома служат разломы северо-западного простирания, пересекающие Кочкорскую впадину вдоль долины р. Укок. Восточнее этого поперечного разлома складчатые деформации в отложениях чехла впадины не обнаружены.

Сопоставление поверхностного структурного плана (см. рис. 1.5.36, 1.5.37, 1.5.45) с морфологией кровли фундамента по данным сейсмопрофилирования (рис. 1.5.46) [Чедия, 1986; Юдахин, 1983 и др.] указывает на заметные различия поверхностной и глубинной структур. Основные разломы и флексуры кровли фундамента, выявленные при сейсмопрофилировании, лишь частично



**Рис. 1.5.45.** Геологическая схема восточного сегмента южного борта Кочкорской впадины.

1 – отложения кочкорской свиты нерасчлененные; 2 – профили МТЗ: А – Курчак-Укок. Б – Укок. Остальные условные обозначения см. рис. 1.5.38



**Рис. 1.5.46.** Рельеф кровли палеозойского фундамента по данным сейсмпрофилрования (по: [Юдахин, 1983], упрощенно).  
 1 – изогипсы кровли фундамента (абсолютная высота); 2 – цветовая градация высот; 3 – выходы пород палеозойского фундамента; 4 – область отсутствия данных о положении кровли фундамента

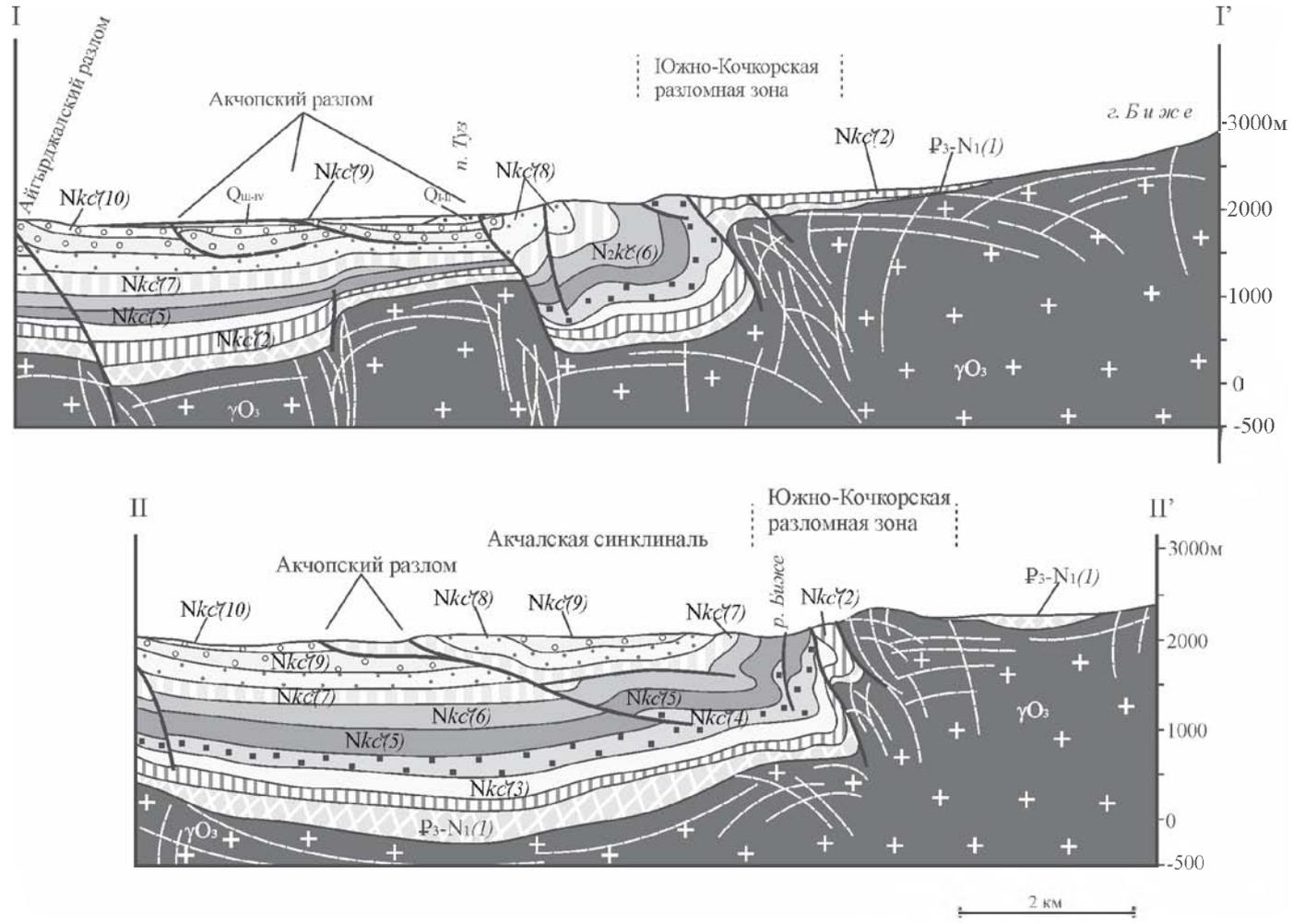


Рис. 1.5.47. Геологические разрезы по профилям Биже и Туз. Условные обозначения и линии разрезов см. на рис. 1.5.38

находят отражение в приповерхностной системе разрывных нарушений. Для большинства разломов и флексур, являющихся границами локальных выступов и прогибов фундамента, устанавливаются вертикальные смещения шарнирного типа с переменной амплитудой до 1200 м. Общая структура поверхности фундамента, очевидно усложненная в постседиментационный период, в значительной степени отражает строение бассейна на стадии накопления осадочного чехла. Морфология и кулисное расположение гребневидных поднятий северо-восточного простирания, разграничивающих брахиморфные прогибы, позволяют предполагать пул-апартовый механизм заложения седиментационного бассейна в условиях левого сдвига, как это предлагается для впадин Срединного Тянь-Шаня [Морозов и др., 2014]. Однако разломы на поверхности, в основном, представляют собой субширотные взбросы и надвиги.

Положение и конфигурация приповерхностных складчато-надвиговых структур внутри впадины и опрокинутых складок и взбросов в бортовой зоне определяются не только региональной транспрессионной обстановкой современного этапа, но и морфологией поверхности фундамента впадины (рис. 1.5.47). На участках слабого расчленения ложа впадины флексурно-взбросовые деформации сопровождаются развитием послонных срывов и надвигов, висячем крыле которых слои формируют моноклинали или асимметричные антиклинали. Наблюдается типичный парагенез структур, возникающий у крутых бортов впадин и обозначаемый в англоязычной литературе как «fault-bend-folding» [Suppe, 1983]: крутой взброс в борту впадины инициирует перед своим фронтом развитие пологих надвигов и коробление слоев внутри осадочного чехла. Преобладающая субширотная ориентировка надвигов и осей складок хорошо согласуется с данными о ССЗ простираниях осей максимального сжатия, определенных при анализе сейсмических событий [Ребецкий и др., 2016]. Заложившаяся ранее структура ложа вносит коррективы в морфологию и ориентировку современных структур. Так например, на правом берегу р. Джуанарык зона Акчопского разлома и связанная с ним гряда куэст резко отклоняются от широтного простирания в соответствии с положением гребневидного поднятия кровли фундамента северо-восточного простирания. А восточнее р. Укок, там, где глубина ложа впадины резко уменьшается, разлом вообще не прослеживается.

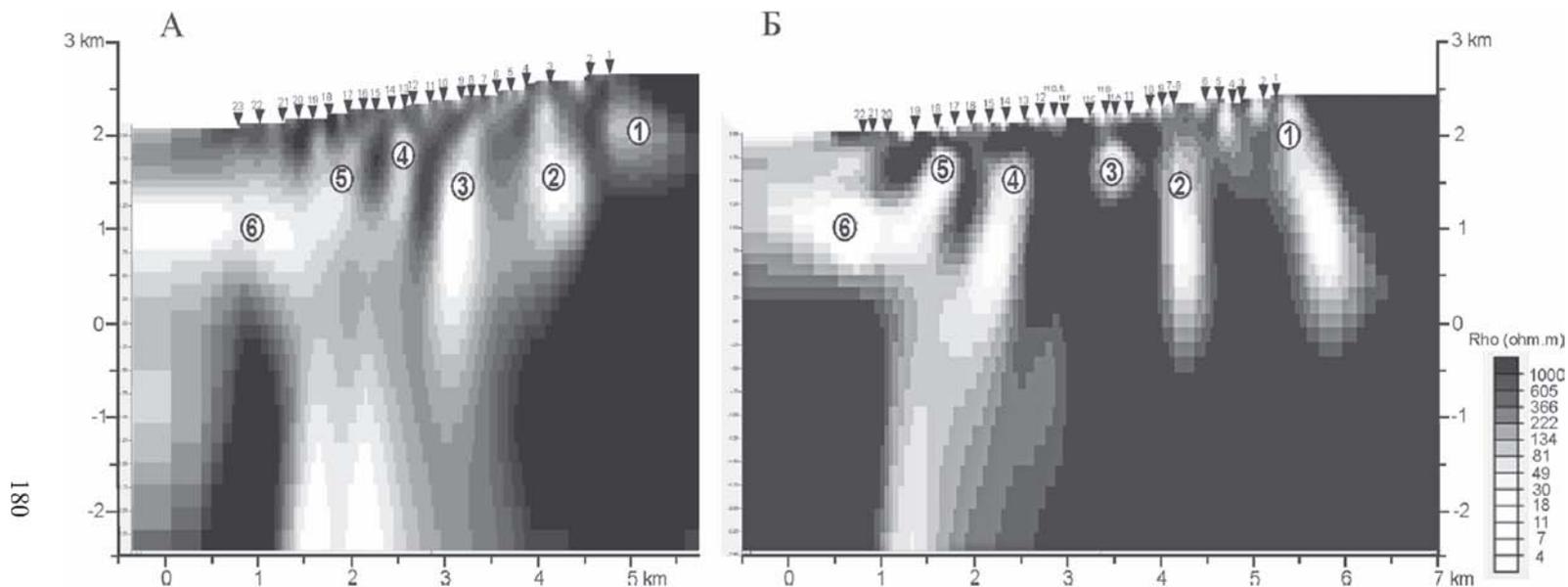
Как видно на разрезе (см. рис. 1.5.47, профиль II-II'), положение узкой зоны интенсивных деформаций с крутыми и опрокинутыми залеганиями неогеновых толщ (пачек 4–8) севернее пос. Туз контролируется резким уступом поверхности фундамента. Последний несомненно являлся упором при давлении со стороны растущего и надвигавшегося с юга поднятия Терской-Алатоо. При этом наиболее глубокий прогиб впадины инверсионно выражен в современном рельефе в виде всхолмленного плато Чатыркуль.

При построении геологических разрезов, пересекающих восточный сегмент Южнокочкорской деформационной зоны нами использовались данные профильных работ МТЗ высокого разрешения. Геоэлектрические работы, основные результаты которых изложены в [Баталева и др., 2017; Пржиялговский и др., 2018], осуществлялось по двум профилям (см рис. 1.5.45) с расстоянием между пунктами зондирования около 200 м и между профилями

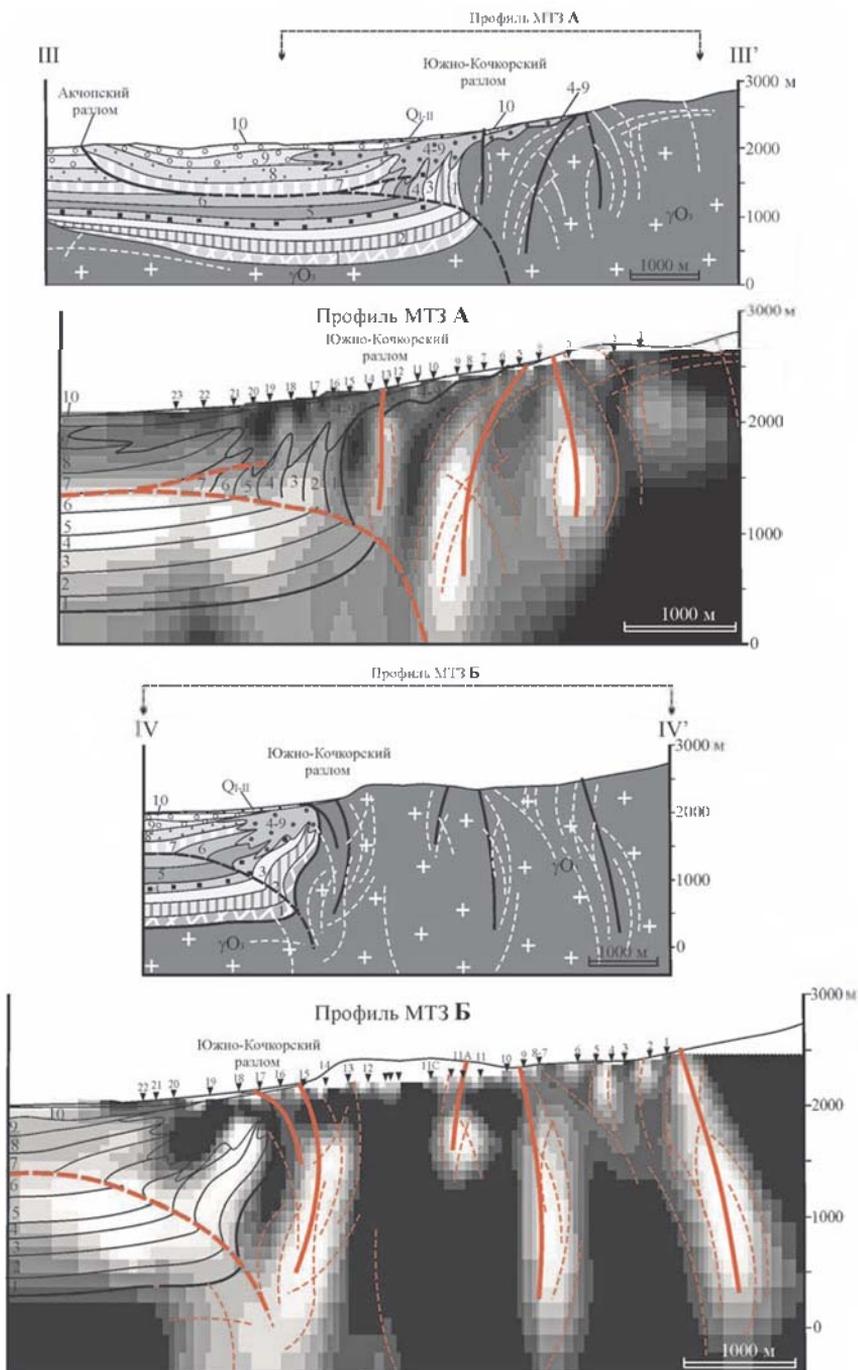
около 4 км. Азимут простираения основных геоэлектрических неоднородностей определен как  $60^{\circ}$ – $65^{\circ}$ , что хорошо совпадает с простираением геологических структур региона. Были построены геоэлектрические двумерные модели по профилям Укок и Курчак-Укок (рис. 1.5.48) и выявлены особенности геоэлектрического строения осадочного чехла и фундамента южного борта Кочкорской впадины. Сходство геоэлектрических разрезов на параллельных профилях позволяет предположить, что основные электропроводящие структуры являются общими для рассматриваемых моделей. В частности, предполагается, что электропроводящие структуры, обозначенные цифрами 4 и 5 соответствуют ветвям Южно-Кочкорского разреза. Исходя из морфологии проводящих структур и значений электросопротивлений, можно думать, что высокая электропроводность объектов 4 и 5 связана с повышенной трещиноватостью и обводненностью. Наличие субвертикальных неоднородностей с очень низкими значениями удельного сопротивления (менее  $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ), является следствием процессов современной активизации систем разломов Тянь-Шаня. Геоэлектрические неоднородности 1, 2, 3 интерпретируются как области катаклаза гранитов. Объект 6 соответствует кайнозойским отложениям, мощность которых составляет около 1,5 км.

Сравнение геоэлектрического строения борта впадины на двух параллельных профилях в интервале глубин 0–4 км и их сопоставление с геологическим строением района позволяет существенно уточнить рисовку и геодинамический смысл тектонической структуры (рис. 1.5.49). Отчетливо проявившиеся на профилях различия геоэлектрической структуры палеозойского фундамента и кайнозойского осадочного чехла позволяют разделить соответствующие области на разрезах. Для рисунка геоэлектрической структуры гранитоидов фундамента характерны контрастные по электропроводности крутопадающие плоскостные зоны, вероятно, подчеркивающих систему разноранговых структур дезинтеграции гранитоидов в крутом борту впадины. О геоэлектрических свойствах осадочного чехла в целом можно судить по его структуре на профилях МТЗ во внутренней части впадины. По данным сейсмопрофилирования кровля фундамента погружена в районе пос. Укок на 2 км и слагает пологий прогиб. Для мощной толщи залегающего выше осадочного чехла характерен малоконтрастный рисунок распределения электропроводности, в целом более высокой, по сравнению с фундаментом. Низкоомные характеристики пород (возможно, соленосных) центральной части разреза позволяют видеть структуру пологозалегающего на этом участке чехла. Для грубообломочных плохо сортированных отложений верхов разреза характерны переменные, в целом повышенные значения сопротивлений.

На двумерной геоэлектрической модели области спокойного залегания кайнозойского чехла (6) и выходящих на дневную поверхность гранитов фундамента (области 1–4) разделены зоной неупорядоченной геоэлектрической структуры в зоне Южно-Кочкорского разлома. Корни субвертикальных низкоомных аномалий в гранитах ограничиваются наклонной линией, отвечающей, вероятно, плоскости главного сместителя Южно-Кочкорского разлома, который на глубине сливается с мощной зоной вертикальной проницае-



**Рис. 1.5.48.** Двумерные геоэлектрические модели южного борта Кочкорской впадины по профилям Укок (А) и Курчак-Укок (Б). Положение профилей см. на рис. 1.5.45. Тоновая градация от черного к белому соответствует понижению сопротивления пород (шкала удельных сопротивлений – справа). Цифрами на обоих профилях отмечены соответствующие друг другу проводящие структуры. Профили из работы [Баталева и др., 2017; Пржиялговский и др., 2018]



**Рис. 1.5.49.** Геологические разрезы по линиям III-III' и IV-IV' и геологическая интерпретация геоэлектрических данных по профилям А и Б на рис. 1.5.48. Линии профилей и условные обозначения даны на карте, рис. 1.5.45

мости, отвечающей масштабной структуре корового ранга (ее геологическая сущность остается неясной). Появление на геоэлектрическом профиле наклоненных внутрь впадины структур (между аномалиями 6 и 5) отвечает зоне подворота слоев чехла, возможно меланжированных на контакте с гранитами.

Таким образом, как и на других участках южного борта Кочкорской впадины, наибольшее смещение кровли палеозойского фундамента в зоне Южно-Кочкорского разлома связано не с самим разломом, а происходит по сценарию пликативной флексурно-складчатой деформации, лишь осложненной взбросами и надвигами.

\* \* \*

Представленные структурно-геологические и геофизические данные однозначно указывают на то, что деформации кровли фундамента имели преимущественно пластичный характер. Свидетельствами этого являются: козырьковые складки с опрокинутыми стратиграфическими контактами фундамент/чехол; сложность поверхности блоков фундамента в ложе впадины; протрузивное внедрение гранитного массива внутри дуплекс-структуры в районе р. Биже и другие факты. Ведущим механизмом деформаций в дезинтегрированных в разной степени позднеордовикских гранитоидах, в основном составляющих фундамент, является катакластическое течение, описанное и теоретически обоснованное для деформируемых гранулированных сред [Cambell, 1990; Yaeger, Nagel, 1996 и др.]. Деформация гранитной массы на мезоуровне происходила по механизму катакластического течения: за счет рассредоточенных смещений по границам линзовидных блоков с формированием зон брекчирования и милонитизации. Наиболее мощные из них (прежде всего крутопадающие) проявляются как зоны пониженных электрических сопротивлений. На микроуровне отмечаются не только хрупкие, но пластичные деформации пород – динамическая рекристаллизация и микробрекчирование. Аналогичные деформационные микроструктуры описаны в других массивах палеозойских гранитов Тянь-Шаня, Южной Монголии (см. главу 1.4), Забайкалья (см. главу 1.3), что подчеркивает универсальность процессов постмагматической деформации дезинтегрированных гранитоидов в различных геологических обстановках.

Применяемые в практике тектонических реконструкций методики формального расчета горизонтального сближения бортов впадин (при постулируемом хрупком разрушении фундамента) [Cobbold et al., 1994; Molnar, Chen, 1998; и др.] могут приводить к существенной ошибке определения величин реальных относительных смещений. Амплитуды смещений по взбросам, определённые в зоне Южно-Кочкорского разрыва, не превышают 400–500 м, что значительно меньше общего размаха вертикального смещения кровли палеозойского фундамента на границе Кочкорской впадины и Терскейского антиклинория. Деформация пород фундамента, преимущественно пластичная, привела к увеличению крутизны борта впадины до вертикального или с отрицательным наклоном. Неодинаковые по величине горизонтальные перемещения пород на разных уровнях, как и компенсационное (вертикальное и горизонтальное) перераспределение масс в крутом борту, являются основными причинами возникновения структур коробления, детачментов и надвигов

в чехле, заведомо превосходящих по амплитудам величины перекрытия фундаментом осадочных толщ. Поэтому значительные амплитуды надвигов зоны Ачкопского разрыва, по нашим определениям составляющие на разных участках от 1 до 2 км, вполне соотносятся с небольшими амплитудами (100–400 м) перекрытия осадочных пород породами фундамента в зоне флексурно-взбросовой структуры южного борта впадины. Эти определения заметно меньше оценок предполагаемого ранее надвигания палеозойских пород на осадочный чехол [Park et al., 2003].

Структура, подобная описанной для южного борта Кочкорской впадины не может сформироваться без внутренней подвижности пород фундамента (гранитов), которая обеспечивается объемной дезинтеграцией кристаллической субстанции, ее грануляцией и, как следствие, приобретением горными породами пониженной вязкости и способности к объемному тектоническому катакластическому и хрупко-пластическому течению.

### *Литература*

*Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р.* Активная тектоника Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 2007. 72 с.

*Баталев В.Ю., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Матюков В.Е., Рыбин А.К.* Новые данные о глубинном строении Южно-Кочкорской зоны концентрированной деформации // ДАН. 2017. Т. 475, № 5. С. 571–575.

*Бачманов Д.М.* Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Материалы IV международного симпозиума. Бишкек: НС РАН, 2009. С. 12–19.

*Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарицков А.А.* Минкуш-Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.

*Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 188 с.

*Буслов М.М., Баталев В.Ю., Де Гравэ Й., Забелина И.В.* Особенности тектоники и геодинамики мезозойских и кайнозойских коллизионных орогенов Азии // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докл. Шестой междунар. симп. Бишкек: Научная станция РАН, 2014. С. 20–22.

Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000 / Под ред. С.А. Игембердиева. Л.: Мингео СССР, 1980.

Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра, 1972. 280 с.

*Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов фундамента и ее роль в формировании современной морфоструктуры Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016 а. № 6. С. 5–29.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016 б. № 4. С. 22–47.

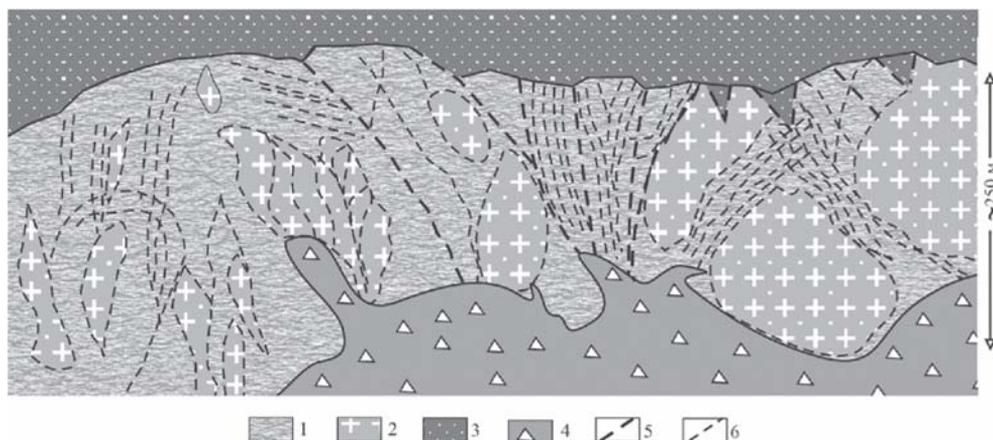
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 307). М.: Наука, 1977. 172 с.
- Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н.* Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Известия НАН Кыргызстана. 2003. № 4. С. 50–58.
- Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессионная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.
- Присялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
- Присялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 4. С. 417–436.
- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 496–520.
- Садыбакасов И.С.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
- Тарасов С.А.* К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины. Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня, Фрунзе: Илим, 1970. С. 52–68.
- Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня: Фрунзе: Илим, 1986. 313 с.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиздат, 1948. 223 с.
- Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
- Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I.* Building the northern Tien Shan: Integrated thermal, structural, and topographic constraints // J. Geol. 2003. Vol. 111. P. 149–165.
- Cambell C.S.* Rapid granular flow // Annu. Rev. FluidMech. 1990. V. 22. P. 57–92.
- Cobbold P.R., Sadybakasov E., Thomas J.C.* Cenozoic transpression and basin development, Kyrgyz Tien Shan, Central Asia // Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins. International Symposium / N.E.F. Roure, V.S. Shein, I. Skvortsov (eds.). Paris: Technip, 1994. P. 181–202.
- Molnar P., Chen W.P.* Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // Nature. 1978. V. 273. P. 218–220.
- Park S.K., Thompson S.C., Rybin A., Batalev V., Bielinski R.* Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Basin, Kyrgyz Republic // Tectonics. 2003. V. 22 (2). P. 1–13.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. Berlin: Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
- Rodi W.L., Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66. P. 174–187.
- Suppe J.* Geometry and kinematics of fault-bend folding // Am. Journal of Sci. 1983. V. 283 (7). P. 684–721.
- Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M., Abdrakhmatov K., Molnar P., Berger G.W.* Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // Journal of Geoph. Res. 2002. V. 107 (7). P. 1–32.
- Yaeger H.M., Nagel S.R.* The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

#### 1.5.4. Сусамырский и Центрально-Гиссарский батолиты

##### Сусамырский батолит

Сусамырский массив позднеордовикских гранитов расположен в пределах Джумгольского хребта Северного Тянь-Шаня (см. рис. 1.5.2, пункт 7), и их внутренняя структура детально изучена Ю.А. Морозовым [Леонов и др., 2008]. Основная масса гранитов массива интенсивно раздроблена и переработана тектоническими процессами. Яркой чертой инфраструктуры гранитов является наличие нескольких систем различно ориентированных трещин и разрывов, которые обеспечивают структурную делимость массива и превращают его в сложный агломерат разноразмерных блоков (рис. 1.5.50–1.5.53). В частности, породы массива практически по всему объему рассечены серией трещин, расположенных или вертикально, или с падением под углом  $60^{\circ}$ – $80^{\circ}$  (рис. 1.5.51). Трещины субпараллельны друг другу и разбивают массив на отдельные протяженные пластины, толщина которых колеблется от 10–15 см до 30–50 см, иногда до метра и более. Трещины или прямолинейны, или извилисты. В последнем случае они могут сливаться одна с другой под острым углом и вновь расходиться, образуя петельчато-линзовидный рисунок. В толще гранитов, кроме макропластин, имеется большое количество зон тонкого кливажа и рассланцевания (слайдов), в пределах которых происходит дезинтеграция гранитов вплоть до катаклаза минеральных зерен. Ориентировка мезоструктур та же, что и у трещин, ограничивающих макропластины. Между ними сохраняются линзы и блоки относительно слабо деформированных гранитов. Породы в пределах протяженных субвертикальных пластин разбиты системой поперечных трещин, которые являются трещинами растяжения, так как зачастую сопровождаются зияниями, не заполненными каким-либо веществом, т.е. трещины эти, по-видимому, неотектонические и связаны с общим новейшим воздыманием гранитных массивов в пределах Тянь-Шанских гор.

Граниты испытали и неориентированное объемное брекчирование и катаклаз. Дезинтегрированные таким образом породы занимают значительные объемы. В этом случае в раздробленной основной массе как бы плавают блоки, пластины и глыбы менее дезинтегрированных гранитов. В целом же можно констатировать, что граниты дезинтегрированы практически в полном объеме, в результате чего потеряна их внутренняя связность и резко понижена эффективная вязкость. Характерной структурной формой, которая возникает в процессе становления гранитных куполов на холодной и «жесткой» стадии их развития, являются «веерные» структуры (см. рис. 1.5.50). Они представляют собой систему разрывов, зон скалывания и рассланцевания, которые расположены в виде конуса («веера»), расширяющегося кверху. По направлению вниз все разрывы и трещины сходятся в единую плоскость. На фоне общей выгнутой кверху поверхности гранитного массива, они образуют некоторое грабенообразное понижение. Нужно отметить, что куполообразная поверхность массива при этом смещена по вертикали на несколько десятков метров.

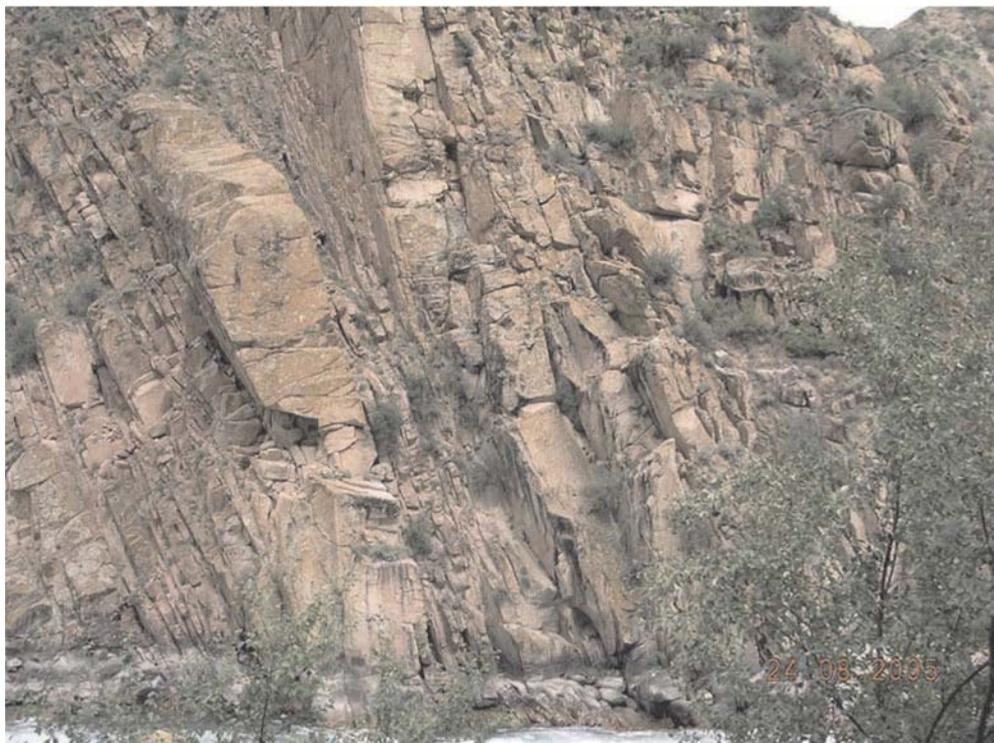


**Рис. 1.5.50.** Тектоническая структура гранитов Сусамырского массива.

1–2 – граниты позднего ордовика: 1 – раздробленные и катаклазированные; 2 – блоки и линзы слабо деформированных гранитов; 3 – породы палеозоя; 4 – осыпь; 5 – зоны разрывов, смещающих поверхность кровли массива; 6 – рои трещин и мелких разрывных нарушений

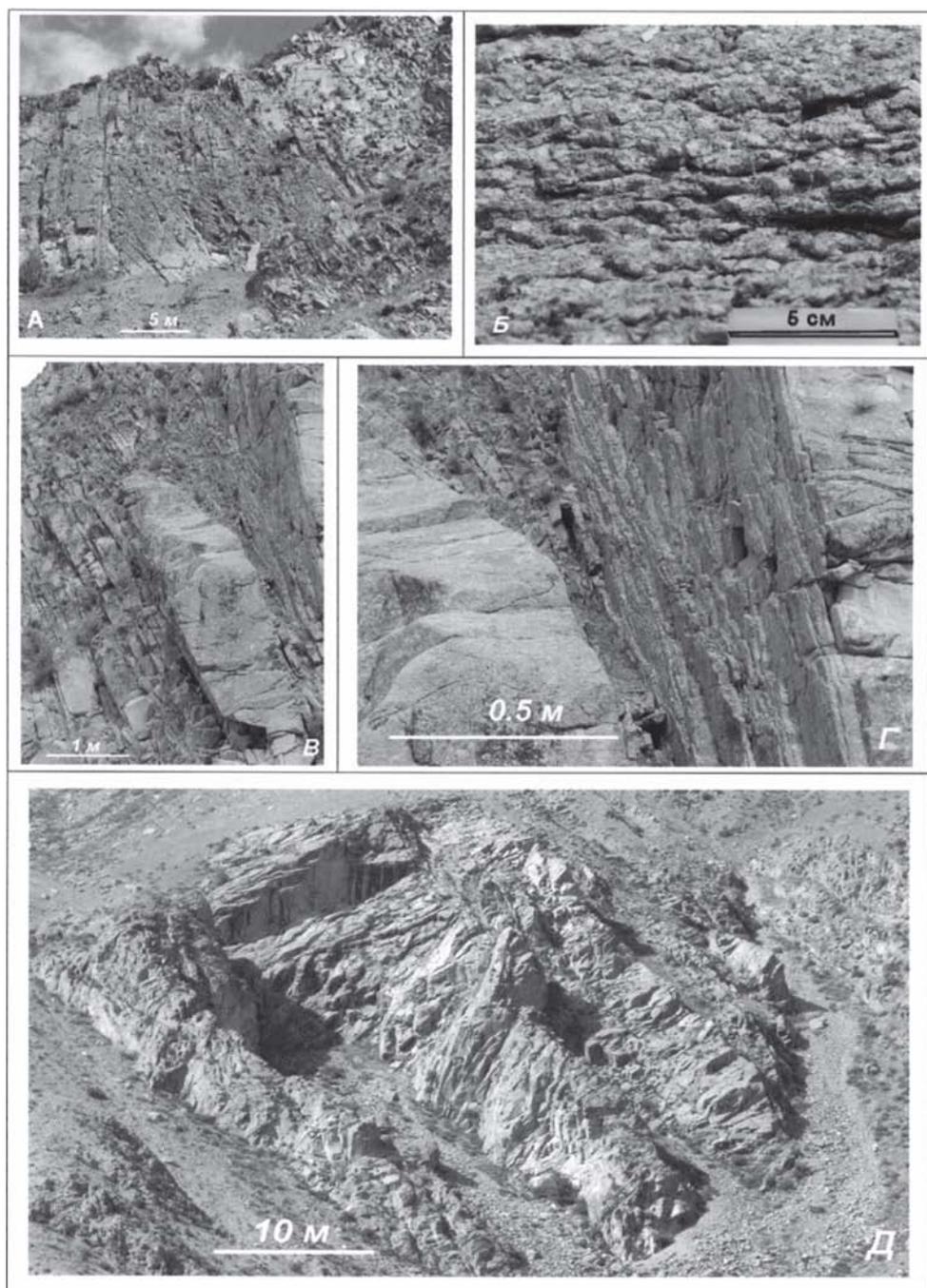
Создается впечатление, что формирование этой категории структур связано с проседанием пород в апикальной части растущего купола, которое компенсирует рост купола и удлинение его поверхности (условия растяжения). Вероятно, это так и есть, но их возникновение сопровождается и частичным выдавливанием горных масс вверх, как это видно на рис. 1.5.50. По облику – это типичная структура «цветка» или «пальмового дерева». Этот пример показывает, что поле напряжений в пределах массива очень сложное, а механизмы формирования его внутренней структуры различны, хотя и связаны парагенетически. «Веерные» структуры – широко распространенная форма деформации в кристаллических породах, и они обнаружены нами и в пределах других структур, связанных с изгибанием поверхности кристаллического фундамента, в том числе и гранитных массивов, таких, например, как Кумсинский купол Карельского массива (см. рис. 1.2.2) или Павловский купол Воронежского массива (рис. 1.5.54).

Таким образом, одной из наиболее характерных и ярких черт гранитов Сусамырского массива является их необычайно дробная делимость множественными системами разноориентированных трещин и разрывных нарушений, превращающих породу по сути в иерархически построенный агломерат разноразмерных блоков. Изучение выявило много характерных особенностей, устойчивых на обширных площадях и на разных отрезках пересечения Джумгальского хребта, указывающих на явно тектоническую природу структурной переработки. Внутренняя делимость массива обеспечивается процессами хрупкого катаклаза, который придает породе весьма специфический облик (см. рис. 1.5.52, 1.5.53), нарушает кристалличность породы и сцепленность минеральных зерен, обуславливает агрегатную подвижность матрикса и его повышенную способность к перемещению. Слабая сцементированность раздробленного материала, отсутствие существенной перекристаллизации,



**Рис. 1.5.51.** Слайс-структура гранитов Сусамырского массива

свойственной катаклазитами средней коры, участие в этом минералов явно гипергенного уровня: гематита, кальцита, гипса (рис. 1.5.55) указывают на приповерхностные уровни протекания катакластических процессов. Обращает на себя внимание выдержанная системность ориентировок поверхностей делимости (поверхностей катаклаза и трещиноватости) и проявление вполне закономерной кинематики перемещений по определенным поверхностям. Одна из наиболее развитых и выразительных систем делимости – частые субвертикальные и субпараллельные поверхности, которые образуют дробную «нарезку» массива в линейных зонах, напоминающую поставленные вертикально доски (см. рис. 1.5.51), на наш взгляд, как было сказано выше, вполне заслуживает самостоятельного типологического выделения в качестве «слайс-структуры». Борозды скольжения, встречающиеся на их поверхностях, часто указывают в таких зонах на выдавливание вверх центральных частей относительно периферийных. В смежных объемах такие перемещения обычно компенсируются сбросовыми движениями по сопряженным наклонным системам поверхностей. На многих поверхностях в этой иерархической системе делимости гранитов устанавливаются признаки и сдвиговых компонент смещений того или иного знака, роль которых становится более ясной только в контексте изучения структуры и кинематики движений в окружающих комплексах.



**Рис. 1.5.52.** Разномасштабные примеры тектонической делимости гранитов Сусамырского массива (фото Ю.А.Морозова из [Леонов и др., 2008]. А – иерархически построенная блоковая делимость гранитов; Б – катаклаз гранитов; В – «слайс-структуры» в гранитах; Г – гематитизация гранитов вдоль поверхностей делимости; Д – ортогонально сопряженные системы поверхностей делимости

Факты, свидетельствующие о приповерхностном уровне формирования катакластических структур в ордовикских гранитах, в сочетании с данными о времени выведения гранитоидов в приповерхностные горизонты, полученными методами трекового анализа (2–11 млн лет тому назад [Трифонов и др., 2008]), указывают на то, что иерархически построенная мультимасштабная внутренняя делимость гранитов, скорее всего, возникла на стадии альпийского орогенеза. Горные сооружения Тянь-Шаня были сформированы за промежуток времени в 1,5 млн лет [Bullen et al., 2001]. Орогенез сопровождался эксгумацией пород, в том числе и гранитов с глубин 4–5 км.

Множественность и иерархичность систем делимости гранитного субстрата и хрупко-катакластический характер деформаций обеспечивали необходимую подвижность консолидированной породы на орогенном этапе. Вопросы о характере геодинамических условий реализации этого процесса в пределах массива, об отклике и участии в нем пород гранитного ряда изучались Ю.А. Морозовым [Леонов и др., 2008].

С этой целью проводились детальное картирование и структурно-кинематический анализ гранитоидов и окружающих пород кайнозоя в северо-западном борту Джумгалской впадины, где в ядре крупной складчатой структуры, образованной слоистой толщей верхнего палеогена – нижнего неогена (киргизская серия) выходит гранитный массив позднего ордовика (рис. 1.5.56). Характер контакта слоистых толщ с гранитами различен в разных местах: существуют участки пологого исходного налегания слоев на кровлю гранитного массива, но на многих отрезках, в узкой (несколько метров) приконтактной полосе, имеет место весьма крутое, иногда близкое к вертикальному причленение слоев чехла к гранитам. С учетом того, что в этих местах фиксируется и азимутальное несогласие простираний слоистости и контакта, можно допускать тектонический характер их соотношений, который обусловлен системой разрывных нарушений, как бы облекающих массив с севера и с юго-востока.

Кинематические признаки этих разрывных нарушений: подворот слоев около поверхности сместителя; разворот против часовой стрелки плоскостных деформационных текстур в эндоконтактных зонах катаклаза гранитов; фрагментация аплитовых прожилков и др. указывают на правосдвиговую компоненту смещений по этим разрывам. Вместе с тем, более крутое, чем тектонический контакт с гранитами, залегание упомянутых плоскостных текстур катаклазитов непосредственно в зоне эндоконтакта, погружающегося под массив, позволяет допускать и взбросовую компоненту – элемент выдавливания (с надвиганием) гранитов на окружающие породы (см. рис. 1.5.53, 1.5.56).

Внутреннее строение гранитов в этом массиве также определяется множественными иерархическими системами трещин, катакластических текстур, разрывов, среди которых наиболее ярко проявлена субвертикальная система ортогонально сопряженных слайс-структур (см. рис. 1.5.53 Б, И). Их субширотное и субмеридиональное простирание вполне вписывается в соотношение сопряженных сколов Риделя в полосе разрывов, облекающих массив. Помимо крутых поверхностей делимости гранитов достаточно широко развиты

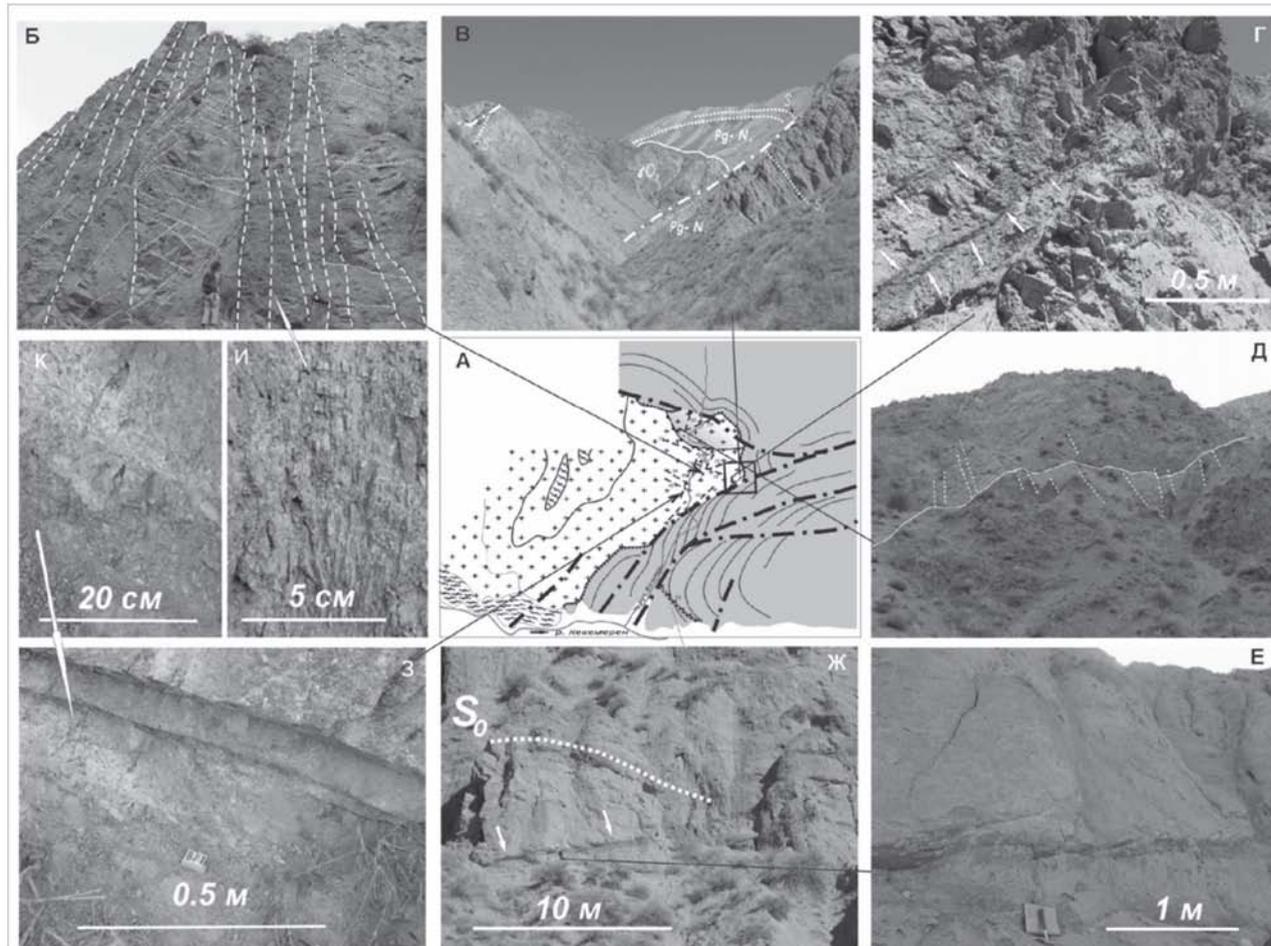
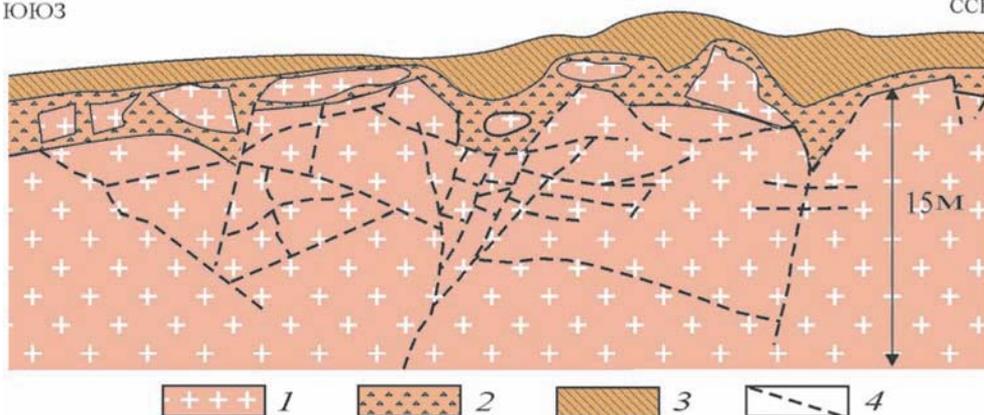


Рис. 1.5.53. Примеры деформационных структур в гранитах позднего ордовика и в окружающих толщах киргизской свиты (объяснения в тексте) (фото Ю.А. Морозова из [Леонов и др., 2008])

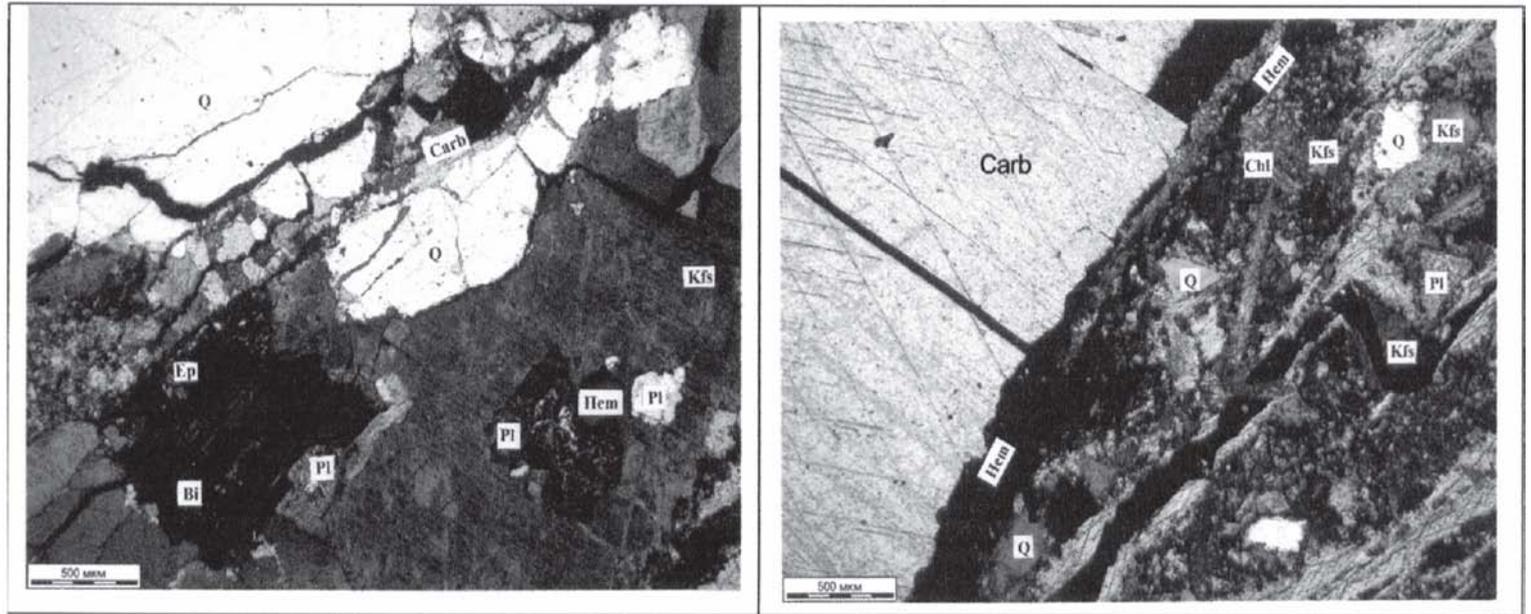


**Рис. 1.5.54.** Структура «веера» (Павловский свод Воронежской антеклизы).

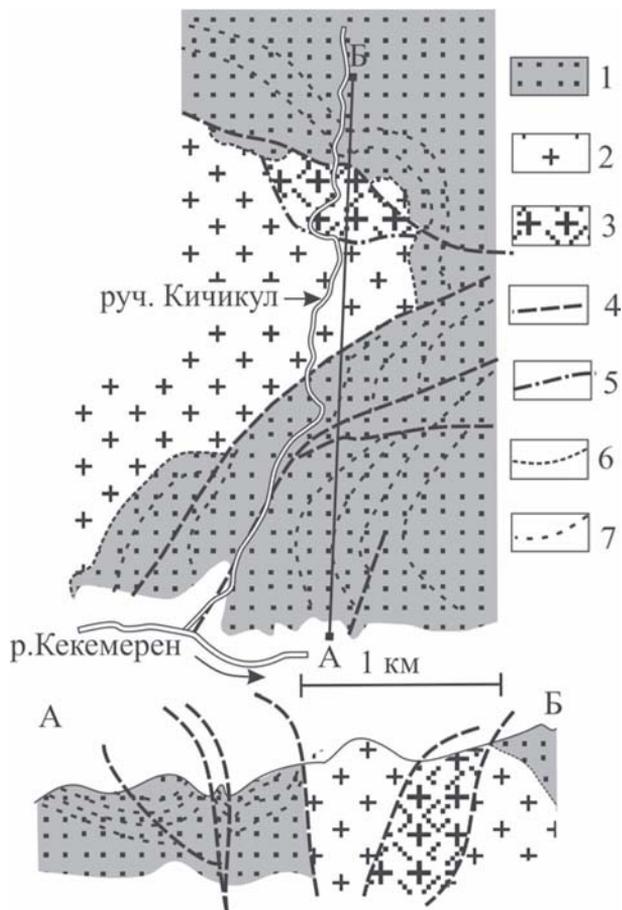
1 – граносиениты докембрия; 2 – додевонская кора выветривания; 3 – девонские отложения; 4 – разрывы

и пологие поверхности катаклаза и трещиноватости (см. рис. 1.5.53 З, К), некоторые из которых отчетливо сопряжены и как бы оперяют более крупные разрывные нарушения, местами встречающиеся в массиве. Один из них зафиксирован в северной части периклинального замыкания структуры и представляет собой дугообразный в плане надвиг, по которому кристаллические граниты надвинуты на красноцветную кору выветривания и сильно дезинтегрированные гранитные разности (см. рис. 1.5.53 Д). Это в очередной раз свидетельствует, что внутренняя структура делимости и катаклазиты по гранитам формировались уже после отложения толщ киргизской свиты, с базальным горизонтом которой повсеместно связаны красноцветные коры выветривания и по палеозойским осадочным породам и по гранитам. Более того, в катаклазированных гранитах довольно часто встречаются синкинематические прожилковые выделения гипса, также широко развитые в красноцветах киргизской свиты. Этот надвиг вполне вписывается в общую систему разрывов всего участка, образующих в совокупности «структуру цветка», природа которого несомненно связана с транспрессивными условиями деформации. Свидетельством последних помимо самой «цветковой» формы являются структурно-кинематические признаки как надвиговой, так и правосдвиговой компоненты смещений по многочисленным оперяющим мелким разрывам. Принципиально важным является и то обстоятельство, что пологие разрывы с надвиговой и сдвиговой компонентами перемещений выявлены и в слоистых толщах киргизской свиты (см. рис. 1.5.53 Е, Ж).

Как уже было неоднократно подчеркнуто, постмагматическая деформация в гранитах проявляется на разных масштабных уровнях от мега- до микро-размерности. При изучении Сусамырского массива были также выявлены деформационные процессы наноразмерности [Соболев и др., 2016], описание которых, основанное на цитированной работе, приводится ниже.



**Рис. 1.5.55.** Микрофотографии катаклазитов по гранитам с цементацией обломков карбонатным и гематитовым материалом. Слева гранит пересекается кварцевым прожилком, справа – карбонатной жилкой. Фото Ю.А. Морозова из [Леонов и др., 2008]



**Рис. 1.5.56.** Геологическое строение участка СЗ борта Джумгальской впадины.

По данным Ю.А. Морозова [Леонов и др., 2008].

- 1 – отложения киргизской свиты (олигоцен – нижний миоцен); 2 – граниты (поздний ордовик); 3 – катаклазированные граниты с красноцветной корой выветривания; 4 – разрывы с преимущественно сдвиговой кинематикой; 5 – надвижки; 6 – стратиграфические границы; 7 – линии напластования

Изучались образцы пород из зоны интенсивного дробления гранитов, представленных псевдотахиллитами (термин введен [Shand, 1916]) – породами, испытавшими кратковременное и сильное деформационное воздействие. Образец взят из центральной области пластично рассланцованных, катаклазированных и милонитизированных гранитов. Псевдотахиллиты представляют собой сцементированную микрокристаллическую массу с включенными в нее обломками гранитного субстрата. Размер обломков от 0,1 до 10 мм и представлены они гранитом или отдельными его минералами: плагиоклазом, микроклинном, кварцем. Плагиоклаз (альбит–олигоклаз) в отдельных зернах имеет искривленные полисинтетические двойники и содержит включения серицита, апатита, возможно, цоизита. В кварце наблюдается облачное угасание.

Мелко- и микрзернистый матрикс имеет явно катакlastическое происхождение, брекчиевидную текстуру и состоит из кварца, полевых шпатов и рудных минералов. Отмечена линейность и субпараллельная вытянутость обломков и кварц-рудных прожилков. Одной из характерных черт породы является наличие идиоморфных разноориентированных порфиробластов кварца, которые иногда имеют блоковое строение. Зерна кварца развивались по псевдотахиллиту, о чем свидетельствует наличие включений псевдотахиллита внутри зерен кварца. По мнению цитированных выше авторов [Соболев и др., 2016], форма и размер зерен кварца указывает на их формирование в изотропной среде в условиях декомпрессии, а блоковое строение зерен – на начало процесса рекристаллизации. В матриксе также выявлены кристаллы кварца наноразмерности (17–25 нм) и альбита (8–30 нм). При этом размеры кристаллографических ячеек в нанокристаллах уменьшены по сравнению с размерами в кристаллах макроскопических размеров, что свидетельствует о действии сжимающих напряжений в интервале от 50 до 480 МПа.

Порода претерпела сложную эволюцию, которая проходила в несколько этапов.

- Магматический этап зафиксирован в наличии обломков гранита и его минералов.

- Катакlastический этап отражен в дроблении породы и наличии структур катакlastического течения, проявляющегося в условиях транспрессии.

- Посткатакlastический этап – в отложении рудного вещества, прожилки которого пересекают все структуры. Характеризуется чередованием периодов компрессии-декомпрессии.

Авторы публикации подчеркивают, что «все последующие за магматическим этапом стадии становления породы протекали в низкотемпературных условиях...», а «сочетание продуктов разных этапов эволюции... объясняет неоднородное строение породы» [Соболев и др., 2016, стр. 28].

Таким образом, однотипность кинематики движений по разрывам, как в гранитах, так и в кайнозойских осадочных толщах, единый структурный план и общность проявления наложенных процессов явно приповерхностного уровня позволяют сделать вывод, что дробная внутренняя делимость гранитов и широко проявленные в них катакlastические и хрупко-пластические деформации явились результатом совместной деформации пород гранитного фундамента и осадочных пород палеогена-неогена в условиях смены транс-прессивного и транстенсивного режимов, характеризующих геомеханическую обстановку орогенеза. Дезинтеграция обусловила повышенную объемную подвижность ранее консолидированных пород и возможность их выведения на верхние уровни коры. В результате постмагматической деструкции, которая привела к потере внутренней связности, резко понижена эффективная вязкость пород и, как следствие – тектоническое квазипластическое выжимание гранитов в верхние горизонты горного сооружения и формирование протрузивных структур (см. рис. 1.5.56), аналогично тому, как показано выше при описании объекта Кызык-Булак.

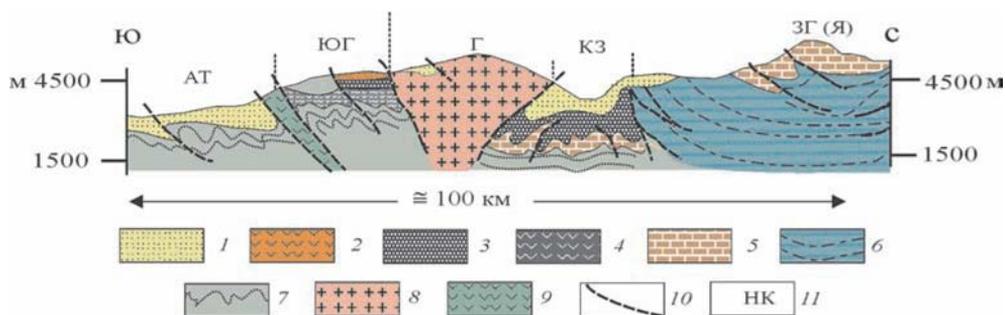
## Центрально-Гиссарский батолит

Центрально-Гиссарский гранитный батолит расположен в пределах палеозойского складчато-покровного сооружения Южного Тянь-Шаня и занимает значительный объем центральной части Гиссарского хребта (рис. 1.5.57). Гиссарский батолит представляет собой сложный многофазный гранитный плутон среднекаменноугольного-раннепермского возраста. Батолит имеет клиновидную, несколько асимметричную, утоняющуюся книзу форму, и его борты надвинуты к северу и к югу на осадочно-вулканогенные образования соседних тектонических зон. Надвиги, ограничивающие батолит, имеют наклон порядка  $40^{\circ}$ – $70^{\circ}$ , но иногда выположены до  $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$ . Породы гранитного массива и непосредственно соприкасающиеся с ними образования докембрия и палеозоя надвинуты на различные горизонты вплоть до неогена.

На размытой поверхности гранитного батолита и окружающих его сложноподислоцированных и частично метаморфизованных пород герцинского структурного этажа трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают отложения мезозоя и кайнозоя (нижний мел – неоген), которые представляют собой осадочный чехол эпипалеозойской платформы Южного Тянь-Шаня. Верхнемеловые и палеогеновые отложения, сохранившиеся в современной структуре района лишь в виде останцов, до тектонической активизации в новейшее время и общего воздымания образовывали достаточно единый платформенный чехол, залегающий на герцинском субстрате горизонтально. В настоящее время домеловая эрозионная поверхность деформирована конформно с вышележащими осадками мезозойско-кайнозойского возраста и образует систему синклинальных складок с пологими внешними и крутыми запрокинутыми внутренними крыльями, зачастую срезанными надвигами. На южном борту массива и Гиссарского хребта в целом запрокидывание происходит к югу, на северном борту – в северном направлении. Домезозойская поверхность выравнивания в пределах Южного Тянь-Шаня деформирована очень интенсивно, на что указывают круглые углы ее наклона, достигающие  $40^{\circ}$ – $70^{\circ}$ , а во многих местах фиксируется и запрокинутое ее положение [Лукина, 1971, 1973, 1977]. В целом современная форма гранитного массива реконструируется как сложно построенный купол с изогнутой в складки волнистой поверхностью, разбитой системой разломов, в том числе надвигового типа.

Все эти факты, наряду с интенсивным воздыманием массива в эпоху новейшей активизации (вершины Гиссарского хребта достигают высот порядка 5000 м), свидетельствуют об активном участии кристаллического массива в новейшем постплитном тектогенезе и его значительной внутренней подвижности, которая обеспечивает пликативные деформации его поверхности и перекрывающего эту поверхность платформенного чехла.

В настоящее время нет убедительных данных о каком-то едином механизме деформации массива – здесь вероятна совокупность различных механизмов [Леонов, 1990]. Но существует ряд наблюдений и фактов, проливающих свет по крайней мере на один из возможных механизмов, обеспечивающих



**Рис. 1.5.57.** Позиция Гиссарского батолита в структуре южного борта Южного Тянь-Шаня на меридиане  $68^{\circ} 30'$ .

1 – мезозойско-кайнозойские терригенно-карбонатные и молассовые грубообломочные отложения; 2 – пермь, кислые вулканиты; 3 – верхний палеозой, флишевые и молассоидные отложения; 4 – нижний и средний карбон, вулканогенные отложения; 5 – девон – средний карбон, карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения; 6 – ордовик-нижний силур, частично в фации зеленых сланцев; 7 – нижний-средний палеозой нерасчлененный; 8 – гранитоиды Гиссарского батолита; 9 – базит-ультрабазитовые комплексы; 10 – разломы; 11 – структурно-формационные зоны: АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южно-Гиссарская, Г – Центрально-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская)

подвижность пород кристаллического цоколя, которая в свою очередь позволяет деформироваться его поверхности и изменять свою форму путем пликативной деформации (естественно, в определенных пределах и объемах).

Значительную часть Гиссарского батолита составляют гранитоиды Североварзобского и Южноварзобского массивов. Одной из ярких структурных особенностей этих массивов является их чрезвычайно интенсивная раздробленность, на которую одним из первых обратил внимание М.М. Кухтиков с соавторами [Кухтиков, 1989; Кухтиков и др., 1988]. Изучив внутреннюю структуру ряда участков, авторы пришли к выводу, что эта раздробленность с элементами смещения разнотипных гранитоидов происходит не в пределах интрузивных гранитных массивов, а отвечает телам крупных олистостромовых образований и элювиальных толщ, залегающих на гранитоидах и иных породах палеозойского возраста. Авторы названных выше работ вполне убедительно показали олистостромовую природу ряда хаотических тел, но обоснованно, на наш взгляд, расширили рамки распространения этих образований и на хаотически раздробленную структуру собственно гранитных массивов. Не вдаваясь в полемику (она была бы неуместна в данной работе), рассмотрим приведенный М.М. Кухтиковым и его соавторами материал по строению сильно деструктурированных гранитов (с нашими дополнениями).

Прежде всего необходимо отметить, что авторы совершенно справедливо выделяют два типа брекчий. Первый тип характеризуется смешанным составом обломков, содержит отгорженцы осадочных пород и безусловно может быть отнесен к категории олистостромов (гравитационных или тектоно-гравитационных микститов). Второй тип брекчий – лучше в данном случае говорить о катаклазитах – представлен исключительно гранитным материалом с редкими включениями пород основного состава. Брекчии этого типа занима-

ют двоякую позицию в структуре района. Одна разновидность этого типа брекчий образует, по всей видимости, обвально-осадочные тела типа переотложенного элювия, как это и принято в цитированных работах.

Вторая же разновидность представляет собой неотъемлемую часть гранитных массивов и образует с ними единое целое. В частности, это касается раздробленных и катаклазированных гранитов Южногиссарского батолита в районе рек Такоб и Варзоб, где деструктурированный катаклазированный гранит контактирует с каменноугольными вулканитами основного состава.

Мощность выходов раздробленных гранитоидов достигает 1 км и более. Гранитный массив здесь раздроблен настолько интенсивно, что в зоне выветривания представляет собой, по существу, слабосцементированную гранитную дресву (что и привело М.М. Кухтикова к выводу об осадочной природе этих пород). «Дресва» состоит из отдельных кристаллов слагающих гранит минералов без какой-либо посторонней примеси. Зерна зачастую разбиты и катаклазированы. Кристаллы полевых шпатов разбиты на пластинки по плоскостям спайности. В зернах (кристаллах) наблюдается трещиноватость, волнистое погасание, они слегка удлинены и разлинзованы. В ряде мест породы приобретают сланцеватую текстуру за счет пластинчатого раскалывания кристаллов полевого шпата и чешуйчатого налегания их друг на друга. Отдельные объемы породы имеют порфиробластический облик, который ей придают линзовидные и слегка удлинённые фрагменты кристаллов полевого шпата. Нужно отметить, что большинство зерен, слагающих раздробленную основную массу, несет следы катаклаза и внутренней деформации.

Среди этого раздробленного и катаклазированного матрикса встречаются участки слабо катаклазированных или практически не затронутых деформацией пород. Такие участки имеют обычно неправильную округлую или слабо вытянутую овальную форму. Переход от матрикса к этим недеформированным участкам постепенный – он выражен в ослаблении степени раздробленности материала, так что во многих случаях провести границу между «включениями» и матриксом не представляется возможным. Но встречаются участки недеформированных пород, имеющих облик валунов и глыб, в том числе и остроугольной формы с резкими четкими границами. Таким образом, в деструктурированном матриксе, сложенном зернами минералов, как бы плавают отдельные блоки и глыбы достаточно монолитных пород гранитного состава. Набор минералов в матриксе полностью соответствует минеральному составу в ненарушенных гранитах. Кроме крупнокристаллических микроклиновых гранитов встречается и много включений, представленных мелкозернистыми, плотными аплитовидными гранитами, а также редкие единичные включения основных пород (диабазы) и розово-серых плотных порфиroidных гранитов. Размер включений колеблется в широких пределах от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Причем аплитовидные граниты и основные эффузивы образуют мелкие и более остроугольные включения. Крупные включения имеют тот же состав, что и матрикс.

Все приведенные данные свидетельствуют скорее о тектоническом, а не об осадочном происхождении гранитных брекчий описанного района, кото-

рые являются, по существу, катаклазитами. Наличие линзовидных очертаний минеральных зерен и округлость слабонарушенных гранитных блоков не являются убедительными признаками осадочного происхождения – окатанность может иметь происхождение и тектоническое. Такие округлые или абсолютно сферические гранитные «валуны» известны среди катаклазированных гранитов в Дзирульском массиве, на Тянь-Шане (долина р. Ханака), в других регионах. В данном случае более важным признаком является раздробленность массива в целом и катаклаз минеральных зерен, которые невозможно объяснить действием осадочных процессов. В пользу тектонического происхождения катаклазитов Южно-Варзобского плутона и других гранитных массивов Гиссарской зоны свидетельствует тождество составов матрикса и включений, а также наличие постепенных переходов между тектонизированными и нетектонизированными участками массива. Более того, образование элювия и переотложение брекчий в столь массовом объеме и столь значительной мощности (элювий мощностью до 1 км и более?!) невозможно само по себе – именно тектоническое дробление может привести к возникновению на макро- и микроуровнях огромных масс кластического материала. Аналогичная картина наблюдается и в пределах описанного выше Дзирульского массива. Наличие включений аплитовидных гранитов также легко объяснимо с позиций их тектонического происхождения, так как тело массива буквально пронизано жилами аплитов. При дроблении массива жильные образования будинируются, рвутся, дезинтегрируются, и отдельные их фрагменты, перемещаясь, тектонически окатываются и образуют как бы посторонние включения. Проявление этого процесса на стадии, когда еще не произошло полной (на зерновом уровне) дезинтеграции, прекрасно фиксируется на Дзирульском массиве и в других геоструктурах, описание которых было приведено в предыдущих разделах. Аналогичным образом формируются и редкие включения основного состава, которые являются фрагментами некогда единых дайковых и жильных тел.

### *Литература*

*Кухтиков М.М.* Позднепалеозойские олистохромы Южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 5. С. 25–33.

*Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.Н.* Древний элювий гранитоидного состава Каратегинского хребта // ДАН ТаджССР. 1988. Т. 31. № 5. С. 333–335.

*Леонов М.Г.* Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их формирования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 72–99.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Лукина Н.В.* О структурах деформированной поверхности фундамента юго-западного Гиссара // Геотектоника. 1971. № 2. С. 84–88.

*Лукина Н.В.* О деформации поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая // Геотектоника. 1973. № 2. С. 68–71.

Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 79 с.

Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Кирееenkova С.М., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Щербаков И.П. Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС, 2016. 102 с.

Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен–четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.

Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Je. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimate for the initiation of mountain building // Geol. Soc. America. 2001. V. 113. No 12. P. 1544–1959.

Shand S.J. The pseudotachelite of Parijs (Orange Free State) and its relation to «trap-shotten gneiss» and «flinty crush rock» // Quart. J. Soc. L. 1916. V. 72. P. 198–221.

## **ЧАСТЬ ВТОРАЯ**

### **ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ИНФРА- И МОРФОСТРУКТУРА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ**

Как можно видеть из приведенного в предыдущих разделах регионального материала, тектоническая инфраструктура и морфоструктура гранитных массивов, сформированная на постмагматической стадии их существования, и взаимоотношение гранитов с окружающими комплексами обнаруживают значительное сходство в разных регионах – и это позволяет сделать некоторые обобщения, касающиеся их внутреннего строения, морфологии и механизмов постмагматического структурирования и экзумации.

#### *Глава 2.1.*

#### **Морфоструктура гранитных массивов**

Изучение морфологии поверхности фундамента континентов – актуальное направление геологической науки. По-видимому, одним из первых на эту сторону морфотектогенеза обратил внимание профессор Натальского университета (ЮАР) Лестер Чарльз Кинг, который в фундаментальном труде «Морфология Земли» [Кинг, 1967] объяснил формирование современного рельефа материков объемной деформацией кристаллического фундамента и ввел понятие «киматогенез» – «образование вздутий». При этом Л. Кинг рассматривал фундамент как единую однородную массу кристаллических пород, не разделяя их по составу и строению. Однако, учитывая, что значительную часть объема консолидированной коры (в некоторых регионах до 50–80%) слагают породы гранитного ряда, можно полагать, что именно граниты во многом определяют реологию и структуру фундамента, а, следовательно, и морфологический облик его поверхности [Ажгирей, 1966; Бероуш, 1991; Леонов, 2008; Турутанов, 2014; Фуз, 1976; Pitcher, 1975; др.], в том числе и на тех территориях, где гранитный фундамент выходит на дневную поверхность и участвует в формировании современного рельефа.

Граниты зачастую выведены в верхние горизонты коры через значительный промежуток времени после их кристаллизации и остывания. Изучение форм постмагматической тектоники гранитов, т. е. морфоструктур, возникших после остывания гранитных тел и их вхождения в состав фундамента, имеет принципиальное значение для расшифровки постмагматической тектоники не только гранитов, но и консолидированной коры в целом, а также для понимания протекания процессов морфотектогенеза.

Из рассмотренного регионального материала следует, что гранитные массивы участвуют в формировании трех основных типов морфоструктур.

*Первый тип* – это площадные поля, практически целиком, или в значительной степени, сложенные гранитами. Рельеф таких полей весьма разнообразен: от плоских или слабовсхолмленных равнин до резко расчлененного высокогорья. Примером таких ансамблей могут служить территории Северного Тянь-Шаня и Западного Забайкалья.

*Второй тип* – это гранитные массивы, приуроченные к линейным зонам концентрированной деформации. Массивы этого типа обычно имеют размер от сотен метров до первых километров и линзовидную или эллипсоидальную форму. К этому типу относятся, например, массивы Дзурамтай и Танын в Южной Монголии, Кумсинский массив в Карелии.

*Третий тип* – так называемые гранитные островные горы, представляющие собой отдельные изолированные массивы гранитов типа горы Шерловой в Восточном Забайкалье, гранитных массивов Казахстана [Сваричевская, Скублова, 1975], серия гранитных гор в пределах Иссык-Кульской впадины на Северном Тянь-Шане.

Выделение морфоструктурных типов достаточно условно: они могут встречаться совместно в пределах одного региона в различных комбинациях, накладываясь друг на друга – и их выделение, скорее, дань привычке геологов классифицировать наблюдаемые явления и факты, чем насущная необходимость. Тем не менее, типизация морфоструктур отражает некие существенные особенности формирования рельефа Земли, связанные с механическим поведением определенного породного сообщества – гранитов.

Морфоструктура гранитов Северного Тянь-Шаня. Рассмотрим некоторые аспекты морфотектогенеза гранитов на примере Северного Тянь-Шаня, где граниты слагают огромные объемы (*Глава 1.5*). В пределах этого региона выделяются две провинции (см. рис. 1.5.2): в северной широко развиты осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы при подчинённой роли гранитов, в южной главное место занимают гранитоиды, слагающие до 80 % объема фундамента и около половины поверхности территории.

В районах площадного распространения гранитоидов главной структурной поверхностью, которая позволяет расшифровывать морфоструктуру региона – и Тянь-Шань здесь не исключение, является доорогенная поверхность выравнивания. На Тянь-Шане она бронируется отложениями коктурпаксой свиты верхнего мела – эоцена и отделяет фундамент от кайнозойского чехла [Миколайчук и др., 2003]. Архитектурный облик территории, который вырисовывается из анализа этой поверхности, представляет собой совокупность обширных сопряженных антиклинальных и синклинальных перегибов первого порядка, чередующихся в поперечном сечении орогена (см. рис. 1.5.4). Э. Арган обозначил их как «мегаскладки основания», Г. Штилле назвал «складками большого радиуса кривизны». В пределах южной провинции Северного Тянь-Шаня антиклиналям соответствуют горные хребты, сложенные главным образом палеозойскими гранитами, синклиналиям – внутригорные впадины, выполненные осадочными отложениями мезозоя и кайнозоя. В плане эти морфоструктуры имеют линзовидную или овальную форму и отчетливую двухскатность вершинной поверхности [Уфимцев и др., 2009]. Раз-

мер мегантиклиналей и мегасинклиналей соизмерим и составляет в максимальных сечениях от 10–50 км в поперечнике и 30–200 км в длину. Размах рельефа от днища впадин до вершин поднятий составляет от 4 до 8 километров.

Граниты слагают морфоструктуры разного порядка. К морфоструктурам первого порядка относятся массивы, занимающие большую часть объема горных хребтов: Терской-Алатоо, Сусамырского, Джумгальского и др., которые в современной морфоструктуре соответствуют антиклинальным мегаскладкам основания [Костенко, 1972; Макаров, 1977; Уфимцев, 2009; Чедия, 1986; Шульц, 1979].

К провинции, максимально насыщенной гранитами, приурочен пояс крупных внутригорных впадин (Сусамырская, Джумгальская, Иссык-Кульская, Кочкорская и др.), из чего следует, что имеется некая зависимость между составом пород (граниты) и морфоструктурным выражением тектонических процессов и что граниты обладают реологией, допускающей объемное перераспределение горных масс.

Зоны сопряжения поднятий фундамента и впадин представлены различно. Они могут быть выражены пологими склонами, или крутыми флексурами с размахом вертикальных движений во многие километры. Флексуры осложнены разломами: взбросо-надвигами, взбросо-сдвигами и сдвигами, редко надвигами. Разрывные дислокации проявляются не повсеместно и бывают сосредоточены в широкой зоне диффузного сдвига [Миколайчук и др., 2003]. Разломы обычно расположены под острым углом по отношению к генеральному простиранию флексур и переходят из зоны флексуры в поле развития фундамента (поднятия) и чехла (впадины). На отдельных участках возникают козырьковые надвиги и «наплывы» фундамента на отложения впадин, но масштабные шарьяжно-надвиговые перекрытия осадочного чехла породами фундамента нигде достоверно не подтверждены. Участки разломного сопряжения чередуются с участками плавного перегиба. На отдельных участках контакты пологие и отложения чехла залегают на породах фундамента стратиграфически. В соответствии с характером контактов, впадины и поднятия могут быть симметричными или асимметричными. При ограничении разломами с двух сторон поднятия приобретают форму широкого клина, а впадины – рампа.

Рассматривая сопряжения отрицательных и положительных морфоструктур в региональном масштабе, многие исследователи приходят к выводу, что сопряжения происходят без разрыва сплошности, и мегаскладки по сути своей являются структурами пликативными [Бачманов и др., 2008; Горячев, 1959; Костенко, 1972; Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Макаров, 1977; Миколайчук и др., 2003; Садыбакасов, 1972; Уфимцев и др., 2009; Чедия, 1986; Шульц, 1979], что подтверждается и нашими наблюдениями. Разломы относятся к структурам наиболее молодым и производным от складчатых, и они лишь осложняют пликативную деформацию, свойственную описываемому участку, что характерно и для других районов Тянь-Шаня [Босов, 1972; Леонов, 1996]. Поскольку на значительной площади доорогенного пенеэпена Северного Тянь-Шаня фундамент сложен гранитами, то очевидно, что граниты также деформированы пластически.

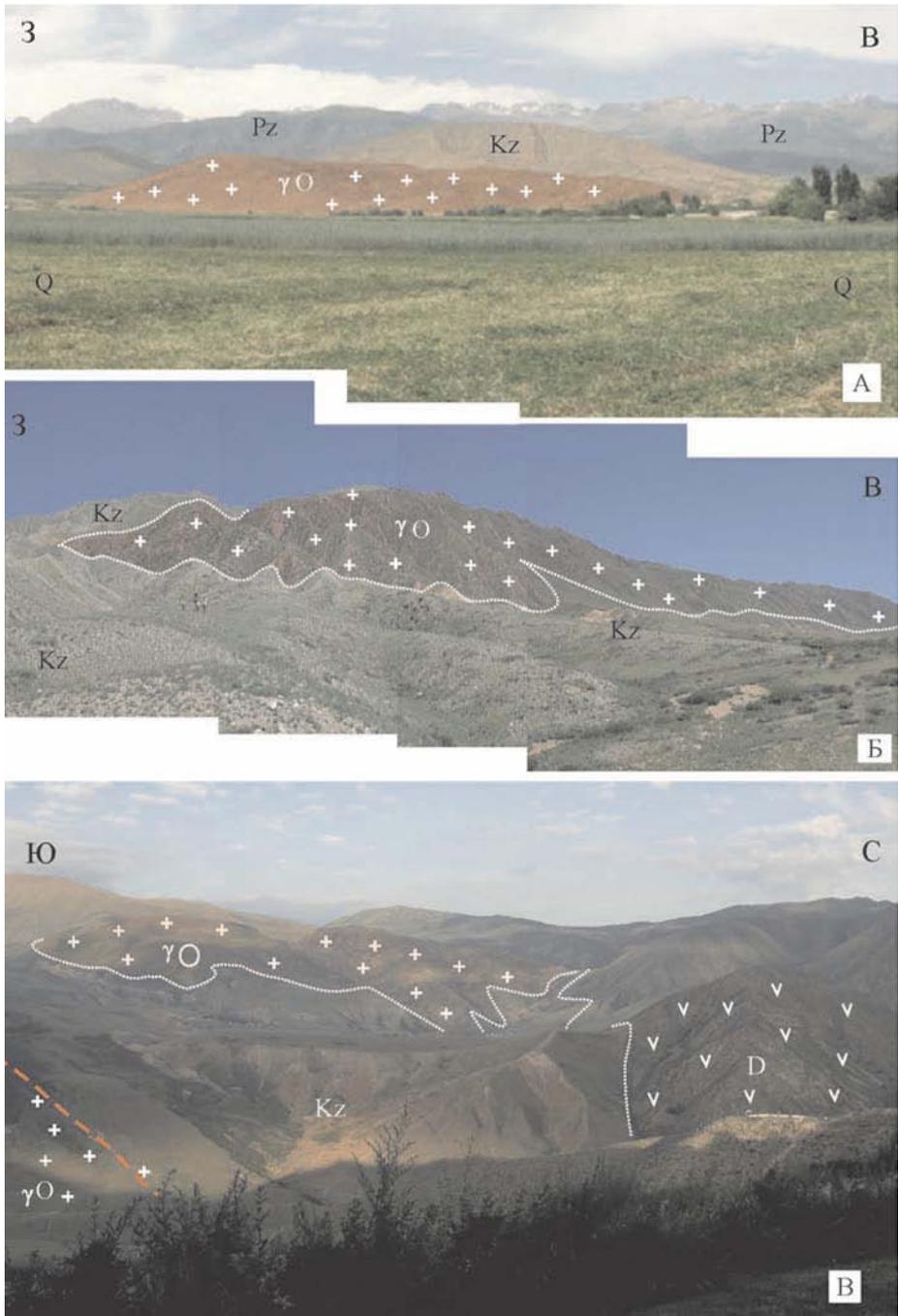
К положительным морфоструктурам второго порядка, в строении которых участвуют граниты, относятся «островные» купола-антиклинали, расположенные в пределах крупных внутригорных впадин (массивы Чункурчак, Кызыл-Чоку, Пришиб и др.) (рис. 2.1.1). Они имеют форму овалов и линз субширотного простирания протяженностью 1–7 км при соотношениях осей 1:1,5–1:10, вытянутых в общем тянь-шаньском субширотном направлении. Гранитные массивы доминируют в рельефе, возвышаясь в виде куполов на фоне полого залегающих отложений чехла, наклон которых становится круче лишь при приближении к гранитному ядру (см. рис. 1.5.13, 1.5.15). В поперечном разрезе купола, как правило, асимметричны. Наклоны в пологом крыле составляют  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ , в крутом  $25^{\circ}$ – $45^{\circ}$ , редко до  $60^{\circ}$ , но наблюдаются и крутые наклоны поверхности фундамента вплоть до запрокинутого залегания [Леонов, 2008; Лукина, 1973; Миколайчук и др., 2003; Садыбакасов, 1972]. На пологих склонах отложения чехла залегают на гранитах стратиграфически, с корой выветривания в основании и обычно не деформированы. Крутые контакты в большинстве случаев представлены флексурными перегибами в сочетании с тектоническими срывами, разломами ограниченной амплитуды и зонами повышенной тектонизации, которая захватывает и граниты, и прилегающие осадочные отложения. Граничные разломы (обычно взбросо-сдвиги или сдвиги), в случае их наличия, либо отклоняются от контакта и переходят в тело массива и (или) осадочного чехла, либо затухают по простиранию. Наблюдаются малоамплитудные козырьковые надвиги гранитов на отложения чехла, осложняющие разломы со взбросо-сдвиговой кинематикой.

К морфоструктурам с гранитными ядрами третьего порядка относятся протрузивные тела (от десятков и сотен метров до 1–2 км в поперечнике), которые либо образуют самостоятельные массивы, приуроченные к линейным зонам концентрированной деформации (Кызыл-Булак, см. рис. 1.5.18), либо осложняют строение более крупных массивов, как, например, Сусамырского (см. рис. 1.5.56). Формирование этих структур связано с выведением гранитов на дневную поверхность с глубин в несколько сотен метров и даже первых километров.

Таким образом, морфоструктуры Северного Тянь-Шаня разных масштабных уровней отражают преимущественно объемную реидную деформацию горных масс фундамента. При этом положительные морфоструктуры с гранитным ядром являются геоморфологическими аномалиями, так как раздробленные и превращенные в рыхлую дезинтегрированную массу породы, податливые размыву и выветриванию, образуют наиболее возвышенные участки рельефа, что возможно лишь при механическом нагнетании вещества.

Появление гранитных протрузий свидетельствует о значительной объемной подвижности этой категории горных пород, и амплитуда вертикального воздымания гранитных масс относительно днища впадин составляет 8–9 км, а с учетом их денудации не менее 10–12 км.

Несколько слов о геодинамической обстановке формирования структурного рельефа Северного Тянь-Шаня. Природа рельефа фундамента – совокупности сопряженных антиклинальных и синклинальных перегибов – рассмат-



**Рис. 2.1.1.** Купольные структуры, образованные палеозойскими гранитами в пределах мезозойско-кайнозойских межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. А – безымянный массив (северный борт Иссyk-Кульской впадины, пос. Бостери); Б – массив Кызыл-Чоку (южный борт Иссyk-Кульской впадины); В – массив Чункурчак (северный борт Киргизского хребта, междуречье Аламедин – Ала-Арча)

ривается обычно в контексте приоритета вертикальных или горизонтальных тектонических сил. В приложении к Тянь-Шаню предлагались глыбовая [Герасимов, 1955; Кнауф, 1966] и сводово-глыбовая [Синицин, 1960] модели, им противопоставлялись рифтовая модель [Попов и др., 1978] и представления о складчатом характере новейших деформаций, обусловленных тангенциальным сжатием [Шульц, 1979]. В настоящее время весь эпиплатформенный орогенез Средней и Центральной Азии обычно связывается с конвергенцией Индийской и Азиатской плит [Буслов и др., 2008], но мнение это неоднозначно [Леонов и др., 2017б]. В.С. Буртман [Буртман, 2012] использует модель, суть которой в том, что каждому относительно самостоятельному домену (Тибет, Тарим, Тянь-Шань и пр.) соответствует своя конвективная ячейка или сочетание двух ячеек. В этом варианте Тянь-Шань попадает на новейшем этапе в обстановку двухстороннего сжатия. Модель эта, безусловно, прогрессивна, но и она исходит из постулата, что первопричиной новейшего «азиатского» тектогенеза является давление Индостана и общее значительное поперечное сокращение пространства.

Работами В.Г. Трифонова с коллегами показано [Трифонов и др., 2008], что значение горизонтального сжатия в кайнозойской и новейшей структуре Тянь-Шаня завышено, и ведущую роль в формировании контрастного орогенного рельефа играют вертикальные движения, что подтверждает мнение М.Г. Леонова [Леонов, 1996, 2005] об отсутствии значительного внешнего по отношению к впадинам сокращения в Гиссаро-Алайской горной области Южного Тянь-Шаня.

Оценка геодинамических условий формирования структурного рельефа Северного Тянь-Шаня, основанная на данных кинематического анализа и результатах детального структурно-геологического картирования ключевых участков в пределах кайнозойских впадин Северного и Срединного Тянь-Шаня и их палеозойского обрамления и дополненная данными тектонофизического эксперимента, проведена в специальной работе [Морозов и др., 2014]. Авторы этой работы приводят структурно-геологические, кинематические и экспериментальные данные для Северного и Срединного Тянь-Шаня, свидетельствующие о существенной роли в формировании и развитии внутригорных впадин и обрамляющих поднятий сдвиговых перемещений.

Ромбовидную форма многих кайнозойских впадин и горных поднятий Северного и Срединного Тянь-Шаня вместе с криволинейными, S-образными в плане, очертаниями граничных разрывов указывает на пулл-апартовую природу впадин и пуш-апартовую – поднятий. Выделяется два этапа становления рельефа фундамента с различными геомеханическими обстановками. Развитие впадин в позднем олигоцене, миоцене и раннем плиоцене происходило по типу пулл-апартов в условиях левосдвиговой трансенсии. В позднем плиоцене и квартере происходит смена обстановки на правостороннюю транспрессию. Но в любом варианте существенным фактором является сдвиговое объемное течение горных масс, в том числе гранитов.

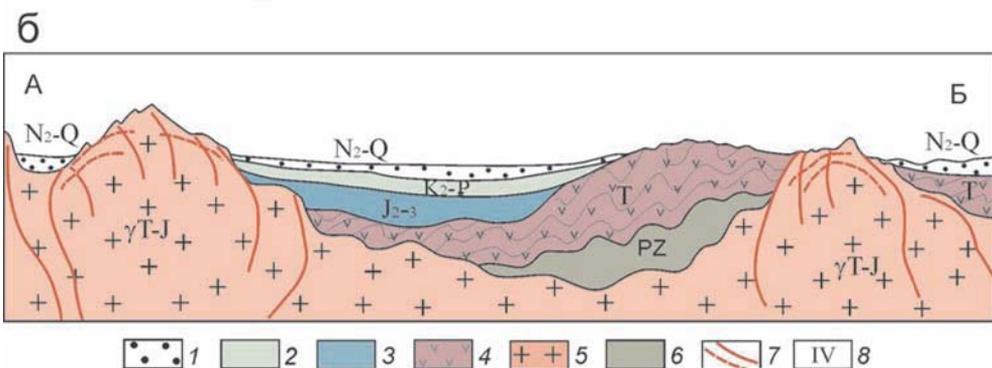
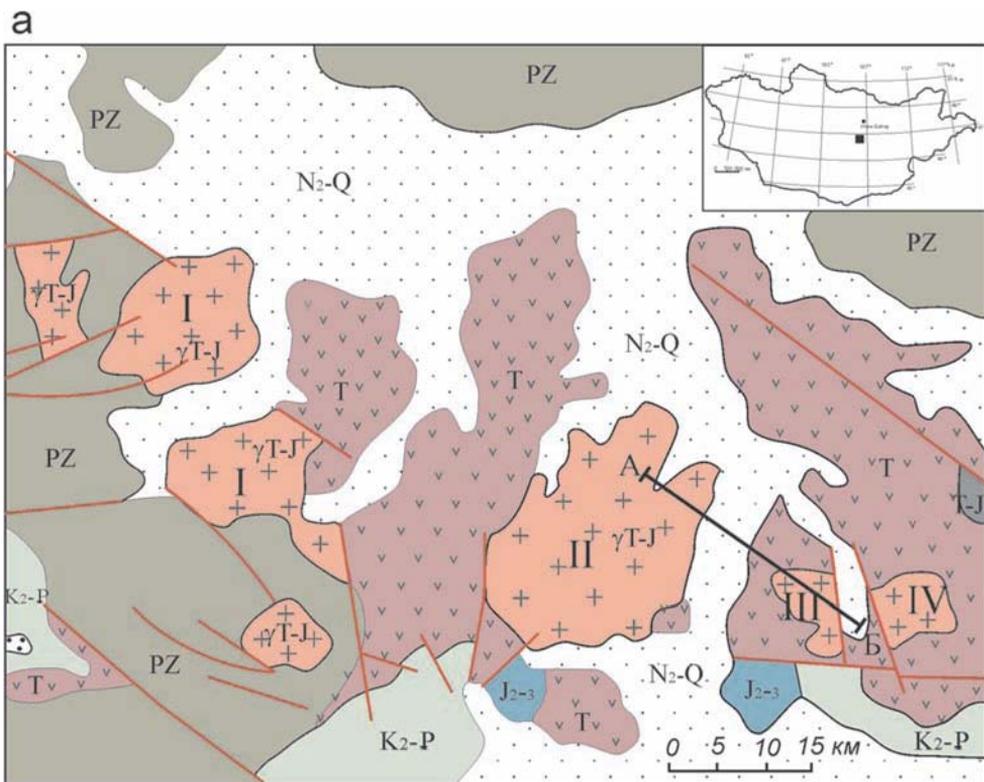
Таким образом, региональная морфоструктура Северного Тянь-Шаня отражает преимущественно объемную реидную деформацию горных масс фун-

дамента. При этом положительные морфоструктуры с гранитным ядром макроуровня являются геоморфологическими аномалиями, так как раздробленные и превращенные в рыхлую дезинтегрированную массу породы, податливые размыву и выветриванию, образуют наиболее возвышенные участки рельефа, что возможно лишь при механическом нагнетании вещества. Появление гранитных протрузий свидетельствует о значительной объемной подвижности этой категории горных пород, и амплитуда вертикального воздымания гранитных масс относительно днища впадин составляет 8–9 км, а с учетом их денудации не менее 10–12 км.

«Островные горы». Особую категорию морфоструктур, которые сформированы при участии гранитов, составляют так называемые «островные» горы, образующие доминантные формы рельефа [Леонов и др., 2017а; Сваричевская, Скублова, 1975]: изолированные возвышенности (холмы, увалы, горы, кряжи) на относительно выровненных пространствах платформ, плит и внутригорных впадин (см. рис. 2.1.1). В ряде случаев гранитные «острова» образуют «архипелаги», состоящие из нескольких массивов, разделенных пологими пространствами. Эта категория гранитных массивов имеет широкое распространение и представляет собой геоморфологические аномалии. К этому типу относятся массивы Кызыл-Чоку, Пришиб, Кызыл-Булак, расположенные в пределах Иссык-Кульской впадины (*Глава 1.5.1*) (см. рис. 2.1.1), массив горы Шерловой и Тугнуйский «горст» в Забайкалье (*Глава 1.3*) (см. рис. 1.3.2.2), Кумсинский купол в Карелии (*Глава 1.2*), массив Таньин в Гобийском Алтае (*Глава 1.4*) (см. рис. 1.4.16). Характеристика основных черт строения и морфологии островных гор перечисленных регионов приведена ранее.

Дополнительную информацию относительно особенностей постмагматической тектоники гранитов дают гранитные островные горы Монголии, в частности, Их-Хайрханская и Керуленская группа массивов Центральной Монголии, частично описанные в [Леонов и др., 2017а].

В пределах Южно-Хэнтэйского краевого поднятия Центральной Монголии [Геология..., 1977; Редкометальные..., 1971] существует так называемая Их-Хайрханская группа массивов позднеюрских биотитовых гранитов, гранодиоритов и кварцевых сиенитов, которые, совместно со складчатой толщей триасовых метавулканитов основного–среднего состава, образуют выступ киммерийского фундамента (рис. 2.1.2, 2.1.3). Крупные массивы имеют размер 10–15 км в поперечнике, образуют увалистые горные кряжи с высотными отметками до 1900 м и превышениями относительно окружающих равнин до 300–400 м и доминируют над общим полого всхолмленным равнинным рельефом, формируемым триасовыми вулканитами. Гранитные выступы в плане образуют овалы, и как бы «не умещаются» внутри линейно вытянутых горстовых морфоструктур фундамента и образуют наиболее высокие горы. В поперечном сечении они представляют собой или купола, что характерно для крупных массивов, или островерхие конические горы, что более свойственно небольшим выступам гранитов, которые наиболее контрастно выражены в рельефе, возвышаясь над равниной на 100 и более метров. Так, например, пик Бага-Хайрханского гранитного массива заметно выше холмов,



**Рис. 2.1.2.** Схема расположения гранитных массивов Их-Харханской группы в структуре Южно-Хэнтэйского краевого поднятия в Центральной Монголии [Геология..., 1977] (а) и принципиальный профиль (б).

1 – плиоцен-четвертичные песчано-галечные отложения; 2 – палеоген-позднемиоценовые песчаные отложения; 3 – глинисто-углищносные отложения средне-позднеюрские; 4 – триасовые вулканиты; 5 – юрско-триасовые лейкограниты; 6 – палеозойские сланцы; 7 – основные разломы; 8 – название гранитных массивов: I – Убур-унжул, II – Ихэ-Хайрхан, III – Бага-Хайрхан, IV – Майхэн-худук

сложенных более прочными вмещающими породами – метавулканитами триасового возраста (рис. 2.1.4). Массивы в ряде случаев обрамлены коль-



**Рис. 2.1.3.** Космоснимок района расположения массивов Их-Хархан и Бага-Хайрхан (объяснения в тексте)

цевыми депрессиями с приуроченными к ним руслами водотоков, что свидетельствует об их активном воздымании в настоящее время.

Морфоструктура и отдельность небольших изолированных массивов и выступов определяется дугообразными субвертикальными мегатрещинами, формирующими в плане ячеистые веретенообразные тела с субвертикальным или слабо наклонным положением длинной оси (см. рис. 2.1.2, рис. 2.1.5). Диаметр «веретен» 30–100 м, реконструированная длина – от многих десятков до сотен метров. Эти тела возникли в результате тектонической дезинтеграции и гидротермальной проработки гранитов: зоны повышенной трещиноватости и катаклаза, очерчивающие «веретена», насыщены карбонатными, железо-окисными и кварцевыми прожилками. Наложённая минерализация повышает устойчивость пород к выветриванию, и внутренние части ячеек оказываются окружены оболочкой более прочных пород. Возникают «структурные аномалии»: интенсивно дезинтегрированные породы оболочки ячеек (катаклазиты и брекчии) оказываются более устойчивыми к выветриванию, чем менее раздробленные граниты внутренних частей. Реконструкция трещинных систем показывает, что гранитные массивы, образующие доминантные формы рельефа, зачастую состоят из системы веретенообразных объёмов (см. рис. 1.4.3) и могут иметь подобную форму и в целом (см. рис. 2.1.2).

По краям массива расположены плоские площадки (террасы), наклоненные от центра массива под углом до 40°. Парагенез трещинной тектоники, инфраструктурных форм и наклонных площадок свидетельствуют о перманентном и дифференцированном воздымании массивов.

Большие купола (например, Их-Хайрхан) обычно разбиты взаимопересекающимися субвертикальными и пологими трещинами. Проявленные совместно или автономно они определяют разнообразие отдельности и форм рельефа, формируя блочную и пластинчатую отдельности. Последняя выражена в



**Рис. 2.1.4.** Массив Бага-Хайрхан. Вверху – перспективный вид с юго-запада (спутниковое изображение Google); внизу – перспектива, отражающая резкое доминирование гранитного массива в рельефе

виде параллельных плит, имеющих либо субвертикальное (рис. 2.1.6), либо полого наклонное залегание (рис. 2.1.7). Пологая трещиноватость хорошо выдержана по ориентировке и в целом повторяет куполовидную форму кровли гранитного массива, следуя изгибам поверхности рельефа (рис. 2.1.8, рис. 2.1.9), что позволяет считать эти два явления генетически связанными. По периферии массивов наблюдаются своеобразные морфологические формы в виде остроконечных пиков и гряд, подобные тем, что характерны для небольших изолированных массивов (Бага-Хайрхан, Майхэн-Худук и др.).

Одним из наиболее крупных (~1000 км<sup>2</sup>) мезозойских гранитных массивов Монголии является массив Баян-Ула с возрастом пород Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>. Он расположен



**Рис. 2.1.5.** Овоидно-линзовидные (веретенообразные) структуры и наклонные поверхности педиментов на периферии массива Бага-Хайрхан



**Рис. 2.1.6.** Их-Хайрханский массив, ЮВ бортовая зона. Вертикальная линзовидно-плитчатая отдельность

в пределах верхнепермско-триасовой Ценхиргольской мульды, образуя в ее центральной части овалный купол (рис. 2.1.10, рис. 2.1.11). По данным [Редкометальные..., 1971] массив Баян-Ула имеет лополитообразную форму.



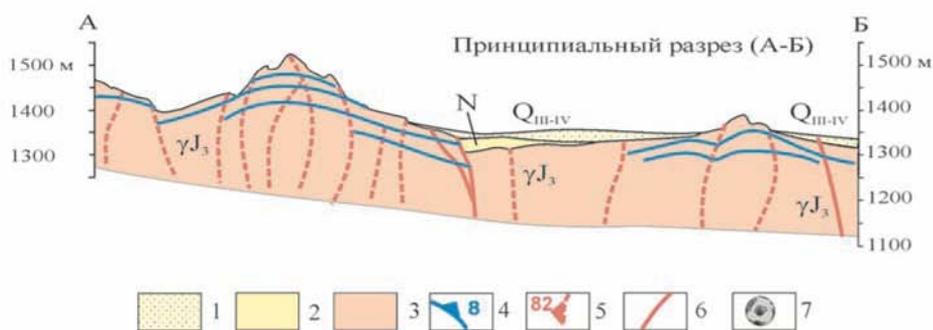
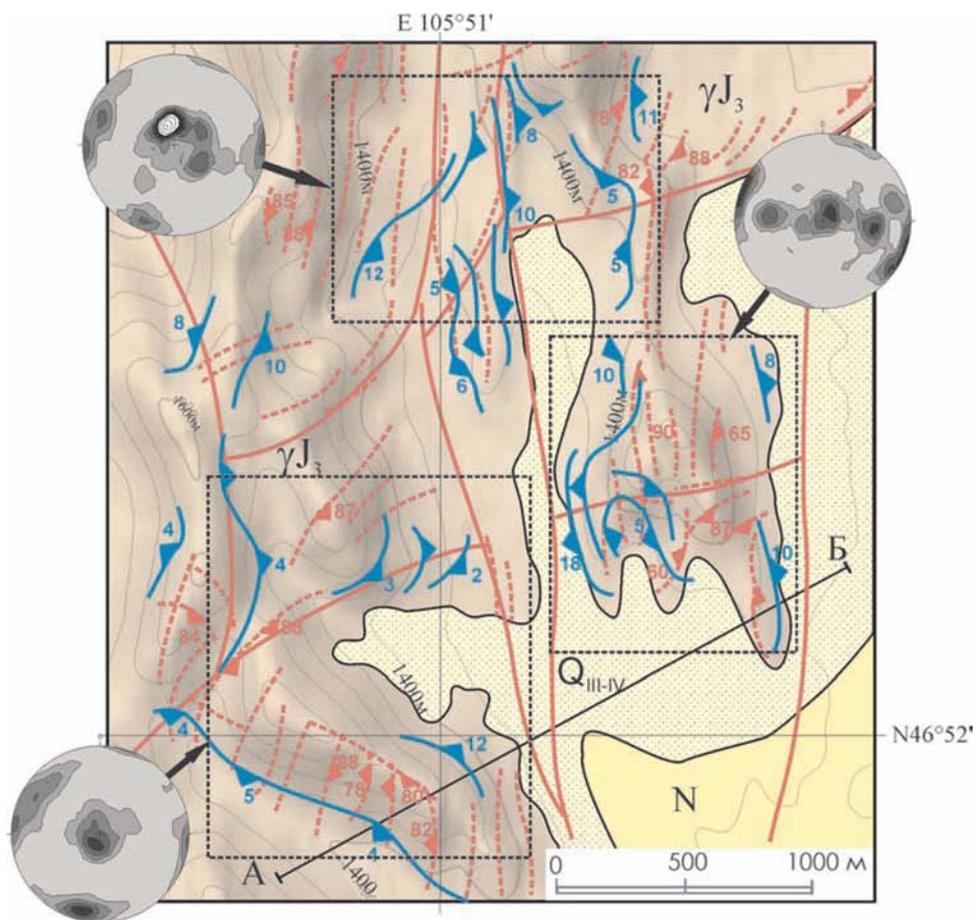
**Рис. 2.1.7.** Их-Хайрханский массив. Посклоновая отдельность



**Рис. 2.1.8.** Их-Хайрханский массив, центральная часть. Посклоновая отдельность меняет ориентировку на перегибе водораздельного гребня

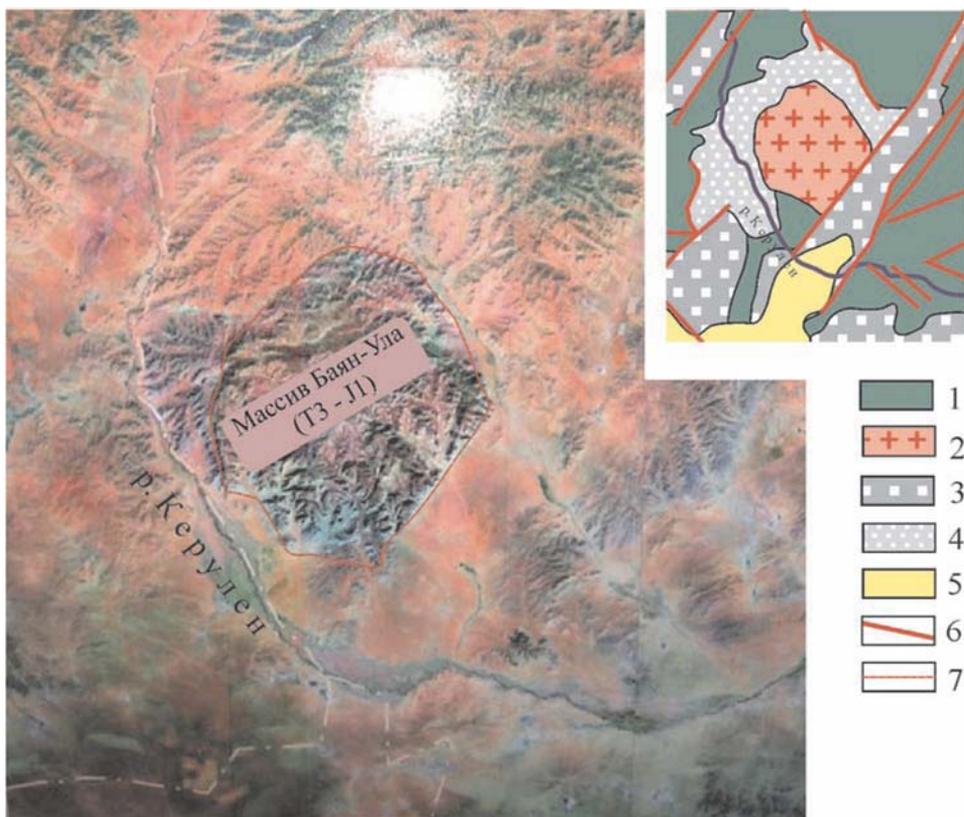
С юго-востока Ценхиргольская мульда вместе с прорывающим её гранитным массивом срезаны крупным разломом СВВ простирания, по которому верхнепермские отложения и граниты надвинуты на Mz-Kz отложения Нилгинской впадины.

Структура массива имеет много общего со структурой описанных выше массивов Их-Хайрханской группы. В породах массива широко развита отдельность типа слайс-структур (структур нарезки) (см. рис. 2.1.11, рис. 2.1.12), которые имеют закономерное расположение.



**Рис. 2.1.9.** Соотношение крутопадающих и пологих (посклоновых) систем трещиноватости в юго-восточной части Их-Хайрханского массива.

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – граниты, плагิโอграниты; 4 – пологая (посклоновая) трещиноватость; 5 – крутопадающая трещиноватость (цифрами указаны углы падения); 6 – разломы; 7 – стереопроекции плотностей полюсов трещин (верхняя полу-сфера; границы участков замеров обозначены прямоугольниками)

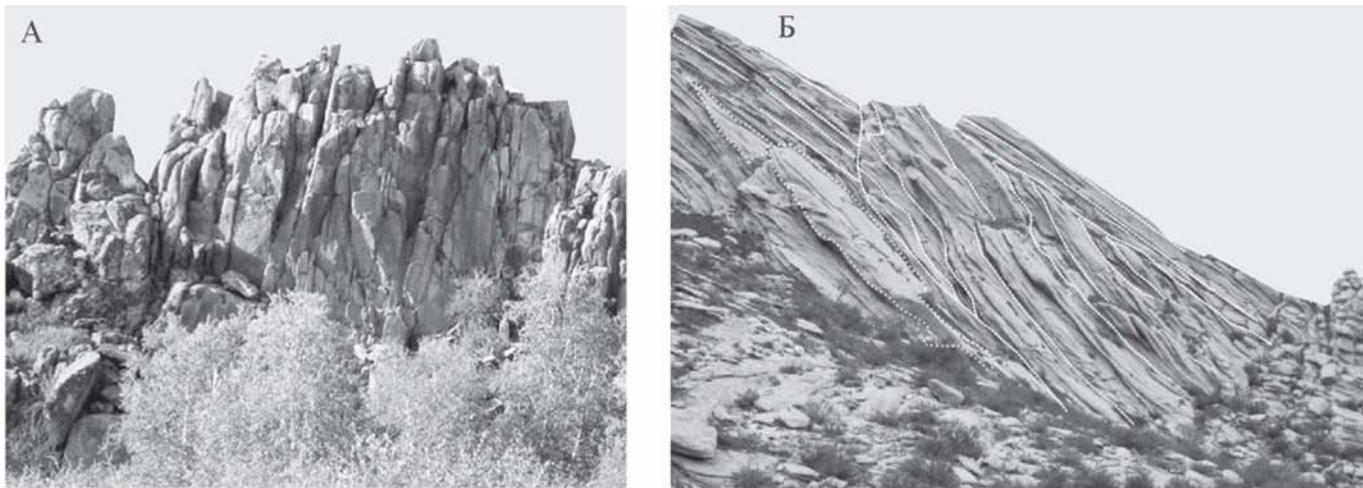


**Рис. 2.1.10.** Гранитный массив Баян-Ула: космоснимок и положение в структуре региона.

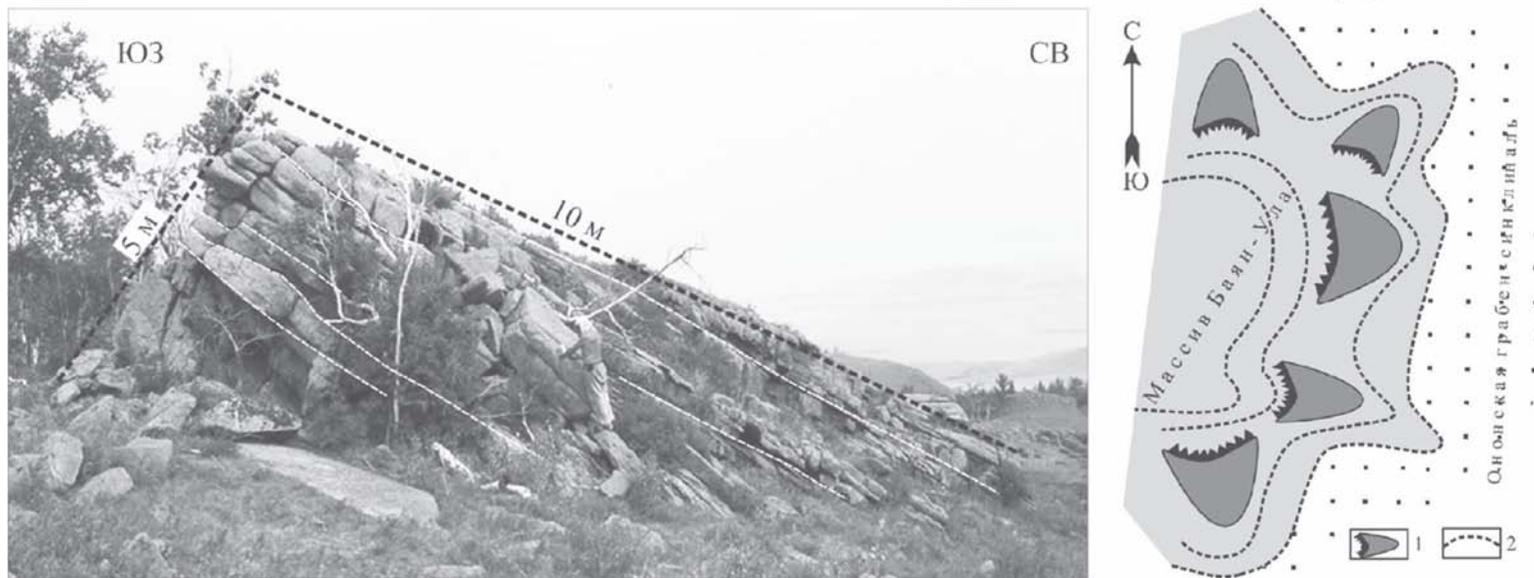
1 – неоген-четвертичные базальты; 2 – меловые вулканы; 3 – среднепермская моласса; 4 – нерасчлененные поздне триасовые и раннеюрские щелочные граниты и граносиениты; 5 – средне-позднекаменноугольные граниты; 6 – разломы; 7 – контуры гранитного массива на космическом снимке

В апикальной зоне купола слайс-структуры ориентированы преимущественно субвертикально или круто; на склонах – они ориентированы по падению склонов и повторяют контуры рельефа. В центральной части массива расположены также плитообразные «гривки – слайды» с отвесными стенами и вертикальной отдельностью, выжатые вверх из общего пакета слайс-структур на 10–20 м. На поверхностях слайдов отчетливо видны трещины и борозды отрыва. Наблюдается встречное падение «под массив» отдельностей на противоположных склонах массива, т. е. веерное выдвигание пластин-слайдов от центральной части массива к его крайним частям.

Одной из характерных черт массива является наличие в его крайних частях своеобразных морфоструктур – эскарпов (рис. 2.1.13), сходных по внешнему облику со структурами массива Бага-Хайрахан. Короткие крутые склоны эскарпов обращены к центру массива, пологие длинные – в сторону окружающих долин. Углы наклона пологого склона эскарпов  $10^{\circ}$ – $40^{\circ}$ , крутого от  $40^{\circ}$  до  $70^{\circ}$ .



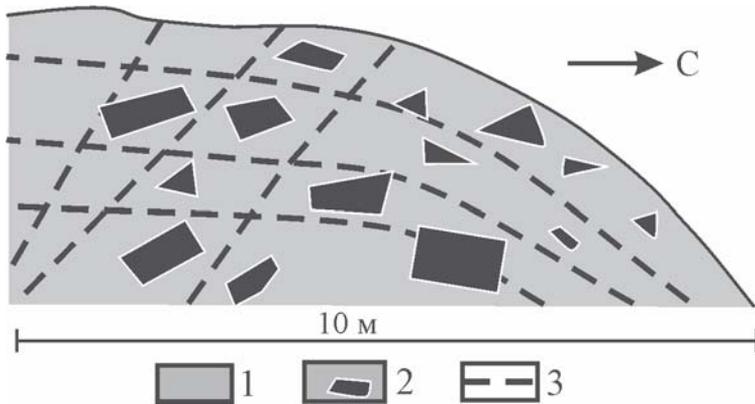
**Рис. 2.1.11.** Слайс-структуры в массиве Баян-Ула: А – субвертикальные в апикальной части массива; Б – «посклоновые» на его бортах



**Рис. 2.1.12.** Массив Баян-Ула. Слева: структурный эскарп; справа: расположение эскарпов по периферии гранитного купола: 1 – эскарпы; 2 – горизонталы. Фото и интерпретация А.В. Никитина [Леонов и др., 2017а]



**Рис. 2.1.13.** Дифференциальное смещение фрагментов даек в теле гранитного массива Баян-Ула, отражающее реидную деформацию гранитного субстрата



**Рис. 2.1.14.** Дифференциальное смещение фрагментов даек в теле гранитного массива Баян-Ула.

1 – граниты; 2 – фрагменты базальтовых даек; 3 – разрывно-трещинная система

Тела эскарпов пронизаны двумя системами трещин. Одна субпараллельна поверхности длинного крыла морфоструктуры, вторая конформна положению короткого крыла. Такая закономерность характерна для большей части массива.

Эскарпы расположены практически по всей окружности купола и приурочены главным образом к его склонам, располагаясь в виде веера. При этом эскарпы образуют парагенез с языками гранитов, выдвинутыми вглубь окружающих впадин. Такое расположение указывает на центробежное «накаты-

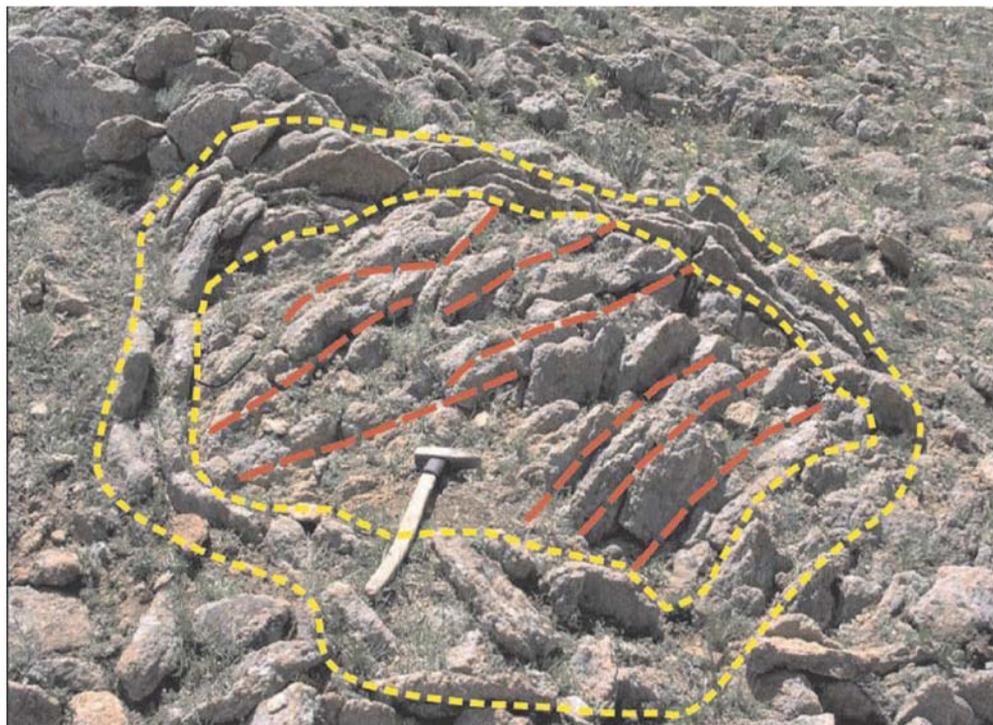
ваение» или «наплыв» гранитных масс от центра к периферии массива. Следует отметить и ещё одну важную особенность массива Баян-Улан, а именно объемное катакластическое течение дезинтегрированных пород, которое фиксируется благодаря относительным смещениям и вращением фрагментов дайковых тел (рис. 2.1.13, 2.1.14), а также своеобразным структурным формам типа черепицы и шарообразных образований (рис. 2.1.15).

Изложенный материал и анализ литературных данных (библ. в [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2014]) показывают, что граниты после вхождения их в состав консолидированной коры не становятся пассивными ее составляющими, а выдвигаются в верхние горизонты коры и образуют разобщенные в пространстве (например, массивы Северного Тянь-Шаня и Забайкалья) или образующие «архипелаги» (например, массивы Хайрханской группы в Монголии) гранитные купола, часто в окружении более устойчивых к выветриванию комплексов и представляющие собой морфологические аномалии. Геологические и геоморфологические наблюдения свидетельствуют, что подъем происходил импульсно и продолжается на неотектоническом этапе, опережая денудационные процессы. Амплитуда вертикального выдвигания гранитов при этом может достигать, по разным оценкам, от 1–5 до 10–12 км.

В смысле образования купольных структур интересную информацию дает район западного крыла Северо-Американской платформы. Данные по геологии, глубинному строению и геодинамике этой территории содержатся в многочисленных публикациях [Бероуш, 1991; Ирдли, 1954; Кинг, 1967; Кордильеры..., 1967; Кропоткин и др., 1971; Фуз, 1976; и др.], на основании которых и будет дано описание интересующих нас структур.

Западная часть Североамериканской докембрийской платформы, охватывающая район плато Колорадо и Средних Скалистых гор, представляет собой мощную горную страну с высотами 1500–4500 м над уровнем моря, сформированную интенсивно дислоцированными породами фундамента и осадочного чехла. Западная граница деформированной области совпадает с так называемой линией Уосатч, которая отделяет платформенные структуры от Невадской складчатой области. Восточное ограничение обычно проводится у подножия восточного склона хребтов Скалистых гор.

Рельеф области резко расчленен: плато Колорадо лежит на высотах 1500–2500 м, окружающие его хребты достигают высот более 4000 м. Описываемая часть платформы, подвергшаяся активизации в ларамийское время, в период с кембрия до юры ничем принципиально не отличалась от остальной – недеформированной впоследствии – части платформы. На всей территории происходило образование платформенного чехла, суммарная мощность которого к началу мелового периода не превышала 1–3 км. В выдержанном по площади разрезе палеозойских и мезозойских отложений чехла запечатлены эпейрогенические колебания, приведшие к изменению контуров эпиконтинентальных морей с карбонатным и терригенным осадконакоплением, а также к регрессивным отступлениям морских бассейнов и размыву пологих низмен-



**Рис. 2.1.15.** Овоидная структура в гранитах массива Баян-Ула. Фото А.В. Никитина



**Рис. 2.1.16.** Фрактальность ромбоэдровидной мега- и макроструктуры гранитов ( $J_3$ - $K_1$ ) Яньшаньской гряды (Китай) (объяснения в тексте). Сравнить с рис. 2.2.1 И

ностей. Период спокойного платформенного режима развития растянулся на полмиллиарда лет. В ларамийское время наступил этап активизации, контрастных движений и складчатости.

Рельеф поверхности фундамента платформы в деформированной ее части расчленен на выступы и впадины, имеющие форму складок основания (*plis de fond*) или грабено- и горстообразных структур. Данными геологической съемки, бурения и геофизических исследований установлено, что современные горные хребты, в осевых частях которых выступают докембрийские породы основания, начали расти в виде крупных пологих складок в конце мелового периода. С течением времени складки фундамента становились выше и круче, и на поздних стадиях на их крыльях возникают надвиги с опрокидыванием слоев в сторону депрессий, разделяющих поднятия. Развитие складок и надвигов происходило в течение длительного времени и синхронно с накоплением осадочных толщ в соседних депрессиях. В ряде случаев бурением установлено, что надвиги развивались из предварительно наклоненных складок, ядра которых сложены докембрийскими породами цоколя. Амплитуды краевых надвигов от 1 до 15 км. Предполагается, что боковое разваливание массивов фундамента или латеральное их «растекание» осуществляется за счет сил гравитации [Фуз, 1976].

На фоне более или менее крупных купольных структур развивается и большое число «миникуполов», которые фиксируются в отложениях чехла. В ряде случаев в центральных частях куполов обнажаются поднятые породы фундамента (см. рис. 0.2, рис. 0.4). Сильная деформированность поверхности фундамента докембрийской платформы с возникновением пликативных форм указывает на значительную внутреннюю подвижность кристаллических масс, которая проявилась в различных формах как в виде перемещения расплавов и, вероятно, несколько пластифицированных пород фундамента во время палеогенового вулканизма, что наблюдается в районе Малых Скалистых гор, так и в результате структурной перестройки жестких и холодных кристаллических масс. Рассмотрим примеры второго способа активизации фундамента, которые отражают реальную подвижность практически самых верхних холодных горизонтов платформенной коры.

Одним из показательных примеров является поднятие Оул-Крик в Средних Скалистых горах (см. рис. 0.1 В). Здесь, по данным [Фуз, 1976; Wise, 1963, 1967], подвижность фундамента обеспечивается комплексом явлений макро- и микроразломной тектоники: развитием разрывов, их виргацией, изгибом плоскостей сместителей, микротрещиноватостью, вращением и объемным расширением блоков и пр. Дифференциальное перемещение отдельных доменов позволяет кристаллическому цоколю образовывать сложные купольные структуры.

В районе Колорадо также описаны [Бероуш, 1991; Hudson, 1955] купольные структуры, которые возникли за счет дифференциальной подвижности кристаллических пород, в том числе гранитов (см. рис. 0.3). Поверхность докембрийских гранитов образует сложную флексуобразную форму, конформную со структурой перекрывающих граниты кембрийских пестроцвет-

ных отложений чехла. Образование складчатой поверхности гранитов и внутреннюю подвижность цитированные авторы объясняют полной дезинтеграцией массива до образования чехла. Позднее, в условиях активизации тектонического режима, дезинтегрированный гранитный фундамент деформировался так же, как и рыхлые осадочные породы, т.е. граниты обрели способность к катакластическому течению, за счет чего и сформировались купольные структуры. Что касается общего механизма постплатформенной активизации западной части Североамериканской платформы, то ее рассматривают (Ирдли, 1954; Кинг, 1961) как отголосок ларамийской складчатости в более западных районах. Полагаем, что возможны и совершенно иные варианты, но как бы там ни было, очевидно, что кристаллический фундамент обрел подвижность, и в результате этого сформировался сложный рельеф его поверхности и возникли многочисленные купольные структуры.

Заканчивая главу, подчеркнем две характерных и важных черты постмагматического морфоструктурогенеза гранитных массивов. Во-первых, поверхность гранитов, фиксированная корами выветривания и/или поверхностями выравнивания, в большинстве случаев подвергается пликативной деформации и образует изгибы без разрыва сплошности (см. рис. 0.2, 0.3, 0.4, 1.5.13, 1.5.15, 1.5.29); во-вторых, строение массивов обладает свойством фрактальности, и формы рельефа горного сооружения, сложенного гранитами, зачастую повторяют форму свойственной этому массиву структурной отдельности, что видно при сравнении рис. 2.1.16 и рис. 2.2.1 И).

### *Литература*

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
- Бачманов Д.М., Трифионов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарициков А.А.* Минкуш-Кекемеренская зона новейшей транспресии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.
- Бероуш Р.А.* Фундамент. Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Босов В.Д.* Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: До-ниш, 1972. 168 с.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 188 с.
- Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т.3. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 642 с.
- Герасимов И.П.* Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня // Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М.: Изд. АН СССР, 1955. С. 85–98.
- Горячев А.В.* Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М.: ИЛ, 1954. 665 с.
- Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 560 с.

*Кнауф В.И.* О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. М.: Госгеолтехиздат, 1966.

Кордильеры Америки. М.: Мир, 1967. 241 с.

*Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.

*Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др.* Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.

*Леонов М.Г.* Геодинамика Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.

*Леонов М.Г.* Геодинамика Южного Тянь-Шаня на посткеокаинской стадии // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 13–60.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Гранитные островные горы: морфология, тектоническая структура и генезис // Геоморфология. 2017а. № 3. С. 3–15.

*Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г.* Тектоническое строение и эволюция Гиссаро-Алая и Памира // Геотектоника. 2017б. № 6. С. 1–20.

*Лукина Н.В.* О деформированности поверхности палеозойского фундамента Восточного Каратегина и Западного Алая // Геотектоника. 1973. № 2. С. 68–71.

*Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.

*Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенеппена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.

*Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В.* Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их транспрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.

*Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И.* Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.

*Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.

Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 231 с.

*Садыбакасов И.С.* Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116 с.

*Сваричевская З.А., Скублова Н.В.* О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 131–135.

*Синицин Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.

*Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.

*Турутанов Е.Х.* Становление гранитных интрузий и рельефообразование // Литосфера. 2014. № 1. С. 117–122.

*Уфимцев Г.Ф., Корженков А.М., Мамыров Э.М.* Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 130 с.

*Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор. Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.

*Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.

*Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.

*Hudson F.S.* Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // *Am. As. Petrol. Geol. Bull.* 1955. № 39. P. 2038–2052.

*Pitcher W.S.* On the rate of emplacement of batholiths // *J. Geol. Soc. Lond.* 1975. No 6. P. 587–591.

*Wise D.U.* Kaystone jointing and gravity sliding driven by basement uplift of Owl-Kreek Mountains, Wyoming // *Am. As. Petrol. Geol. Bull.* 1963. № 47. P. 586–598.

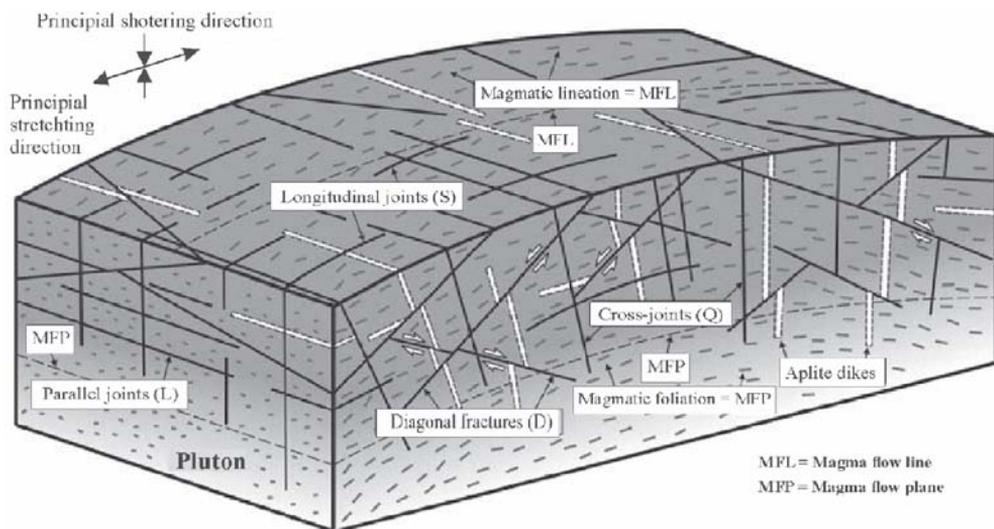
*Wise D.U.* Microjointing in basement, Middle Rocky Montana and Wyoming // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1967. № 75. P. 287–306.

## Инфраструктура гранитных массивов

Инфраструктура гранитов, включающая системы трещиноватости и разрывы, блочную делимость, структуры постумной минеральной перестройки и микродеформации пород – все это представляет собой совокупный продукт разнообразных и одновременных воздействий и смены условий существования каждого конкретного гранитного массива, начиная с момента его кристаллизации. Все граниты, выведенные на дневную поверхность и доступные для непосредственного изучения, в той или иной степени испытали деформацию на постмагматической стадии их существования. Из множества приведенных выше региональных примеров следует, что деформация гранитных массивов неразрывно связана с дезинтеграцией пород на мега-, макро-, мезо-, и микро-масштабных уровнях.

На разнородность систем трещин в интрузивных массивах (первоначально именно в гранитах) одним из первых обратил внимание Ганс Клоос [Cloos, 1922, 1925]. Он обнаружил, что даже в массивных гранитах минералы лежат с некоторым преобладанием одного из направлений, что, видимо, связано с процессом течения магмы в период ее застывания. По Г. Клоосу (рис. 2.2.1), в гранитах имеются трещины следующих основных типов: S-(Spaltflächen) вертикальные, параллельные направлению вытянутых зерен минералов; Q(Querflächen)– вертикальные, перпендикулярные предыдущим; L (Lagerflächen) – субгоризонтальные, вдоль кровли массива; D (Diagonale) – диагональные, с углами 45° или меньше к прочим. Г.Клоос связывал возникновение трещин S и Q с процессом течения полуостывшей магмы, L – с остыванием или снятием вертикального стресса в процессе и после внедрения вышележащих пород, D – с последующим воздействием тектонических сил [Cloos, 1925].

Популярно изложенная Р. Бэлком [Balk, 1937] на английском, схема Г.Клооса стала руководством для описания и определения природы трещин в гранитах почти на сотню лет. Система четырех классов трещин (S, Q, L, D), оказалась столь цельной и простой в понимании, что глубоко укоренилась в практике описания трещин различных интрузивов. Важным моментом являлось разделение тектонических и «первичных трещин», обусловленных протектоническими процессами, такими как течение магмы и контракция при остывании, а также выделение декомпрессионных трещин. Все эти факторы дезинтеграции гранитов (за исключением магматического течения, влияние которого на формирование систем продольных и поперечных трещин аргументированно оспаривается [Arbaret et al., 2001; Hldefonseetal., 1992, 1997; Ježeketal., 1996, 1999; Schulmannetal., 1997]), подробно рассмотрены в следующей главе. Отдавая должное вкладу Г. Клооса в систематизацию важнейших процессов, ведущих к формированию трещин в гранитах, подчеркнем все же нецелесообразность рассмотрения реальных систем трещиноватости, описанных в предшествующем разделе (см. главы 1.1–1.5), в рамках упрощенной схемы, предложенной уважаемым ученым. Прежде всего это относится к трещинам и другим структурам дезинтеграции тектонического про-



**Рис. 2.2.1.** Схема трещин разного генезиса в интрузивном (гранитном) массиве, предложенная Г. Клоосом (по [Balk, 1937])

исхождения, разнообразие морфологических типов, ориентировок и взаимоотношений которых никак не укладывается в класс D – плоскостных структур, ориентированных под углом около  $45^\circ$  или менее к минеральной линейности и кровле интрузива.

Интенсивная дезинтеграция массивов характерна прежде всего для тех из них, которые входят в состав фундамента древних или «молодых» платформ, претерпевших тектоническую активизацию на плитной стадии эволюции [Беляев, Беляева, 1988; Леонов и др., 2016; Simpson, 1985; Žák et al., 2005, 2009]. Более того, наиболее дробная и многоуровневая делимость гранитных массивов отмечается в зонах концентрации поздних деформаций, в то время как вне этих зон трещиноватость менее плотная, а на микроуровне деформации могут вообще не проявляться [Леонов и др., 2016; Пржиялговский, Лаврушина, 2017]. Несомненная связь интенсивности и форм дезинтеграции с тектоническими зонами и тектонической активностью определенного этапа является ключом для разбраковки собственно тектонических структур, обусловленных региональной тектонической активностью и изменением формы массива (не только объема), от структур иного происхождения, например, связанных с остыванием массива, изменением глубины его расположения или приповерхностными процессами.

Структуры «нетектонического» происхождения можно выделить лишь на некоторых из рассмотренных нами объектах, в крупных блоках пород, деформация которых была минимальной. Таковы, например, трещины, параллельные поверхности пенеплена в выступах гранитов в Чункурчакском прогибе (см. рис. 1.5.33), или «посклоновые» трещины массивов Центральной Монголии (см. рис. 2.1.8 и 2.1.9). Не останавливаясь здесь подробно на вопросах генезиса пологих плитчатых систем трещиноватости, отметим, что

трещины этого весьма распространенного типа повторяют изгибы поверхности современного или палеорельефа (пенеплена или эрозионно-денудационных поверхностей) и развиты лишь на незначительной глубине. Целенаправленное изучение пологой трещиноватости, позволяет многим исследователям заключить, что подобная трещиноватость не привязана к первоначальной интрузивной кровле массива, но может представлять собой структуры расслоения, обусловленные позднейшими (часто постдеформационными) приповерхностными факторами/или декомпрессией [Павлов, 1992; Пономарев, 2008; Пржиялговский, Лаврушина, 2017; Chigira, 1999; Žák et al., 2009 и др.]. Подчеркнем, что плитчатая «матрацевидная» отдельность характерна для обнажений именно гранитов, а не любых интрузивных пород, что поясним после описания всей совокупности характерных структур дезинтеграции.

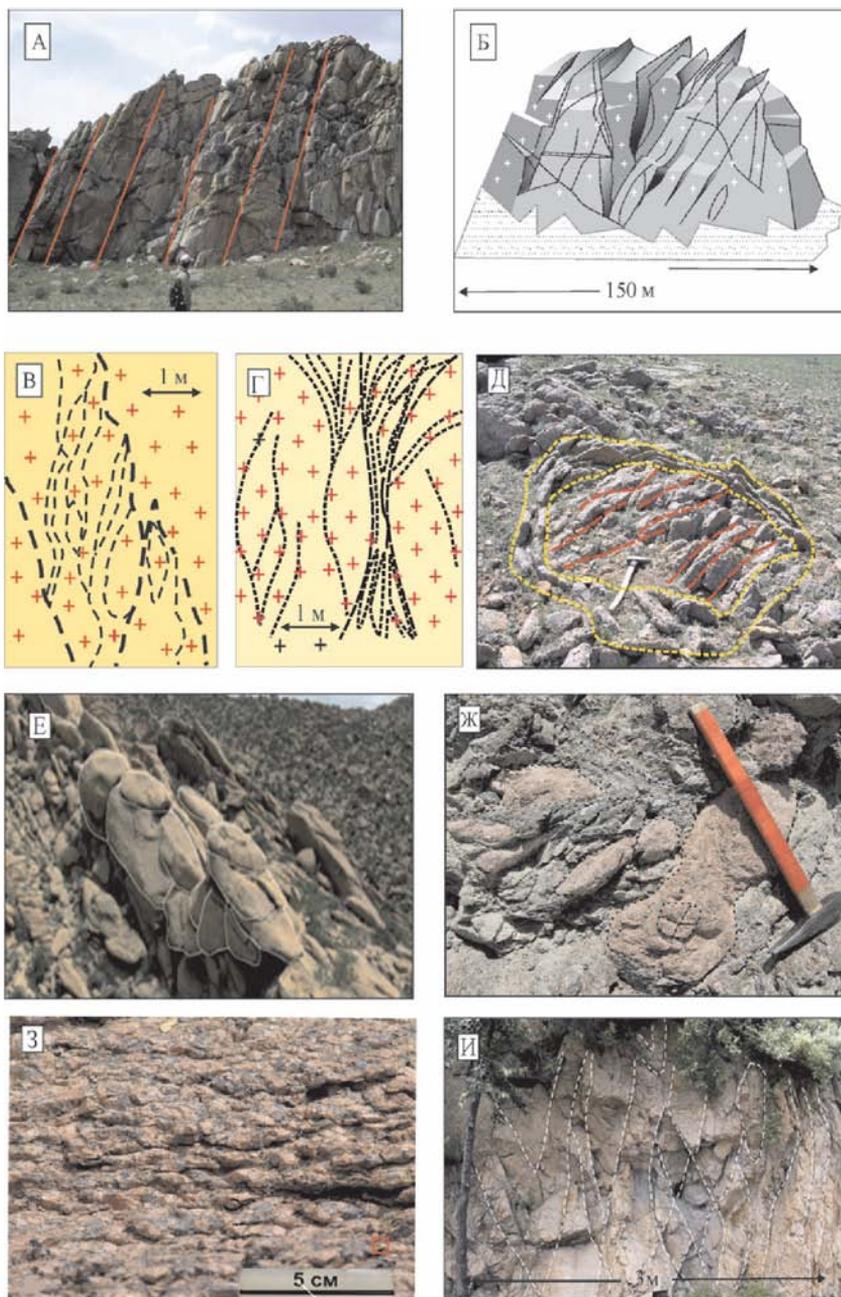
При большой величине эрозионного среза в гранитных массивах часто, хотя и не всегда, преобладает субвертикальная трещиноватость, иногда – с одинаковой ориентировкой трещин. Теоретически обосновывается [Белов, 1993; Nadan, Engelder, 2009], что на глубинах возможной кристаллизации лишь этот тип может отвечать прототектоническим трещинам контракционной усадки, однако их параллельность друг другу все же связывается в указанных работах с неким внешним полем напряжений в период остывания интрузии. Таким образом, можно предполагать, что ранние прототектонические системы контракционной трещиноватости могли предопределять раннюю дезинтеграцию и анизотропность пород, способствующих тектонической мобильности массивов, их предрасположенности к вертикальному перемещению. Однако, в современном виде, эти реликтовые структуры в основном сильно изменены наложенными тектоническими процессами.

В некоторых небольших телах и вблизи флексурно-разломных зон в крупных массивах отчетливо проявлена система пологих ветвящихся криволинейных трещин, которые расчленяют массив на блоки, имеющие преимущественно линзовидную форму с субгоризонтальной или слабонаклонной ориентировкой длинных осей линз и блоков. Таково строение массивов Тяньн, Дзурумтай (Южная Монголия), Кызыл-Булак и Пришиб (Иссык-Кульская впадина, Тянь-Шань), отдельных зон в больших массивах гранитоидов в крутых ботрах межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. В других случаях, например, в Сусамырском (Тянь-Шань), Их-Хайрханском и Баян-Уланском (Центральная Монголия) массивах одной ярких черт структуры пород является широкое развитие субвертикальных или крутопадающих (под углами 60–80°) субпараллельных друг другу трещин и разломов, пересекающих массив в виде роев протяженных пластин толщиной от 10–15 см до 30–50 см, иногда до метра и более (см. рис. 1.3.2.3, 1.5.31, 1.5.52, 2.1.6), названных «слайс-структурами» [Леонов и др., 2008]. Трещины ветвятся, сливаются друг с другом под острым углом и вновь расходятся, образуя линзовидно-ветвистый рисунок макроструктуры. Степень нарушенности пород различна, и между роями слайс-структур сохраняются линзы, блоки и полосы относительно слабо деформированных гранитов. При детальном рассмотрении систем крутопадающих трещин в обнажениях, всегда устанавливаются признаки

относительного смещения пластин, их переходы к веерным или линзовидным структурам, что однозначно указывает на их связь с постумными тектоническими деформациями массива, в процессе которых меняется форма массива, а не только его объем.

Многообразие структур тектонической дезинтеграции гранитоидов, обусловленной не только внешним полем напряжений, но и особенностями формирования и перемещения дезинтегрированных масс внутри земной коры, в полной мере проявляется для массивов, оказавшихся внутри зон тектонической активизации. Как было показано на региональных примерах, сама форма массивов гранитов, часто находящихся в окружении заведомо более молодых пород чехла, является отражением *макроструктурной* делимости более крупных гранитных тел на блоки (объемы), обладающие различной дезинтегрированностью и объемными реологическими характеристиками. Пониженная вязкость наиболее дезинтегрированных объемов пород обуславливает неоднородность деформации, ее реидность на определенных участках, формирование отдельных купольных, или валообразных выступов денудированной поверхности интрузивного массива, положение и форма которых в целом контролируется линейными зонами концентрации деформаций (тектонической деструкции коры) мегауровня. В окружении молодого чехла эти выходы гранитов (протрузии) воспринимаются и описываются как самостоятельные массивы (см. рис. 1.4.7, 1.4.16, 1.5.13, 1.5.15 и др.). При достаточной экспозиции поверхности выравнивания гранитного массива видны пластические макродеформации – антиклинальные и синклинальные морфоструктуры (см. рис. 1.4.3, 1.5.26, 1.5.28 и 1.5.29), а в более глубоких срезам массивов – блоки линзовидной, или овоидной формы с признаками относительных подвижек (см. рис. 1.5.7 и 1.5.45). Слабая упорядоченность перемещений доменов разного размера отражает взаимное приспособление элементов блоковой среды в едином процессе катакластического течения. Благодаря деформации и перемещению интрузивного массива (или его частей) в зонах тектонической активизации сохранность его первоначальной формы и первичных интрузивных контактов с вмещающими породами является скорее исключением, чем правилом. Это касается и гранитных массивов в Богемии, которые служили эталонными объектами модели трещиноватости интрузива Г. Клооса (см. обзор в [Žák et al., 2009]).

Наиболее разнообразны и доступны для изучения непосредственно в обнажениях структуры дезинтеграции и деформации гранитов *мезоуровня* (рис. 2.2.2). Прежде всего, это различные системы трещиноватости, разрывные нарушения, зоны катаклаза и брекчирования, в которых первичная магматическая микроструктура пород сохраняется лишь в разрозненных блоках овоидной или линзовидной формы, а межблоковое пространство заполнено рыхлым матриксом щебнистой или дресвяно-песчаной размерности. Плотность трещин, их морфология, характер отдельности и положение зон катаклаза изменчивы в пределах крупных гранитных массивов контролируются структурами блочной делимости макро- и мегауровней. Инфраструктура изолированных блоков связана с их формой, отражающей условия деформации. Вне



**Рис. 2.2.2.** Характерные формы тектонической инфраструктуры гранитов.

А – слайс-структура (массив Баян-Ула (Монголия), фото А.И. Никитина); Б – веерообразная структура (массив Чонкурчак, Тянь-Шань); В–Г – линзовидные структуры (массив Пришиб, Тянь-Шань); Д – оvoidная структура (массив Баян-Ула, Монголия), фото А.И.Никитина; Е – структура черепицы (массив Баян-Ула, Монголия); Ж – линзовидно-блоковая структура (Тянь-Шань); З – линзовидно-сланцеватая структура (Сусамырский массив, Тянь-Шань), фото Ю.А. Морозова; И – ромбовидная мезоструктура (Яньшанские граниты, Китай)

зон объемного катаклаза в обнажениях гранитов обычно выявляются две, три преобладающих систем трещин, меняющих ориентировку от участка к участку. Для крупных массивов характерны: ортогонально и диагонально сопряженные субвертикальные и крутопадающие системы разломов и открытых трещин раздвигового типа; трещинно-разломные системы, субпараллельные денудированной поверхности гранитных куполов; разрывы, с падением плоскостей в сторону от склона антиклинорий, возможно, принадлежащих к категории антигетических сбросов; криволинейные системы разломов и трещин взбросо-надвиговой кинематикой; крутые разломы со сбросо-взбросо-сдвиговой кинематикой и с преимущественно; системы субвертикальных или круто наклоненных роев параллельных трещин и разломов со взбросо-сдвиговой кинематикой.

При сопоставлении ориентировок трещин на близко расположенных участках и при дешифрировании дистанционных ландшафтных изображений выявляются «веерные» структуры, которые представляют собой систему разрывов, зон скалывания и расланцевания, в совокупности, образующие форму раскрывающегося к поверхности массива или наклонного веера (см. рис. 1.5.8, 1.5.50, 1.5.54). По направлению вниз разрывы и трещины сходятся в единую зону интенсивной трещиноватости. Веерным структурам в кровле купола соответствует система небольших грабенов и сбросов (реже горстов) с амплитудой вертикального смещения до нескольких десятков метров (см. рис. 1.5.6, 1.5.50). Образование подобного структурного парагенеза связано, вероятно, с дифференциальным движением горных масс, компенсирующим две тенденции: вертикальное выдвигание и горизонтальное растяжение формирующегося свода. Веерные структуры – широко распространенный вид деформации, связанной с ростом купольных структур и «выгибом» поверхности кристаллического фундамента [Леонов, 2008; Шенк, 1967].

Изучение структурно-динамических условий формирования постумных тектонических структур в различных регионах свидетельствуют о рассеянном характере хрупко-пластичных смещений и о слабой выдержанности реконструируемых кинематических параметров напряженного состояния в пределах одного массива пород, что установлено, например, для многих гранитных массивов Северного Тянь-Шаня [Лаврушина, Пржиялговский, 2009; Маринин, Сим, 2015; Сим и др., 2012]. По зеркалам скольжения, развитым преимущественно по крутопадающим параллельным или веерным системами разломов и трещин, фиксируются разнонаправленные малоамплитудные смещения. Непрерывно прослеженные разломы в основном имеют незначительную протяженность, ветвятся и переплетаются друг с другом. В результате возникает линзовидно-блоковая делимость, захватывающая широкие зоны и огромные объемы гранитоидов. Формы и пространственный рисунок этой делимости свидетельствуют о проявлении объемного сдвигового (в механическом смысле) хрупко-пластического течения. В целом современная структура большинства гранитов в пределах территорий внутриплитной активности представляет собой разноразмерную брекчию или зону меланжирования.

Среди дизъюнктивов зафиксированы раздвиговые, сдвиговые, надвиговые, сдвиго-взбросовые и другие типы перемещений, амплитуды которых незначительны. В различных, часто соседствующих блоках и доменах ориентировка систем трещин и полей напряжений может быть различна, что указывает на дифференциальную подвижность и/или динамическую обособленность отдельных фрагментов (см. рис. 1.5.11) [Кочарян, 2016; Кочарян, Спивак, 2003; Ревуженко и др., 1997; Садовский и др., 1988; Сим и др., 2012].

В ряде мест, причем часто независимо от наличия или отсутствия крупных дизъюнктивов, породы представлены рыхлой «бесструктурной» массой, которая состоит из матрикса, сложенного зернами гранитных минералов и фрагментов катаклазированного гранита дресвяной размерности. В матрикс погружены угловатые и округлые разноразмерные фрагменты менее измененных гранитов.

Специфической особенностью постмагматической структуры гранитов являются также овоидные образования. Выделяется несколько типов овоидных структур. Одна из разновидностей представляет собой шарообразное сгущение микро- и мезотрещин, образующих как бы структурную оболочку вокруг менее структурированного гранита, который более или менее сохраняет свой состав и магматические структуры и текстуры (см. рис. 1.5.11). В отдельных случаях внутри овоидов сохраняется дисгармоничная по отношению к внешней форме плитчатая структура (рис. 2.2.1 Д). В процессе нарастающей деформации и катакlastического течения основная масса породы дезинтегрируется до «квазигравийного» и «квазипесчаного» состояния. Первично обособленные овоидные тела вычлняются из общей массы катаклазитов и как бы «плавают» в этой раздробленной массе (см. рис. 1.5.50; рис. 2.2.3).

Многие структуры деформации и тектонической дезинтеграции мезоуровня имеют аналоги другого масштаба. В частности, линзовидные или овоидные формы характерны для блоков макро- и мега-размерности, а подобные им микроструктуры характерны для зон милонитизации и других проявлений сдвигового течения пород (см. рис. 1.5.7, 1.5.52 и 2.2.1 В, Г). В совокупности все виды разломно-трещинных структур образуют сложную сетку линз и пересекающихся ячеек, определяющую разномасштабную и разнотипную делимость пород в пределах массива. В результате сложного сочетания ромбовидных, линзовидных и квазисферических разделов, веерных и клавишных структур образуются разноразмерные домены. В соседних доменах степень и стиль внутренней структурной переработки могут быть различными - от практически ненарушенной породы до катаклазита. Обычно, слабоизмененные блоки мезоразмерности разграничены тектоническими зонами с расщеплением, микробрекчированием, катаклазом минеральных зерен и другими микродеформациями пород. Характерно, что интенсивность дезинтеграции (плотность трещиноватости, уменьшение размеров грануляции) обратно-пропорциональна мощности межблоковых зон. Деформация, рассредоточенная по множеству структурных элементов с незначительными амплитудами смещения, охватывает массивы целиком (inblock) и не нарушает принципиально внутреннее единство массива и сплошность ограничивающей его поверхности.



**Рис. 2.2.3.** Овоидно-катакластическая структура гранитов Яблоневого хребта

На контакте гранит/осадочный чехол, даже в случае его интенсивной пликативной деформации, зачастую отсутствуют послойные срывы и сохраняются первичные стратиграфические взаимоотношения. Эти наблюдения согласуются с представлениями механики о сосуществовании двух состояний блочной среды – консолидированном и неконсолидированном [Кочарян, 2016; Кочарян, Спивак, 2003]. Массив в целом деформируется как единое структурное образование (квазиконсолидированное) тело, и в то же время массиву свойственно относительно независимое деформирование его составных частей (блоков) и их дифференциальное перемещение – в этой ипостаси скальные породы с блоковой структурой рассматриваются как неконсолидированные.

Отмеченное подобие (фрактальность) структур дезинтеграции различных рангов свидетельствует о сходстве стилей деформации разноразмерных объемов пород на определенных стадиях тектонической эволюции, хотя в ряде случаев является проявлением конвергенции структурных форм. Например, несомненное сходство структур сколов сдвиговых зон, развитых в хрупкопластичных условиях, структур турбулентности на границе слоев жидкостей разной вязкости или структур локализации дислокаций в гранулированных средах не является признаком сходства условий деформации, но является проявлением наиболее общих законов организации материальной среды и термодинамики. Напротив, выявленные различия тектонических парагенезов разных масштабных уровней указывают на специфику условий деформации разных объемов гранитов.

В шлифах пород видно, что дезинтеграция на *микроуровне* имеет полистадийный характер, и брекчирование в зонах тектонизации может возобновляться неоднократно, как это установлено, например, для гранитов южного борта Кочкорской впадины. В данном случае на наиболее раннем из фиксируемых этапов деформации образуются микробрекчии с хаотическим внут-

реннем строением, в которых угловатые обломки гранитов «плавают» в тонкозернистом матриксе кварц-каолинового состава. Впервые «микрочластиты», являющиеся продуктом структурно-минеральной тектонической перестройки (тектонобластеза) гранитоидов, описаны в гранитных протрузиях Южной Монголии [Пржиялговский и др., 2011, 2014]. При этом в брекчиях в виде обломков иногда встречаются куски кластических пород более ранней генерации, что свидетельствует о неоднократной минеральной и деформационной перестройке породы в условиях изменения параметров и стиля деформации. Наиболее поздние этапы дезинтеграции гранитов характеризуются образованием «мозаичных» брекчий и катаклазитов с жильным кальцитовым цементом, то есть хрупким дроблением породы.

Ю.А.Морозовым показано [Леонов и др., 2008], что в Сусамырском массиве дискретная делимость гранитов также возникает, в основном, за счет катаклаза, который придает породе специфический облик, нарушает сцепленность минеральных зерен и кристалличность породы, обуславливает агрегатную подвижность матрикса и его повышенную способность к перемещению в пространстве. Слабая цементация матрикса, отсутствие существенной перекристаллизации, свойственной бластокаклазитам средней коры, наличие гипергенных минералов – все это указывает на приповерхностный уровень протекания катакластических процессов. В целом можно констатировать: граниты массива на постмагматической стадии деструктурированы практически полностью, в результате чего потеряна их внутренняя связность и резко понижена эффективная вязкость. Взаиморасположение деформационных элементов и структурно-кинематические особенности отражают процесс разномасштабного объемного катакластического течения горных масс. Результатом являлось тектоническое выжимание отдельных их объёмов в верхние горизонты горного сооружения и формирование протрузивных структур.

Таким образом, отмечается масштабная иерархия деформаций, принципиально не противоречащая известной иерархии блоковой размерности [Садовский и др., 1988]. Микробрекчии, микрокатаклазиты и зонки рассланцевания маркируют границы доменов мезо- и макроуровней (~ 0,5–10 м). Не вызывает сомнения, что размерность блочно-линзовидной дезинтеграции определяет масштаб структур «пластической» деформации. Относительные смещения последних обеспечивают квазипластичные изгибы с размерностью на 1–2 порядка выше среднего размера обособленных доменов. В рассмотренных выше примерах структур гранитных массивов флексурные перегибы, валообразные изгибы кровли гранитного фундамента, выступы протрузивного типа с радиусом кривизны ~ 10–200 м обеспечиваются раздробленностью глыбовой размерности. Крупные изгибы антиклиналей (с радиусом кривизны более 400 м) контролируются крупноблочной делимостью на домены размером ~ 10–300 м.

Столь тесная связь и иерархическая соподчиненность разномасштабных структур дезинтеграции и деформации гранитов, составляющих общие ансамбли с деформациями кровли гранитного фундамента и вышележащего

платформенного чехла, несомненно указывает на генетическое единство всех названных структур и узость возрастного интервала проявления деформаций, связанных с поздними фазами внутриплитной активизации консолидированного складчатого фундамента, в состав которого входят граниты.

\* \* \*

Таким образом, можно отметить, что различия стилей деформационных структур и дезинтеграции пород в гранитных массивах лишь опосредованно связаны с прототектоническими факторами (см главу 2.3), но в основном отражают особенности проявления процессов новейшей структурной перестройки, включая тектоническое течение масс, ведущее к еще большей дезинтеграции пород. Выстраивается условный ряд от относительно простой инфраструктуры до полной переработки пород и превращения их в мезо- и микрокатаклизит в зависимости от амплитуды и условий пространственного перераспределения пород. Так, граниты массивов Пришиб, Кызыл-Чоку, Их-Хайрхан, имеющие небольшие абсолютные превышения над общим уровнем залегания фундамента, не осложняющие существенно пологого залегания чехольного комплекса и, по-видимому, испытавшие незначительное объемное перераспределение горных масс, обладают относительно простой инфраструктурой. Крупные массивы с абсолютными отметками 2,5–4 тысячи метров и испытавшие подъем на 8–9 тысяч (например, Чонкурчак и Сусамырский) обладают весьма дробной инфраструктурой, предполагающей существенную тектоническую переработку. Протрузивные тела и краевые зоны крупных массивов дезинтегрированы максимально, вплоть до размерности микрокластита. Не останавливаясь здесь на всех факторах дезинтеграции пород гранитов, чему посвящена специальная глава, отметим все же, что наиболее полно и закономерно проявлен постепенно усложняющийся ряд структур дезинтеграции пород, обусловленный деформацией гранитов как гранулированной массы.

Начальные стадии катакластического течения внутри массивов гранитов характеризуются возникновением крупных блоков, форма которых определяется первичными структурами делимости, внешними напряжениями и характером организации дезинтегрированных масс (ромбоэдров, косоугольных параллелепедов, призм и т.п.), приобретающих в процессе деформации линзовидные или овоидные формы. Основные смещения фиксируются на границах блоков - здесь наблюдаются микро- и мезоструктуры хрупких деформаций (трещины, минеральные прожилки), или вязко-пластического течения (катаклизиты, брекчии, микрокластиты, милониты). Блоки испытывают не только относительные смещения, но также деформацию за счет рассредоточенных смещений по первичным и дилатационным трещинам – «слайс-структурам», фрагментам веерных систем, обычно ориентированным круто к длинным осям овоидно-линзовидных блоков (см. рис. 2.2.1 Д). На участках наибольшей деформации и протрузивного перемещения массивов уменьшается размерность блочной делимости, реидные деформации проявляются в значительных объемах и на разных масштабных уровнях. Как уже отмечалось при рассмотрении регионального материала, для большинства трещин

не прослеживается пространственной связи с региональными структурами, их ориентировкой и положением. Наибольшей грануляции – до кластитов песчано-дресвяной размерности или микрокластитов – подвергаются породы в градиентных зонах течения, часто внутри тектонически перемещенных объемов (протрузий) или на их внешних границах. Подобные «бесструктурные» граниты, тектонически выведенные к поверхности, имеют сходство с продуктами выветривания, но отличаются по целому ряду признаков (см. главу 3.1). Как полагают, инфраструктура гранитов в «кровле» эксгумированных массивов, а точнее – непосредственно ниже поверхностей денудации или эрозии, определяется приповерхностными процессами и снятием нагрузки вышележащих пород [Павлов, 1992; Пономарев, 2008; Пржиялговский, Лаврушина, 2017; Chigira, 1999; Žák et al., 2009 и др.]. Таковы пологая трещиноватость и «матрацевидная» отдельность, параллельные поверхностям пенеппенизации или примерно повторяющие форму поверхности рельефа, которые до определенной глубины (30–70 м от «древней» поверхности) являются главными элементами инфраструктуры массивов гранитов. Ниже этой границы «посттектоническая» пологая трещиноватость постепенно сменяется другими описанными выше тектоническими структурами (см. рис. 2.1.8 и 2.1.9).

Дополнением к рассмотренной системе структур постумной дезинтеграции массивов являются непротяженные разрывные нарушения – локализованные зоны милонитов или катаклаза, располагающиеся как на границах блоков, так и внутри них. Они могут быть фрагментами более крупных разломов, разобщенных в процессе катакластического течения, или хрупкими сколами на участках наиболее градиентных деформаций. Разломы характерны также для блоков, сложенных массивными гранитами или аплитами.

Важно отметить, что граниты, занимающие значительные объемы в многих складчатых областях, определяют деформационные свойства консолидированного фундамента в периоды активизации молодых и древних платформ. Структурная перестройка пород фундамента и чехла выражена в различных формах и имеет разную интенсивность и размерность. Внутренние деформации в чехольных комплексах, даже в зонах зон концентрированной деформации, ограничиваются макроуровнем структурной перестройки: отложения чехла смяты в складки и смещаются относительно редкими разломами. Фундамент также испытывает пликативные деформации, что запечатлено в изгибах его поверхности, но при этом инфраструктура пород фундамента (часто – преимущественно гранитного), напротив, интенсивно преобразована, и породы испытали объемное сдвиговое (в механическом смысле) тектоническое течение на разных масштабных уровнях, вплоть до микроструктурного. Т.е. налицо резкая структурная дисгармония между фундаментом и чехлом, которая возникла на плитной стадии развития платформ.

### *Литература*

Белов С.В. Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля // Геотектоника. 1993. №2. С. 64–72.

- Беляев А.Е., Беляева Е.В.* Трещинная тектоника гранитного массива Куу (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР, сер. геол. №5. 1988. С. 30–37.
- Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.
- Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 233с.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород /Ред. В.В. Адушкин. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 424 с.
- Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Трещиноватость гранитов: опыт анализа напряженных состояний сложно дезинтегрированных массивов пород (Тянь-Шань) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Мат. 4-й тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 114–122.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постгумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня). Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
- Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К.* Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера. 2016. № 6. С. 5–32.
- Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н.* Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Матер. XLVII Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2015. С. 290–295.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Тектоника Чонкурчакского прогиба (междуречье Аламедин – Ала-арча, Киргизский хребет) // Геотектоника. № 3. С. 31–50.
- Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия). Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
- Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.
- Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В.* Особенности палео- и современных напряжений северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Матер. 3-ей тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 236–240.
- Шенк Е.* Постплиоценовые движения земной коры со складчатыми формами в Веттерпай // Живая тектоника. М.: ИЛ, 1967. С. 119–128.
- Arbaret L., Mancktelow N.S., Burg J.P.* Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow // J. Struct. Geol. 2001. V. 23. P.113–125.
- Balk R.* Structural behavior of igneous rocks // Geol. Soc. Am. Memoir. 1937. V. 5. P. 1–177.
- Cloos H.* Streckung und Rutschstreifen im Granit vom Zobten in Schlesien. Tektonik und Magma. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen, Abh. Preuss. // Geol. L. A. N. F.1922. V. 89. Berlin.P. 103–109.
- Cloos H.* Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). 1. Das Riesengebirge in Schlesien. Borntraeger, Berlin. 1925. P. 1–194.
- Ildefonse B., Arbaret L., Diot H.* Rigid particles in simple shear flow: is their orientation periodic or steady-state? / Bouchez J.L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. (eds) // Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer, Dordrecht, 1997. P. 177–185.

*Jezšek J., Schulmann K., Segeth K.* Fabric evolution of rigid inclusions during mixed coaxial and simple shear flows // *Tectonophysics*. 1996. V. 257. P. 203–221.

*Jezšek J., Saic S., Segeth K., Schulmann K.* Three-dimensional hydrodynamical modeling of viscous flow around a rotating ellipsoidal inclusion // *Comp. Geosci*. 1999. V. 25. P. 547–558.

*Nadan B.J., Engelder T.* Microcracks in New England granitoids: A record of thermoelastic relaxation during exhumation of intracontinental crust // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2009. V. 121(1–2). P. 80–99.

*Schulmann K., Jezšek J., Venera Z.* Perpendicular linear fabrics in granite: markers of combined simple shear and pure shear flows? / Bouchez J.L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. (eds) // *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer, Dordrecht, 1997. P. 159–176.

*Simpson C.* Deformation of granitic rocks across the brittle – ductile transition // *Journal of Structural Geology*. 1985. V. 7. P. 503–511.

*Žák J., Schulmann K., Hrouda F.* Multiple magmatic fabrics in the Sa'zava pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement // *J. Struct. Geol.* 2005. V. 27. P. 805–822.

*Žák J., Verner K., Klomí'nský J.* “Granite tectonics” revisited: insights from comparison of K-feldspar shape-fabric, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), and brittle fractures in the Jizera granite, Bohemian Massif // *Int. J. Earth Sci. (Geol.Rundsch)*. 2009. P. 949–967.

## **ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ. ФАКТОРЫ И МЕХАНИЗМЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ И ЭКСГУМАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ**

Из данных, приведенных в предыдущих разделах, очевидно, что граниты после внедрения их в верхнюю кору и остывания, на постмагматической стадии своего существования, испытали перемещение в пространстве, изменив форму залегания и внутреннее строение, и эти изменения связаны с проявлением 3D подвижности горных масс и их структурной перестройкой. Объемная подвижность кристаллических пород выражена на всех масштабных уровнях (от «мега» до «микро» и «нано») и обеспечивается их структурной переработкой с преобразованием монолитной массы в гранулированную субстанцию. Эта особенность структуры эксгумированных массивов является ключевым моментом при рассмотрении возможных механизмов постумной структурной переработки гранитов и их постмагматического выдвигания в верхние горизонты коры. В этом разделе будут рассмотрены вопросы, связанные с определением факторов дезинтеграции пород гранитного ряда и механизмов постмагматической эксгумации гранитов на дневную поверхность.

### *Глава 3.1*

#### **Факторы структурной переработки**

Постмагматическая переработка гранитных массивов – процесс сложный, поэтому, лишь с некоторой условностью, можно говорить о трех группах факторов, ответственных за постмагматическую дезинтеграцию гранитов: (1) факторы протектонические; (2) факторы тектонические; (3) факторы экзогенные. В реальности многие процессы, начавшиеся на ранних стадиях геологической истории гранитного массива (остывании, воздействия флюидов, денудации вышележащих пород и пр.), продолжают действовать значительно позже, проявляясь независимо или в соответствии с деформациями и тектонической перестройкой пород, экзогенными процессами. Как было продемонстрировано выше, экзогенные и тектонические факторы также находятся в тесном переплетении и взаимозависимы. При этом практически всегда структурная перестройка гранитных массивов имеет специфические черты, связанные с исходным минеральным составом и первоначальной микроструктурой пород.

## *Протектонические факторы*

Среди факторов, которые ответственны за дезинтеграцию гранитов и которые можно отнести к протектоническим, указываются: автомета-соматоз; гидротермально-пневматолитовые процессы; контракционная усадка; тектоно-кессонный эффект, динамическая рекристаллизация [Аршев и др., 1997; Иванов и др., 2007; Лобанов и др., 1991; Осипов, 1974; Павлов, 1992; Поспелов, 2005; Ситдикова, Изотов, 2002; Тихомиров, 1983; Япаскурт, 2004; Chigira, 2001; Cloos, 1936; и др.]. Некоторые из этих процессов могут проявляться и в процессе тектонических деформаций пород или даже быть обусловлены тектонической активностью, однако не связаны с ней неразрывно и, поэтому, рассматриваются в данном разделе. На основе цитированных публикаций и изложенного выше материала оценим значение перечисленных факторов в образовании постмагматической структуры гранитных массивов.

Автометасоматоз развит во всех типах гранитоидов независимо от глубины их нахождения, связан с ранними послемагматическими процессами и обычно проявляется в верхних частях магматических тел и в связанных с ними жильных образованиях. К автометасоматическим процессам относятся, например, альбитизация в гранитах. Одной из характерных особенностей метасоматитов является унаследование текстурно-структурных особенностей исходных пород и сохранение их объема. Поэтому автометасоматоз не приводит к дезинтеграции породы и увеличению ее пористости, однако в силу возникновения новых минеральных фаз и замещения старых, способствует некоторому ослаблению связанности зерен и разрыхлению породы, облегчая ход их последующей переработки.

Гидротермально-пневматолитовые процессы действуют на конечной стадии становления интрузивных массивов, во время их остывания, на этапах тектонической активизации. Циркулирующие флюиды растворяют минеральные индивиды и сообщества, приводят к формированию рыхлых агрегатов, обладающих повышенной пористостью, увеличивают объемную пустотность пород, способствуют уменьшению связности пород. На постумной, относительно холодной стадии, эти процессы или не проявляются вовсе, или проявляются крайне незначительно, за исключением зон активной гидротермальной деятельности [Лобанов и др., 1991].

Контракционная усадка связана с двумя явлениями. Во-первых, происходит остывание массива, что по разным оценкам приводит к уменьшению объема остывающего тела на 1–9 % от первоначального [Осипов, 1974]. Во-вторых, за счет вариаций степени термоусадки различных породных составляющих возникает трещиноватость и «контракционная пустотность», которая зависит от состава пород.

При контракции гранитов (нормального и субщелочного рядов, лейкогранитов), помимо уменьшения размеров остывающего массива и появления трещин усадки, происходит грануляция пород на уровне минеральных зерен. Она связана с существенными различиями физических свойств главных породобразующих минералов гранитов, прежде всего, кварца и полевых шпатов. Плагноклазы и калиевые полевые шпаты имеют близкие величины кон-

тракционной усадки в различных интервалах температур, при снижении  $T$  с 600 °С до 20 °С их термоусадка составляет 1,13–1,19% [Справочник..., 1966]. Изменение объема зерен кварца совершенно иное. При консолидации и остывании массива до температуры 575 °С (то есть до перехода из бета- в альфа-модификацию), кварц несколько увеличивается в размере, но при дальнейшем снижении температуры его контракционная усадка превосходит усадку полевых шпатов в 3–5 раз [Справочник..., 1966].

В интервале  $T$  600–200 °С средняя усадка полевых шпатов сопоставима с расчетной усадкой породы в целом и незначительно отстает от нее при дальнейшем снижении температуры. Аномальная контракция кварца, которого в гранитах 25–30%, при остывании породы ниже 600 °С создает условия для возникновения межзерновых трещин на границах зерен кварца и внутри них. Эта величина будет существенно меньше у пород бедных кварцем, что может служить объяснением избирательности проявления процессов дезинтеграции и реидных деформаций именно в гранитах, лейкогранитах, граносиенитах и некоторых других. Обусловленная контракцией микротрещиноватость приводит к грануляции всего объема пород, даже если межзерновые трещины в основном заполняются новыми минералами и агрегатами. Таким образом, контракция в значительной мере обеспечивает прототектоническую грануляцию пород в размерности минеральных зерен. Значение контракционной усадки для изменения коллекторских свойств гранитов подробно рассмотрено в специальной главе.

При неравномерном остывании внутренних объемов гранитного массива величина контракции не одинакова в разных его частях, что предопределяет геометрию систем трещиноватости мезо-уровня (концентрические, параллельные), характер и ориентировка которых зависят также от формы массива, внешних тектонических напряжений и его постумной эволюции [Лаврушина, Пржиялговский, 2010].

Тектоно-кессонный эффект проявляется при декомпрессии в процессе эксгумации массива (как тектонической, так и при денудации вышележащих пород) и выражается в увеличении объема массива и его трещиноватости. В связи с незначительной контрастностью упругих свойств породообразующих минералов [Справочник..., 1966; Справочник..., 1985] декомпрессия слабо влияет на микрогрануляцию, но может быть действенным фактором общего изменения объема гранитного массива и возникновения мезотрещиноватости [Пономарев, 2008; Пржиялговский и др., 2010а]. При изотермическом подъеме массива с глубины около 3 км (1 кб), увеличение внутренней пустотности, вычисленное по разности расширения кварца и полевых шпатов, составляют всего 0,02% [Справочник..., 1966; Справочник..., 1985], что соответствует ширине межзерновых трещин до 2 мкм (при размерности зерен 2 мм).

В геологической реальности необходимо учитывать различия температур на разных глубинах и оценивать декомпрессию в сочетании с термической контракцией при подъеме. Эти процессы по смыслу противоположны и могут взаимно компенсировать изменения объема минералов и породы в целом. При подъеме полностью остывших гранитов в условиях нормального геотер-

мического градиента увеличение объема кристаллов кварца и полевых шпатов вполне компенсируется их контракционной усадкой. Однако, при подъеме и эксгумации консолидированных гранитных массивов в зонах тектономагматической активности тепловая контракция может играть заметную роль в дезинтеграции гранитоидов и дать существенный вклад в деструкцию пород на микроуровне и изменение их коллекторских свойств. Этот вопрос подробнее обсуждается в специальной главе.

Некоторые из перечисленных процессов проявляются, главным образом, на стадии остывания массива и до его вхождения в состав консолидированного слоя земной коры. Тем не менее, контракционная усадка и особенно тектоно-кессонный эффект могут влиять на постумные структурные преобразования, так как разница температуры кристаллизации и холодного гранита весьма существенна, а разница в уровне залегания кровли интрузии после внедрения и ее современного уровня, судя по мощности первично перекрывающих осадков и современного высотного положения, достигает 5–7 км и более. Это соответствует перепаду давления в  $\approx 2\text{--}2,5$  кбар, что при коэффициенте прочности гранита на растяжение около 100 МПа ( $\approx 1$  кбар), вполне достаточно для его разрушения.

Контракция и декомпрессия, обуславливающая тектоно-кессонный эффект, являются основными факторами прототектонической дезинтеграции. И хотя действие этих факторов разнонаправлено, они приводят к сходному результату – возникновению внутренней структурной делимости изначально монолитного массива пород. Определить вклад того или иного явления в современную структуру гранитных массивов часто не представляется возможным.

Вблизи поверхностей выравнивания большинства гранитных массивов прототектоническая [Cloos, 1936], как и «посттектоническая» делимость массивов пород выражена трещинами, параллельными этой поверхности, что наблюдается, например, в гранитах Их-Хайрханской группы в Центральной Монголии (см. рис. 2.1.8), в массивах Кызыл-Чоку и Пришиб Северного Тянь-Шаня. В некоторых интенсивно дезинтегрированных массивах, таких как Дзурамтай и Танын в Монголии, Чункурчак и Сусамыр на Тянь-Шане, к прототектоническим, вероятно, можно отнести не только системы трещин мезоуровня, по которым формируется плитчатая отдельность, но и полигональные и сферические микротрещины (иногда – с признаками динамической рекристаллизации), проявленные в малоизмененных гранитах вокруг кварцевых зерен. Сохранность этих наиболее ранних структур дезинтеграции мезо- и микроуровня зависит от степени последующей тектонической переработки и различна в разных гранитоидных массивах.

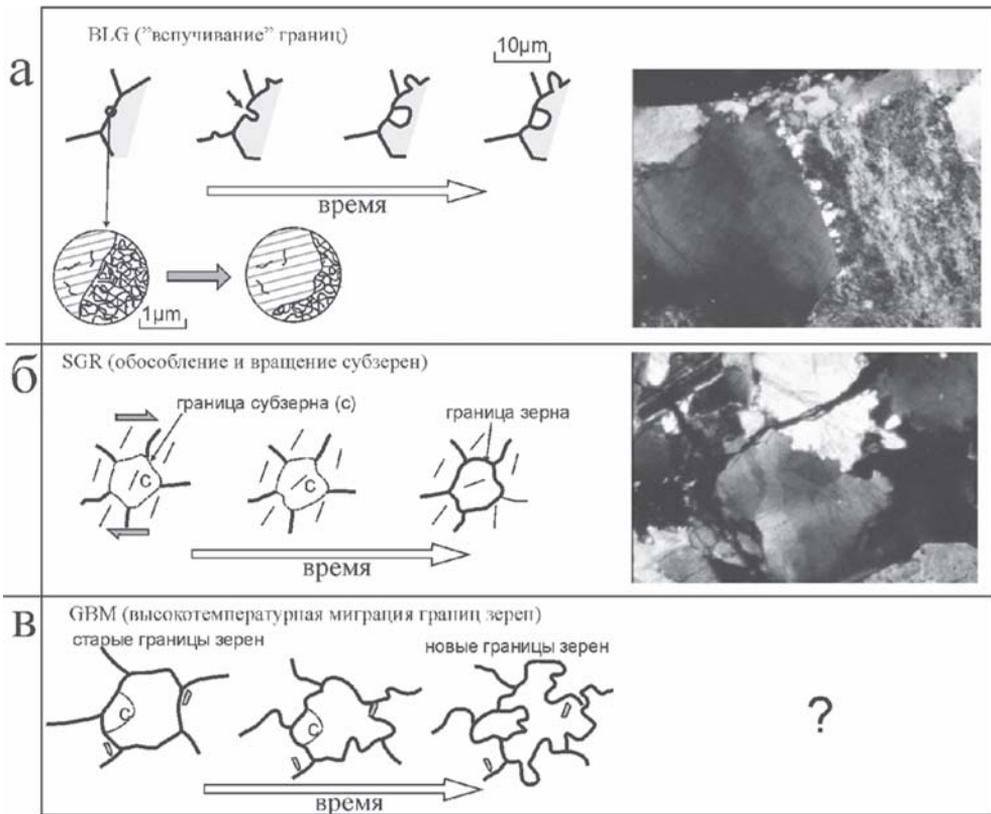
Рекристаллизация. Выше мы рассмотрели варианты, когда изменение формы поверхности кристаллического фундамента обеспечивается подвижностью горных масс с четко фиксируемой их внешней и внутренней структурной перестройкой, т.е. их хрупкой и пластической деформацией. Но при изучении некоторых объектов обращает на себя внимание то, что внешняя форма геологических тел изменена в сравнении с исходной, а следов внутренней деформации наблюдать не удается. Такое явление особенно характер-

но для массивов, сложенных неслоистыми или грубослоистыми карбонатными породами. И это заставляет искать какие-то иные «неструктурные» механизмы, обеспечивающие подвижность горных пород при изменении их внешней формы.

Одним из таких механизмов перестройки структуры кристаллических горных пород является их рекристаллизация. Особенно часто этот процесс проявлен в кварц-полевошпатовых (граниты) и в карбонатных (массивные известняки и доломиты) породах [Япаскурт, 2004; Humphreys, Natherley, 1995; Passchier, Trouw, 1996; Tullis et al., 2000]. В петрологии и тектонофизике (как и в физике твердого тела и металлургии) термин «рекристаллизация» обычно применяется для обозначения процесса кристаллической перестройки минералов в твердом состоянии. Динамическая рекристаллизация проявляется как фактор, стимулируемый динамическими нагрузками, т.е. в определенном смысле является фактором тектоническим.

Общепринято, что при деформации какого-либо тела в нем возникают внутренние силы, которые стремятся восстановить первоначальное состояние равновесия, и мерой этих сил являются внутренние напряжения [Гинтов, Исай, 1988]. Из этого следует, что смысл любой деформации – в релаксации (частичной или полной) напряженного состояния деформируемого тела. В геологии – это релаксация напряженного состояния условного объема горных масс, подвергнутых действию тектонических сил, и горные породы должны стремиться снова перейти в равновесное состояние. Релаксация напряженного состояния горных пород при их деформации может осуществляться за счет не только структурных преобразований, но и за счет пространственного перераспределения вещества в ионно-молекулярной форме. В геологических объектах эти два вида структурно-вещественной трансформации пород тесно переплетены.

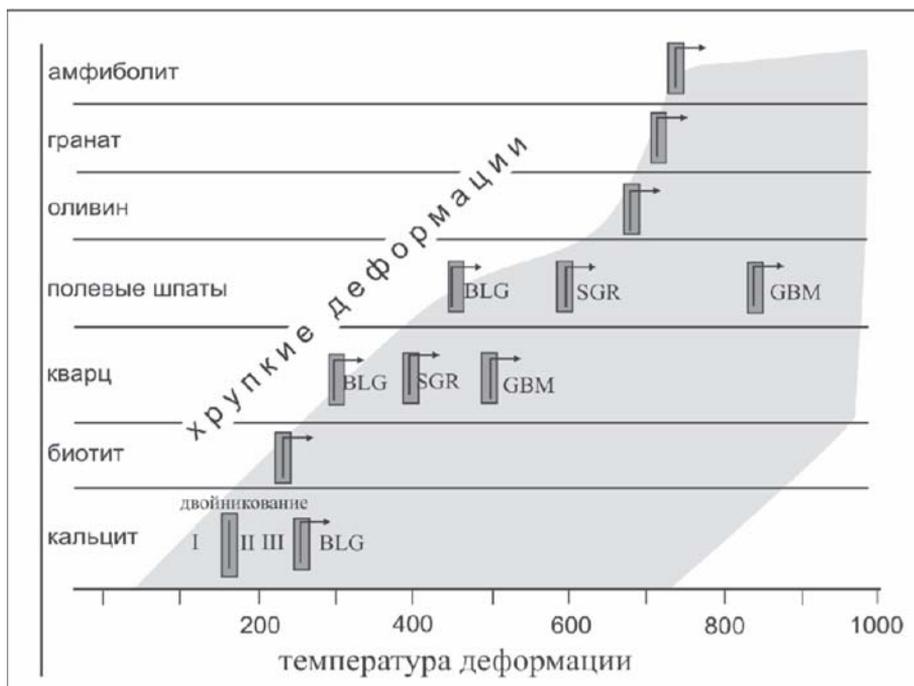
Динамическая рекристаллизация («рекристаллизация обработки» в металлургии) является реакцией кристаллических решеток на внутренние напряжения и сопровождается деформацией породы в целом и ее дополнительной грануляцией. Происходит уменьшение размерности новых минеральных зерен, форма и взаимное расположение которых обеспечивает равновесное напряженное состояние внутри деформированного объема, а дифференциальная подвижность породы в реологическом смысле отвечает вязкому течению [Mehta, 1994]. Процесс сопровождается образованием «межзерновых границ внутри монокристаллических минеральных зерен... В результате... на месте исходного монокристаллического зерна возникает агрегат нескольких ново-образованных зерен того же минерала, отличающихся друг от друга и от ма-теринского зерна пространственными ориентировками своих кристаллических решеток» [Япаскурт, 2004, с. 11]. В гранитах и других кварц-полевошпатовых породах крупные зерна пород разбиваются на субзерна, формируются мелкокристаллические агрегаты, в карбонатных породах и минералах процесс обычно выражается двойникованием.



**Рис. 3.1.1.** Три механизма динамической рекристаллизации [Passchier, Trouw, 1996] и их проявление в породах массива Танын 2 (фото шлифов справа): а – вспучивание границ зерен (BLG – bulging), шлиф лейкогранитов Т-105/4; б – субзерновое вращение (SGR – subgrain rotation), шлиф лейкогранитов Б-282/2; в – высокотемпературная миграция границ зерен (GBM – grain boundary migration) в изученных шлифах достоверно не установлена

Известно [Пуарье, 1988; Чередниченко, 1964], что перестройка кристаллической решетки и возникновение новой кристаллической структуры обеспечивается энергией активации атомов, полученной ими при деформации. Температура не является решающим фактором рекристаллизации – она лишь ускоряет или замедляет процесс, влияет на его характер и формы его проявления. В кварц-полевошпатовых породах динамическая рекристаллизация протекает по трем основными сценариям (рис. 3.1.1): высокотемпературная ( $T > 400^\circ$ ) миграция границ зерен (GBM-рекристаллизация); субзерновое вращение (SGR-рекристаллизация, от англ. «subgrain rotation»); вспучивание границ зерен (BLG-рекристаллизация; от «bulging» – вспучивание).

Изучение милонитов гранитоидного состава и результаты тектонофизических экспериментов на кварц-полевошпатовых агрегатах [Passchier, Trouw, 1996; Tullis et al., 2000] позволили установить, что скорости протекания ряда процессов уменьшаются на несколько порядков при спаде температуры и пе-

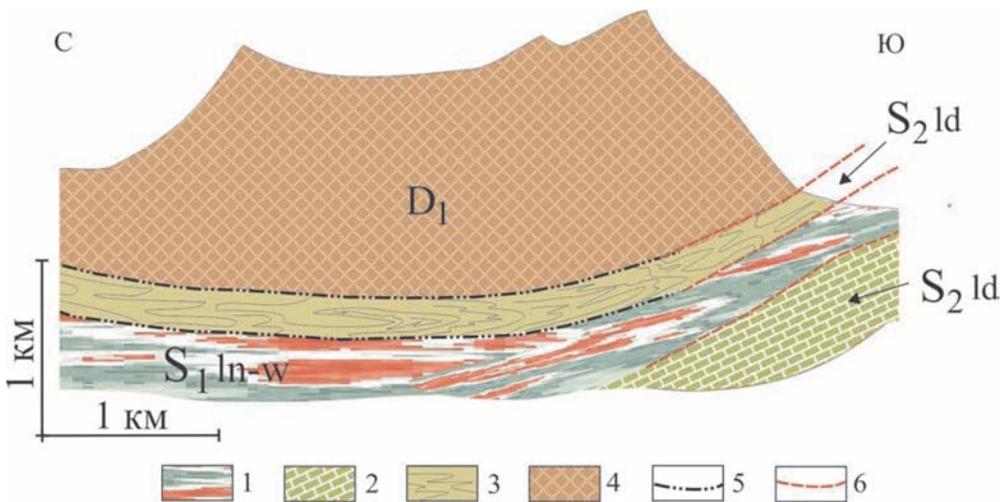


**Рис. 3.1.2.** Типичные температурные параметры деформационных механизмов для различных минералов по [Passchier, Trouw, 1996]. Основные виды динамической рекристаллизации: BLG (вспучивание границ), SGR (вращение субзерен), GBM (миграция границ зерен). Стрелки указывают на влияние скорости деформации. Затемненная зона соответствует области пластических деформаций, реализуемых путем динамической рекристаллизации, верхнее левое поле – хрупких деформаций

рестают играть ведущую роль в процессах деформации в условиях зеленосланцевой фации и в более низкотемпературных условиях (см. рис. 3.1.2).

При изучении карбонатных разрезов среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня была подмечена следующая закономерность (рис. 3.1.3). В едином разрезе карбонатных пород выделяются слои, пачки и мощные горизонты неслоистых, массивных разностей пород, чередующихся с тонкослоистыми разностями карбонатных пород или пород иного состава. В тонкослоистых отложениях наблюдаются структуры тектонического течения, складки различного масштаба, подвороты слоев, будинаж, дифференциальное межслоевое проскальзывание и пр. При этом зачастую сохраняются первичные седиментационные структуры и текстуры, внутренняя слоистость, градационная слоистость в карбонатных турбидитах.

При переходе к массивным разностям внутрислойные и межслойные деформационные структуры исчезают и возникает новая перекристаллизованная мраморовидная порода. Зерна приобретают одинаковый габитус и размер, становятся более крупными и свободными от посторонних примесей. Причем, если в тонкослоистых разностях при интенсивной их дислоцирован-



**Рис. 3.1.3.** Строение центральной части Фанских гор (Тянь-Шань).

1 – ягнбские сланцы – интенсивно рассланцованные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев вулканогенно-кремнисто-терригенные породы  $S_1$ ; 2 – тонко- и среднеслоистые известняки и доломиты  $S_2$ ; 3 – тонко- и среднеслоистые известняки и доломиты  $S_2$ , интенсивно рассланцованные, смятые в изоклиналильные складки с разорванными и будинированными породами на крыльях; 4 – перекристаллизованные мраморизованные известняки  $D_1$ ; 5 – зоны пластического срыва с участками сохранившегося стратиграфического контакта; 6 – разрывы

ности в кристаллах кальцита можно наблюдать следы хрупкой и пластической деформации, то в массивных мраморизованных разностях следы деформации кристаллов отсутствуют, что свидетельствует о релаксации напряженного состояния в этих кристаллах. Такое различие во внутренней структуре и степени вторичных преобразований (массивные разности являются по сути породами метаморфизованными) обусловлено, вероятно, различной реакцией пород на сложное напряженное состояние. При общей деформации мощной карбонатной толщи в тонкослоистых, пластичных и с большим числом межслоевых поверхностей раздела породах релаксация напряженного состояния происходит за счет хрупких и пластических деформаций, образования будинажных структур, возникновения складочек и подворотов, межслоевого проскальзывания и пр.

Массивные разности пород, находясь в тех же динамических условиях, в силу большей жесткости и монолитности не имеют возможности реагировать подобным же образом на напряженное состояние. И если геологические условия и механические свойства не позволяют им изменить свое внутреннее строение за счет структурной перестройки, то релаксация напряженного состояния происходит за счет процесса динамической рекристаллизации. В структурной геологии этому процессу не придается должного значения, однако в металловедении и механохимии накоплен большой расчетный и экспериментальный материал по этому вопросу, и эти данные позволяют считать, что рекристаллизация – это реальный способ обеспечения подвижности вещества при деформации геологических тел.

Правда, способ этот принципиально отличается от рассмотренных ранее «структурных» механизмов. Во-первых, при рекристаллизации или вообще не происходит перемещения вещества в пространстве, или масштабы такого перемещения ограничены, в основном, размерами зерен и межзерновых пространств; во-вторых, при данном механизме отсутствует реальное механическое перемещение частиц деформируемого тела (кроме механической сегрегации вещества, которая зачастую сопровождает процесс рекристаллизации). И, тем не менее, в результате процесса рекристаллизации значительные объемы горных пород приобретают реальную возможность изменять свою первичную форму и релаксировать напряженное состояние, вызвавшее их общую деформацию.

\* \* \*

Из приведенных данных понятно, что потенциальная неизбежность структурной дезинтеграции гранитов заложена в специфике их структуры и минералогии. Порода изначально имеет гранулярную гипидиоморфную структуру, которая является предпосылкой дальнейшей дезинтеграции, и прототектонические факторы (особенно контракция и декомпрессия) играют заметную роль в процессе объемной дезинтеграции (грануляции) гранитных массивов, приводя к их разрыхлению и служа «предподготовкой» для проявления последующего объемного течения гранитных масс. Динамическая рекристаллизация отражает единство вещественных и тектонических механизмов структурной перестройки кристаллических горных пород.

### *Тектонический фактор*

Как было показано на многочисленных примерах в предыдущих разделах книги, во внутренней структуре дезинтегрированных гранитов и форме гранитных тел запечатлены признаки как дифференциальной подвижности отдельных объемов горных пород, так и объемного движения массива в целом. Разнообразие деформационных структур, значительная доля которых возникает в процессе реидных деформаций, свидетельствует о ведущей роли тектонического фактора в постумной структурно-вещественной переработки гранитов.

Роль тектонического фактора в процессе объемной дезинтеграции пород «холодного» кристаллического фундамента и, прежде всего, гранитов хорошо известна [Ажгирей, 1966; Арешев и др., 1997; Бороуш, 1991; Запивалов и др., 1996; Иванов и др., 2007; Изотов и др., 1967; Коробов и др., 2005; Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Лобанов и др., 1991; Мартынова, 2002; Пржиялговский и др., 2010а; Сваричевская, Скублова, 1973; Ситдикова, Изотов, 2002; Bradschaw et al., 1967; Chigira, 2001; Cloos, 1929, 1936; Dien Phan Trung, 1994; Eberhardt et al., 1999; Kowallis, Wang, 1983; Pham Anh Tuan et al., 1994]. Частные обобщения и анализ данных приведены в работах авторов этой книги [Лаврушина, Пржиялговский, 2010; Леонов, 1997; Леонов и др., 2008, 2014; Пржиялговский и др., 2010, 2011 и др.], в которых также показана значимость явления объемной тектонизации гранитов для решения задач региональной геологии и общей геодинамики.

Рассмотренные в предыдущих разделах данные по геологии гранитных массивов различных регионов позволяют сформулировать перечень признаков тектонического воздействия, определившего дезинтеграцию и подвижность гранитных массивов на постмагматической стадии их существования. Перечислим главные.

- Линзовидно-блоковое и плитчато-блоковое строение массивов, выраженное в наличии относительно монолитных объемов, разделенных трещинами или интерфейсными зонами измельченных (брекчированных, катаклазированных) пород; наличие специфических веерных и слайс-структур преимущественно субвертикальной ориентации.

- Различная размерность дезинтеграции (от крупноблочной до песчаной); наличие кластитов щебнистой или дресвяно-песчанной размерности с хаотичным распределением обломков на границах слабоизмененных блоков.

- Фрагментация и деформация даек, жил и других интрузивных тел с признаками их смещения.

- Микроструктурные изменения: трещиноватость катаклаз, грануляция, дробление пород и минеральных зерен, проявленные в больших объемах пород; динамическая рекристаллизация.

- Присутствие на апикальной поверхности массива плащеобразной дресвяно-песчаной толщи тектонокластитов, состоящей из продуктов разрушения гранитоидов и включений пород вышележащего осадочного чехла, а также присутствие в основной массе гранитоидов фрагментов вмещающих пород фундамента и (или) осадочного чехла.

- Тектонические и «прогрессивные» контакты с обрамлением массивов.

- Пластическая деформация дочехольной поверхности выравнивания.

- Высотное положение массивов, образующих морфологические аномалии: резко положительные формы рельефа при общей раздробленности и рыхлости пород.

- Наличие кинематических индикаторов рассредоточенных подвижек как внутри массива, так и вдоль сместителей на контакте с вмещающими отложениями, фиксируемые структурами будинажа, подворотами слоев расланцеванием, брекчированием, зеркалами скольжения.

- Признаки дилатансии пород.

- Объемный характер деформаций, захватывающих массивы на значительную глубину (до тысячи и более метров).

Тектоническая переработка изученных авторами монографии и описанных в литературе гранитов [Арешев и др., 1997; Бероуш, 1991; Леонов, 2008; Пржиялговский и др., 2010; Сваричевская, Скублова, 1973] и их внедрение в верхние горизонты земной коры значительно оторвано по времени от момента их становления в качестве интрузивных тел. Об этом, прежде всего, свидетельствуют их взаимоотношения с окружающими осадочными образованиями плитного чехла. Дополнительную информацию по этому вопросу дает изучение микроструктур и температурных условий деформаций гранитов.

В породах изученных массивов обнаружены лишь относительно низко-температурные проявления динамической рекристаллизации BLG и SGR ти-

пов. В кварц-полевошпатовых породах подобные структуры динамической рекристаллизации возникают как правило в температурном интервале 250–400°C. На этом основании можно предполагать, что динамическая рекристаллизация (проявления которой ограничено) являются реакцией на наиболее ранние напряжения внутри зерен. Обнаруженные структуры динамической рекристаллизации кварца, сформированные по механизмам BLG и SGR, по-видимому, отвечают реликтовым (прототектоническим) деформационным структурам, возникшими до перемещения массива к поверхности или на ранних стадиях этого перемещения на значительной глубине, то есть являются более ранними по отношению к катаклазу и брекчированию пород. Признаки высокотемпературной GBM рекристаллизации в гранитах нами обнаружены не были, что, впрочем, не исключает возможность их нахождения в будущем.

Деформации микроуровня в гранитоидах при температурах ниже 200°C (в обычном диапазоне скоростей тектонических движений  $10^{-12} - 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ ), как правило, проявляются в виде упругой обратимой деформации и (или) хрупкого и хрупко-пластического разрушения [Law et al., 2004, Passchier, Trouw, 1996]. Упругую деформацию мы наблюдать не можем, а вот хрупкое разрушение и элементы пластической деформации минеральных индивидов и их фрагментов в гранитных кластитах четко фиксируются. И эти деформации сопровождалась обильной низкотемпературной кальцитовый и гидроокисной жильной минерализацией, каолинизацией, очаговой карбонатизацией полевых шпатов и другими низкотемпературными процессами (см. рис. 1.5.55). Эти данные указывают на то, что деформации происходили при температурах не выше 200°–250°, что согласуется с экспериментальными данными и ранее сделанными выводами [Копелиович, Симанович, 1963; Леонов и др., 2008].

Приведенные рассуждения о температурном режиме процесса рекристаллизации не учитывают однако данных механохимии (трибохимии) и особенностей структурно-вещественных трансформаций в условиях пластической деформации [Аввакумов, 1986; Молчанов и др., 1988; Петерс, 1966; Поспелов, 1972; Хайнике, 1987; Чиков, 1988; Yaeger, Nagel, 1996; др.], которые свидетельствуют о следующем: при деформации твердых тел от 5 до 30% механической энергии, затраченной на деформацию, задерживается кристаллической решеткой деформируемого тела; запасенная энергия увеличивает термодинамический потенциал твердого тела и происходит химическая активация вещества с изменением прочности химических связей вплоть до их полного разрыва; повышение химической активности твердых тел, связанное с подводом механической энергии, приводит к следствиям, имеющим принципиальное значение для процесса структурно-вещественных преобразований.

Одним из следствий этого является то, что при пластической деформации многие процессы протекают при температурах на 100–300° ниже, чем в статических условиях. Из этих данных вытекает реальная возможность динамической рекристаллизации гранофильных минералов при температурах более низких, чем упомянутые выше.

Говоря о механизмах дезинтеграции, нужно обратить внимание на характерные для постмагматической структуры гранитов овоидные (шаро-образные)

формы, которые образованы зонами повышенной трещиноватости, окаймляющими менее раздробленные массы пород. Наличие таких шарообразных структур в гранитах – явление весьма распространенное, но обычно оно рассматривалось или как продукт выветривания или как некий природный курьез, заслуживающий лишь удивления, но не серьезного изучения.

Происхождение таких структур неясно, но, вероятно, уместно провести аналогию с образованием сферических зон повышенной дезинтеграции горных пород, так называемой, зональной дезинтеграцией [Горное..., 1958; Опарин, Танайно, 2011; Шемякин и др., 1986; др.]. Суть явления состоит в том, что при возникновении в породном массиве ослабленной структурно-плотностной неоднородности, происходит образование чередующихся сферических зон относительно ненарушенных и интенсивно раздробленных пород. Подобные структурные обособления выявлены как при натурных наблюдениях в горных выработках, так и в эксперименте. Установлено, что зональная дезинтеграция проявляется при условии достижения литостатического давления, равного или превышающего прочность пород на одноосное сжатие.

Сопряженным с явлением зональной дезинтеграции является эффект формирования так называемых «ячеистых структур» [Курленя и др., 1992; Опарин, Танайно, 2011]. При возникновении в массиве горных пород неоднородностей, в результате процесса самоорганизации пространства, образуется ячеистая структура. Ячей состоят из ядра с относительно пониженной плотностью породной массы и оболочки, включающей зону аномально высокой плотности [Опарин, Танайно, 2011]. В результате на границах ячеек происходит экранирование литостатического давления и трансформация нормальных напряжений в касательные, а ядро оказывается в условиях пониженных напряжений и деформаций. Возможно, именно механизм зональной дезинтеграции и связанное с ней возникновение ячеистой структуры может объяснить формирование «шаровой» структуры в гранитах.

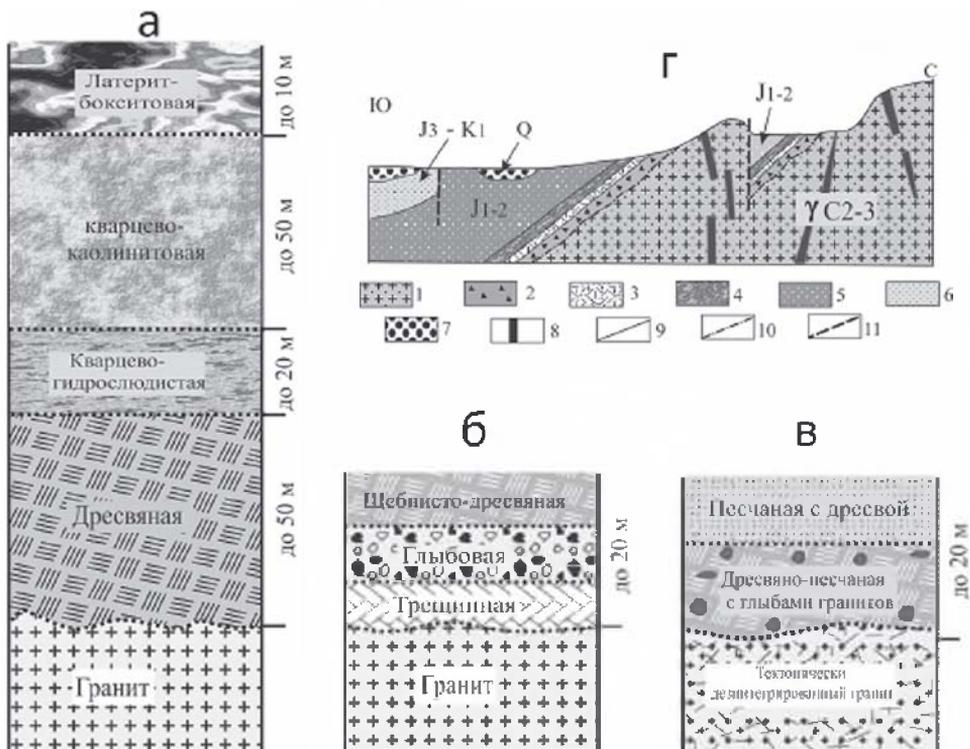
### *Экзогенные факторы*

Влияние экзогенных факторов на формирование постмагматической структуры гранитов и их дезинтеграцию несомненно. Во многих районах Мира (Кавказ [Леонов, 1974], Урал [Петров, 1967; Пучков, 1968], Казахстан [Сваричевская, Скублова, 1973], Забайкалье [Леонов, 2008; Лобанов и др., 1991], Тянь-Шань [Леонов и др., 2008], Скалистые горы [Бероуш, 1991], Канзас [Лукин, 1989, 2007; Пипин, 1973] и др.) зафиксированы выходы пород гранитного состава, представленные кластогенными разностями (брекчированными, трещиноватыми, пористыми, разрыхленными, глыбово-щелнистыми, дресвяными или дресвяно-песчаными). Иногда кластогенный гранитный материал образует вокруг гранитных массивов шлейфы так называемых «переотложенных гранитов» [Пипин, 1973]. Шлейфы, как правило, содержат обломки исключительно гранитного состава, иногда представлены брекчиями, дресвяниками, аркозовыми грубозернистыми песчаниками.

Подобные образования вскрыты скважинами и на глубине, где гранитные массивы входят в состав фундамента и перекрыты осадочным чехлом [Арешев и др., 1997; Изотов и др., 2003; Пипин, 1973; *мн. др.*]. Во многих случаях установлено, что дезинтеграция гранитов и формирование кластических пород связаны с процессами химического и физического выветривания (гипергенезом) [Бушинский, 1975; Добровольский, 2007; Журавлев, 2009; Никитина, 1963; Никитина и др., 1971; Петров, 1967]. В некоторых случаях такие мономиктовые (реже олигомиктовые) кластиты, обрамляющие массивы гранитов, относят к древнему элювию [Кухтиков и др., 1988], олистостромам (обвальнo-оползевым образованиям) [Кухтиков, 1989], тектоно-гарвитационным микститам [Леонов, 1981]. Последние образуются в результате действия процессов двух типов: тектонического дробления материнского массива и последующего гравитационного перемещения в пространстве за счет обвальнo-оползневых явлений. В настоящее время показано [Леонов, 2008; Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2010б; Цеховский и др., 2009], что предварительно тектонически переработанный (трещиноватый, катаклазированный, раздробленный, брекчированный) материал при эксгумации гранитов на дневную поверхность формирует толщи пород, морфологически сходные с элювиальными. Сходство породных комплексов, сформированных за счет тектонических и экзогенных факторов в каждом конкретном случае усложняет определение их генезиса, и здесь возможны расхождения во взглядах, особенно в случае наложения этих процессов друг на друга.

Гипергенные процессы приводят к образованию кор химического и/или физического выветривания, возникновение которых сопровождается дезинтеграцией пород, и их характеристика приведена во многих публикациях [Матвеев, 1972; Никитина и др., 1971; Перельман, Касимов, 1999; Петров, 1967; Польшов, 1934; Черняховский, 1965, 1966, 1968; Ярг, 1987]. На строение элювия, его мощность и минеральный состав оказывают влияние различные факторы: климатический, тектонический, гидрогеологический, геоморфологический, временной (продолжительность выветривания), литологический (характер субстрата, подвергающегося выветриванию) и др. [Богатырев и др., 2009]. В публикациях главное внимание уделено латерит-каолиновым корам химического выветривания и показано, что их формирование происходило в регионах с гумидным субтропическим или тропическим климатом в условиях стабилизации тектонических движений и выравнивания рельефа [Бардошши, 1981; Бокситоносность..., 1988; Закономерности..., 1978; Никитина и др., 1971; Петров, 1948, 1967; Цеховский, 1987; Цеховский, Ахметьев, 2002, 2003 а, б]. В каолиновых или латеритно-каолиновых корях выветривания, сформированных по гранитам, в строении элювиального профиля выделяются следующие зоны (рис. 3.1.4 а): дресвяная (зона дезинтеграции) (до 50 м); гидрослюдястая (10–20 м); каолиновая или кварц-каолиновая (30–50 м); латерит-бокситовая или кварц-каолинит-гиббситовая (до 10 м) [Бушинский, 1975; Петров, 1967; Слукин, 1983а, б, в].

Дезинтегрированные гранитоиды, слагающие одноименную зону, залегают в основании коры выветривания. Они представлены сильно трещиноваты-



**Рис. 3.1.4.** Строение кор выветривания и тектоно-элювиальных кластитов. а – кора химического выветривания; б – коры физического выветривания; в – тектоно-элювиальные кластиты; г – схема взаимоотношения гранитоидов Дзурамтайского массива и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла: 1, 2 – гранитоиды ( $C_{2-3}$ ): 1 – сильно трещиноватые ( $C_{2-3}$ ), 2 – брекчированные и катаклазированные; 3 – микститы песчано-дресвяной размерности с крупными отторженцами гранитов; 4 – тектонокластиты; 5–7 – чехольные отложения: 5 – угленосная моласса ( $J_{1-2}$ ), 6 – красноцветная моласса ( $J_3 - K_1$ ), 7 – грубообломочные четвертичные отложения; 8 – дайки аплитов; 9, 10 – границы: 9 – стратиграфические, 10 – протрузивные; 11 – разрывы. Масштаб условный

ми и глыбовыми разностями, щебнем в нижней части зоны и дресвой в верхней. Исходная порода может распадаться на минеральные зерна, обычно имеющие размер мелкой дресвы с незначительной примесью частиц песчано-алевритовой размерности. При этом отдельные объемы породы сохраняют исходные структуры и текстуру.

В более верхних (кварцево-гидрослюдистой и кварцево-каолиновой) зонах кор выветривания, образующихся по гранитному субстрату, дезинтеграция пород усиливается за счет совместного проявления физического и химического выветривания. Происходит глинизация алюмосиликатов с образованием гидрослюдов, смектитов и каолинитов. В глинистых элювиальных породах, представляющих собой продукты разложения гранитоидов, сохраняются их исходные текстуры и структуры [Кашик, Карпов, 1977; Петров, 1967]. Кварц (устойчивый к выветриванию минерал) также преобразуется в верхней зоне латеритного элювия [Пастухова и др., 1986; Петров, 1967]. Происходит рас-

трескивание, коррозия и растворение его зерен, иногда с заполнением трещин гематитом или гиббситом. Отмечается и полное растворение зерен кварца, образование на их месте пустотного пространства, а также частичное или полное замещение кварца гиббситом. В регионах с умеренно влажным климатом в результате преимущественно процессов физического выветривания формируются маломощные (до нескольких десятков метров) гидрослюдистые коры выветривания. Этот тип кор, в которых химическое выветривание алюмосиликатов проявлено слабо и не сопровождается возникновением мощной глинистой элювиальной зоны, относят к корам физико-химического выветривания [Черняховский, 1966, 1968; Афанасьев, 1976, 1977]. Дезинтеграция пород сопровождается образованием щебня, дресвы и мелкозема (тонкопесчаного и алевроитового материала с примесью гидрослюдистой или монтмориллонит-гидрослюдистой глины). Гидролиз силикатов и синтез глинистых минералов в этом элювии подавлен, и содержание глинистой фракции в породах крайне мало (3–8 %), зональность профиля не выражена, химические преобразования пород проявлены слабо [Афанасьев, 1977].

В районах с аридным климатом доминируют процессы физического выветривания. Химические изменения играют подчиненную роль и сводятся к появлению гидрослюдов и смектитов в верхних горизонтах дезинтегрированных пород [Афанасьев, 1977; Ерофеев, Цеховский, 1983, 1990; Черняховский, 1968]. Формируются дресвяно-щебнистые продукты, увенчанные маломощной (первые метры) красноцветной, слабоизвестковистой гидрослюдисто-смектитовой элювиальной зоной. В современном элювии Монголии (в условиях континентального холодного аридного климата) эта верхняя зона обычно отсутствует, и весь профиль сложен продуктами физического выветривания.

В корях физического и физико-химического выветривания в областях с гумидным или аридным климатом мелкозем не сохраняется и выносятся за пределы выветривающихся массивов [Черняховский, 1968] за счет действия водных потоков и ветровой эрозии, и в областях денудации на поверхности остаются развалы остроугольных глыб, щебня и дресвяники, которые особенно характерны для выветрелых гранитов.

Таким образом, в областях с гумидным или аридным климатом кластические породы, образование которых связано с выветриванием, сосредоточены или в низах элювиального профиля (в корях химического выветривания), или занимают его большую часть (в корях физико-химического выветривания), или слагают всю кору (при физическом выветривании). При этом их облик однотипен и аналогичен профилю коры физического выветривания [Ярг, 1987], в строении которого выделены три зоны: 1) трещинная (в основании), 2) глыбовая (в средней части) и 3) щебнистая или щебнисто-дресвяная (в кровле), но порядок расположения зон и их строение могут от места к месту меняться в зависимости от характера субстрата (см. рис. 3.1.4 б, в).

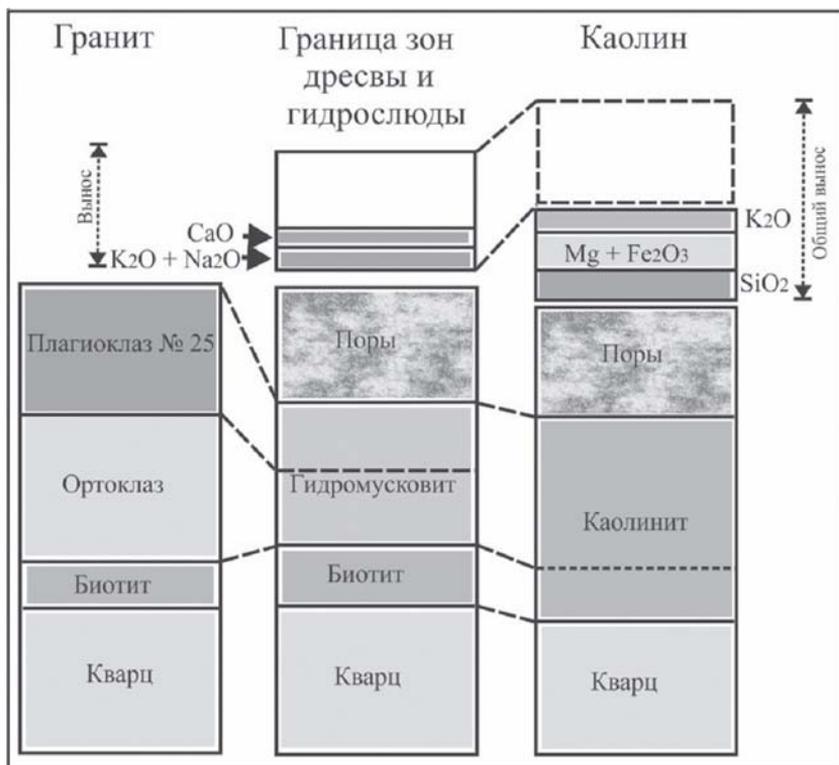
Дезинтеграция пород и минеральных зерен в корях выветривания происходит в результате их растрескивания, дробления и распада на глыбы, щебень, дресву, а также мелкозем. Содержание мелкозема сравнительно мало в корях химического выветривания, но заметно возрастает в продуктах дезин-

теграции кор физического или физико-химического выветривания в областях с умеренным или аридным климатом. Формирование кластогенных структур пород в корях выветривания происходит практически без смещения обломков относительно друг друга или их поворота, но с возникновением между ними пустотных пространств, заполняемых глинами, гидроокислами железа, карбонатами или иными образованиями. В корях химического или физического выветривания процессы дезинтеграции пород проявлены однотипно и не сопровождаются перемещением вещества. Они определяются: суточными и сезонными колебаниями температур, приводящими к неравномерному изменению объема породы и слагающих ее минеральных зерен; расклинивающим действием замерзающей воды и процессов кристаллизации солей; проникновением адсорбционных водных пленок по микротрещинам; воздействием корней растений и роющих организмов. Результатом экзогенной дезинтеграции кристаллического фундамента (в том числе и гранитов) является распад пород и минеральных зерен на отдельные фрагменты, а также их разрушение до состояния мелкозема [Черняховский, 1966, 1968; Матвеев, 1972; Афанасьев, 1976, 1977].

Химические преобразования гранитоидов в зонах дезинтеграции, даже в корях химического выветривания, выражены слабо. Обычно они сводятся лишь к гидратации минералов с образованием гидромусковита и гидробиотита. Отмечается разбухание пластинок слюд, серицитизация полевых шпатов по краям зерен и вдоль трещин спайности, обособление зерен кварца и полевых шпатов, между которыми местами появляется мелкозем. В почвах, где происходит наиболее активное экзогенное минералообразование при физическом выветривании кристаллических пород фундамента, возникают гидрослюды, хлориты, смешаннослойные слюда-сметитовые или хлорит-сметитовые минералы [Градусов, 1972]. Но, если «результаты химического анализа... создают впечатление о сравнительно небольшом изменении состава по профилю коры выветривания на гранитах», то «сопоставление минералогического состава исходной породы и конечного продукта выветривания – каолинового горизонта – показывает, что в процессе формирования... коры выветривания гранитов был полностью преобразован минеральный состав» [Добровольский, 2007, стр. 294] (рис. 3.1.5).

Мощность элювия в корях физического выветривания обычно не превышает 10–15 м [Черняховский, 1966], но отмечаются и более высокие его значения, что связано с включением в кору выветривания так называемых зон «предразрушения» [Черняховский, 1966, 1968; Афанасьев, 1977]. Суть явления «предразрушения» следующая. Породы, располагающиеся на глубине, находятся под литостатическим давлением. По мере их выхода на дневную поверхность происходит уменьшение нагрузки, декомпрессия, увеличение объема горных пород. При этом образуются трещины разгрузки и раскрываются ранее сомкнутые тектонические и литогенетические трещины. Мощность зоны «предразрушения» составляет десятки метров, а в тектонически активных участках может быть значительно больше и достигать глубин сотен метров.

Мощные зоны дезинтеграции характерны для линейных кор выветривания, которые обычно приурочены к разломам и к зонам объемной дезинте-



**Рис. 3.1.5.** Баланс и изменение объемов вещества в коре выветривания гранитов, по В.П. Петрову. Рисунок взят из работы [Добровольский, 2007]

границы (о них речь пойдет ниже), где происходит тектоническое дробление, а также взаимодействие с трещинными, нередко термальными растворами [Изучение..., 1995; Михайлов, 1998, 2000; Петров, 1967; Разумова, 1977; Цеховский, 2004; Цеховский, Ахметьев, 2002; Цеховский и др., 2008]. Так, например, дезинтеграция гранитных массивов и образование пород, внешне сходных с элювием, в пределах Гиссарского батолита достигает 1–2 км [Кухтиков, 1989; Кухтиков и др., 1988]. Эти преобразования известны как «глубинное выветривание» [Геологический..., 1978]. Собственно элювиальные процессы проявляются в линейных корах выветривания лишь в верхней их части. Основным фактором преобразований являются процессы, связанные с тектоническим или тектоно-гидротермальным режимом [Лобанов и др., 1991]. Однако в кору выветривания часто включают и тектонически дезинтегрированные породы, за счет чего неоправданно увеличивают ее мощность.

Гранитные кластиты экзогенного и эндогенного происхождения имеют много общих черт (конвергенция признаков), которые затрудняют идентификацию их генезиса. Но, несмотря на значительное сходство, гранитные кластиты разного генезиса обладают и чертами различия, позволяющими проводить их разграничение.

**Для кластитов экзогенного генезиса характерны следующие особенности состава и строения.**

– Приуроченность к корам химического и физического выветривания; наличие элювиального профиля с трещинной, глыбовой и дресвяно-щебнистой зонами; положение в нижней части кор химического выветривания.

– Наличие признаков воздействия климатического, гидрогеологического, временного, петрографического факторов, выраженные в характере залегания, составе и строении вторичных преобразований пород и минералов.

– Состав новообразованных пород (бокситы, каолиниты) и минеральных фаз (гидрослюды, смектиты, псевдоморфозы гиббсита по кварцу и др.), отражающий гидратацию силикатов и синтез глинистых минералов.

– Форма, особенности морфологии и взаимоотношения обломков пород, минеральных фаз и зерен: разбухание слюд; серицитизация полевых шпатов по краям зерен и вдоль трещин спайности; обособление зерен кварца и полевых шпатов; наличие макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах; заполнение трещинного пространства мелкоземом и глинистой фракцией; многоугольная форма и четкое ограничение элювиальных останцов и кластов.

– Присутствие преимущественно глыбово-щебнистых и щебнисто-дресвяных обломков.

– Преобладание в продуктах ближнего переыва (в делювии) грубообломочных глыбово-щебнистых или дресвяно-щебнистых пород с неокатанными обломками.

– Незначительная (от первых метров до нескольких десятков метров) мощность.

**Для кластитов тектонического генезиса характерны следующие особенности состава и строения.**

– Приуроченность к протрузиям гранитоидов.

– Линзовидно-блоковое строение массива с различным проявлением дезинтеграции (трещиноватые, катаклазированные и обломочные глыбово-щебнистые породы).

– Наличие вертикальной или посклоновой отдельности, веерных или слайдовых структур.

– Фрагментация даек, жил и других интрузивных тел с признаками смещения.

– Присутствие в основной массе гранитоидов фрагментов вмещающих пород фундамента или осадочного чехла.

– Трещиноватость, катаклиз, грануляция, дробление и, местами, перетиравание пород с возникновением обломков.

– Различные формы дезинтеграции (мегаглыбовая, плитчатая, ромбовидная, глыбовая, щебнистая, дресвяная, песчаная).

– Наличие макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах.

– Проявление в микротрещинах газово-жидких включений.

– Микроструктурные изменения кварца (мозаичное угасание, мелкополигональная, брусково-блочная, удлинено-ориентированная и полосчатая микроструктуры), перекристаллизация мелких зерен кварца и их укрупнение, иногда с однонаправленной ориентировкой зерен.

– Интенсивная грануляция пород и минеральных зерен с образованием угловатых и (или) полукруглых кластов.

– Деформация минеральных зерен (изгибание пластинок слюд, обдавливание зерен, наличие зубчатых ограничений).

– Большая мощность до сотен и первых тысяч метров.

– Отсутствие или слабая проявленность единой зональности структурно-минеральных преобразований гранитов от денудированной кровли вглубь массива.

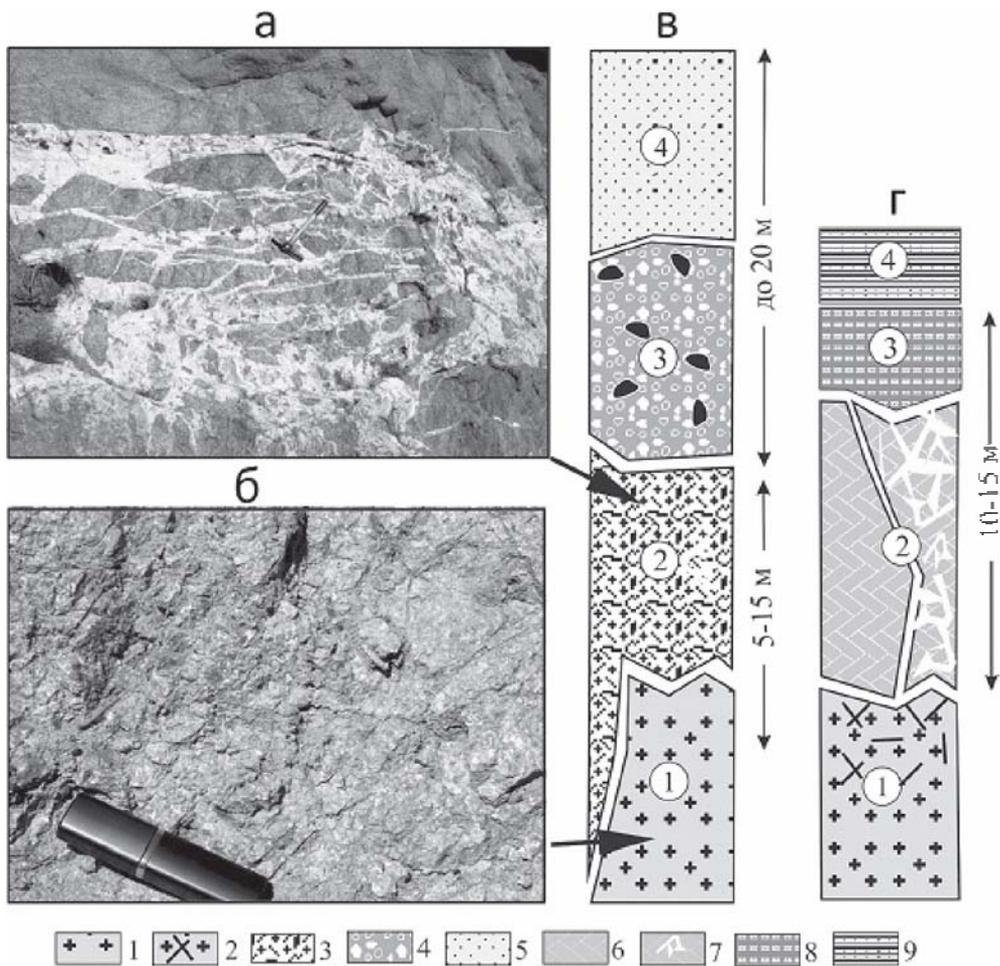
– Пространственная, морфологическая и хронологическая связь структур дезинтеграции с тектоническими структурами более высокого ранга – разломами, прогрессивными контактами, границами блоков и т.п.

Вместе с тем следует отметить, что определение генезиса кластических тел гранитного состава в некоторых случаях осложняется тем, что выведенные на земную поверхность массивы тектонически дезинтегрированных гранитоидов подвергаются гипергенным преобразованиям, а отложения кор выветривания вовлекаются в тектоническую переработку. При этом возможны два основных варианта последовательности событий: 1-й: «тектонический микстит» → «гипергенная переработка»; 2-й: «кора выветривания» → «тектоническая переработка». Все остальные варианты являются комбинациями этих двух.

Гипергенная переработка гранитных кластитов тектонического генезиса отчетливо выражена в массивах Дзурамтай (Южная Монголия) и Их-Хайрхан (Центральная Монголия), массиве горы Шерловой в Восточном Забайкалье. Их положение в структуре и детальное описание в интересующем нас аспекте приведены ранее (главы 1.3, 1.4), а также в специальных публикациях [Леонов и др., 2014 а, б]. Формирование гранитных кластитов Дзурамтайского и Их-Хайрханского массивов связано, главным образом, с процессами прототектоники и постумной тектоники, которые определили их объемную дезинтеграцию и формирование гранитных протрузий. В условиях взаимодействия с атмосферой гранитные кластиты (тектонические микститы) подверглись действию гипергенных процессов, которые оказали определенное влияние на особенности строения и состав породных комплексов. При этом формируется профиль коры физического выветривания (рис. 3.1.6 в), отличный от профилей коры выветривания нетектонизированных гранитов (рис. 3.1.6 г).

В результате физического выветривания более отчетливой становится первичная тектоническая делимость пород, контрастнее проявляются плитчатые и глыбово-блоковые формы. Возникают гряды с зубчатой поверхностью (рис. 2.2.1 А). Препарируются своеобразные морфоструктуры с резко несогласованной общей формой (эллипсы или круги) и внутренней линейной ориентировкой плитчатой отдельности (см. рис. 2.2.1 Д). Образуются новые морфоструктуры: останцы дезинтегрированных гранитоидов в виде сферических и куполообразных башен и остроугольных пиков, другие причудливые формы (рис. 3.1.7). Иногда такие останцы, сохранившиеся от эрозии, превращены в округлые образования диаметром до 1–3 м, изолированные от материнского субстрата (рис. 3.1.8). И среди элювиально-делювиальных отложений расположены рассеянные, «плавающие» валуны, сложенные первично тектонизированными породами.

Выветривание усиливает дезинтеграцию эксгумированных гранитоидов. В итоге они превращаются в элювиально-делювиальные мелкоземистые дресвяно-песчаные породы аркозового состава, объемы которых могут быть весьма значительны. В основании тел, сложенных мелкоземом, сохраняются округлые останцы, именуемые тектоническими валунами.



**Рис. 3.1.6.** Тектонически дезинтегрированные граниты и профили кор выветривания (а, б, в – массивы Дзурамтай и Их-Хайрхан, Монголия; г – массив Кызыл-Чоку, Тянь-Шань).

а – раздробленные гранитоиды, пронизанные жилами кальцита; катаклазированные монокристовые граниты; в – профиль коры физического выветривания по интенсивно тектонизированным гранитам; г – профиль коры выветривания по гранитам, не затронутым интенсивной тектонической переработкой).

1–3 граниты: 1 – исходные, 2 – трещиноватые; 3 – брекчированные и катаклазированные; 4 – песчано-древянные породы с отторженцами гранитов; 5 – песчано-древянная порода; 6 – глинисто-песчано-древянная порода; 7 – катаклазированный гранит, пронизанный жилами карбонатов; 8 – известковый панцирь; 9 – отложения чехла (коктурпакская свита). Цифры в кружках – номера слоев

При поверхностной эрозии дезинтегрированных гранитоидов формируются своеобразные продукты их ближнего переотложения. Продукты выветривания монолитных скальных пород фундамента (включая гранитоиды) представлены преимущественно глыбово-щебнистым делювием, который накапливается на склонах поднятий или у их подножий а затем окатывается при



**Рис. 3.1.7.** Массив Их-Хайрхан. Эрозионные останцы тектонически дезинтегрированных гранитоидов в виде остроугольных пиков. Фото Ю.Г. Цеховского из [Леонов и др., 2014а]



**Рис. 3.1.8.** Тектонический «окатыш» дезинтегрированного гранита. Фото Ю.Г. Цеховского из [Леонов и др., 2014]

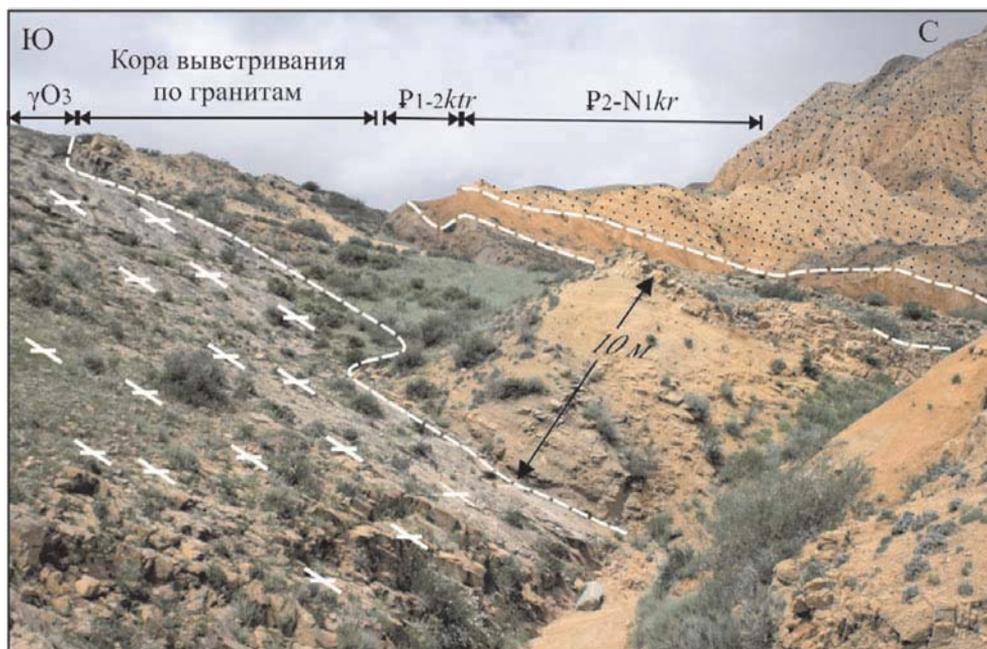
транспортировке водными потоками и превращается в валунно-галечные отложения. В случае эрозии дезинтегрированных гранитов форма и размер обломков в делювии определяется их формой и размерами, которую они приобретают при тектонической дезинтеграции. Обычно это плитообразные или ромбоэдровидные блоки с остроугольными или слегка округленными гранями, а также брекчии, сложенные остроугольными обломками, или дресвяно-песчаные образования. Особенностью строения делювиальных и элювиально-делювиальных отложений, образованных по тектономикститам, являются большие объемы мелкообломочного дресвяно-песчаного материала с включением рассеянных («плавающих») тектонических валунов. Эта форма в определенной мере сохраняется и при ограниченном переносе водными потоками. Для этой разновидности кластитов характерно также наличие, так называемых, «прогрессивных» контактов – с постепенным переходом от тектонической смеси к перемещенному элювию.

Ярким примером тектоно-элювиальных образований являются кластиты горы Шерловая (Восточное Забайкалье), которые описаны в главе 1.3, а также в работах [Леонов, 2008, 2014 а, б].

Таким образом, экзогенные процессы способствуют вторичным изменениям гранитоидов, дезинтегрированных и эксгумированных в результате действия тектонических процессов. Процессы химического выветривания в приведенных примерах практически не проявлялись, а физические факторы оказывали влияние на породные комплексы лишь в пределах относительно маломощной (до 10–15 м) приповерхностной зоны. Это связано, с одной стороны, с климатическими условиями, и, с другой стороны, обусловлено активным новейшим тектоническим поднятием массива и интенсивной его эрозией, примером чему служит, в частности, массив Кызыл-Чоку в Прииссыккулье, описанный в главе 1.5 (см. рис. 1.5.12, 1.5.13).

Известны примеры процесса тектонической переработки образований апогранитных кор выветривания, на участках, затронутых интенсивной тектонической переработкой. Рассмотрим с этих позиций два массива, расположенных на северном борту Иссык-Кульской впадины, основные черты строения которых приведены в главе 1.5. В пределах одного из них – массива Кызыл-Чоку (рис. 3.1.9) на гранитах, перекрытых палеогеновыми отложениями, развита аридная кора выветривания мощностью до 10–15 м, строение которой, по литературным данным [Ерофеев, Цеховский, 1990] и личным наблюдениям, выглядит следующим образом (снизу вверх по разрезу).

В основании профиля выветривания располагается зона гипергенной дезинтеграции исходных гранитов (см. рис. 3.1.6, сл. 1). Граниты разбиты системой трещин, и снизу вверх на расстоянии одного–десяти метров раздробленность гранитов возрастает и формируется «каменный элювий» [Ерофеев, Цеховский, 1990]. Породы осветлены, в них плагиоклаз и калиевый полевой шпат в значительной степени пелитизированы. По роговой обманке и биотиту развиваются оксиды железа, которые образуют пленки в микротрещинах породы.



**Рис. 3.1.9.** Строение северного борта массива Кызыл-Чоку. Описание в тексте

Местами граниты дезинтегрированы до образования фрагментов щебнистого размера (от 1,5–2 см, длиной до 3–6 см). Щебнистые фрагменты имеют угловатую, иногда слегка вытянутую форму. Они сложены трещиноватыми крупнокристаллическими гранитами с биотитом, при этом трещины развиваются как внутри кристаллов кварца, так и по трещинам спайности калиевого полевого шпата. Щебнистый, дресвяный, иногда бурый глинистый материал заполняет промежутки (открытые трещины) между гранитными блоками. Нередко наблюдаются и вертикальные полости шириной до 1,2–1,5 м, заполненные дресвой, которая сцементирована пелитоморфным кальцитом, или сложены нацело карбонатом. Некоторые карбонатные жилы проникают в коренные породы более чем на 10–12 м.

Раздробленность гранитов вверх по разрезу возрастает (сл. 2), и они буквально «пропитаны» жилами и бесформенными скоплениями кальцита, который выполняет трещины и разъединяет блоки гранитов. Форма карбонатных жил и блоков отражает первичную делимость гранитного массива по системам ранее образованных параллельных трещин. Блоки сохраняют исходную форму параллелепипедов или ромбоэдров. Повороты и деформация блоков практически отсутствуют. Породы еще более осветляются, приобретая светло-серую окраску. В структурном отношении это агрегат угловатых фрагментов красных крупнокристаллических гранитов (размер 0,5 см до 25 см), сцементированных белым тонкозернистым или пелитоморфным матриксом карбонатного состава. Наблюдается конформное расположение границ угловатых фрагментов гранитов, что свидетельствует об отложении карбонатов по ранее

образованной вертикальной и горизонтальной системе трещиноватости в гранитах. В некоторых местах гранитные фрагменты имеют скругленную форму, и тогда первичная упорядоченность делается менее заметной. Все переходы между отдельными зонами внутри коры выветривания и переход к невыветрелым гранитам постепенные, в интервалах первых десятков сантиметров.

В дезинтегрированных гранитах по ранее возникшим трещинам и на границах зерен расположены крупные кристаллы кальцита, удлиненные перпендикулярно границам зерен и стенкам трещин (рис. 3.1.6 б). В некоторых зернах кварца наблюдаются явления коррозии или частичного растворения. По мере приближения к контакту с коктурпакской свитой в породах второго слоя значительно увеличивается содержание кальцитовых кристаллов и уменьшается доля открытых трещин. В мелкозернистом кальцитовом цементе (65%) встречаются как отдельные кристаллы плагиоклаза, кварца и калиевого полевого шпата, так и фрагменты гранитов (35%). Обломки, как правило, угловатой формы, их сортировка по размеру плохая. Вокруг гранитных обломков образуется «каемка», состоящая из более крупных относительно вмещающего цемента и вытянутых перпендикулярно фрагментам кристаллов кальцита.

Переход между нижней зоной гипергенной дезинтеграции и расположенной выше дресвяно-щебнистой зоной постепенный, отмечен исчезновением отдельности, характерной для нижележащих гранитоидов, и формированием более густой и мелкой сети трещин. Соответственно, вверх по разрезу уменьшается количество крупных гранитных кластов и увеличивается роль щебня (в нижней части) и дресвы (в верхней части). В заполняющем веществе дресвы появляется все больше глинистой составляющей вследствие разложения полевых шпатов и слюд. Большая часть зерен полевого шпата пелитизирована. Некоторые зерна, однако, не затронуты интенсивными преобразованиями и сохраняют первичную форму. Появляются ржаво-коричневые и бурые пятна ожелезнения, а пелитоморфный кальцит образует тонкую вкрапленность или плотно цементирует дресвяные зерна. Мощность этой зоны 3–5 м. Порода приобретает коричневато-бурый цвет за счет появления пленок оксидов железа на глинистых и песчаных частицах.

Местами в пределах этой зоны, так же как и нижележащей, наблюдаются участки, пронизанные большим количеством субвертикальных известковистых жил. Полевые шпаты и слюды становятся трещиноватыми, а в зернах кварца, иногда слегка корродированных, появляются микротрещинки. В верхах зоны кальцит местами образует тонкую вкрапленность в дресве и нередко цементирует обломочные зерна. Глинизация алюмосиликатов с формированием гидрослюд и смектитов выражена слабо. Несколько более активно процессы глинизации проявляются лишь в верхах щебнисто-дресвяной зоны.

Вверх по разрезу в глинистых дресвяниках увеличивается содержание вкрапленного пелитоморфного кальцита, который образует сначала рыхлый, а затем плотный глинисто-карбонатный цемент, и разрез коры выветривания венчает массивный «силикатно-известковистый» панцирь (см. рис. 3.1.6 г, сл. 4). «Панцирь» представляет собой агрегат угловатых корродированных зерен кварца и пелитизированного полевого шпата, сцементированных плотной

глинисто-карбонатной массой. Породы пронизаны известковистыми журавчиками – субвертикальными трубчатыми каналами (диаметром 0,5–2,0 мм), которые заполнены выделениями крупнокристаллического кальцита в пустотах, образовавшихся после разложения корней растений. Иногда эти пустоты заполнены известковисто-глинистым веществом, реже халцедоном. Отдельные участки панциря имеют конкреционное строение. Известковистые конкреции достигают размера 2–3 см. Они, как и вмещающая их кальцитовая пелитоморфная масса, содержат зерна кварца и пелитизированного полевого шпата. Глинисто-известковистые породы панциря часто бывают пигментированы гидроксидами железа, придающими породе общую красно-бурую окраску. Мощность известковистого панциря 4–5 м.

Верхние зоны разреза древней аридной коры выветривания, развитой по гранитам фундамента Иссык-Кульской впадины, на разном уровне срезаны денудационными процессами, и на ней с размывом залегают более молодые отложения. Обычно это красноцветные осадки коктурпаксокой свиты (палеоцен–эоцен) мощностью до 10–15 м, которая в значительной степени состоит из продуктов переотложения аридного элювия [Бачманов и др., 2008; Ерофеев, Цеховский, 1990].

\* \* \*

Изложенный материал показывает, что дезинтеграция гранитоидов после вхождения их в состав консолидированного корового слоя – процесс многокомпонентный и сложный, и он может протекать в относительно холодных условиях, на глубинах, не превышающих нескольких километров или в приповерхностных условиях. Все механизмы структурной переработки гранитов приводят к дезинтеграции (грануляции) горных пород и их разрыхлению, т.е. к тому эффекту, который был назван Г. Штилле [Штилле, 1964] «тектоника разрыхления» (нем. Lockertektonik). Среды с дискретным строением (гранулированные субстанции) обладают рядом специфических механических свойств, которые объясняют многие аспекты поведения гранитов на постмагматической стадии их эволюции и о которых речь пойдет ниже.

### *Литература*

*Авакумов Е.Г.* Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 305 с.

*Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М., 1966.

*Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во «Нефть и газ», 1997. 288 с.

*Афанасьев А.П.* Гидрослюдистая кора выветривания // Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1976. С. 88–96.

*Афанасьев А.П.* Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Наука, 1977. 244 с.

*Бардошши Д.* Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с.

*Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др.* Минкуш-Кекемернская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.

- Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.
- Бобряков А.П.* Сети трещин в геоматериалах и их физическое моделирование // ФТПРПИ. 2004. № 5.
- Богатырев Б.А., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г.* Условия образования и закономерности распространения крупных и уникальных месторождений бокситов // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 2. С. 169–192.
- Бокситоносность главных тектонических структур. М.: Наука, 1988. 246 с.
- Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973. 436 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988. 228 с.
- Горное дело. Энциклопедический справочник. Т. 1 / Ред. Терпигорев А.М. М.: Углетехиздат, 1958. 458 с.
- Градусов Б.П.* Размещение основных типов профилей глинистого материала в почвах // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 5. С. 1164–1167.
- Добровольский В.В.* Гипергенез и коры выветривания. Избранные труды. Т. I / Отв. ред. Н.С. Касимов. М.: Научный мир, 2007. 508 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Древний аридный эловий Тянь-Шаня // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 1. С. 29–48.
- Журавлев Е.Г.* Залежи нефти и газа в корах выветривания фундамента осадочных бассейнов // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 3. С. 329–334.
- Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1978. 255 с.
- Затвалов Н.П., Абросимова О.О., Рыжков С.П.* Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенности прогнозирования и поисков залежей нефти и газа // Геол., геофиз. и разработка нефтяных месторождений. 1966. № 8–9. С. 5–9.
- Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ // Генезис нефти и газа / Под ред. Дмитриевского А.Н., Конторовича А.Э. М.: ГЕОС, 2003. 124 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Клец А.Г. и др.* Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: Зап. СибНИИ ГГ, 2007. С. 49–56.
- Изучение и картирование зон гипергенеза / Под ред. Михайлова Б.М. СПб.: Недра, 1995. 189 с.
- Кашик С.А., Карпов И.К.* Основные проблемы физико-химической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 87–99.
- Копелиович А.В., Симанович И.М.* Структуры дифференциального скольжения в кварцитопесчаниках иотнийских толщ Прионежья // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 3. С. 675–681.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И.* Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 3–9.

*Курленя М.В., Адушкин В.В., Гарнов В.В., Опарин В.Н., Стивак А.А.* Знакопеременная реакция горных пород на динамическое воздействие // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 2. С. 263–265.

*Кухтиков М.М.* Позднепалеозойские олистостромы Южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 5. С. 25–33.

*Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.Н.* Древний элювий гранитоидного состава Каратегинского хребта // ДАН Тадж. ССР. 1988. Т. 31. № 5. С. 333–335.

*Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2010. С. 401–405.

*Леонов М.Г.* Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1974. Т. 19. Вып. 6. С. 37–44.

*Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 172 с.

*Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полецук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 1. Экзогенная и тектоническая постмагматическая дезинтеграция гранитных массивов // Литология и полезн. ископаемые. 2014 а. № 1. С. 89–112.

*Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полецук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная гипергенная и тектоническая переработка гранитных кластитов // Литология и полезн. ископаемые. 2014 б. № 2. С. 1–19.

*Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В., Стрелок Т.Л.* Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1178–1182.

*Лукин А.Е.* Генетические типы вторичных преобразований и нефтенакопления // Киев: Ин-т геол. наук АН УССР, 1989. 52 с.

*Лукин А.Е.* Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотненных кристаллических пород – перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–21.

*Мартынова И.И.* Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте на основе мирового опыта открытий месторождений углеводородов в породах кристаллического фундамента // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 51–57.

*Матвеев Ю.Д.* Динамика выветривания осадочных пород. М.: Наука, 1972. 86 с.

*Михайлов Б.М.* Роль эндогенных факторов в формировании минерации сферы гипергенеза // Проблемы осадочной геологии. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 16–17.

*Михайлов Б.М.* Гипергенная стадия литогенеза и ее металлогения // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 39–42.

*Молчанов В.И., Селезнева О.Г., Осипов С.Л.* Тонкое диспергирование горных пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 29–41.

*Никитина А.П.* К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА // *Кора выветривания*. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 102–104.

*Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимическая зональность формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 89 с.

*Опарин В.Н., Танайно А.С.* Каноническая шкала иерархических представлений в горном породоведении. Новосибирск: Наука, 2011. 260 с.

*Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.

*Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсольевых отложений Прикаспийской впадины // *Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений*. 1992. Вып. 2. С. 7–14.

*Пастухова М.В., Калюжная С.Н., Михайликова В.И.* Поведение кварца в латеритных корях выветривания // *Крупномасштабное и локальное прогнозирование месторождений алюминиевого сырья*. М.: ВИМС, 1986. С. 146–173.

*Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астерия-2000, 1999. 763 с.

*Петерс К.* Механохимические реакции // *Труды Европейского совещания по измельчению*. М.: Изд-во лит. по строительству, 1966. С. 80–93.

*Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.

*Питин Л.* Месторождение нефти и газа Пенхендл-Хьготок, Техас-Окклохома-Канзас // *Геология гигантских месторождений нефти и газа*. М.: Мир, 1973. С. 170–179.

*Польнов Б.Б.* Кора выветривания. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 240 с.

*Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 233 с.

*Поспелов В.В.* Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама по керновым данным // *Актуальные проблемы геологии нефти и газа* / Ред. В.П. Гаврилов. М.: Изд-во «Нефть и газ», 2005. С. 175–186.

*Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики литопетро- и тектогенеза // *Геология и геофизика*. 1972. № 12. С. 53–73.

*Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В.* Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия) // *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 2010а. Т. 2. С. 169–173.

*Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // *ДАН*. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.

*Пржиялговский Е.С., Щербакова Т.Ф., Лаврушина Е.В., Савичев А.Т., Горькова Н.В.* Особенности проявления квазипластических деформаций гранитов массива Танын (Гоби-Алтай, Южная Монголия) на микроуровне // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Мат. совещания. Вып. 8. Иркутск: СО РАН, 2010а. Т. 2. С. 43–44.

*Пуарье Ж.П.* Позустьность кристаллов. Механизмы деформации керамики, металлов и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.

*Пучков В.Н.* О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами // *Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР*. 1968. Вып. 8. С. 50–5

*Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.

*Сваричевская З.А., Скублова Н.В.* О природе островных гор Центрального Казахстана // *Структурная геоморфология горных стран*. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.

*Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.* Геодинамические условия формирования деструктивных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. 2002. № 4 [12]. С. 17–22.

*Слукин А.Д.* Латеритные бокситы Индии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983а. С. 27–32.

*Слукин А.Д.* Латеритные бокситы Австралии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983б. С. 32–38.

*Слукин А.Д.* Бокситы Бразилии Индии // Условия образования и факторы сохранности бокситовых месторождений СССР. М.: Наука, 1983в. С. 38–40.

Справочник по физике / Ред. Х. Кухлинг. М.: Мир, 1985. 250 с.

Справочник физических констант горных пород / Ред. С. Кларк. М.: Мир, 1966. 545 с.

*Тихомиров В.Г.* Трещины гранитоидных массивов и их происхождение // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 35–42.

*Хайнике Г.* Трибохимия. М.: Мир, 1987. 582 с.

*Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.

*Цеховский Ю.Г.* Литогенез в зонах активизации тектонического режима // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 245–266.

*Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А.* Ландшафты и геодинамика эпох формирования кор выветривания (на примере раннего кайнозоя Евразии) // Геология и разведка. 2002. № 3. С. 23–38.

*Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А.* Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003а. Т. 78. Вып. 1. С. 3–15.

*Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А.* Ландшафты, осадконакопление с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза (на примере Евразии). Статья 2. Пиренейская эпоха и ее сравнение с Ларамийской // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003 б. Т. 78. Вып. 2. С. 13–21.

*Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В., Япаскurt О.В.* Роль экзогенных и эндогенных процессов в формировании бокситов // Известия Секции наук о Земле РАЕН. 2008. Вып. 16. С. 65–82.

*Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.

*Чередниченко А.И.* Тектоно-физические условия минеральных преобразований // Киев: Наук. думка, 1964. 184 с.

*Черняховский А.Г.* Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии // Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М.: Наука, 1965. С. 65–81.

*Черняховский А.Г.* Элювий и продукты его переотложения // Труды ГИН АН СССР. Вып. 249. М.: Наука, 1966. 177 с.

*Черняховский А.Г.* Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания // Кора выветривания. Вып. 15. М.: Наука, 1968. С. 18–28.

*Чиков Б.М.* Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С. 5–28.

Шемякин Е.И., Фисенко Г.Л., Курляня М.В., Опарин В.Н. и др. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок // ДАН СССР. 1986. Т. 289. № 5. С. 1088–1094.

Штудле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.

Ярг Л.А. Инженерно-геологическое изучение процесса выветривания. М.: Недра, 1987. 235 с.

Янаскурт В.О. Структурогенез статического метаморфизма. М.: Изд-во МГУ, 2004. 152 с.

Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // Geol. Rundsch. 1967. Vol. 56. No. 2. P. 567–596.

Chigira M. Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan // Engineering Geology. 2001. V. 59. P. 219–231.

Cloos H. Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Scholltn und Pluton // Geol. Rundschau. 1929. T. XX. Heft 1. 166 p.

Cloos H. Pluton und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen. XVI Congress geol. intern. N. I. Washington, 1936. 235 p.

Dien Phan Trung. Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam // AAPG Intern. Conf. and Exhib. Southeast Asian Basins. Kuala Lumpur, 1994. 38 p.

Eberhardt E., Stead D., Stimpson B. Quantifying progressive pre-peak brittle fracture damage in rock during uniaxial compression // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1999. № 36. P. 361–380.

Humphreys J.F., Hatherley M. Recrystallization and related annealing phenomena. New York: Elsevier Science, 1995. 498 p.

Kowallis B.J., Wang H.F. Microcrack study of granitic cores from Illinois deep borehole UPH-3 // Journal of Geophysical Research. 1983. № 88. P. 7373–7380.

Law R.D., Searle M.P., Simpson R.L. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet // J. Geol. Soc. Lond. 2004. Vol. 161. P. 305–320.

Mehta A. Granular matter: an interdisciplinary approach / Ed. by A. Mehta. New York: Springer-Verlag, 1994. 306 p.

Pham Anh Tuan, Martynsev O.E., Tran Le Dong. Evolution of fracture aperture and wettability, capillary properties of oil-bearing fractured granit // Intern. Symp. of the Soc. of Core Analysis. Stavanger, Norway. Proceedings. 1994.

Passchier C., Trouw R. Microtectonics. Berlin: Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1996. 289 p.

Tullis J., Stunitz H., Teyssier C., Heilbronner R. Deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks // Stress, Structure and Strain: A volume in honour of Win D. Means / Ed. by Mark Jessell and Janos Urai // J. Virtual Explorer. Electronic Edition. 2000. V. 2.

Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

## Эксгумация гранитных массивов на постмагматической стадии и механика гранулированных сред

Как было показано в предыдущих разделах книги, гранитные тела после вхождения в состав консолидированного слоя не становятся его пассивными составляющими, а «выдвигаются» в верхние горизонты земной коры – иногда через значительный промежуток времени после кристаллизации и остывания – и формируют в современном рельефе горные возвышенности, воздымающиеся над окружающими пространствами.

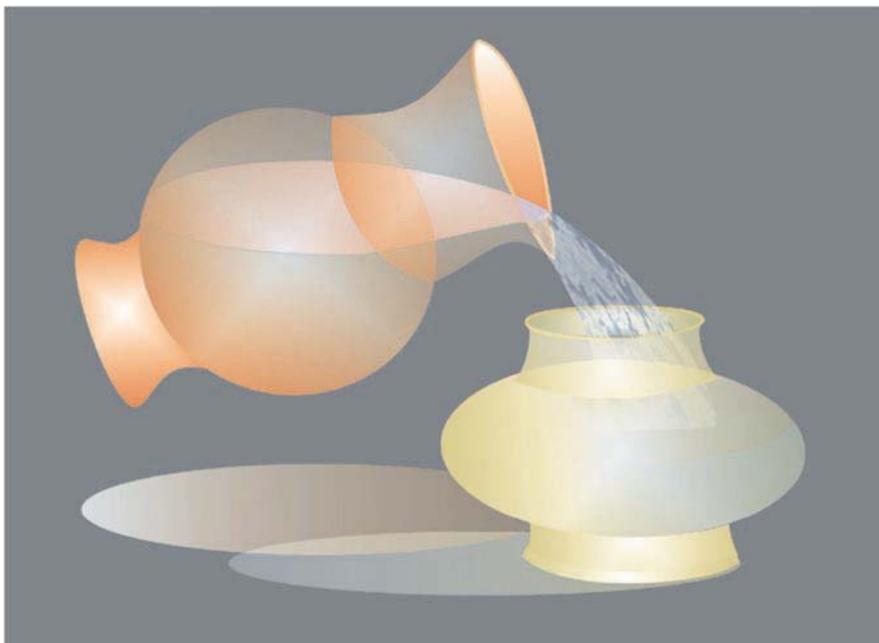
Этот феномен издавна привлекал внимание геологов, и рассматривались различные способы постмагматического выдвигания гранитных масс в верхние горизонты коры [Ажгирей, 1966; Ананьев, Каревская, 1970; Бероуш, 1991; Кинг, 1967; Леонов, 1997, 2008; Леонов и др., 2008, 2011; Летников и др., 2000; Лишневский и др., 1976; Парфенюк, 2012; Паталаха, 1971; Пржиялговский и др., 2010, 2011, 2014; Сваричевская, Скублова, 1975; Трифонов и др., 1968, 2008; Турутанов, 2014; Фуз, 1976; Bradschaw et al., 1967; Chigira, 2001; Pitcher, 1975]. Рассматривались следующие варианты:

- постмагматическая гранитизация, приводящая к увеличению объема пород и выталкиванию ранее застывших масс;
- плотностная инверсия;
- клиновидная форма тел, за счет которой они выдавливаются вверх под действием тангенциальных сил;
- процесс замещения мантийной литосферы астеносферой.

Все эти механизмы – порознь или в определенных сочетаниях – в той или иной степени, вероятно, задействованы в процессе эксгумации, но ни один из них не объясняет необычайную объемную подвижность гранитных масс, зафиксированную многочисленными наблюдениями, и без которой они не могли быть перемещены в склеротизированной земной коре и сформировать те морофоструктуры, которые мы наблюдаем в настоящее время. Без приобретения кристаллическими горными породами 3D подвижности наблюдаемое в природе изменение их внешней формы также практически невозможно.

Как известно [Ажгирей, 1966; Бероуш, 1991; Гольдин, 2002; Кинг, 1967; Леонов, 2008; Миколайчук и др., 2003; Паталаха, 1971; Шенк, 1967; Bradschaw et al., 1967; Carey, 1954; Hudson, 1955], для того, чтобы твердое тело изменило свою форму, а поверхность этого тела испытала изгиб без разрыва сплошности (образовала складку, купол, серию куполов и складок), необходимо придать ему объемную (3D) подвижность или способность к течению, для чего должно произойти внутреннее перераспределение вещества, связанное с перемещением в пространстве отдельных его доменов или элементарных составляющих деформируемого объема пород, или сами эти составляющие должны изменить свою форму (рис. 3.2.1).

Из описания морфо- и инфраструктуры гранитных массивов (главы 2.1, 2.2) и механизмов дезинтеграции (глава 3.1), можно видеть, что граниты на



**Рис. 3.2.1.** Изменение формы, обусловленное 3D подвижностью вещества, слагающего физическое тело

«холодной» стадии своего существования подвержены объемной структурной переработке на макро-, мезо-, микро-, и нано-уровнях, от оформления крупных, чаще всего ромбоэдрических и линзовидных массивов до катаклаза минеральных зерен и их частей вплоть до нано-размера. В настоящее время можно говорить о нескольких структурных механизмах, которые обеспечивают 3D подвижность и изменение формы залегания кристаллических пород (см. рис. 0.1). Это: пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация; катаклаз; меланжирование; динамическая рекристаллизация и перекристаллизация. Все перечисленные формы деформации, по отдельности и в совокупности, присутствуют в тех гранитах, описание которых приведено выше, а наблюдаемые структурно-кинематические парагенезы и формы залегания свидетельствуют о 3D подвижности гранитных массивов и хрупко-пластическом течении пород. Каждый из этих механизмов или их определенная совокупность приводят к дезинтеграции пород и потере ими внутренней связности. Но при всем многообразии масштабов и форм проявления структурной переработки пород, особенностью гранитов является грануляция гранитов на уровне минеральных зерен и их сообществ, которая отражает реологическую исключительность гранитов относительно большинства других пород фундамента, связанную с их составом и первичной структурой.

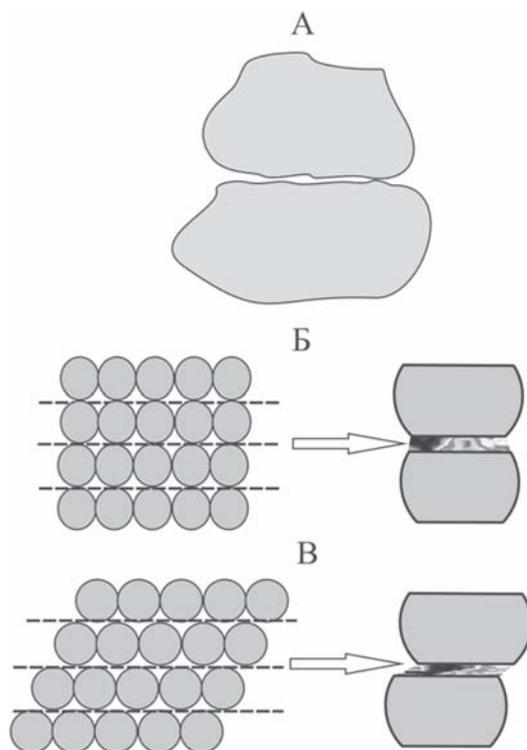
Изменение морфоструктуры гранитных тел и их положения в земной коре происходит при явной тенденции к образованию кластической инфраструктуры породы. Это явление в свое время было подчеркнуто Г. Штилле (1964),

который ввел понятие «тектоника разрыхления» как один из основных типов тектоники кристаллического фундамента платформ и складчатых поясов. Очевидно, что в современной терминологии речь идет о гранулированных субстанциях, поведение которых по целому ряду параметров отличается от поведения других твердых сред. Объемная дезинтеграция сопровождается потерей породой внутренней связности и возникновением блочной (*гранулярной*) структуры. В результате граниты приобретают характерные свойства блочных и гранулированных сред и деформируются в соответствии с законами, отражающими физическую сущность этих субстанций.

Гранулированная среда – это совокупность соприкасающихся друг с другом дискретных твердых доменов (зерен, блоков, связанных объемов), пространство между которыми заполнено менее вязкой субстанцией (флюид, воздух, диспергиты). При этом внутренняя связность вещества условно монолитных доменов выше, чем связность доменов друг с другом (рис. 3.2.2). К гранулированным средам относятся сыпучие образования (пески, галечники, гравийные и глыбовые скопления), а также «условно монолитные» горные породы с ослабленными межзерновыми связями (граниты, метаморфические сланцы, брекчии). Выявлено [Гольдин, 2002; Кайбышев, Пшеничнюк, 1999; Ревуженко, 2000, 2004] четыре основных механизма деформации: зернограницное скольжение (сдвиг зерен вдоль их общей границы), поворот зерен (блоков), внутризерновое дислокационное скольжение, диффузионная ползучесть. Основной вклад в деформацию в том числе и в проявление сверхпластичности вносит зернограницное скольжение и поворот (вращение и сдвиг).

Поведение гранулированных сред описывается в рамках механики сыпучих сред и мезомеханики. Выделим ряд положений, касающихся физики гранулированных субстанций, которые (положения) имеют первостепенное значение для понимания постмагматического поведения гранитных масс. Описание основано на опубликованных работах [Блехман, 1994; Богданов, Скворцов, 1992; Быков, 1999; Гарагаш, 1982, 2006; Гарагаш, Николаевский, 1989, 1994; Гольдин, 1992, 2005; Кайбышев, 2000; Кочарян, 2016; Кочаран, Спивак, 2003; Лавриков и др., 2010; Опарин и др., 2010; Поляков, 2001; Поспелов, 1972; Псахье и др., 2010; Ревуженко, 2000, 2003, 2013; Ревуженко и др., 1997; Сибиряков, Деев, 2008; Behringer et al., 1999; Cambel, 1990; Clarc, Hansel, 1989; Drake, 1990; Jullien, 1992; Mehta, 1994; Nur, 1975; Sitharam, Nimbkar, 2000; Tejchman, Wu, 2007; Thompson, Grest, 1991; Yaeger, Nagel, 1996], в которых содержатся теоретическое и экспериментальное обоснование приведенных ниже положений

Поведение гранулированных сред разнообразно: они могут течь подобно жидкости, оставаться в покое подобно твердому телу, испытывать хаотическое движение подобно газу (рис. 3.2.3) [Бобряков и др., 2010; Yaeger, Nagel, 1996]. Сложность поведения пластически деформируемых дискретных материалов связана с тем, что ансамбль взаимодействующих частиц представляет собой нелинейную диссипативную систему. Самоорганизация в этой системе обуславливает такие эффекты коллективного поведения частиц как форми-



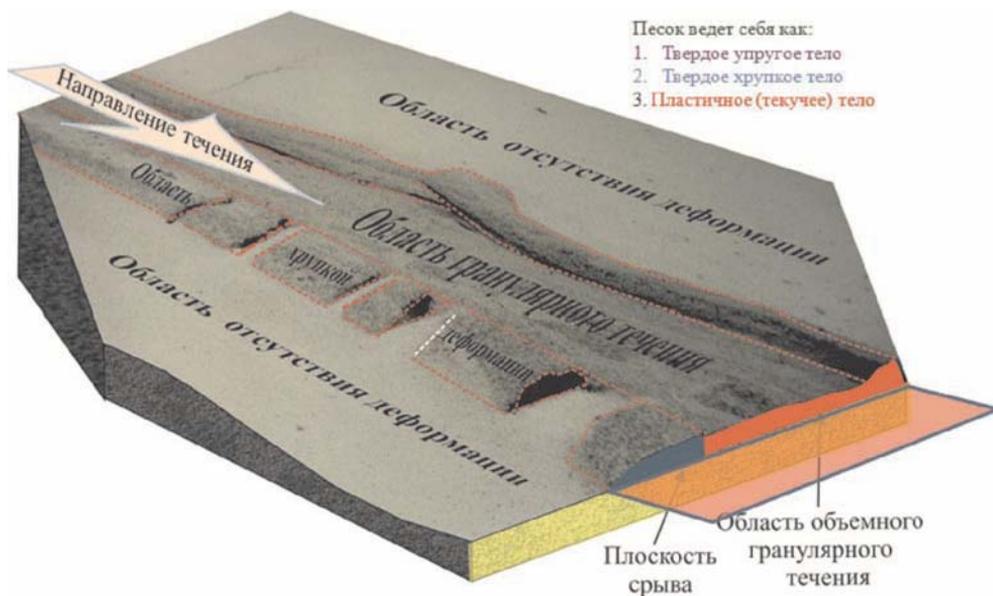
**Рис. 3.2.2.** Схема смещения слоев и изменение контактов зерен при сдвиге (по [Быков, 1999, 2000])

А – контакт реальных зерен, Б – равновесное состояние кубической упаковки зерен, В – изменение геометрии контакта

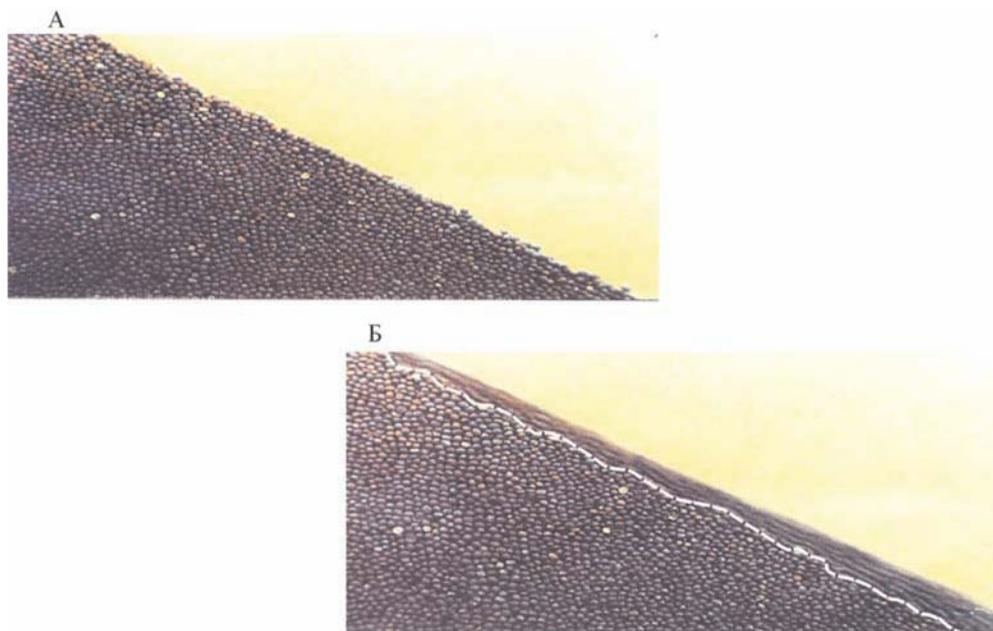
рование блочных структур, локализацию скольжения, скачкообразную неустойчивую деформацию.

«Твердое» тело, приобретая гранулированную структуру, приобретает свойства «вязко-текучего» тела и способность к реидной деформации. Объемная подвижность – фундаментальное свойство блочной среды [Кочарян, Спивак, 2003]. Однако объемное течение гранулированной среды может не иметь структурного выражения, что во многом сходно с процессом течения жидких тел (рис. 3.2.4), и только при наличии определенных реперов (различные примеси, выделения минеральных фаз при диагенезе и метаморфизме, механическая сегрегация) можно наблюдать объемное перемещение вещества и рисунок возникших структурных форм (рис. 3.2.5) [Леонов, 1997 б; Леонов, Эпштейн, 2011].

В кристаллических породах при начальном нагружении проявляются упругая и пластическая деформации; интенсивное скольжение (вязкое, катакластическое течение) становится возможным после хрупкого разрушения, т.е. после фрагментации среды на блоки и резкого понижения объемной вязкости пород. Пластическая деформация фрагментированной среды происходит в результате проскальзывания «жестких» доменов относительно друг

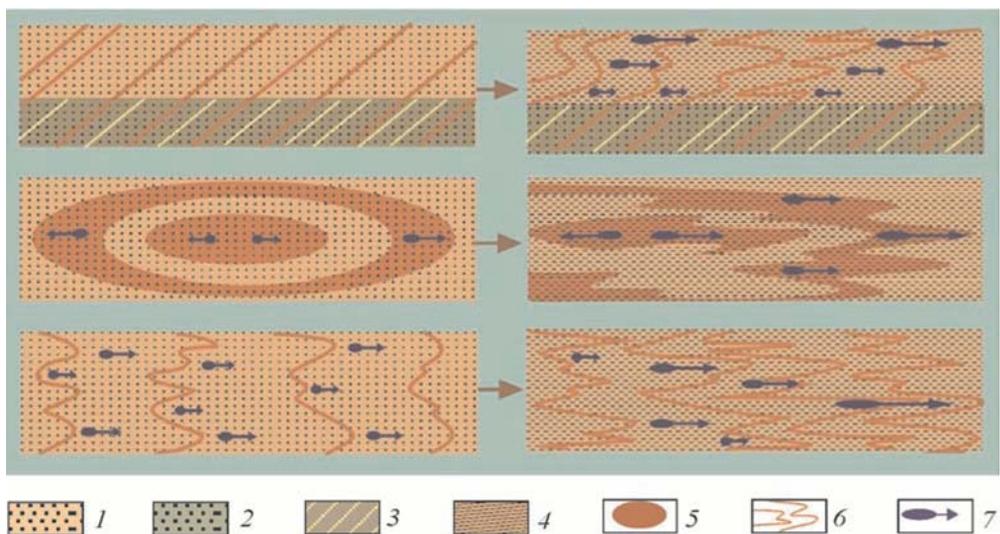


**Рис. 3.2.3.** Различная форма деформации гранулированной субстанции в зерновом потоке



**Рис. 3.2.4.** Гранулированная среда: А – в состоянии покоя (после деформации); Б – в процессе деформации верхнего слоя (видны следы пластического течения).

По: [Yaeger, Nagel, 1996]



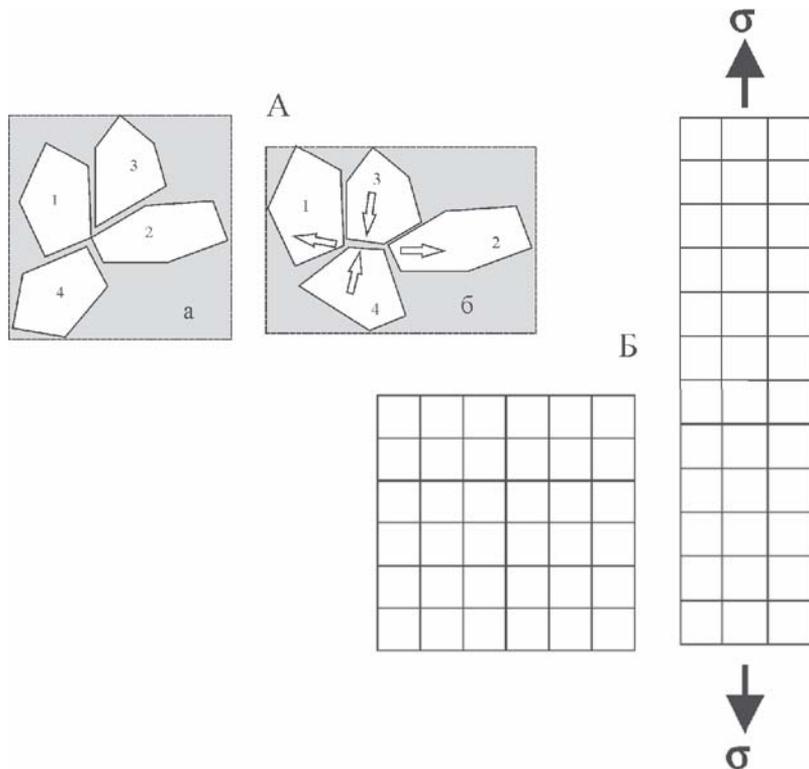
**Рис. 3.2.5.** Проявление гранулярного течения и его фиксации выделениями окислов железа (палеопротерозойские кварциты Шокшинской свиты, Балтийский щит). 1–2 – кварцито-песчаники: 1 – затронутые деформацией течения, 2 – не затронутые деформацией течения; 3 – секущий кливаж; 4 – субслоистый кливаж; 5 – кольца Лизиганга и выделения окислов железа; 6 – структурная полосчатость; 7 – элементарная амплитуда смещения зерен

друга. Физическое моделирование показало, что при величине угла сдвига больше некоторого критического значения (предельного угла сдвига) образуются поверхности скольжения, вдоль которых отдельные слои зерен (блоков) смещаются как единое целое [Садовский, 1989].

При этом происходит разупрочнение фрагментированного материала на микроуровне и уменьшение коэффициента трения качения между частицами. Лабораторные исследования гранулированного потока показали, что неустойчивость скольжения связана с разуплотнением (дилатансией) слоя частиц между бортами раздела, и аналогичные явления могут приводить к ослаблению контакта блоков земной коры [Быков, 2000].

Деформирование фрагментированной среды осуществляется двумя механизмами: поворотом блоков или зерен и межзерновым скольжением (вращение + сдвиг), что сопровождается разупрочнением материала. Относительное вращение и дифференциальное перекачивание зерен приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций, способствует существенному снижению эффективного угла трения, что интерпретируется как проявление сверхпластичности [Гарагаш, Николаевский, 1989] (рис. 3.2.6).

Рассмотрим особенности проявления сверхпластичности, используя данные [Кайбышев, Пшеничнюк, 1999; Строганов и др., 2002]. При обычной деформации удлинение образца создается в результате вытягивания зерен, средняя величина которого определяет удлинение всего образца. При сверхпла-



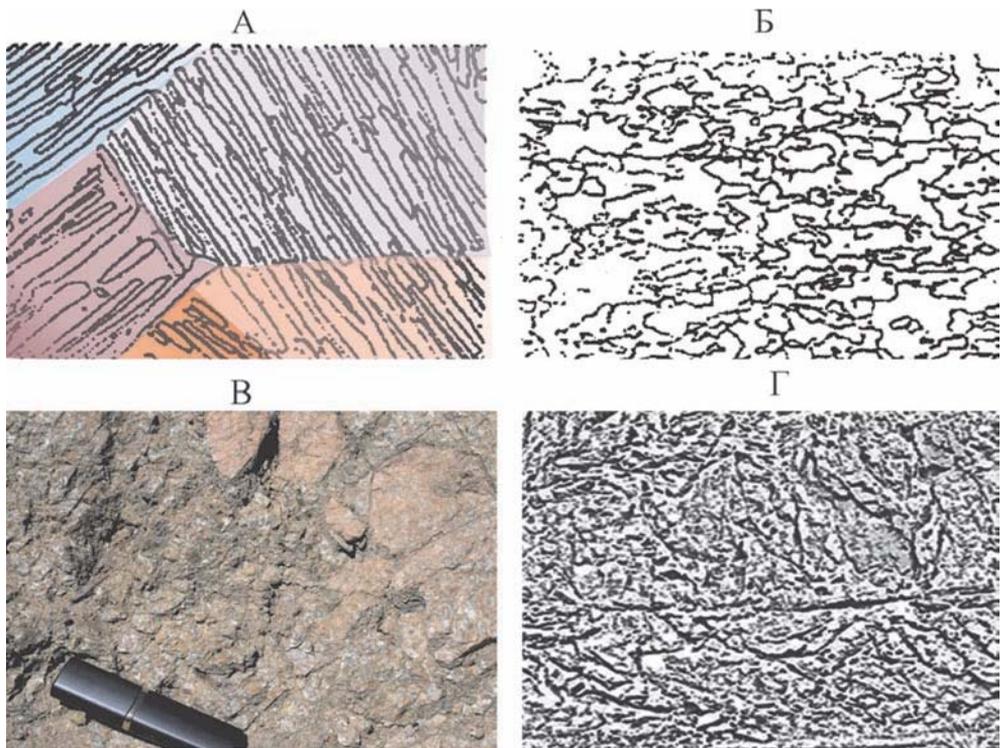
**Рис. 3.2.6.** Изменение положения зерен в результате сверхпластической деформации (по: [Строганов и др., 2002]).

А – положение зерен до (а) и после (б) деформации. Б – Увеличение длины образца в результате перестановки зерен

стичности удлинение зерен в направлении растяжения ничтожно мало по сравнению с удлинением всего образца. Например, размеры зерен увеличиваются на 20–50 %, а удлинение всего образца достигает 1000 %. Такое громадное удлинение образца обеспечивается взаимным смещением зерен, которое именуется зернограницным скольжением. При этом происходит увеличение числа зерен вдоль оси растяжения и уменьшение – в поперечном направлении, а большие группы зерен перемещаются как целое с изменением ориентации (рис. 3.2.6). Поразительно сходство конечной текстуры, полученной в эксперименте и наблюдаемой в гранитном массиве Танын (глава 1.4) (рис. 3.2.7).

В условиях сверхпластичности основные деформационные процессы перенесены из тела зерен на их границы.

Взаимное смещение зерен приводит к их хаотическому развороту, который может достигать нескольких десятков градусов, в результате чего устраняется исходная текстура. Взаимное проскальзывание, приводящее к увеличению числа зерен вдоль оси растяжения, или сопровождается аккомодационными процессами взаимной подстройки формы зерен (вращение, диффузионный массоперенос, внутризерновое дислокационное скольжение) или при-



**Рис. 3.2.7.** Преобразование структуры гранулированных сред в результате пластической деформации. А, Б – микро-масштаб [Кайбышев, Пшеничнюк, 1999]. В, Г – в гранитах кристаллической протрузии Танын (мезо-масштаб). Видно сходство вновь образованной инфраструктуры

водят к образованию микропустот по их границам и к разрушению образца задолго до достижения больших удлинений. На сверхпластическое течение большое влияние оказывают неравновесное состояние границ зерен: именно на таких границах ускоряются деформационные и диффузионные процессы. Самые большие удлинения наблюдаются в эвтектических и эвтектоидных смесях, к которым и принадлежат граниты.

Считается, что сверхпластичность развивается при  $T > 0,5 T_{пл}$ , когда диффузия достаточно развита. Однако известна и низкотемпературная сверхпластичность: при измельчении зерен температура, при которой устанавливается сверхпластичность, понижается на  $200^{\circ}\text{--}280^{\circ}\text{C}$  [Кайбышев, 2000]. Таким образом, если речь идет о гранитах, то сверхпластичность в породе может проявиться при весьма невысоких температурах и практически в приповерхностных условиях:  $T_{пл}$  гранита при гидростатическом давлении 500–1000 бар (2–4 км глубины) оценивается в  $700^{\circ}\text{--}710^{\circ}\text{C}$ ; половина этой величины составляет  $350^{\circ}\text{--}360^{\circ}$ , из которых можно вычесть  $200^{\circ}\text{--}280^{\circ}$ . В результате получаем температуру проявления сверхпластичности в диспергированных гранитах порядка  $100^{\circ}\text{--}150^{\circ}$ .

Дискретным средам свойственна особая форма передачи напряжений, способствующая образованию линзовидно-ромбоэдровидных объемов относительно монолитных пород, разделенных интерфейсными<sup>1</sup> зонами. Эксперименты показали, что передача напряжений в гранулированной субстанции осуществляется по стыкам зерен. Формируется так называемая «сетка напряжений» («стрессовые цепочки»). Объемы внутри ячей этой сетки не испытывают приложенной к гранулированному телу нагрузки (рис. 3.2.8, 3.2.9). Межблочные границы представляют собой зоны с пониженными прочностными и деформационными характеристиками, что способствует локализации и накоплению на них необратимых деформаций. Интерфейсные зоны определяются более высокой (в сравнении с блоками) степенью поврежденности и пористости, либо другим фазовым составом (цемент, связующий зерна минералов). Локализация пластических деформаций в областях межблочных границ (полосах сдвига) связана с внутренней неустойчивостью упругопластического материала, что может сопровождаться возникновением областей замедленного и ускоренного деформирования, предопределяющих разделение массива горных пород на блоки. Это позволяет провести аналогию между локализацией пластической деформации и конвективной неустойчивостью неравномерно прогретых жидкостей [Гарагаш, 1982].

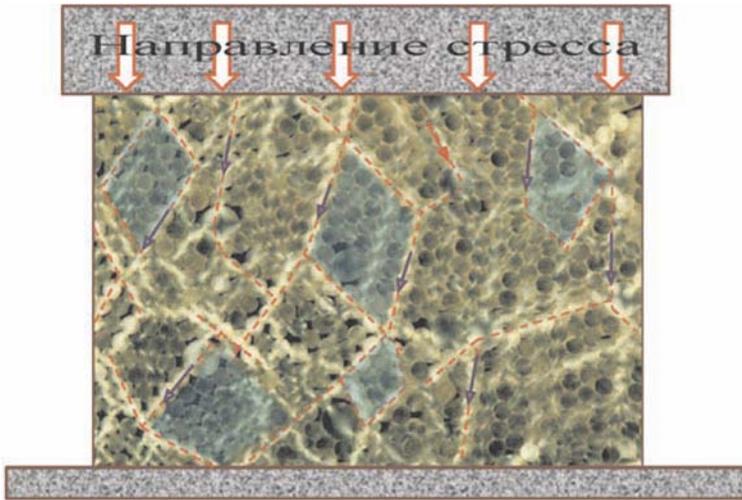
На дискретных поверхностях скольжения возникают особые состояния без проявления пластичности в примыкающих объемах. Множественные поверхности скольжения (кливаж, сланцеватость, возникновение «слайдов»), определяют неоднородность тектонического течения.

Цикл «нагружение/разгрузка» приводит к увеличению энергетического потенциала деформированного объема, который может запастись до 30% энергии, затраченной на его деформирование [Лавриков и др., 2010]. При определенных условиях эта энергия может быть высвобождена, и, таким образом, отдельные области могут выступать в качестве источников энергии; после снятия нагрузки деформированный объем может самопроизвольно увеличиваться (эффект последствия) с возникновением областей разупрочнения. Т.е. после снятия нагрузки породный образец совершает работу за счет внутренних ресурсов, приобретенных в процессе деформации. Высвобождение энергии может приводить к спонтанным динамическим скачкам разуплотнения [Ревуженко, 2000].

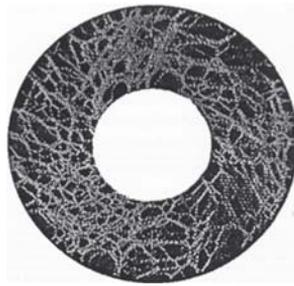
Геологические среды обладают иерархической организацией блочной структуры, проявляющейся во всем диапазоне размеров [Кочарян, Спивак, 2003]. Согласно [Шахье и др., 2010] межблочные интерфейсные области (границы раздела) обычно имеют значительно более низкие эффективные прочностные характеристики, нежели материал самих блоков. Это определяет способность фрагментов геологической среды, находящихся в сложном напряженном состоянии, к локализации необратимых деформаций на межблочных границах в условиях даже слабых динамических воздействий. Наряду с возможностью реализации разных режимов деформации – дилатансии

---

<sup>1</sup> Термин, принятый в механике для обозначения межблочных объемов вещества.



**Рис. 3.2.8.** Сетка напряжений (стрессовые цепочки) в оптически активных средах [Jaeger, Nagel, 1992]



**Рис. 3.2.9.** Стрессовые цепочки, возникающие при гранулярном течении во вращающемся цилиндре (по: [Beringer et al., 1999])

(разрыхление) и компактирования (уплотнения) – в зонах локализации деформации могут наблюдаться смешанные режимы. В этом случае в разных областях имеет место разрыхление и уплотнение, что говорит о неоднородности напряженного состояния и о том, что деформирование происходит в разных точках по разным путям нагружения. Динамические воздействия приводят к появлению необратимых тангенциальных перемещений блоков даже при достаточно малых значениях сдвиговых напряжений.

Деформации в гранулированных средах практически не зависят от реологических свойств фрагментов-гранул (в данном случае – пород гранитного ряда), а определяются их морфологией и «трением» на их контактах. Реологически деформация описывается как пластическое или вязкое течение. В зернистых средах за счет необычных деформационных свойств контактов зерен и контраста упругих свойств материала зерен и межзерновой прослойки возможна локальная концентрация высоких напряжений. По данным [Шваб, Марценко, 2011], силы трения гранулированной среды на бортах по-

тока существенно меньше сил трения в самом движущемся потоке, а реологические свойства хорошо сыпучей гранулированной среды близки к обычной вязкой, ньютоновской жидкости.

При деформации дискретных сред обычно наблюдается эффект дилатансии – «необратимого увеличения объема материала, вызванное увеличением пор и раскрытием трещин» [Гарагаш, 2006, с. 657]; дилатансия особенно заметно проявляется при сдвиговом деформировании и вязко-катакластическом течении дискретных сред; с дилатансией связаны процессы разупрочнения горных пород, она способствует распространению флюидов в земной коре и т.д. Дилатансионный эффект, вызываемый процессом грануляции, значительно превосходит по величине изменение объема при декомпрессии или контракции. При наложении на гидростатическое давление одноосной нагрузки увеличение объема породы может достигать 20%. [Поспелов, 1972]. Дилатансия не только приводит к увеличению объема горных пород, но и способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание. Возникающая «пористость», которая частично или полностью компенсируется минерализацией, может варьировать в широких пределах, обычно в интервале 10–25% объема [Yaeger, Nagel, 1996], что зависит от формы гранул, их количества, длительности процесса и др. По-видимому, подобным образом по гранитам формируются кварц-каолиновые или кварц-карбонатные тектонокластиты [Пржиялговский и др., 2011; Цеховский и др., 2009].

При межзерновом скольжении или сдвиге слоев происходит сброс энергии и могут возникать уединенные волны – солитоны<sup>2</sup> [Богданов, Скворцов, 1992; Быков, 1999, 2000]. Уединенные (сдвиговые) волны распространяются перпендикулярно смещению, а характер контакта между зернами оказывает влияние на амплитуду и скорость уединенной сдвиговой волны. Движение частиц гранулированной среды в низкочастотных сдвиговых волнах сводится к поперечному отклонению от направления распространения волны и повороту вокруг собственной оси. Эти свойства гранулированных сред необходимо учитывать при интерпретации сейсмических и сейсмологических данных.

В связи с этим отметим интересные результаты, полученные при синхронных наклономерных и длиннопериодных сейсмических наблюдениях [Спивак, Кишкина, 2010]. Установлено прецессионное движение структурных блоков. При известных размерах структурного блока и наблюдаемых углах прецессии суточные сдвиговые движения могут достигать 1–5 мм/сут, что совпадает по амплитуде с вековыми движениями блока. Однако при этом скорость прецессионных движений почти на 3 порядка превышает скорость вековых движений, что определяет существенно большую значимость прецессионных движений для поведения и преобразования вещества-заполнителя межблокового пространства. Основной причиной прецессионных процес-

---

<sup>2</sup> Солитон – структурно устойчивая уединенная волна, распространяющаяся в нелинейной среде. Солитоны ведут себя подобно частицам (частицеподобная волна). При взаимодействии друг с другом или с некоторыми другими возмущениями они не разрушаются, а продолжают движение, сохраняя свою структуру неизменной.

сов цитированные авторы считают гравитационное взаимодействие в системе Земля–Луна–Солнце, но какова бы ни была причина прецессии, очевидно, что она приводит к дополнительной дезинтеграции массивов горных пород и вибрации составляющих массивы блоков.

Важной предпосылкой увеличения текучести гранитоидов являются минеральные преобразования дезинтегрированной породы, происходящие в приповерхностных низкотемпературных условиях. Благодаря объемному проявлению микротрещиноватости и дилатансии происходит все большее насыщение пород карбонатами, глинами и другими минералами, которые заполняют трещины разных фаз или замещают породообразующие минералы исходных гранитоидов (см. рис. 1.4.20). Переход от катаклазитов к брекчиям во многом определяется низкой вязкостью матрикса брекчий – глинистого или карбонатного (последнего за счет возможности его низкотемпературной рекристаллизации путем двойникования). Выступая в качестве «смазки» на этапе катакластического течения, на стадии формирования брекчий и микрокластитов, низковязкий минеральный матрикс уже полностью определяет реологические свойства породы в целом [Рейнер, 1965]. Обилие мелкокристаллического кварца в матриксе большинства изученных брекчий и микрокластитов может быть результатом более позднего по отношению к деформации замещения вторичных минералов или раскристаллизации силикатного геля. В этом случае порода может консолидироваться и деформироваться в дальнейшем по хрупко-упругому механизму, вновь переходя к течению через фазу катаклаза. Предложенный сценарий деформационного цикла подтверждается присутствием обломков кварцевых микрокластитов во многих образцах «зрелых» (хаотических) брекчий (см. рис. 1.4.20 в, д, е).

Таким образом, деструкция пород фундамента проявляется в различных формах, на разном масштабном уровне и обусловлена комплексом физико-механических факторов. Переход горных пород в дискретное состояние, согласно данным механики блочных и гранулированных сред и мезомеханики [Блехман, 1994; Гарагаш, Николаевский, 1989; Гарагаш, Николаевский, 1994; Гольдин, 2002, 2005; Кочарян, 2016; Кочарян, Спивак, 2003; Cambell, 1990; Mehta, 1994; Yaeger, Nagel, 1996], приводит к понижению их эффективной вязкости, уменьшает сопротивление сдвигу и вызывает эффект дилатансии, что вызывает объемную подвижность горных масс и их течение. Следствием является понижение вязкости (увеличение текучести) пород, что в условиях неоднородного поля напряжений приводит в действие механизм вязкостной инверсии [Паталаха, 1971].

В результате происходит пространственное перераспределение горных масс: их перетекание из областей относительно высоких напряжений в области относительной декомпрессии и, в частности, выжимание «текучих» масс в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности. Поднимающиеся массы внедряются в верхние горизонты коры, образуя выраженные в рельефе купола, массивы, кристаллические протрузии. Таким образом, описанные в статье морфоструктуры являются свидетельством и результатом объемного тектонического течения горных масс фундамента.

При этом положительные морфоструктуры с гранитным ядром являются геоморфологическими аномалиями, так как раздробленные и превращенные в рыхлую дезинтегрированную массу породы, податливые размыву и выветриванию, образуют наиболее возвышенные участки рельефа, что возможно лишь при механическом нагнетании вещества.

\* \* \*

Изложенный материал показывает, что дезинтеграция гранитоидов после вхождения их в состав консолидированного корового слоя – процесс многокомпонентный и сложный, и протекает он в относительно холодных условиях, на глубинах, не превышающих нескольких километров или в приповерхностных условиях. Реологические свойства гранитов зависят от степени их дезинтеграции, от минеральных преобразований, синхронных деформации, параметров флюидного режима. Тектоническая подвижность (течение) значительных объемов гранитоидов определяется при этом не только и не столько проявлением дезинтеграции и хрупко-пластических деформаций в пределах отдельных, узко локализованных зон, но главным образом, за счет объемной деформации, с разной степенью интенсивности охватывающей весь объем горной породы или значительные его части. Причем объемная дезинтеграции и реидная деформация реализуется на различных масштабных уровнях. В соответствии с положениями мезомеханики [Гольдин, 1992], в неоднородно-дезинтегрированных массивах пород в течение одной деформационной фазы одновременно могут формироваться ромбоэдры нескольких масштабных (фрактальных) уровней, что было отмечено при сравнении структур гранитоидов мезо- и макроуровней.

Результатом протектонической, тектонической и экзогенной переработки гранитных массивов на постумной стадии является их трансформация в гранулированную субстанцию, что предопределяет уменьшение вязкости пород и их 3D реидную деформацию. Опыт изучения массивов, в которых проявляются подобные деформации течения, показывает, что наиболее «податливой» в отношении этих процессов субстанцией являются средне-крупнозернистые двуполевошпатовые граниты и лейкограниты.

Благодаря разноуровневой дезинтеграции и гидротермально-флюидной проработке приводится в действие механизм *вязкостной инверсии* [Паталаха, 1971], в результате которой происходит перераспределение горных масс и выжимание «текучих» тел в направлении меньшего литостатического давления в виде кристаллических протрузий, являющихся составной частью складчато-глыбовых положительных морфоструктур фундамента.

Таким образом, приведенные данные показывают, что основным фактором, который обеспечивает эксгумацию гранитных массивов на постмагматической стадии, является процесс формирования протрузий, а возможность вязкопластического (хрупко-пластического) течения гранитных масс обеспечивается, главным образом, за счет механизмов деформации гранулированных сред и их повышенной текучести. Кристаллические протрузии, сформированные различными породами (гранитами, серпентинизированными ультрабазитами, мраморами, метаморфическими породами) описаны в различных

регионах [Книшпер, 1989; Леонов, 1997, 2008; Макаров, 1975; Vita-Finzi, 2009] и воспроизведены в экспериментах [Рамберг, 1986].

Опыт изучения массивов, в которых проявляются подобные деформации течения [Леонов, 2008, 2012; Пржиялговский и др., 2011, 2014], показывает, что одной из благоприятных обстановок, в которых происходит «включение» механизмов объемной дезинтеграции и квазикластического течения горных масс, являются зоны внутриплитной активизации шовного типа (главы 1.2, 1.4). Внедрение протрузивных тел (не только гранитов), связанных с зонами концентрированной деформации, существенно усложняет их тектоническое строение, что выражается в формировании разноранговых иерархически соподчиненных парагенезов разломных, складчатых и протрузивных структур в фундаменте и осадочном чехле, отвечающих нескольким стадиям геотектонического развития (см. рис. 1.4.15, 1.5.18).

### *Литература*

*Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.

*Ананьев Г.С., Каревская И.А.* Роль выветривания и селективной денудации в формировании обособленных гранитных массивов // Фил. геогр. об-ва СССР. Вып. 151. Чита: Зап. Забайкальск, 1970. С. 15–22.

*Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265–269.

*Блехман И.И.* Вибрационная механика. М.: Физматлит, 1994. 400 с.

*Бобряков А.П., Косых В.П., Лубягин А.В.* Неустойчивость пластического течения сыпучих сред при статических нагрузках и слабых сотрясениях // Триггерные эффекты в геосистемах. Мат. Всеросс. семинара-совещания / ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 175–183.

*Богданов А.Н., Скворцов А.Т.* Нелинейные сдвиговые волны в зернистой среде // Акустический журнал. 1992. Т. 38. Вып. 3. С. 408–412.

*Быков В.Г.* Уединенные сдвиговые зоны в зернистой среде // Акустический журнал. 1999. Т. 45. № 2. С. 169–173.

*Быков В.Г.* Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 190 с.

*Гарагаш И.А.* Образование ячеистых структур в упругопластической среде с внутренним трением и дилатансией // ДАН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 59–63.

*Гарагаш И.А.* Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакций // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 657–668.

*Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. Вып. 1. С. 131–183.

*Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Условия предельного равновесия фрагментированных горных масс в макро- и микромасштабе. ДАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 675–679.

*Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.

*Гольдин С.В.* Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 5–14.

*Кайбышев О.А.* Научные основы, достижения и перспективы сверхпластической деформации. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 149 с.

*Кайбышев О.А., Пишеничнюк А.И.* Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Изв. РАН. Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164.

*Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.

*Книппер А.Л.* Методы картирования и изображения офиолитов на средне- и крупномасштабных тектонических картах // Тектонические исследования в связи с средне-крупномасштабным геокартингом. М.: Наука, 1989. С. 15–23.

*Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

*Кочарян Г.Г., Стивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 2003. 424 с.

*Лавриков С.В., Микенина О.А., Ревуженко А.Ф.* Численное и экспериментальное моделирование эффекта аккумуляции и высвобождения упругой энергии в массиве горных пород // Триггерные эффекты в геосистемах. Мат. Всеросс. семинара-совещания / ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 209–218.

*Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997 а. № 3. С. 3–20.

*Леонов М.Г.* О тектонической деформации гранулированных сред // ДАН. 1997 б. Т. 353. № 1. С. 79–82.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–26.

*Леонов М.Г., Этитейн О.Г.* Гляциотектоника и механика гранулированных сред // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Мат. VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2011. С. 37–40.

*Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.

*Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Главный Монгольский линеймент: структура и эволюция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Материалы совещания. Выпуск 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 127–130.

*Летников Ф.А., Бальшиев С.О., Лашкевич В.В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–22.

*Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронзуглеев В.В.* Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов // Геотектоника. 1976. № 5. С. 93–100.

*Макаров В.Н.* Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 60–67.

*Миколайчук А.В., Губренко М.В., Богомолов Л.М.* Складчатые деформации предгорного пенеплена в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Геотектоника. 2003. № 1. С. 36–42.

*Опарин В.П., Симонов Б.Ф., Юшкин В.Ф. и др.* Геомеханические и технические основы цувеличения нефтеотдачи пластов и виброволновых технологиях / Ред. В.В. Ивашин. Новосибирск: Наука, 2010. 404 с.

*Парфенюк О.И.* Анализ влияния эрозии коллизионных поднятий на процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование). Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Матер. 3-ей Тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2012. Т. 2. С. 31–34.

*Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.

- Поляков А.С. Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.
- Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики литопетро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. Структуры квазипластических деформаций в гранитоидах Дзурамтайского массива (Гоби, Южная Монголия) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 169–173.
- Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.
- Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации Южной Монголии // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
- Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Грригорьев А.С. О возможности оценки близости сдвиговых напряжений на активных границах раздела в блочных средах к критическому значению // Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы всероссийского семинара-совещания / ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 230–238.
- Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1986. 400 с.
- Ревуженко А.Ф. Механика упругопластических сред и нестандартный анализ / Ред. Е.И. Шемякин. Новосибирск: Изд-во Новосибирского университета, 2000. 430 с.
- Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды / Ред. Е.И. Шемякин. Новосибирск: Изд-во ЗАО ИПП «ОФСЕТ», 2003. 274 с.
- Ревуженко А.Ф. Приливные волны и направленный перенос масс Земли / Ред. Б.Д. Аннин. Новосибирск: Наука, 2013. 204 с.
- Ревуженко А.Ф., Бобряков А.П., Косых В.П. О течении сыпучей среды с возможным неограниченным скольжением по поверхностям локализации // Физ.-тех. пробл. разработки полезн. ископаемых. 1997. № 3. С. 37–42.
- Рейнер М. Реология. М.: Наука, 1965. 224 с.
- Садовский М.А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 5–14.
- Сваричевская З.А., Скублова Н.В. О природе островных гор Центрального Казахстана // Структурн. геоморф. горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 74–75.
- Сибиряков У.Б., Деев Е.В. Использование метода граничных интегральных уравнений для определения модулей гранулированных геологических тел // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 85–93.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б. Прецессия структурных блоков земной коры // Триггерные эффекты в геосистемах. Мат. Всеросс. семинара-совещания / ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 309–316.
- Строганов Г.Б., Кайбышев О.А., Фаткуллин О.Х., Мартынов В.Н. Сверхпластичность и износостойкость в машиностроении. М.: Альтекс, 2002. 322 с.
- Трифонов В.П., Влох И.П., Алейников А.Л., Белавин О.В., Зубков А.В. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 169–170.
- Трифонов В.Г., Артошков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане. Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
- Турутанов Е.Х. Становление гранитных интрузий и рельефообразование // Литосфера. 2014. № 1. С. 117–122.

Фуз Р. Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434–445.

Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В. и др. Псевдосадовочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 3. С. 312–328.

Шваб А.В., Марценко М.С. Модель движения высококонцентрированной гранулированной среды // Вестник Томского Гос. Университета. Математика и механика. 2011. № 3 (15). С. 108–116.

Шенк Е. Постплиоценовые движения земной коры со складчатыми формами в Веттеррау. Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1967. С. 119–128.

Шмилле Р. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.

Behringer R.P., Howell D., Kondic L., Tennakoon S., Veje Ch. Predictability and granular materials // Physica D. 1999. Vol. 133. P. 1–17.

Bradschaw J., Renouf J.T., Taylor R.T. The Development of Brioverian structures and Brioverian/Paleozoic Relationships in west Finist'ere (France) // Geol. Rundsch. 1967. Vol. 56. No. 2. P. 567–596.

Cambell C.S. Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. № 22. P. 57–92.

Carey S.W. The Rheid Concept in Geotectonics // Bull. Geol. Soc. Austr. 1954. Vol. 1. P. 67–117.

Chigira M. Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan // Engineering Geology. 2001. V. 59. P. 219–231.

Clarc P.U., Hansel A.K. Clast ploughment and glacier sliding over a sift glacier bed // Boreas. 1989. № 18. P. 201–207.

Drake T.G. Structural features in granular flow // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. N B6. P. 8681–8696.

Hudson F.S. Folding of metamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // Am. As. Petrol. Geol. Bull. 1955. Vol. 39. P. 2038–2052.

Jullien R. La ségrégation chez les grains de sable // Recherche. 1992. Vol. 23 (247). P. 1198–1199.

Leonov M.G., Kozhukharova E. Relaxation metamorphism as a factor of structural and material transformation of rocks // Krystainicum. 1992. № 21. P. 23–32.

Mehta A. Granular matter: an interdisciplinary approach / Ed. by A. Mehta. New York: Springer-Verlag, 1994. 306 p.

Nur A. A note on the constitutive law for dilatancy // Pure and Applied Geophysics. 1975. V. 113. P. 197–206.

Pitcher W.S. On the rate of emplacement of batholiths // Journ. Geol. Soc. Lond. 1975. No 6. P. 587–591.

Sitharam T.G., Nimbkar M.S. Micromechanical Modelling of Granular Materials: Effect of Particle Size and Gradation // Geotechn. and Geol. Engineering. 2000. Vol. 18. P. 91–117.

Tejchman J., Wu W. Modeling of textural anisotropy in granular materials with stochastic micro-polar hypoplasticity // Intern. J. of Non-Linear Mechanics. 2007. V. 42. P. 882–894.

Thompson P.A., Grest G.S. Granular flow: friction and the dilatancy transition // Phys. Rev. Lett. 1991. Vol. 67. No 13. P. 1751–1754.

Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

Vita-Finzi C. Pie de Palo, Argentina: A clastic diaper // Geomorphology. 2009. V. 104. P. 317–322.

## **ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ**

# **УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ГРАНИТОВ И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРАГРАНИТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ**

Обеспечение ресурсной базы – одна из основных задач экономической политики любой страны, и Россия здесь не исключение. Данная задача содержит в себе два прогностических аспекта: тактический, включающий определение путей и механизмов разведки, добычи и переработки сырья, и стратегический, рассматривающий прогнозирование путей и механизмов развития сырьевой отрасли на основе совокупности научно-технических знаний.

В стратегическом аспекте одним из основных направлений – и это подтверждено всем опытом экономической практики – является выбор научных парадигм, которые должны быть положены в основу прогностической деятельности нефтегазовой геологии. Суть парадигм, на которых главным образом строится политика современного развития углеводородной сырьевой базы, заключена в трех основных положениях [Вчера..., 1995; Конторович, 2004; Шеин, 2006]: (а) источником углеводородного сырья являются некие нефтематеринские осадочные толщи; (б) углеводородное сырье расположено в пределах литологических или структурных ловушек, приуроченных к чехольным комплексам; (в) основные запасы углеводородного сырья заключены в осадочных породах чехольных комплексов. Правомерность этих предпосылок подтверждена практикой нефтегазовой геологии. Однако при таком подходе гораздо меньше внимания уделяется изучению механизмов формирования ловушек УВ в пределах фундамента, примером чему могут служить фундаментальные публикации последних лет, посвященные геологии нефти и описанию ресурсных бассейнов, и в которых, тем не менее, вопрос о механизмах формирования месторождений нефти в пределах фундамента не рассматривается [Вчера..., 1995; Минерально-сырьевые..., 2007; Шеин, 2006]. Не лишним будет привести и высказывания некоторых геологов-нефтяников, в частности, одного из ведущих специалистов в области нефтяной геологии, индийского ученого А.Сиркара [Sircar, 2004], который писал, что резервуары нефти в фундаменте, хотя и были на протяжении многих лет известны нефтегазовой индустрии, но обычно рассматривались как непродуктивные, не привлекали внимания эксплуатационников, и их зачисляли в «неэкономический потенциал», а их разведочное бурение было предоставлено воле случая. В том же ключе высказывались и российские ученые: «Современная теория нефтегазопроисковых работ предназначена исключительно для условий осадочных бассейнов. Что же касается «гранитного» слоя, то геологи... не располагают на сегодня ни методиками их изучения, ни методами поиска» [Гаврилов, 2000,

с. 44]; «...работы по фундаменту связаны со значительными трудностями, поскольку имеющиеся приемы и методики поисков, разведки, разработки залежей УВ отработаны для осадочного чехла и зачастую неприменимы для фундамента» [Шнип, 2005, стр. 188].

Тем не менее наличие скоплений (или проявлений) углеводородов в кристаллических породах фундамента не вызывает сомнений, и проблеме нахождения углеводородов в них посвящено множество публикаций [Алиева и др., 1987; Аршев, 2004; Аршев и др., 1997, 1996; Гаврилов, 2000, 2010; Гаврилов и др., 1995; Генезис..., 2003; Генезис..., 2006; Георесурсы..., 2003; Дружинин, 2000; Запывалов и др., 1996; Иванов и др., 2007; Изотов и др., 2003; Клещев, Шеин, 2004; Коробов и др., 2005; Краюшкин, 2012; Кучерук, 1992; Лобусев, Силантьев, Халошина, 2001; Мартынова, 2002; Муслимов, 2003, 2012; Нефтегазоносность..., 2002; Попков, 2002, Попоков и др., 1986; Попков, Серебряков, 2009; Порфирьев, Кличко, 1982; Порфирьев, 1987; Поспелов, 2005; Ситдикова, Изотов, 2003; Ситдикова, Муслимов, 1998; Шахновский, 2002; Шнип, 2005; Шустер, 1997; Batchelor et al., 2010; Bucci, Nelis, 1998; Koning, 2003; Kowallis, Wang, 1983; Merriam et al., 1961, 2007; P'an, 1982; Pham Anh Tuan et al., 1994; Porras et al., 2007; Trinh Xuan Cuong, Warren, 2009] (см. рис. 0.4). Данные из перечисленных выше работ являются основой дальнейшего изложения материала, раскрывающего особенности формирования скоплений углеводородов в пределах консолидированного фундамента и, прежде всего, в соответствии с направленностью нашей работы, приуроченных к гранитам.

В тектонике, структурной геологии, геомеханике существуют разработки, которые позволяют расширить прогностические возможности нефтегазовой геологии, но которые пока еще не востребованы в должной мере. В этой главе рассмотрены некоторые аспекты этой общей проблемы, связанные с потенциальной возможностью формирования УВ-залежей в породах консолидированного фундамента. Прежде всего, обратим внимание на особенности постмагматической тектоники гранитов, проявившейся после вхождения гранитов в состав фундамента, описанию которой посвящена эта книга, и на возможность построения структурно-тектонической модели формирования интрагранитных залежей УВ.

При этом нужно особо подчеркнуть, что мы не касаемся проблемы происхождения углеводородов; это отдельная тема, которой посвящено огромное количество публикаций, рассматривающих три главных варианта возникновения углеводородов в земной коре: углеводороды органического генезиса (например, [Бакиров и др., 1955; Вассоевич, 1986; Генезис..., 2003; Генезис..., 2006; Конторович, 2004; Минерально-сырьевые..., 2007; Тиссо, Вельте, 1981; Шеин, 2006; др.]), углеводороды неорганического происхождения (например, [Бахтин и др., 2012; Кудрявцев, 1973; Маракушев, Маракушев, 2008; Муслимов, 2012; Тимурзиев, 2014; др.]), углеводороды полигенные (например, [Валеев, 2012; Дмитриевский, 2003]). Наше исследование посвящено исключительно структурно-тектоническому аспекту формирования залежей УВ в гранитных массивах на постмагматической стадии их существования.

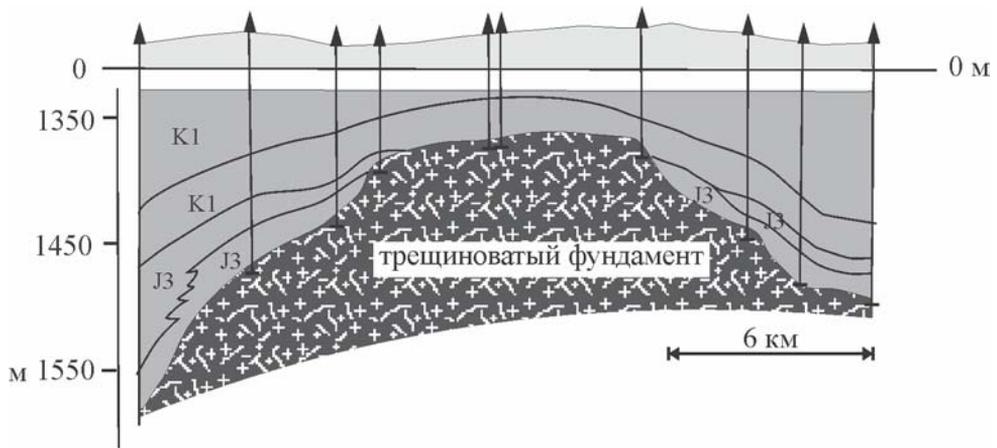
## Региональные примеры

К сегодняшнему дню в пределах фундамента выявлено около 450 месторождений УВ и порядка ста из них разрабатывается в промышленных масштабах (см. рис. 0.4). Нефтегазоносность пород фундамента отмечена в фундаменте платформ (Мид-Континент США, Северная Африка, Бразилия) и молодых плит (Венесуэла, Западная Сибирь), межгорных впадин (Калифорния, Панонский бассейн, Китай), шельфов окраинных и внутренних морей (Зондский шельф, Северное море) и океанов (шельф Индии). Среди них несколько десятков месторождений принадлежит к разряду уникальных и крупных, и они поставляют почти 15% мировых запасов нефти. При этом значительная часть крупных месторождений нефти расположена в пределах гранитных массивов (см. диаграмму на рис. 0.4), в пределах которых сосредоточено около 40% запасов УВ [Арешев и др., 1997; Гаврилов, 2000; Краюшкин, 2012; Поспелов, 2005; Шнип, 2005; др.], и из всех комплексов фундамента наиболее перспективными для поисков углеводородного сырья являются граниты [Иванов и др., 2007]. Добавим, что извлечение углеводородов из интрагранитных залежей особенно привлекательно также и с экологической точки зрения – нефть из гранитов содержит наименьшую в сравнении с залежами иного типа концентрацию токсичных компонентов.

Рассмотрим несколько региональных примеров, позволяющих очертить контуры проблемы.

*Скандинавский щит.* В Центральной Швеции на глубине порядка 7500 м сейсморазведкой обнаружена зона разуплотненных пород. Для проверки природы этой зоны была заложена глубокая поисковая скважина Гравберг-1 [Арешев и др., 1997]. В процессе бурения и испытаний были обнаружены водород, гелий, метан и другие углеводородные газы, а с глубины около 6 км поднята пастообразная субстанция – смесь тонкодисперсного магнетита и легкой нефти. Как известно, магнетит часто генетически связан с жизнедеятельностью бактерий. В течение двух месяцев из скважины подняли около 15 м<sup>3</sup> нефти, более 10 тонн магнетит-нефтяной массы и 150 тонн высокоминерализованной воды. Глубинная природа нефтепродуктов у геологов сомнений не вызвала, так как содержащиеся в ней асфальтены не могли попасть в ствол скважины в результате технического засорения. Скважина вскрыла также породы гранитного состава с обильными выделениями вторичного кальцита в трещиноватых гранитах. Кальцит идентифицирован как продукт реакции метана с некоторыми минеральными компонентами гранитов. Вторая скважина дала приток нефти с глубины 2000 м. Таким образом, в глубинных горизонтах Скандинавского щита в интенсивно катаклазированных породах гранитного состава обнаружены реальные проявления концентрации углеводородов.

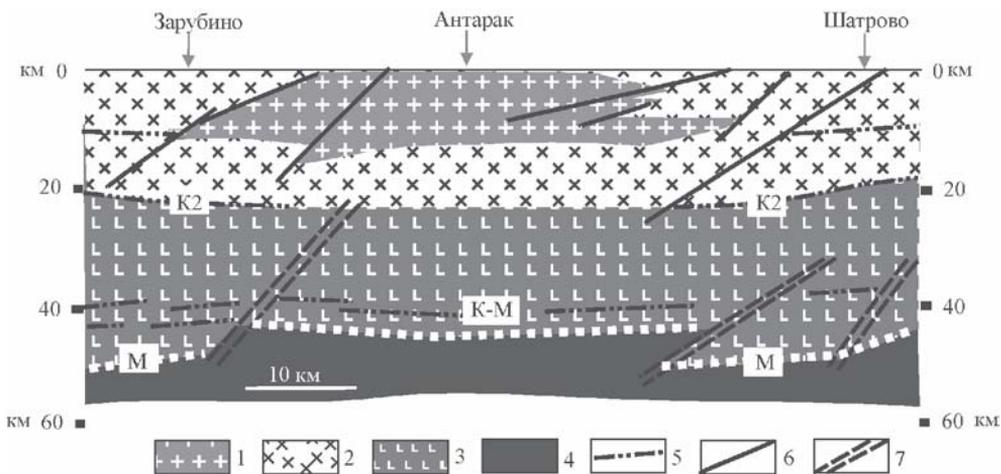
*Западная Сибирь.* Имеющиеся геологические, буровые и геофизические данные свидетельствуют, что породы доюрского фундамента Западной Сибири потенциально нефтегазоносны [Арешев и др., 1997; Дружинин, 2000; Запивалов и др., 1996; Иванов и др., 2006; Клещев, Шейн, 2004; Коробов и др.,



**Рис. 4.1.** Шаимский свод, Западная Сибирь (по: [Аршев и др., 1997], схематизировано)

2005]. Данные указанных авторов в обобщенном виде сводятся к следующему. Выявлен ряд критериев, контролирующих формирование и размещение УВ на данной территории: расположение месторождений в блоках земной коры, в основном, с пониженной основностью, обусловленной процессом гранитизации, или в пограничных зонах контрастного строения; специфическая структура земной коры, свидетельствующая об активных термодинамических и флюидных процессах, которые шли параллельно с гранитизацией; интенсивная структурная переработка кристаллических пород; преимущественная приуроченность скоплений углеводородов к породам гранитного состава и купольным морфоструктурам (рис. 4.1).

Одной из главных потенциально нефтегазоносных структур Западной Сибири является Зауральское поднятие, которое вмещает основной объем продуктов гранитоидного магматизма, фиксируемых обширными минимумами силы тяжести. «Гранитно-сланцевая» ось Зауральского поднятия включает ряд структур второго порядка, а именно Красноленинскую, Шаимско-Кузнецовскую, Шадринскую структурно-формационные зоны. В пределах Шадринской зоны расположены сиалические блоки, соответствующие крупным гранитным массивам. Зафиксированы значительные вертикальные смещения фундамента с амплитудой до 3 км, а также мощные зоны гранитизации, которые прослеживаются до глубин порядка 30 км. В частности, в пределах Смолинской площади по данным ГСЗ установлен крупный гранитоидный массив (Смолинский, или Буткинский) (рис. 4.2) с содержанием  $\text{SiO}_2$  до 68 %, который подвержен крупномасштабной гранитизации с конечным формированием собственно гранитного тела мощностью до 4–6 км и занимающего площадь до 5000 км<sup>2</sup>. Кровля массива имеет сложный рельеф с образованием глубоких врезов, заполненных осадочными породами мощностью до 0,5–2 км. Отмечена значительная внутренняя тектоническая переработка массива. Этот массив рассматривается как один из потенциальных объектов для разведки на углеводородное сырье, что основано на вполне реальных предпосылках.

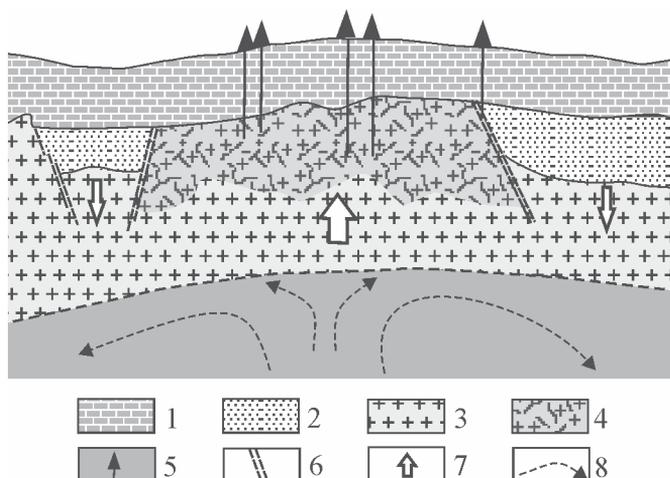


**Рис. 4.2.** Разрез земной коры в районе Буткинского гранитоидного массива (по: [Дружинин, 2000]), с упрощением и некоторыми изменениями в условных обозначениях).

1 – гранитоиды и гранито-гнейсы Буткинского массива; 2 – верхняя кора; 3 – нижняя кора; 4 – мантия; 5 – внутрикоровые границы; 6 – верхнекоровые разломы; 7 – нижнекоровые разломы. K2 – поверхность Конрада; К-М – корово-мантийная смесь, М – поверхность Мохововича

В доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты выделены системы палеорифтов, выполненных юрскими и более молодыми осадками. В подавляющем большинстве месторождений, где поднят kern фундамента, зафиксированы проявления нефти и газа. Доюрский фундамент представлен «собственно фундаментом», который сложен магматическими и метаморфическими породами, и промежуточным комплексом, который представлен слабометаморфизованными (не выше зеленосланцевой фации) вулканогенными и осадочными породами. Палеорифты расчленены внутренними поднятиями фундамента, часто ограниченными разломами. Этим поднятиям в ряде случаев отвечают риолитовые экструзии, прорывающие ниже-среднетриасовые базальты верхней части доюрского фундамента. Экструзивные купола образуют положительные морфоструктуры фундамента, которые отчетливо выражены в геофизических (прежде всего гравитационном и магнитном) полях. Понижение плотности в пределах куполов достигает  $0,8 \text{ г/см}^3$ , а возникновение магнитных аномалий связано с разложением первичного магнетита.

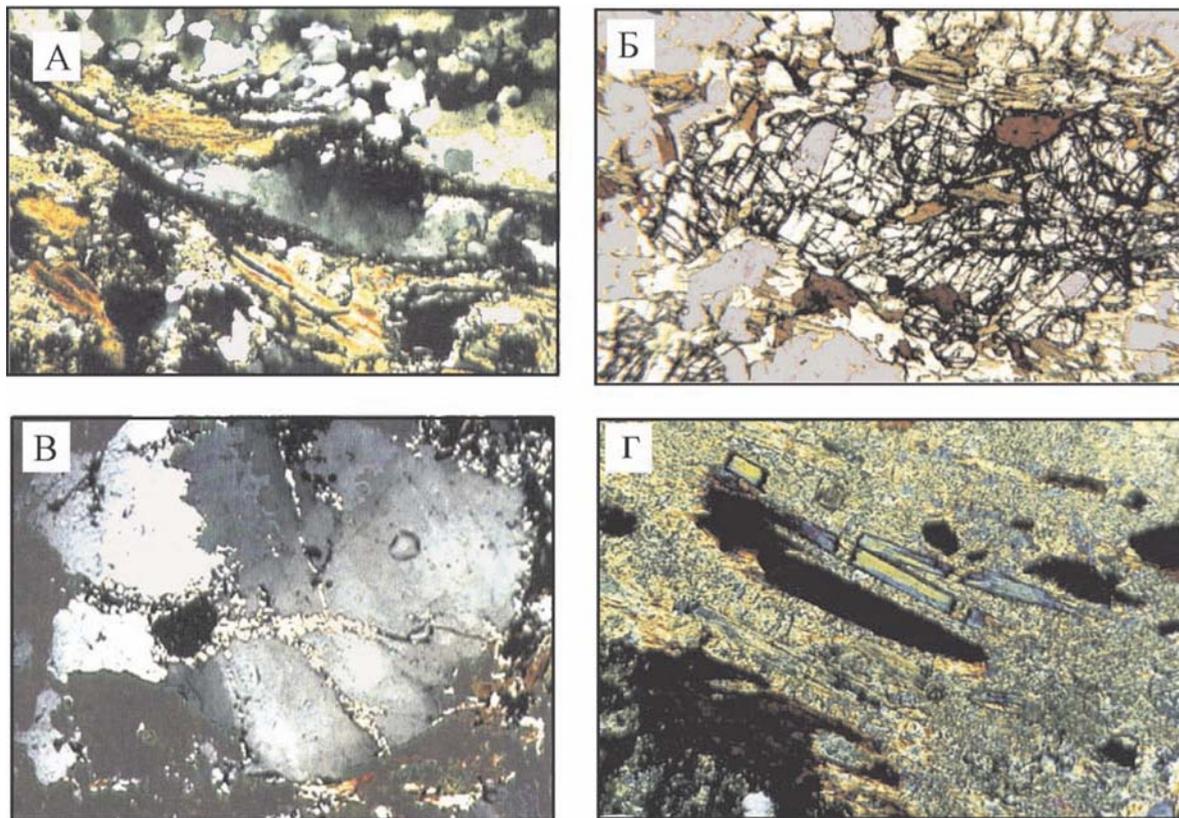
Внедрение риолитовых экструзий произошло в позднем-среднем триасе. Позднее, на рубеже юры и мела в результате активной тектонической деятельности породы фундамента и чехла были раздроблены и пронизаны сеткой многочисленных дизъюнктивных нарушений, которые, однако, не проходят выше подошвы нижнемеловых отложений. Породы дополнительно подверглись интенсивным гипогенным (гидротермальным) изменениям. Зоны наибольшей раздробленности приурочены к породам гранитного состава и к центральным частям экструзивных тел, где породы в силу развивающихся здесь процессов фельдшпатизации и кислотного выщелачивания становятся



**Рис. 4.3.** Татарский свод (по: [Ситдикова, Изотов, 2003], схематизировано).  
 1 – отложения фанерозойского плитного чехла; 2 – отложения рифейских овлакогенов; 3 – кристаллический фундамент; 4 – раздробленные и каатаклазированные граниты и гранито-гнейсы; 5 – скважины; 6 – разломы; 7 – направление движения коровых горных масс; 8 – предполагаемое движение подкоровых горных масс

наиболее хрупкими. При этом максимальные перепады давления создаются в центральных частях кислых экструзивных куполов, которые являются зонами концентрации напряжений. Наложённые гипогенные гидротермальные процессы развиваются в зонах повышенной деструкции кислых пород и создают локальные резервуары, ограниченные плотными и менее проницаемыми породами. В результате возникают геобарические депрессии, формируются ловушки жильного типа и вследствие горизонтальной фильтрации происходит засасывание углеводородов в гидротермально-жильные резервуары [Иванов и др., 2007; Коробов и др., 2005]. Залежи образуются в горстообразных выступах фундамента, и ловушки в кристаллических породах образуют сообщающийся резервуар с чехольным комплексом.

*Татарский свод (Восточно-Европейская платформа).* Татарский свод относится к системе поднятий Восточной части Русской плиты и является основной нефтеконтролирующей структурой Волго-Уральской нефтяной провинции (рис. 4.3) [Арешев и др., 1997; Дружинин и др., 2005; Изотов и др., 2003; Ситдикова, Изотов, 2003]. Формирование этой морфоструктуры фундамента связано с заложением в теле Восточно-Европейской платформы позднепротерозойской системы сводовых поднятий и рифтогенных прогибов. Вскрытый фундамент представлен породами архейского возраста: гранито-гнейсами, гнейсами, кристаллическими сланцами и магнетит-гранит-пироксеновыми породами. Структура Татарского свода обычно рассматривается как горстовая, однако в плане она имеет сглаженные округлые очертания, что свидетельствует не только о разломно-блоковой, но и об объёмной хрупкопластической деформации пород, слагающих фундамент.

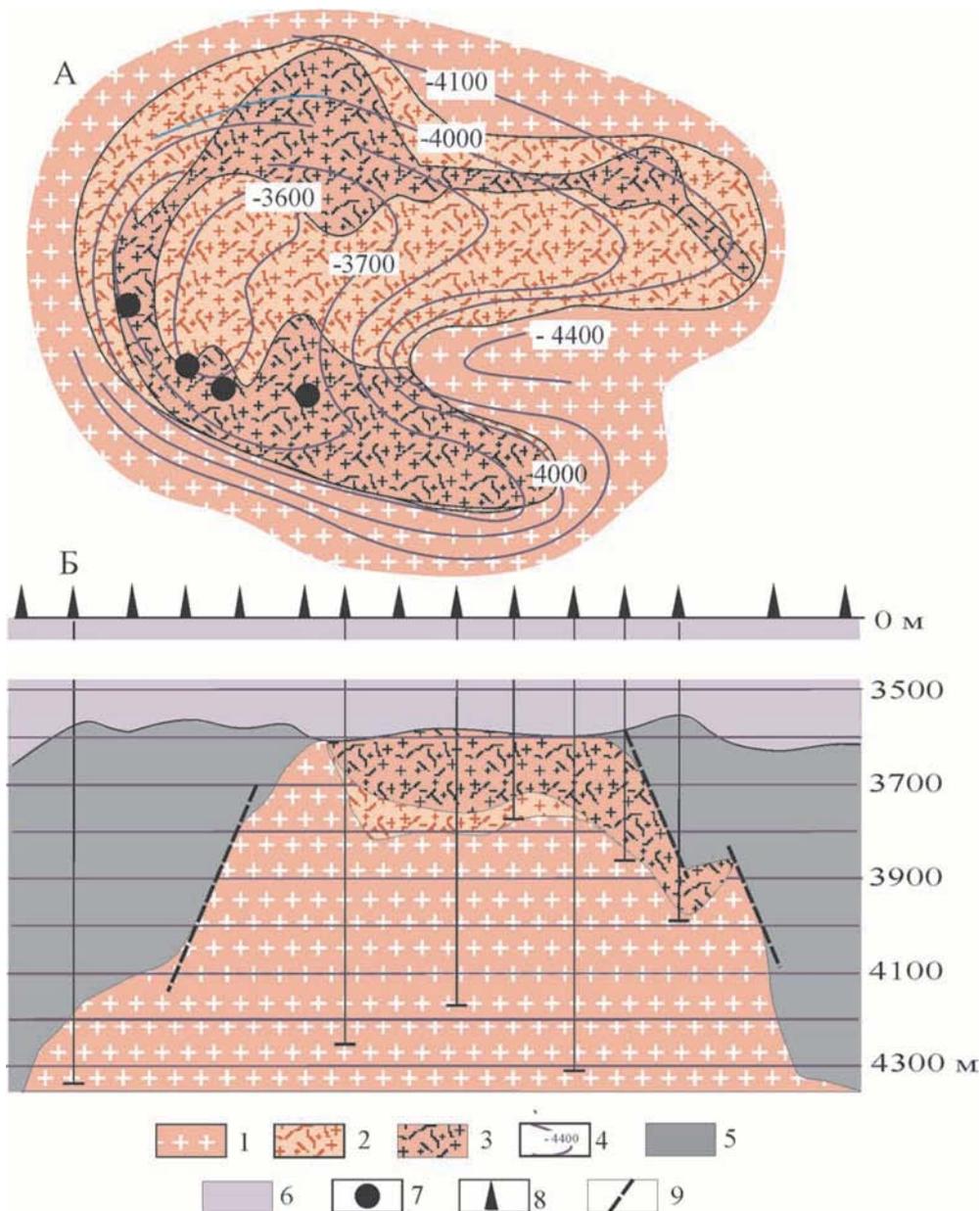


**Рис. 4.4.** Деформация пород фундамента Татарского свода [Ситдикова, Изотов, 2003]: А – хлоритизация и серицитизация по бластомилониту, сформировавшемуся по гранат-биотит-кордиеритовому гнейсу; Б – хрупкая деформация с двумя системами трещин скольжения в гранат-биотитовом гнейсе; В – Заполнение эпидотом трещин декомпрессии в деформированном кварце и сосюритизация плагиоклаза; Г – гидротермально переработанная порода; возникшие в процессе деформации пустоты полностью заполнены гидрослюдисто-серицитовой массой с выделениями пиробитумоидов

Породы Татарского свода подвержены интенсивной деструкции: разбиты многочисленными трещинами, милонитизированы, катаклазированы, разуплотнены. В зонах микротрещиноватости и дробления присутствуют битумоиды. С глубиной интенсивность трещиноватости и битуминозность пород возрастают. Одной из особенностей внутренней структуры фундамента является наличие субгоризонтальных зон деструкции, которые рассматриваются как зоны срыва тектонических пластин в теле кристаллического основания. Они вскрыты бурением и зарегистрированы сейсмическими методами. Их формирование происходило многократно и продолжается вплоть до настоящего времени, о чем свидетельствуют «свежие» дислокации пород фундамента [Изотов и др., 2003; Ситдикова, Изотов, 2003]. Протяженность таких зон до нескольких километров. Зоны деструкции выполнены метастабильными минералого-петрографическими комплексами, которые активно реагируют на изменение физико-химических условий. Анализ минеральных ассоциаций и структурно-текстурных особенностей позволил выделить два типа деструкции, периодически чередующихся во времени и в пространстве: компрессионный и декомпрессионный, формирование которых связано с изменяющимися полями напряжений.

Компрессионная стадия развития (начальная), которую цитированные выше авторы связывают с этапами геодинамической активности Татарского свода, характеризуется проявлением катаклаза и милонитизации. Образуются клиновидные структуры (рис. 4.4 А), деформации сплющивания с дроблением горных пород по микротрещинам скольжения (рис. 4.4 Б). Процесс сопровождается вращением, перемещением и измельчением (диспергацией) обломков без существенного изменения их химического состава. Происходит активная миграция флюидов, что отражено в наличии газово-жидких включений в кварце. В декомпрессионные стадии (в декомпрессионных объемах) происходит снятие напряжений и увеличивается степень раскрытия пор и трещин. Деформация пород сопровождается катаклазом минеральных зерен кварца (рис. 4.4 В), плагиоклаза и калишпата, изгибанием и разрывом чешуек биотита и гидротермальной переработкой вещества. Раскрытые трещины выполняются вторичными минералами: гидрослюдами, хлоритом, каолинитом, а также битумом (рис. 4.4 Г). Декомпрессионным обстановкам свойственно формирование рудных минералов, которые являются индикаторами окислительно-восстановительного режимов гидротермальных флюидов. В эту стадию (в этих объемах) происходит активное раскрытие трещин, микрокатаклаз и дробление вплоть до образования «сыпучки» (суперколлекторов). Зоны деструкции в верхних горизонтах фундамента превращены в бластомилониты и представляют собой монолитную кирасу. Максимум же концентрации зон деструкции приурочен к глубинам 5–7 км, и они сложены «сыпучими» породами, так как вследствие постоянных подвижек породы не успевают цементироваться.

Формирование структуры фундамента, по мнению упомянутых выше авторов, объясняется общим горизонтальным растяжением, которое периодически сменяется этапами горизонтального сжатия. Периодическая смена полей



**Рис. 4.5.** Площадь Оймаша (по данным: [Попков, 2002; Попков, Серебряков, 2009; Попков и др., 1986], упрощено и частично видоизменено). А – структурный план кровли резервуара; Б – поперечный профиль через гранитный купол. 1 – палеозойские граниты; 2 – разуплотненные и трещиноватые граниты; 3 – области интенсивной дезинтеграции гранитов, содержащие основные запасы нефти; 4 – изогипсы по кровле гранитов (в м); 5 – метаморфические породы (Pz?); 6 – осадочный чехол (N-J); 7 – скважины, давшие притоки нефти; 8 – расположение скважин на поверхности; 9 – зоны интенсивного дробления пород (предполагаемые разломы)

напряжений в теле фундамента способствует периодическому раскрытию (декомпрессии) и закрытию (компрессии) зон деструкции, что является основным механизмом пульсационно-последовательной перекачки углеводородсодержащих флюидов из зон компрессии в зоны декомпрессии.

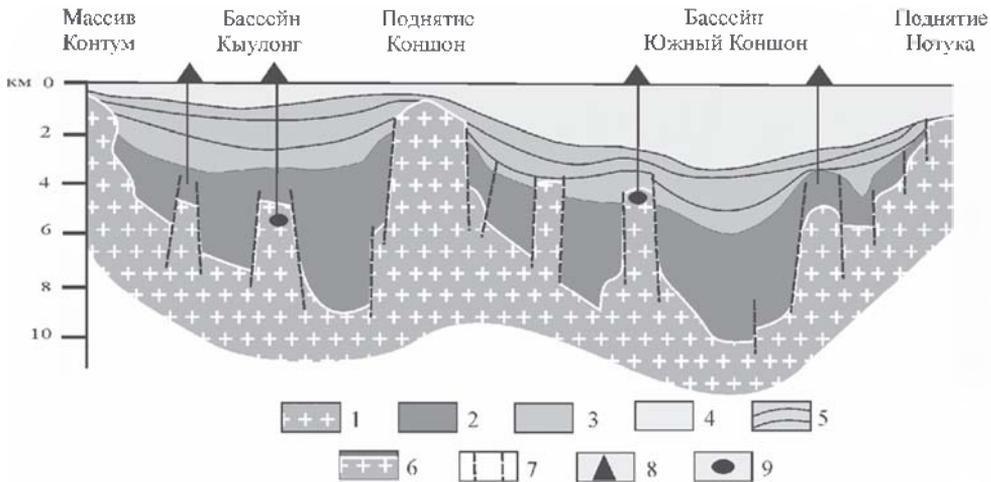
*Оймаша (Казахстан)*. В пределах Южно-Мангышлакского нефтегазоносного района расположена структура Оймаша, представляющая собой купол размером  $3,3 \times 5,4$  км, сложенный палеозойскими гранитами (рис. 4.5). Описание геологии дается по данным [Попков, 2002; Попков, Серебряков, 2009; Попков и др., 1986]. Промышленная залежь нефти в этом регионе была открыта в 1981 г. в пределах приподнятого блока фундамента на глубинах 3600–3800 м. Нефтеносные горизонты установлены в отложениях нижней юры, триаса и в гранитах фундамента. При этом промышленные притоки нефти (около 80 % общего притока) были получены именно из трещиноватых гранитов центрального, наиболее приподнятого блока, имеющего форму купола. Куполу соответствует ландшафтная кольцевая аномалия, что свидетельствует о существовании тектонических подвижек в новейшее время. Приподнятый сиалический блок фиксируется также отрицательной аномалией поля силы тяжести и данными аэромагнитной съемки. На контакте гранитов и пород палеозоя прослежена зона «оплавления», повторяющая контуры массива.

Все пробуренные в районе скважины, дошедшие до гранитного фундамента, вскрыли зоны трещиноватости и тектонического дробления, которые неравномерно распределены как по латерали, так и по глубине и часто приурочена к тектоническим нарушениям.

Выявлены два типа гранитов: «неизменные» и «измененные». «Неизменные» граниты представлены порфировидными светло-серыми разностями и розоватыми граносиенитами. Состав пород: кварц (25–30%), плагиоклаз (35–40%), калиевый полевой шпат (25–30%), биотит (5–7%), акцессорные и рудные минералы. Характерно развитие в породах субвертикальных трещин, по которым породы легко раскалываются, а также обилие хаотических коротких (от 2 до 15 мм) трещин с раскрытостью не более 5–15 мкм. Залеченные трещины выполнены черным битумом.

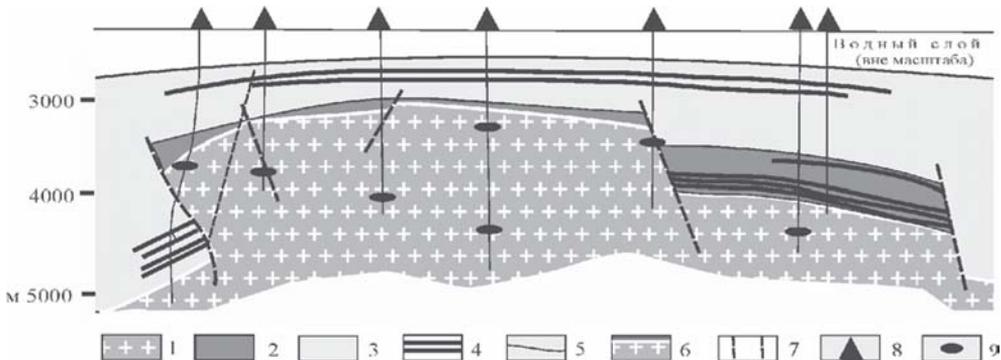
«Измененные» гранитоиды представлены раздробленными, катаклазированными и милонитизированными породами с сильно выветрелыми полевыми шпатами, за счет чего порода приобретает грязно-белый оттенок. Граниты разбиты системой многочисленных горизонтальных, вертикальных и наклонных раскрытых трещин. Раскрытость достигает 25–100 мкм, реже 150–200 мкм. Появляются объемы с катакlastической структурой – и с фенокристаллами калиевых полевых шпатов, пропитанных желтым битумом. Объемы катаклазированных пород сложены микро- и мелкозернистым кварц-полевошпатовым или гидрослюдистым агрегатом с зернами бластического кварца. Биотит в таких породах полностью хлоритизирован и мусковитизирован, характерна неравномерная карбонатизация.

Мощность зон дробления может достигать значительной величины – до 250 и более метров, а чередование зон измененных и неизменных гранитов



**Рис. 4.6.** Геологический профиль через нефтегазоносные бассейны вьетнамского шельфа Южно-Китайского моря (по [Арешев, 2004], схематизировано).

1 – гранитный фундамент; 2–4 – осадочный чехол: 2 – палеоген, 3 – миоцен, 4 – плиоцен–квартер; 5 – границы горизонтов в осадочном чехле; 6 – поверхность фундамента; 7 – разломы; 8 – местоположение буровых скважин; 9 – проявления нефти

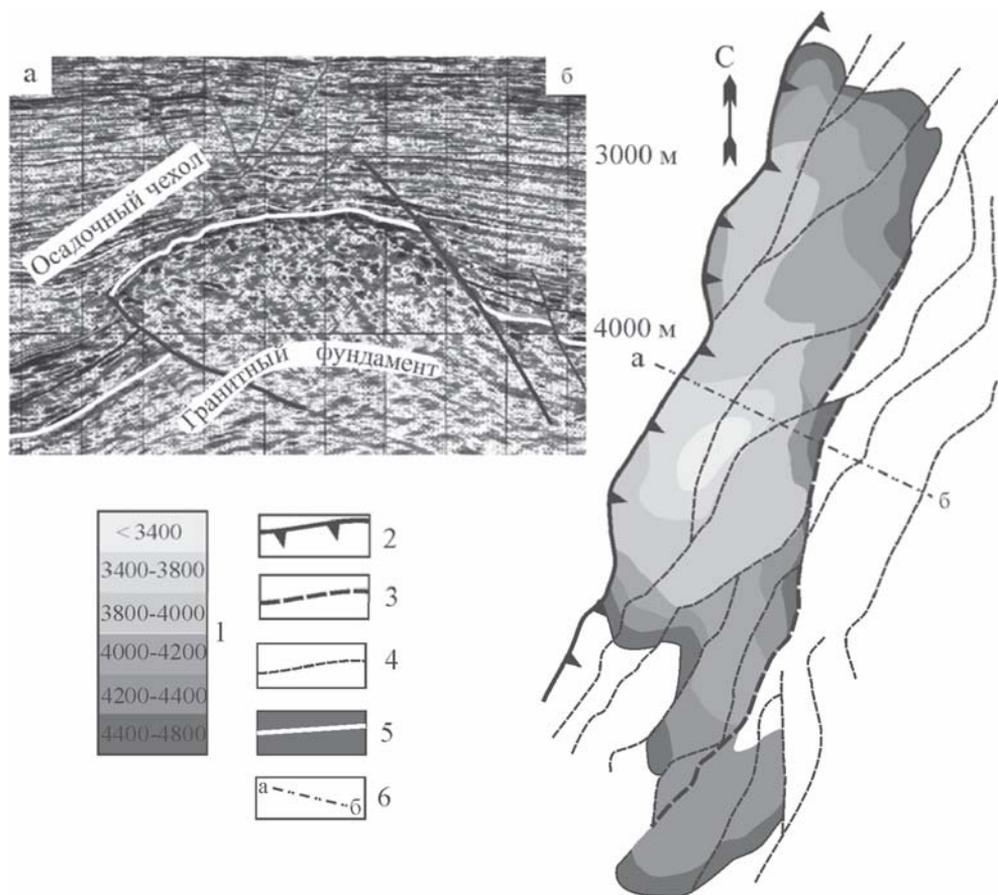


**Рис. 4.7.** Месторождение Белый Тигр. Поперечный профиль (по [Арешев, 2004; Халимов, 2012], схематизировано)

1 – гранитный фундамент; 2–3 – осадочный чехол: 2 – олигоцен, 3 – неоген; 4 – нефтеносные горизонты; 4 – проявления нефти; 5 – граница олигоцена и миоцена; 6 – поверхность фундамента; 7 – разломы; 8 – местоположение буровых скважин; 9 – проявления нефти в гранитах

приводит к формированию расслоенной структуры гранитного массива и образованию субпластовых тел катаклазированных пород.

Именно из скважин, вскрывающих интенсивно раздробленные, катаклазированные и разуплотненные граниты, получены максимальные притоки нефти. Возникновение зон дезинтеграции в регионе связывается [Попков, 2002; Попков, Серебряков, 2009] с двумя явлениями – термоусадкой пород в период остывания массива и процессом выветривания в дотриасовый период, когда граниты были выведены на дневную поверхность. Но как бы там ни было, фак-



**Рис. 4.8.** Месторождение Белый Тигр. Структурная схема поверхности гранитного фундамента (справа) и поперечный профиль по линии а-а (слева) (по [Trinh Xuan Cuong, Warren, 2009]).

1 – глубина залегания поверхности фундамента в метрах; 2–4 – разломы: 2 – главный надвиг, 3 – тыловой сброс, 4 – второстепенные надвиги и сбросы; 5 – поверхность гранитного фундамента; 6 – линия поперечного профиля

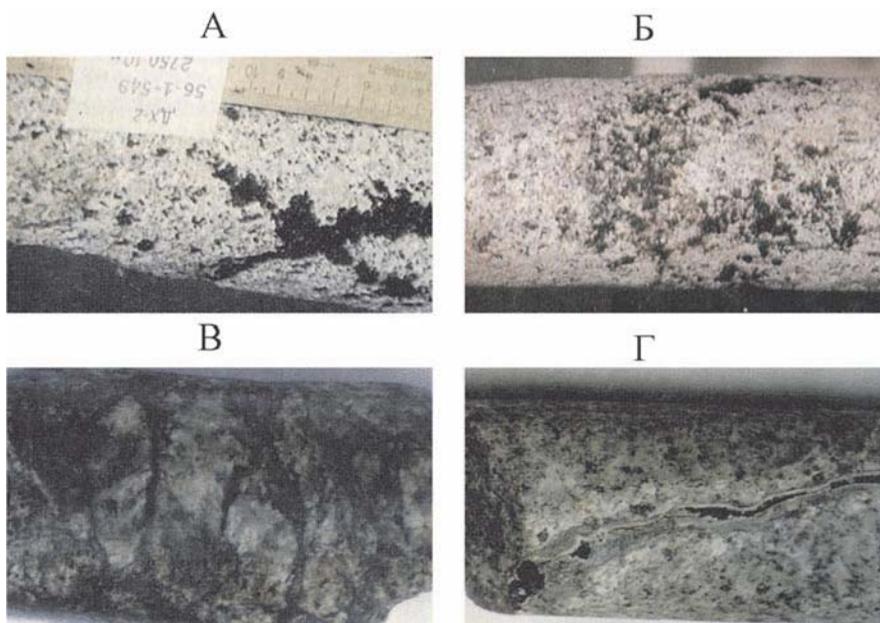
том является наличие гранитного купола, интенсивная дезинтеграция гранитного массива и наличие в его пределах значительных скоплений нефти.

*Месторождение Белый Тигр (Вьетнам).* Одним из районов, где углеводороды обнаружены в кристаллических породах фундамента, является зондский шельф Юго-Восточной Азии. Рассмотрим месторождение Белый Тигр (рис. 4.6, 4.7, 4.8), которое приурочено к крупной положительной морфоструктуре фундамента, расположенной в центральной части Меконгской впадины и именуемой Центральным поднятием. Всестороннее описание месторождения содержится в серии публикаций [Арешев, 1997; Киреев, Кузьмин, 2013; Маракушев А., Маракушев С., 2008; Поспелов, 2005; Поспелов, Шнип, 1997; Халимов, 2012; Dien Phan Trung, 1994; Trinh Xuan Cuong, Warren, 2009; др.], на данных которых основано дальнейшее изложение материала. Структура пред-

ставляет собой поднятие (22×6 км), ограниченное разломами, однако рисунок изогипс внутри горста обрисовывает округлые формы поверхности кровли фундамента, хотя и нарушенные разломами. Сходная картина наблюдается и на других месторождениях региона, в частности на месторождении Дракон. Фундамент месторождения Белый Тигр представлен различными гранитоидами: нормальными гранитами, гранодиоритами, лейкодиоритами и пр. Возраст гранитоидов: нижняя юра – верхний мел.

Фундамент перекрыт отложениями кайнозоя (от верхнего эоцена до плейстоцена включительно), мощность которых изменяется от 3 км в апикальных частях поднятий до 10 км в депрессиях. Разрез сложен преимущественно терригенно-глинистыми породами континентальных, озерно-болотных и мелководноморских фаций с редкими горизонтами и дайками диабазовых и базальтовых трахибазальтовых порфиринов. Разрез начинается с базального горизонта конгломератов и брекчий с обломками гранитоидов и переотложенных кор выветривания; на базальном горизонте в центральной части залегают верхнеолигоценовые отложения, а в пределах южной и северной частей – отложения нижнего олигоцена. Фиксируются региональные угловые несогласия между фундаментом и породами кайнозоя, между нижним и верхним олигоценом, между олигоценом и миоценом и в верхах миоцена. При этом своды структуры Белый Тигр практически по всем горизонтам совпадают с наиболее приподнятыми частями морфоструктуры. Эти факты свидетельствуют о постепенном росте гранитного выступа, а не о разовом транспорте тектонической пластины или серии пластин, как это принимается в ряде моделей. В последнем случае в окружающих отложениях должны были бы образоваться толщи гравитационных и тектоно-гравитационных микститов, которые, судя по имеющимся данным, в разрезе не зафиксированы. Горстовое строение прослеживается по образованиям нижнего олигоцена; более высокие горизонты чехла образуют антиклинальную штамповую складку, облекая со всех сторон выступы фундамента. Эти закономерности находятся в определенном противоречии с мнением, что горстообразный выступ фундамента является тектонической пластиной, смещенной под действием гравитационных сил с растущего где-то рядом поднятия.

По данным цитированных выше авторов, коллекторские свойства пород определяются суммой факторов: аутометасоматозом, контракционной усадкой, пневматолитовыми и гидротермальными процессами, тектоно-кессонным эффектом, процессами тектоническими и гипергенными. В тектоническом строении гранитов в пределах месторождения разломно-трещинная тектоника проявлена очень ярко, причем на всех масштабных уровнях. Дизъюнктивные дислокации рассекают породы фундамента и осадочного чехла до среднемиоценовых включительно и играют значительную роль в формировании коллекторов как в фундаменте (прежде всего), так и в породах олигоцена. Разломы сопровождаются образованием зон повышенной трещиноватости, катаклаза и милонитизации (рис. 4.9). Трещины имеют самую разнообразную ориентацию. Иногда преобладают вертикальные и субвертикальные трещины, иногда пологие и субгоризонтальные. Порода в зонах трещинова-



**Рис. 4.9.** Катаклазированные и раздробленные гранодиориты фундамента месторождения Дайхунг (А, Б) и Белый Тигр (В, Г). Трещины и каверны заполнены нефтью [Арешев и др., 1997]

тости превращена в щебенку с величиной обломков 3–8 см. Мощность зон достигает двух и более метров. Зоны катаклаза и милонитизации представлены раздробленными и перетертыми породами мощностью до 10–30 см. Встречены зеркала скольжения. Трещины или зияющие или заполнены минералами гидротермального происхождения. Зоны трещиноватости, который обладают значительной пустотностью, перемежаются с массивами малопроницаемых пород. То есть породы имеют брекчиевидно-блоковое строение. Постмагматические гидротермальные и пневматолитовые процессы, по данным [Арешев и др., 1997], могут играть двойную роль как увеличивая пустотность породы (увеличивая емкость резервуара), так и полностью запечатывая возникающие трещины. Одним из факторов, определяющих формирование коллекторов Зондского шельфа, является объемная цеолитизация гранитов, которая приводит к возникновению областей разуплотнения, сформированных микропористыми агрегатами.

Действие гипергенных процессов выражено в наличии кор выветривания, отмеченных во многих скважинах. Коры выветривания частично размыты и не образуют сплошного плаща. В зоне гипергенеза гранитов фиксируется замещение полевых шпатов каолинитом и гидрослюдами, растворение и перераспределение кварца, замещение биотита хлоритом и гидрослюдами. Мощность коры выветривания достигает 50 м. «Коры выветривания представляют собой поровой коллектор с общей пористостью, достигающей 18%, и проницаемостью до 3–4 Д.

Известно, как мы уже говорили, и еще множество нефте-газопроявлений в породах гранитного и гранитно-метаморфического фундамента [Алиева и др., 1987; Арешев и др., 1997; Бакиров и др., 1971; Гаврилов, 2000; Изотов и др., 2003; Кучерук, 1992; Лобусев и др., 2001; Мартынова, 2002; Шнип, 2005; мн. др.]. Упомянем некоторые из них.

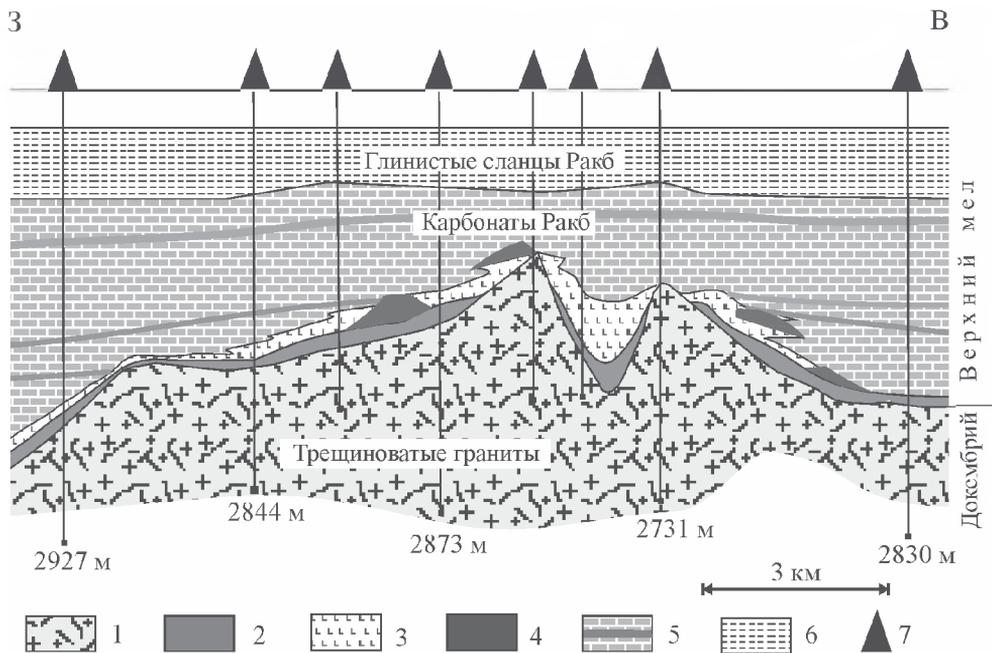
На территории *Мидконтинента* (штат Канзас, США) установлено несколько нефтегазовых месторождений, приуроченных к породам докембрийского фундамента и его переотложенным корам выветривания. Коллекторами в фундаменте являются трещиноватые биотитовые граниты и порфириты [Арешев и др., 1997; Бакиров и др., 1971; Пипин, 1973; Merriam et al., 1961, 2007], слагающие погребенные выступы фундамента. Нефтедержащими являются также шлейфы так называемого «перемытого гранита», представленного гранитным щебнем и гранитной дресвой – продуктами переотложения коры выветривания.

В пределах Сиртского бассейна Ливии среди сотни месторождений нефти и газа одним из наиболее крупных является месторождение *Нафора-Ауджила*, приуроченное к погребенному гранитному кряжу [Алиева и др., 1987; Порфирьев, 1987] (рис. 4.10). Объектом локализации нефти в пределах кристаллического фундамента является месторождение *Хургада*, расположенное на борту Суэцкого рифта [Ситдикова, Изотов, 2003]. Оно связано с системой блоковых структур кристаллического фундамента, представленного гранито-гнейсами докембрийского возраста. Породы сильно трещиноватые и затронуты активными гидротермальными процессами. Зоны деструкции являются нефтенасыщенными. Флюидоупором нефтяных залежей является толща гипсоносно-соленосных отложений миоценового возраста. В фундаменте флюидоупором являются относительно монолитные пластины кристаллических пород.

Месторождения нефти и газа открыты в породах кристаллического фундамента северного борта *Донецкого бассейна* [Сианисян и др., 2009] на Гашиновской площади. В этом районе нефтяные залежи располагаются на глубине до 600 м от поверхности фундамента в зонах разуплотнения, а также в коре выветривания по породам фундамента. Наличие разуплотненных зон прослежено до глубины 1000 м. Из нескольких месторождений в гранитах получены фонтанные притоки нефти.

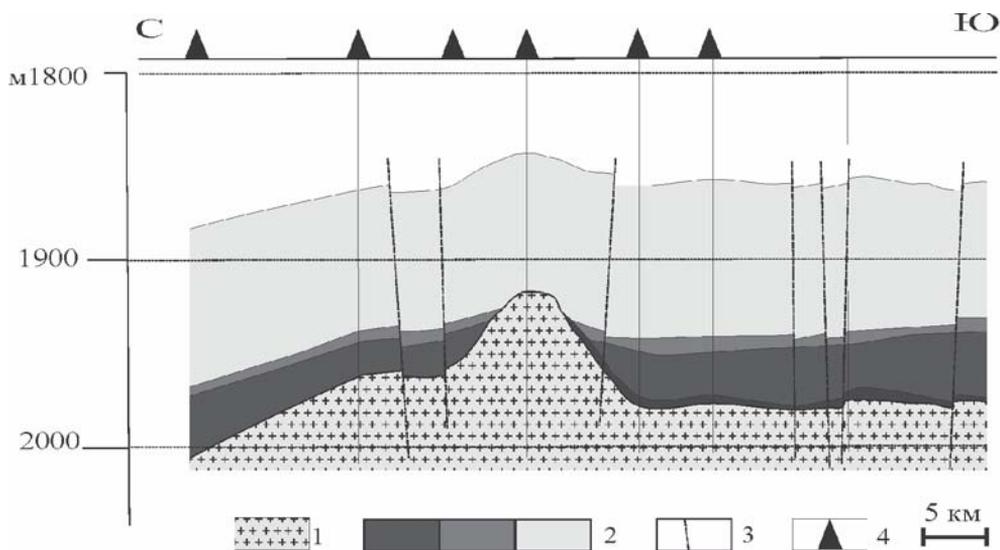
Месторождение *Мумбай* расположено на шельфе у западного побережья Индии [Satyanaryana et al., 2010]. Скопления углеводородов приурочено здесь к гигантскому поднятию гранитизированных пород докембрийского фундамента, перекрытого терригенными и карбонатными породами осадочного чехла (рис. 4.11). Массив характеризуется интенсивной раздробленностью, повышенной пористостью и проницаемостью пород. Скопления УВ сосредоточены в объемных зонах повышенной трещиноватости гранитов.

Крупные месторождения нефти, расположенные в пределах поднятий гранитного фундамента, известны также на Шетландских островах (рис. 4.12), на территории Венесуэлы (рис. 4.13), в прибортовой части грабена Викинг (Северное море) и многих других районах мира (см. рис. 0.4, 0.5).



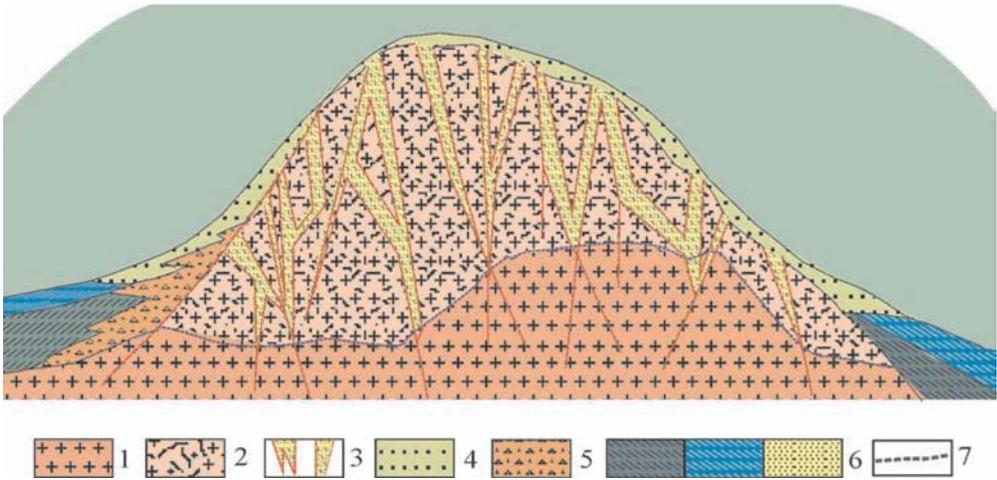
**Рис. 4.10.** Месторождение Нафора-Ауджила (по [Алиева и др., 1987; Порфирьев, 1987]).

1 – трещиноватые гранитоиды фундамента, докембрий; 2 – песчаники, кембро-ордовик; 3 – лавы; 4 – рифовые массивы; 5 – карбонатные отложения, верхний мел; 6 – глинистые сланцы, верхний мел; 7 – скважины

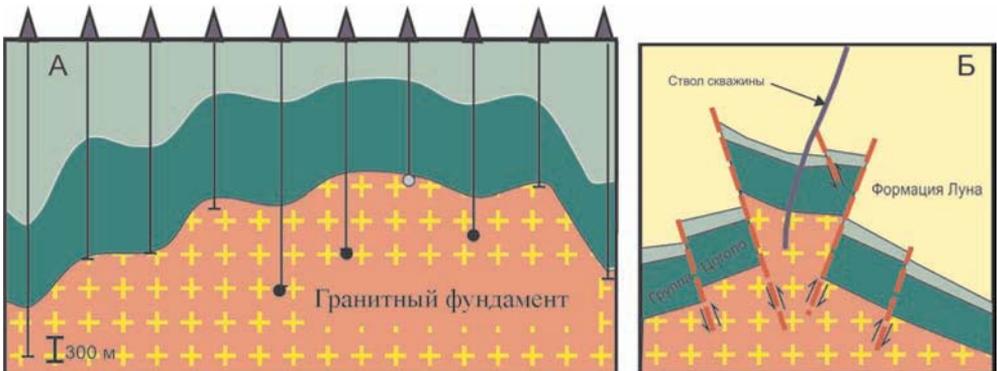


**Рис. 4.11.** Поднятие гранитизированных пород в фундаменте шельфа Индии (месторождение Мумбай) (по [Satyanarayana et al., 2010], схематизировано).

1 – гранитизированные породы докембрийского фундамента; 2 – отложения осадочного чехла; 3 – разломы; 4 – скважины



**Рис. 4.12.** Принципиальная схема строения гранитного массива, Шетландские острова (по: [Petrie, Lakin, 2008], упрощено и слегка видоизменено).  
 1–2 – граниты фундамента; 1 – относительно слабо измененные граниты; 2 – интенсивно раздробленные и катаклазированные граниты; 3 – разломы и открытые трещины; 4–5 – продукты разрушения гранитов: 4 – в зонах разлома, 5 – осыпные брекчии; 6 – отложения осадочного чехла (пермо-триас–олигоцен); 7 – условная граница зоны проникновения открытых трещин



**Рис. 4.13.** Структура цветка зоны Консепсьон (Западная Венесула) (по: [Porras et al., 2007]).  
 А – продольный профиль; Б – поперечный профиль

Таким образом, рассмотрение фактического материала по нефтегазоносности фундамента непреложно свидетельствует о существовании многочисленных и часто богатых залежей углеводородов в породах кристаллического фундамента и, прежде всего, в гранитах. Анализ цитированных материалов позволяет сделать следующие выводы относительно наиболее общих характеристик «нефтеносных» структур фундамента, которые, впрочем, ранее подчеркивались многими исследователями [Арешев и др., 1996, 1997; Гаврилов, 2000, 2010; Ситдикова, Изотов, 2002; Мартынова, 2002; Vita-Finzi, 2009]:

(а) залежи УВ широко распространены в породах кристаллического фундамента (в особенности, в гранитах) и известны практически на всех континентах;

(б) залежи УВ приурочены или к положительным морфоструктурам фундамента (купола, горсты) или к зонам флексурных перегибов;

(в) кристаллические породы в зонах проявления УВ претерпели интенсивную постмагматическую тектоническую переработку (дезинтеграцию, катаклаз, перекристаллизацию), что приводит к увеличению пористости породной массы;

(г) наиболее подвержены такой деформации породы гранитного ряда;

(д) в интрагранитных залежах углеводороды содержат *наименьшую* концентрацию компонентов с токсичными свойствами, что делает их добычу особенно привлекательной с экологической точки зрения;

(е) модели формирования объемов кристаллических горных пород, благоприятных для скопления в них УВ нуждаются в совершенствовании на основе новых знаний по структурной геологии и механике породных сообществ.

Но прежде, чем перейти к обсуждению модельных построений, обратимся к рассмотрению коллекторских свойств гранитных массивов, подверженных постмагматической переработке.

## Глава 4.2

### Коллекторские свойства гранитных массивов

Проблеме коллекторских и фильтрационных свойств различных горных пород, в том числе и гранитов, обусловленных их пористостью и проницаемостью, уделено первостепенное внимание в нефтепромысловой геологии, и выявлены различные механизмы, способствующие дезинтеграции и увеличению пустотности пород. Выше (главы 3.1, 3.2) были рассмотрены факторы, в той или иной мере способствующие дезинтеграции гранитов. Большинство из этих факторов, которые могут проявляться или одновременно, или в определенной последовательности, ответственно за изменение пористости и проницаемости кристаллических горных пород. Согласно имеющимся данным [Справочник..., 1996; Справочник..., 1985], пористость неизмененных гранитов обычно не превышает 1–1,5% (иногда – всего 0,2% от объема породы), водопоглощение составляет не более 0,5%. Однако коллекторские свойства гранитов меняются в процессе воздействия разнообразных постумных эндогенных и экзогенных процессов. При этом значимость процессов, ответственных за изменение коллекторских параметров, различна. Несколько повторяя материал, изложенный в предыдущих главах, остановимся на тех процессах, которые чаще всего рассматриваются в качестве ведущих при формировании коллекторов в гранитоидах.

Контракция. Традиционно важная роль в изменении коллекторских свойств интрузивов придается контракционной усадке, которая, прежде всего, связана [Белов, 1982, 1993; Осипов, 1974, 1982; Попков, Серебряков, 2009]

**Таблица 1.** Величины изменения объема минералов по [Справочник..., 1966], объема и пористости (внутренней пустотности) гранитов (в %) и сопутствующие процессы при остывании в разных интервалах температур

| <i>Изменения размеров, процессы</i>  | <i>Интервалы уменьшения температуры (°С)</i> |                     |                  |                 |                 |
|--|--|---------------------|------------------|-----------------|-----------------|
|  | <i>800 → 600</i>                             | <i>600 → 400</i>    | <i>400 → 200</i> | <i>200 → 20</i> | <i>600 → 20</i> |
| <b>Плагиоклаз</b> , изменение объема   | -0,47  | -0,59               | -0,36            | -0,23           | -1,18           |
| <b>Ортоклаз</b> , изменение объема   | -0,73  | -0,60               | -0,43            | -0,16           | -1,19           |
| <b>Микроклин</b> , изменение объема  | -0,41  | -0,49               | -0,24            | -0,40           | -1,13           |
| <b>Кварц</b> , изменение объема  | +0,09  | -2,67               | -1,09            | -0,78           | -4,54           |
| <b>Гранит</b> , изменение объема по полевошпатовому «каркасу»*               | -0,54 ±0,10                                  | -0,61 ±0,01         | -0,35 ±0,06      | -0,26 ±0,06     | -1,22 ±0,05     |
| <b>Гранит</b> , среднее расчетное изменение объема породы**                  | Нет данных                                   | ~ -0,50             | ~ -0,48          | -0,43           | ~1,40           |
| Увеличение межзернового пр-ва***   | Нет  | 0,7                 | 0,3              | 0,2             | 1,2             |
| Максимальная ширина контракционных межзерновых трещин при размере зерен 2 мм | Открытых трещин нет                          | 14 мкм              | 6 мкм            | 4 мкм           | 24 мкм          |
| Сопутствующие процессы минералообразования****                               | АМ   | АМ, МГ, ВТГ, ОС, ПП | ОС, ВГ, ВТГ      | НТГ, ХВ         | Все указанные   |

\* Средний минеральный состав гранита по [Богатиков и др., 1987], с учетом вариаций содержаний полевых шпатов.

\*\* Коэффициент линейного теплового расширения гранита  $8,3 - 7,9 \times 10^{-6} / ^\circ\text{C}$  [Справочник..., 1985]

\*\*\* Рассчитано по разности среднего изменения объема полевых шпатов и кварца, с учетом условной доли кварца в породе (30%)

\*\*\*\* Буквами обозначены: АМ – аутометасоматоз, МГ, ОС и ВГ – проявление динамической рекристаллизации (МГ – высокотемпературная миграция границ зерен, ОС – обособление субзерен, ВГ – «вспучивание» границ зерен), ПП – псевматолитовые процессы, ВТГ – высокотемпературные гидротермы, НТГ – низкотемпературные гидротермы, ХВ – химическое выветривание.

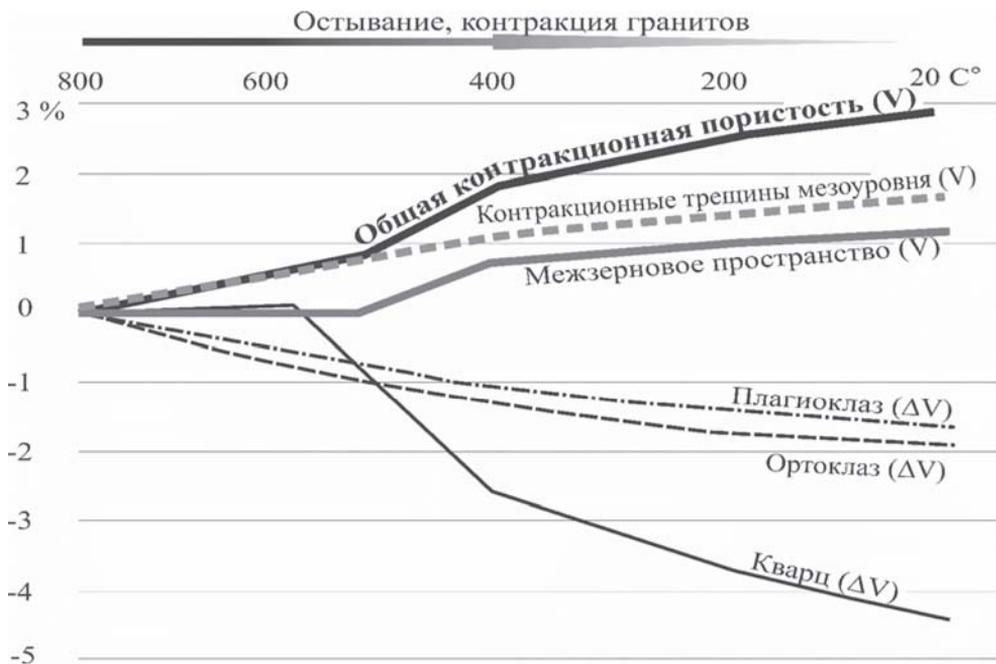
с уменьшением объема интрузивного массива в целом и, по разным оценкам, составляет от 1% до 8–9%. Возникает «контракционная пустотность» и за счет вариаций степени термоусадки породообразующих минералов, которая оценивается от 2–3% до 8% от объема пород [Осипов, 1974]. Противоречивость этих цифр, по-видимому, связана с недооценкой иных эффектов изменения объема породы и отдельных минералов. Для определения реальной роли контракционных процессов можно обратиться к величинам теплового расширения как породы в целом, так и главных породообразующих минералов гранитов – полевых шпатов и кварца (табл. 1).

В первом приближении можно считать, что полевые шпаты, составляющие 65–70% породы, образуют связный «каркас», определяющий изменение объема породы в целом. Эта усадка в 1,15% (при остывании с 600°C до 20°C) сопоставима с усадкой в 1,39%, рассчитанной по величине теплового расширения гранита при атмосферном давлении. Очевидно, что какие-то трещины усадки возникнут на границах интрузии и в ее ближайшем окружении. Поэтому, расчетная величина лишь ограничивает возможный суммарный объем трещин (мезоуровень трещиноватости) между блоками разной размерности при рассредоточенной контракции пород внутри остывающего гранитного массива. Однако подобная трещиноватость не исчерпывает контракционный эффект остывания пород. На микроуровне формируется трещиноватость, связанная с различной усадкой полевых шпатов и кварца.

Полевые шпаты демонстрируют близкие величины контракционной усадки в большом интервале температур и по суммарной ее величине. Изменение объема кварца совершенно иное (см. табл. 1). При консолидации и остывании массива свыше 575 °С, то есть до перехода бета-модификации в альфа-модификацию, кварц даже несколько увеличивается в объеме. Зато дальнейшая его контракционная усадка превосходит усадку полевых шпатов в среднем в 4 раза. Аномальная усадка кварца (на 4,54% объема в интервале 600°–20°C), занимающего 25–30% объема гранитов, создает условия для увеличения внутренней пустотности породы на 1,2% в пересчете на весь объем.

Суммируя эффект контракции для породы в целом и для главных породообразующих минералов (см. табл. 1), можно определить максимально возможный объем контракционной пористости при остывании гранитной интрузии (рис. 4.14). Если предположить, что все трещины усадки остаются открытыми, а трещиноватость мезо- и макроуровней сосредоточена исключительно внутри массива, максимальная контракционная пористость остывших гранитов не может превышать 2,8%. Но, учитывая тот факт, что процесс остывания интрузива сопровождается различными процессами минеральных преобразований, зависящими от изменения температурного режима (см. табл. 1) и особенно разнообразных в интервале 600–200°C, приведенные оценки весьма приблизительны. По-видимому, реальный вклад контракции в формирование порового пространства в исключительных случаях составляет не более 2 % от объема породы.

Следует отметить, что величина усадки кристаллов кварца несколько различается по разным кристаллографическим осям (см. табл. 2). Поэтому при остывании гранитов в зернах кварца, обладающего несовершенной спайно-

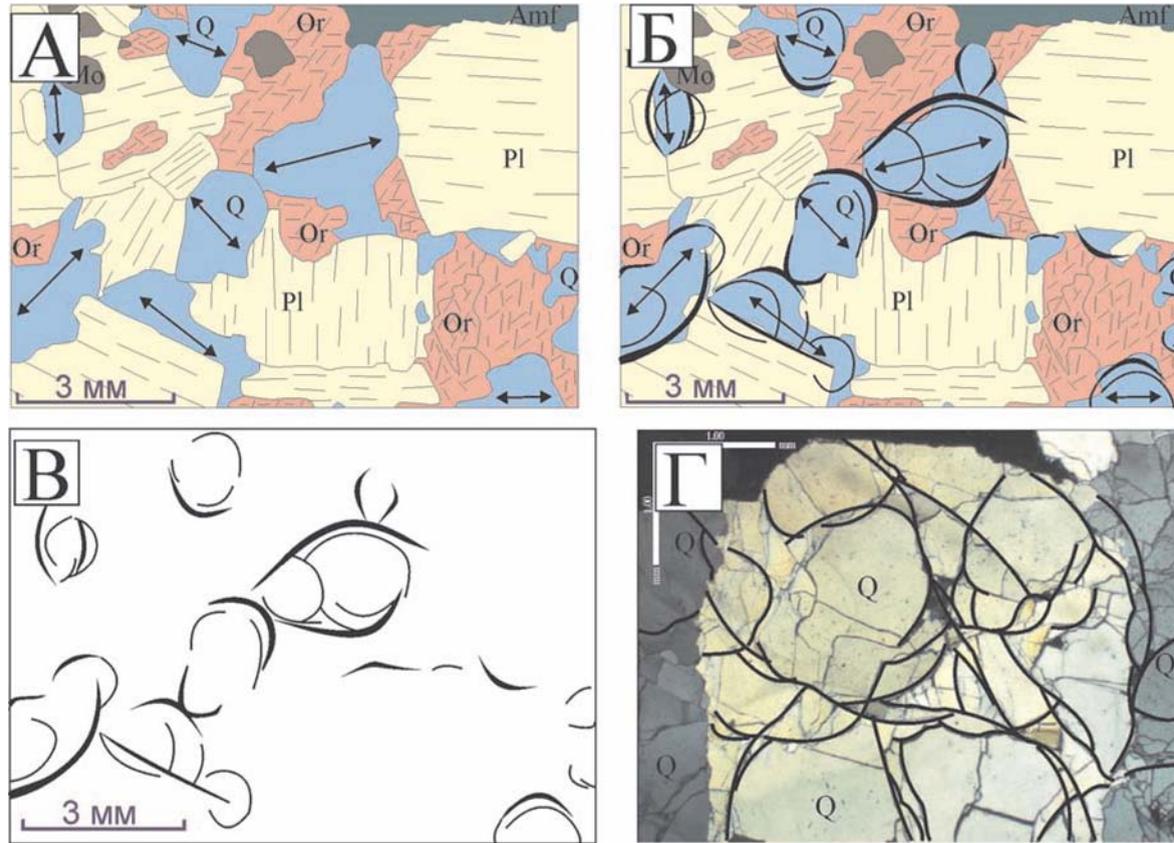


**Рис. 4.14.** Графики изменения объема минералов (нисходящие кривые) и максимально возможного объема порового пространства (восходящие кривые) при остывании гранитов в интервале 800–20 °С. Пояснения в тексте

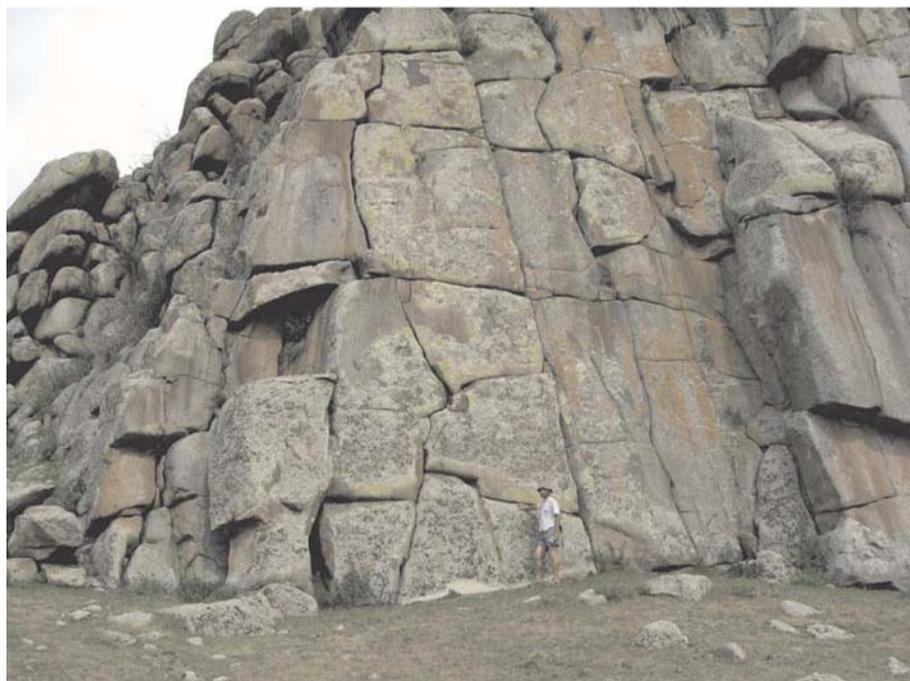
стью, и на его границах с полевыми шпатами возникают изогнутые или полусферические сколы и соответствующие им пустотные пространства («области отслаивания»), положение и величина раскрытия которых определяется положением осей кристаллов (рис. 4.15 Б, В). В вытянутых и крупных кристаллах кварца возникают центры открытых трещин.

Подобные концентрические и пересекающиеся системы кольцевых и дуговых трещин часто отмечаются в кварцевых зернах в массивах дезинтегрированных гранитов (рис. 4.15 Г). Их характерной чертой является слабая упорядоченность, непротяженность и открытость по взаимно-перпендикулярным направлениям, что типично для объемной дилатансии. Несмотря на значительный объем, фильтрационные показатели подобной микротрещиноватости должны быть невелики, так как трещины локализованы вокруг разобщенных зерен кварца и не объединяются в протяженные сквозные системы.

Можно заключить, что непосредственный вклад контракции в формирование коллекторов в гранитных массивах обычно преувеличивается. Тем не менее, контракция, проявляющаяся на стадии остывания интрузивного массива и в процессе его перемещения в консолидированном состоянии в более холодные горизонты коры, а также, вероятно, процессы теплового расширения породообразующих минералов, связанные с повторным разогревом, являются постоянно действующими факторами дезинтеграции гранитов, что способству-



**Рис. 4.15.** Схема развития контракционных трещин внутри зерен кварца и по границам кварца с полевыми шпатами. А – микроструктура гранита (Q – кварц, PL – плагиоклаз, Or – ортоклаз, Amf – амфибол, Mo – сфен, слюда); стрелками указаны C-оси кристаллов кварца. Б, В – развитие дуговых и concentрических трещин, обусловленных усадкой зерен кварца (преимущественно вдоль длинной оси). Г – шлиф гранита (массив Их-Хайрхан, Центральная Монголия), николи скрещены. Открытые дуговые трещины в крупном зерне кварца



**Рис. 4.16.** Крупноблочная отдельность и дилатационная трещиноватость в триасовых гранитах Хангайского батолита (р. Орхон, Центральная Монголия)

ет развитию других процессов (катаклаза, гидротермальной деятельности и пр.), также влияющих на изменения коллекторских свойств пород.

Тектоно-кессонный эффект проявляется при подъеме, эксгумации и декомпрессии массива, проявляющихся как при тектонических процессах, так и в результате денудации вышележащих пород, что находит отражение в увеличении объема массива и его растрескивании [Павлов, 1992; Пономарев, 2008; Пржиялговский и др., 2009]. Возникающая при этом трещиноватость тесно связана с формой массива, строением пород рамы и рельефа, если массив выходит на дневную поверхность. В апикальных частях массива трещины ориентируются субпараллельно его кровле или свободной поверхности [Chigira, 2001; Лаврушина, Пржиялговский, 2010], а во внутренних частях могут преобладать трещины субвертикальные (слайс-структуры). Для переходных зон характерно сочетание трещин этих двух ориентировок, структурные взаимоотношения которых указывают на обстановку объемной дилатации (рис. 4.16). Подобная грубая трещиноватость, может возникать, вероятно, внутри куполовидных выступов гранитных массивов. Можно ожидать также высокую вертикальную проницаемость и хорошие коллекторские свойства пород в пределах определенного «слоя» гранитных массивов, как это показано на рис. 4.12, однако этот вопрос остается мало изученным.

Контракция и тектоно-кессонный эффект по смыслу противоположны друг другу и могут взаимно компенсировать эффекты изменения объема. При

этом надо учитывать изменение объемов пород и отдельных минералов не только при остывании массива как интрузивного тела, но и при его подъеме с глубины, из более разогретых горизонтов коры. Например, при подъеме полностью остывших гранитов в условиях нормального геотермического градиента в  $30^{\circ}\text{C}/\text{км}$  увеличение объема кристаллов кварца и полевых шпатов вполне компенсируется их контракционной усадкой.

Рассмотрим изменение объема минералов гранитов при эксгумации остывшего массива с глубины около 3 км ( $P = 1$  кб) при нормальном и повышенном геотермическом градиентах (табл. 2). При остывании со  $100^{\circ}\text{C}$  до  $20^{\circ}\text{C}$  и уменьшении литостатического давления с 1 кб до 1б изменение объема пород и объема межзернового пространства, вычисленного по разности усадки кварца и полевых шпатов, практически не наблюдается: 0,02% и <0,01% соответственно. При вдвое большем геотермическом градиенте объем массива уменьшается на 0,24%, а внутренняя пористость увеличивается на 0,15%. Если геотермический градиент повышен (при тектономагматической активизации он может увеличиваться до  $60\text{--}100^{\circ}\text{C}/\text{км}$  и более), при подъеме массива к поверхности эффект тепловой контракции заметно превосходит декомпрессионное расширение.

Очевидно, что лишь в исключительных случаях уменьшение объема гранитного массива сопровождается увеличением объема внутренних трещин, поэтому расчетные значения являются предельными для изменения пористости пород при подъеме массива к поверхности. Максимально возможный прирост внутреннего пространства массива определяется как сумма уменьшения объема пород (0,24%) и прироста микропористости за счет аномальной усадки кварцевых зерен (0,15%), то есть составляет 0,39% в рассмотренном примере. Последняя величина более чем на порядок меньше наблюдаемых значений пористости в хороших коллекторах, однако описанный процесс может быть действенным фактором изменения фильтрационных характеристик пород.

Естественно, что межзерновые трещины заполняются новыми минералами и агрегатами и лишь в исключительных случаях могут оставаться открытыми. Величины пористости гранитных коллекторов на продуктивных участках месторождений достигают 15% и более [Аршев и др., 1997; Попков, Серебряков, 2009; Поспелов, 2000; Поспелов, Шнип, 1995], что почти на порядок больше, чем пористость, возникающая в результате контракции и/или декомпрессии.

Минеральные преобразования. Гидротермально-пневматолитовая минерализация, гипергенный метасоматоз и рекристаллизация изменяют исходный состав и структуру пород, проявляясь импульсами в течение всей истории остывания и структурной перестройки интрузивов. Автометасоматические процессы и любые проявления рекристаллизации не улучшают емкостные или фильтрационные свойства пород, но наоборот, могут нейтрализовать изменение объема массива, вызванное дилатансией или контракцией, сохраняя его сплошность за счет формирования новых минеральных фаз.

Гидротермально-пневматолитовые процессы могут активно влиять на изменение проницаемости и коллекторских свойств в ту или иную сторону. На

**Таблица 2.** Изменение объема и линейных размеров минералов гранитов [Справочник..., 1966] и породы в целом при остывании с 200°C или 100°C до 20°C и при подъеме с глубины 3 км ( $P \cong 1$  кбар) на поверхность.

| <i>Минерал, порода,<br/>изменения размеров (%)</i> | <i>При остывании</i> |                     | <i>При декомпрессии<br/>с 1 кбар → 1бар</i> | <i>При остывании и декомпрессии<br/>с 1кбар → 1бар</i> |                   |
|--|----------------------|---------------------|---|--|-------------------|
|  | <i>с 200 → 20°C</i>  | <i>с 100 → 20°C</i> |   | <i>200 → 20°C</i>                                      | <i>100 → 20°C</i> |
| <b>Кварц</b><br>изменение объема                   | -0,78                | -0,30*              | +0,26                                       | -0,52  | -0,06             |
| изменение длины    оси с                           | -0,18                | Нет данных          | +0,07                                       | -0,11  | Нет данных        |
| изменение длины ⊥ оси с                            | -0,30                | Нет данных          | +0,10                                       | -0,20  | Нет данных        |
| <b>олигоклаз</b><br>изменение объема               | -0,23                | -0,10*              | +0,17                                       | -0,06  | +0,07             |
| изменение длины    (010)                           | -0,04                | Нет данных          | Нет данных                                  |  | Нет данных        |
| изменение длины ⊥ (010)                            | -0,07                | Нет данных          | Нет данных                                  |  | Нет данных        |
| <b>Mic</b><br>изменение объема                     | -0,40                | -0,18*              | +0,19                                       | -0,21  | +0,01             |
| <b>Ort</b><br>изменение объема                     | -0,16                | -0,07*              | +0,21                                       | +0,05  | +0,14             |
| изменение длины    оси а                           | -0,14                | Нет данных          | +0,10                                       | -0,04  | Нет данных        |
| изменение длины    оси в                           | -0,01                | Нет данных          | +0,056                                      | +0,05  | Нет данных        |
| изменение длины    оси с                           | -0,01                | Нет данных          | +0,047                                      | +0,04  | Нет данных        |
| <b>Гранит</b><br>изменение объема                  | -0,43                | -0,21               | +0,19                                       | -0,24  | -0,02             |
| приращение пористости                              | 0,15                 | 0,06                | 0,02  | 0,15   | <0,01             |

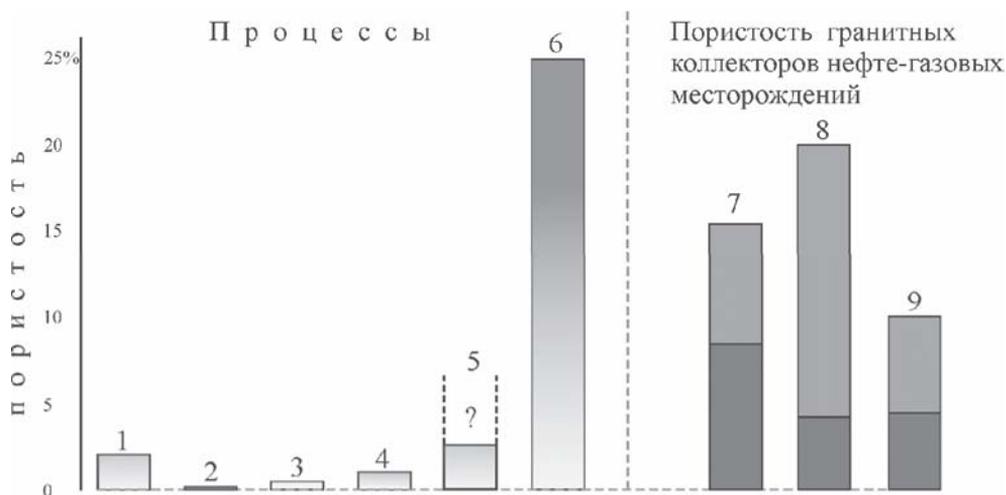
\* Интерполяция значений в низкотемпературном интервале.

синдеформационной и постдеформационной стадиях по гранитам формируются карбонатная и Fe-Mn-окисная жильная минерализация, происходит цеолитизация гранитов и т.п. Важным условием для проникновения минерализованных растворов является проницаемость пород, обеспеченная иными факторами дезинтеграции: контракцией, декомпрессией и, особенно, тектонической структурной перестройкой. Гидротермально-пневматолитовые преобразования ведут к разуплотнению породы, замещению относительно устойчивых минералов легко растворимыми. В условиях изменчивости состава и температуры флюидных систем происходит растворение и переотложение новообразованных, а также формирование новых минеральных фаз, открытие и залечивание трещин, образование каверн. В некоторых случаях сами растворы могут стимулировать возникновение и раскрытие трещин благодаря механизму «гидроразрыва» [Поспелов, 1963]. При изучении трещинно-кавернозных гранитных коллекторов месторождения Белый Тигр на Зондском шельфе Вьетнама было определено, что высокодебитные участки маркируются зонами цеолитизации [Поспелов, Шнип, 1995; Арешев и др., 1997]. В цеолитизированных разностях гранитоидов месторождения Белый Тигр средняя эффективная пористость составляет 2–3%, а эффективный радиус пор меняется от 2,3 мкм в гранодиоритах до 4,02 мкм в амфиболовых лейкодиоритах. Цеолиты, замещают не только более плотные полевые шпаты, но и глинистые (гидрослюды и каолин) минералы, сформированные ранее [Поспелов, Шнип, 1995].

В процессе любого гидротермально-пневматолитового воздействия равновесие процессов «растворение/отложение» подвижных минеральных компонентов смещается в ту или иную сторону в зависимости от многих химических и физических параметров. В рассмотренном выше месторождении Белый Тигр растворение полевых шпатов и вымывание глинистых компонентов превалировало над отложением калиевых цеолитов и, по крайней мере, на некоторых участках способствовало увеличению емкости трещинно-кавернозных коллекторов. На нефтяном месторождении Оймаша была отмечена противоположная направленность гидротермального воздействия: минерализованные растворы залечивают открытые трещины, каверны и зоны катаклаза в гранитах кальцитом и окислами железа и марганца, вплоть до образования непроницаемых для УВ жильных экранов [Попков, Серебряков, 2009].

Необходимым условием гидротермальной деятельности является одновременное или предшествующее формирование трещин, поэтому разъединить эти два процесса и точно оценить вклад каждого из них в изменение (особенно улучшение) фильтрационно-емкостных свойств обычно не удается даже на хорошо изученных объектах.

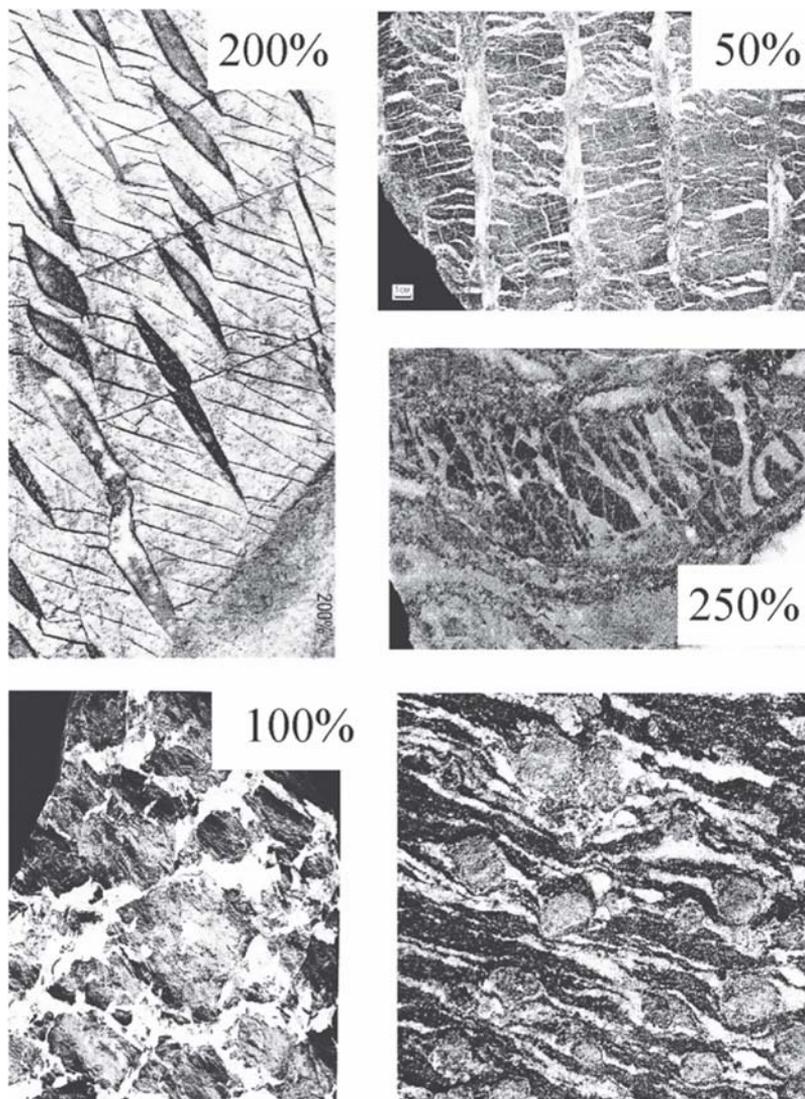
Тектоническая переработка пород как правило ассоциируется с образованием систем трещин и разрывных нарушений, возникающих под воздействием внешних тектонических напряжений, то есть сводится исключительно к хрупким локализованным деформациям. Из практики известно, что тектонические трещинные коллекторы в монолитных породах обычно обладают хорошими фильтрационными характеристиками, но их пористость редко пре-



**Рис. 4.17.** Сопоставление возможных значений внутреннего порового пространства, возникающего в массиве гранитов в результате проявления различных процессов (1–6) и замеренной эффективной пористости в гранитах на месторождениях (7–9). Процессы: 1 – контракция при остывании (сумма усадки породы в целом и объема микротрещин), 2 – контракция и декомпрессия при подъеме массива с глубины 3 км при геотермическом градиенте 30°C/км, 3 – то же при геотермическом градиенте 60°C/км, 4 – хрупко-упругое разрушение (трещинные коллектора в пластах массивных пород), 5 – гидротермальные процессы в трещиновато-кавернозной среде (по данным средних значений в зонах максимальной пеолитизации, Белый Тигр, Вьетнам [Арешев и др., 1997]), 6 – максимальный дилатационный эффект при течении гранулированных материалов [Yaeger, Nagel, 1996]. Эффективная пористость гранитов в месторождениях (темный блок – средние значения): 7 – Оймаша (ЮЗ Казахстан) по [Попков, Серебряков, 2009], 8 – Белый Тигр (Вьетнам) по [Арешев и др., 1997], 9 – Донпинг (СЗ Китай) по [Cao Zhenglin et al., 2013]

вышает 1%. Этот показатель многократно увеличивается в крупных открытых трещинах и зонах дробления (так называемых «трещинных коридорах»), в зонах разломов и на их пересечениях. Методические приемы изучения перспективных участков нефтегазоносных областей блочно-разломного строения детально разработаны и включают всестороннее изучение геологической среды, системы трещин и разломов, данных о дебитах скважин, реконструкцию параметров напряженного состояния, математическое трехмерное моделирование структуры, миграций залежей и другие приемы [Dershowitz et al., 1988]. Эти приемы хорошо зарекомендовали себя в условиях преобладания хрупко-упругих деформаций и продолжают совершенствоваться.

Однако, как было показано в предыдущих разделах книги, для многих гранитных массивов характерны деформации реидного типа, слабо связанные с региональным полем тектонических напряжений и предполагающие кардинальную и многоуровневую структурную перестройку пород во всем деформированном объеме. Это положение, проиллюстрированное представленными геологическими примерами и обоснованное теоретически, в корне меняет теоретическую основу прогноза перспективных участков с высокими значениями эффективной пористости пород.



**Рис. 4.18.** Формы пустотного пространства и величины деформации.  
Материалы предоставлены А.В. Лукьяновым

Неотъемлемой чертой деформации гранулированных сред (см. главу 3.2) является эффект дилатансии, в результате которой может значительно увеличиваться пустотное межзерновое и/или межблоковое пространство. Возникающая пустотность (зависящая от формы гранул или блоков, наличия пространства и др.) может варьировать в широких пределах, обычно в интервале от первых процентов до 10–25% первичного объема [Кайбышев, Пшеничнюк, 1999; Ревуженко, 2003; Cambell, 1990; Yaeger, Nagel, 1996] без учета возможной деформации и дробления самих блоков.

Важное значение имеет тот факт, что тектоническое течение одновременно проявляется на разных масштабных уровнях (нано-, микро-, мезо- и макроструктуры), и на всех уровнях сопровождается увеличением объема деформированных пород. Можно видеть, что дилатационный эффект реидной деформации, связанный с увеличением межзернового пространства, соизмерим по величине с пористостью в гранитных коллекторах нефтяных месторождений (см. рис. 4.17). Синхронная и последующая за деформацией минеральная перестройка (метасоматические или гидротермальные процессы) в некоторой степени сдерживает увеличение порового пространства деформированных гранитов, однако создает базис для изменчивости их коллекторских свойств.

Сопоставляя возможные значения внутреннего порового пространства, возникающего в массиве гранитов в результате проявления различных процессов (см. рис. 4.17), можно констатировать, что ни один из рассмотренных факторов, кроме деформации дезинтегрированной (гранулированной) массы пород, сам по себе, или даже в различных сочетаниях, не может обеспечить значений пористости в гранитных коллекторах известных месторождений УВ. Реидная же деформация, подготовленная предшествующими процессами дезинтеграции, может создать условия для кардинального улучшения коллекторских показателей пород, достигающих тех значений, которые свойственны природным объектам. При этом в пределах гранитных массивов возникают разные типы дезинтегрированной инфраструктуры, которые обладают и различными емкостными свойствами. Кроме того, объем возникающего порового пространства в определенной мере зависит и от величины деформации (рис. 4.18), но этот вопрос практически не исследован.

### *Глава 4.3*

## **Структурно-тектоническая модель формирования интрагранитных залежей УВ**

Комплекс перечисленных выше признаков, которые свойственны гранитным массивам, содержащим залежи УВ, практически тождественен тем чертам морфо- и инфраструктурного облика гранитов, которые выявлены в многочисленных объектах, доступных для непосредственного наблюдения геологическими методами. На основании этих данных была предложена [Леонов, 2008, 2010] структурно-тектоническая модель формирования залежей углеводородов в пределах положительных морфоструктур фундамента, главным образом гранитных протрузий. В настоящее время объем данных по структурно-тектонической эволюции консолидированного фундамента, в частности, гранитного значительно увеличился и обогатился новыми наблюдениями и теоретическими подходами, которые были рассмотрены в предыдущих разделах книги. Не повторяя изложенное выше, суммируем главное.

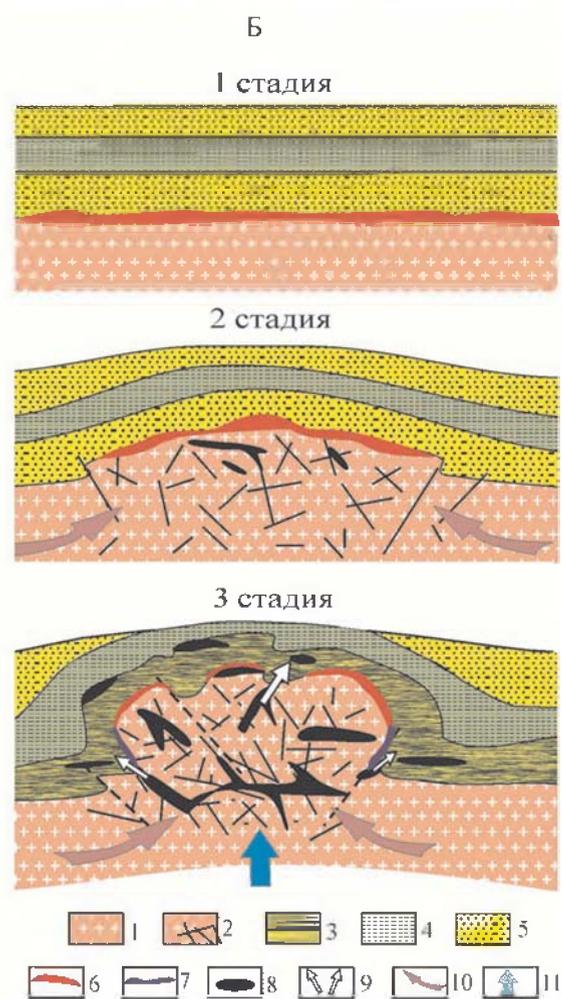
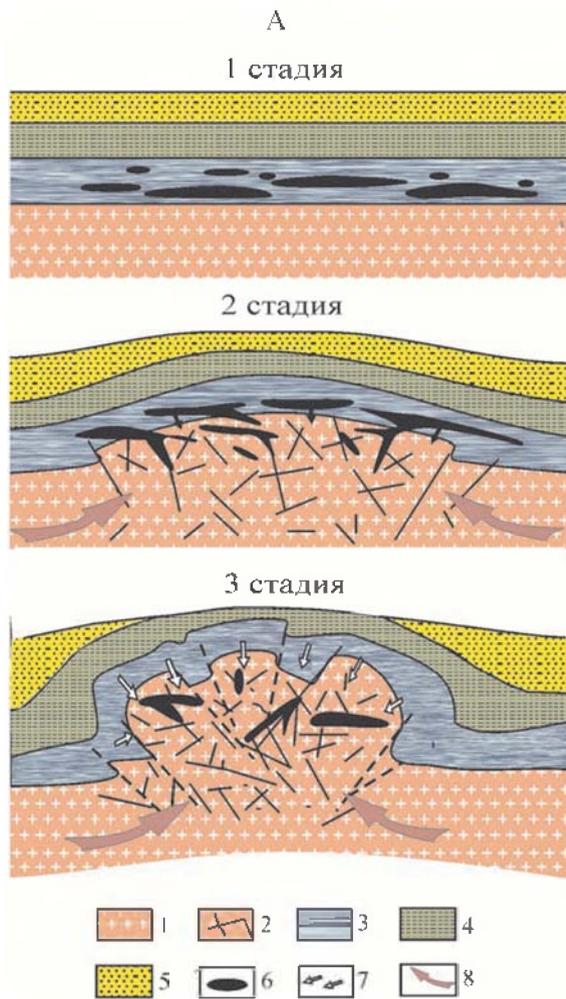
Значительная часть залежей УВ расположена в пределах гранитных массивов.

Формирование коллекторов УВ в гранитных массивах обусловлено, прежде всего, интенсивной деформацией пород. Деформация выражена в механическом дроблении пород, объемном катаклазе, перекристаллизации, что, в конечном счете, приводит к 3D дезинтеграции, возникновению разломно-блоковой структуры и грануляции горных масс. Основным фактором дезинтеграции гранитов является фактор тектонический.

Блочные, гранулированные и диспергированные среды обладают рядом специфических механических свойств, среди которых – сверхпластичность и способность к дилатансии, что приводит к возникновению объемной подвижности (текучести) пород. Дилатансия особенно масштабна в условиях пластического течения, приводит к возрастанию пористости и проницаемости пород и, способствуя уменьшению трения между частицами, облегчает их относительное проскальзывание. Эти явления стимулируют процесс внедрения разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел, а также облегчает процесс М-инфильтрации различного рода флюидов [Яковлев, 1999]. Проявляется и автодиспергация [Поспелов, 1972], приводящая к «вскипанию» дислокаций, брекчированию, расширению пустот и трещин, увеличению поровой проницаемости. Совокупное действие литостатического (гидростатического) давления и стрессовых напряжений приводит к увеличению объема вещества (до 20–25%). Диспергированные среды обладают высокой химической активностью, что обеспечивает реакции и преобразования при более низких, чем в недиспергированных системах, РТ параметрах. Существует мнение [Молчанов, Юсупов, 1981], что при диспергации углеродсодержащих пород в присутствии воды и катализаторов (в частности, полевого шпата!), происходит синтез УВ, формируется их газовая и жидкая фазы.

Реализация объемного течения приводит к подъему гранитных тел и формированию купольных структур и тел протыкания (кристаллических протрузий), а также стимулирует увеличение поровой проницаемости горных пород и формирование пустотности. Протрузивный механизм стимулирует выдвигание гранитов в верхние горизонты и внедрение в отложения осадочного чехла. Кристаллические протрузии по своей форме, структуре и механизму образования особенно благоприятны для формирования потенциальных (и реальных!) резервуаров-ловушек для углеводородного сырья.

Выявленные закономерности позволяют предложить модель формирования геоструктур, являющихся реальными или потенциальными вместилищами залежей углеводородов в теле кристаллического цоколя (рис. 4.19), которая согласуется с данными нефтяной геологии [Арешев, 2004, Гаврилов, 2000; Изотов и др., 2003; Мартынова, 2002; Муслимов, 2003; Ситдикова, Муслимов, 1998; Шахновский, 2002; др.]. Суть модели сводится к следующему. В результате описанных выше структурно-тектонических процессов в теле фундамента древних платформ и молодых плит зарождаются и развиваются долгоживущие положительные морфоструктуры (купола, протрузии), ядра которых выполнены дезинтегрированными (гранулированными) породами кристаллического или складчато-метаморфического цоколя, а крылья и по-



**Рис. 4.19.** Модели формирования скоплений УВ в теле гранитных протрузий.

Объяснения в тексте.

А. При поступлении УВ из осадочного чехла. 1 стадия – формирование плитного чехла, включающего горизонты нефтематеринских пород. 2 стадия – начало роста кристаллической протрузии, первичное перераспределение углеводородов. 3 стадия – оформления кристаллической протрузии, перераспределение УВ и образование залежи.

1 – граниты; 2 – дезинтегрированные граниты; 3–5 – отложения чехла: 3 – нефтематеринская толща, 4 – отложения непроницаемой покрывки, 5 – отложения чехла; 6 – скопления углеводородов; 7 – направление движения углеводородов; 8 – направление катакластического течения пород фундамента.

Б. При поступлении УВ из фундамента. 1 стадия – формирование коры выветривания (карбонатно-силикатного панциря) и плитного чехла. 2 стадия – начало роста кристаллической протрузии, поступление УВ из фундамента. 3 стадия – оформления протрузии; образование панциря из тектонокластитов; формирование интрагранитных скоплений УВ; проникновение порций УВ в чехольные отложения и формирование «псевдо-нефтематеринской толщи».

1 – граниты 2 – дезинтегрированные граниты; 3–5 – отложения чехла: 3 – псевдо-нефтематеринская толща, 4 – отложения непроницаемой покрывки, 5 – отложения чехла; 6 – кора выветривания (карбонатно-силикатный панцирь); 7 – тектонокластиты; 8 – скопления углеводородов; 9 – направление движения углеводородов; 10 – направление катакластического течения пород фундамента; 11 – приток глубинных флюидов

крышка – осадочными отложениями плитного чехла. Наиболее распространены среди структур этого типа «тела протыкания», представленные гранитами. Граниты в пределах «тел протыкания» обладают повышенной, а с ростом поднятия – все возрастающей проницаемостью и пористостью. Эти объемы являются областями относительной декомпрессии. Осадочные породы чехла, облегающие свод, напротив, находятся в условиях сжатия и повышенного давления (в том числе флюидного), обусловленного действием веса вышележащих чехольных комплексов и напором растущего купола. И если породы нижних горизонтов чехла являются углеводородсодержащими, то естественен процесс их «перетока», «перекачки» из осадочных толщ в разуплотненные кристаллические породы фундамента, где они и образуют скопления-залежи. Для проявления такого механизма особенно благоприятны гранитные массивы, которые легко подвергаются структурно-вещественной переработке в процессе формирования кристаллических диапиров и протрузий, что подтверждено многочисленными наблюдениями и практикой нефтяной геологии.

Описанный выше вариант (см. рис. 4.19 А) предполагает поступление углеводородов в «интрагранитную» ловушку из отложений осадочного чехла, но в принципе эта модель инвариантна относительно «материнского» источника УВ (см. рис. 4.19 Б). В случае поступления углеводородных флюидов из пород фундамента или более глубоких горизонтов коры и мантии, УВ задерживаются в разрыхленном и пористом теле протрузии, чему может способствовать формирование карбонатно-силикатно-каолинового панциря кор выветривания в апикальной части куполов и протрузий и зоны тектонокластитов в их бортах.

Не исключен вариант просачивания флюидов по ослабленным зонам (разломам, прогалам в коре выветривания) в окружающие протрузию осадочные толщи чехла, что *может привести к формированию «псевдоматеринских»*

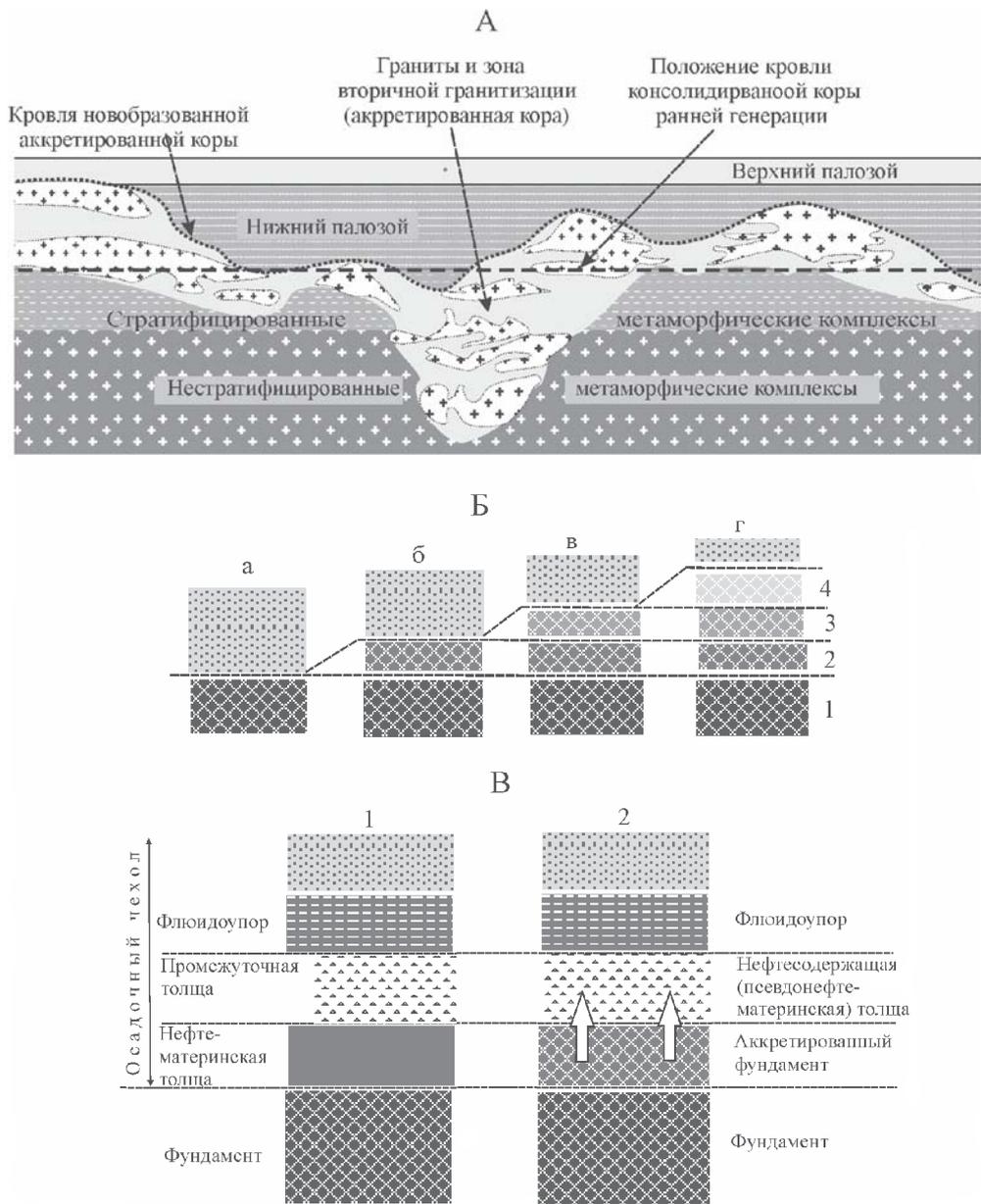
*углеводородсодержащих горизонтов.* Этот вариант в настоящее время является умозрительным, но если он подтвердится, то мы получим новый импульс как для прогнозных работ на УВ, так и для разработки теории происхождения УВ в осадочных толщах и возобновляемости углеводородных ресурсов. Но, как мы уже говорили, рассмотрение проблемы генезиса углеводородов – это задача специалистов соответствующего профиля, и им принадлежит решающее слово.

Сходные модели предлагались и ранее (см. главу 4.1), однако это были модели «жесткого» типа – возникновение выступов фундамента в них связывается, прежде всего, с разломной тектоникой, пластическая составляющая процесса практически не учитывается. Но изучение множественных объектов показало, что фактором подъема гранитных тел и образования купольных структур является объемное тектоническое течение горных масс (рейдная деформация), реализующаяся в возникновении кристаллических протрузий. И именно протрузивные массивы по своей форме, структуре и механизму образования особенно благоприятны для формирования потенциальных (и реальных!) резервуаров-ловушек для углеводородного сырья. Необходимо подчеркнуть также, что гранитные купольные структуры сопровождаются формированием рифовых построек в их апикальной части [Лукин, 2007], а также плащей тектоноэлювиальных микститов и тектонокластитов (см. главы 1.3, 1.4, 1.5), что служит дополнительными факторами потенциальной нефтеносности.

\* \* \*

Рассматривая проблему перспективности кристаллического фундамента в отношении нефтегазосности, нельзя не упомянуть еще о двух феноменах, которые в последние годы привлекают внимание геологов, а именно – явление вертикальной аккреции земной коры и существование своеобразных зон концентрированной деформации, часто именуемых в литературе «структурами цветка» или «пальмового дерева». Детальное рассмотрение этих весьма многогранных аспектов структурной геологии и геодинамики приведено в специальных работах [Вертикальная..., 2002; Леонов, 2012б, 2013], а применительно к нефтегазовой тематике в работах [Леонов, 2008, 2010, 2012а; Poggas et al., 2007; др.], и здесь будет приведено лишь краткое резюме.

*Вертикальная аккреция земной коры* – это прогрессивное наращивание консолидированной земной коры и (или) изменение ее внутренних свойств (состава и реологии) в сторону кратонизации под влиянием совокупности геологических процессов, отражающих взаимодействие оболочек Земли [Леонов и др., 2000; Вертикальная..., 2002]. Анализ структурно-вещественной трансформации пород консолидированной коры показал, что "вертикальная аккреция" приводит к включению в состав консолидированной коры материала смежных оболочек, в том числе, нижних горизонтов осадочного чехла (рис. 4.20). При этом происходит наращивание консолидированной коры, возникновение "новорождённых" объемов гранитно-метаморфического слоя, омоложение раздела "фундамент/чехол" и изменение его позиции в вертикальном разрезе коры. Эти явления на границе фундамент–чехол связаны так-



**Рис. 4.20.** Схема формирования скоплений углеводородов в результате действия механизма вертикальной аккреции. Объяснения в тексте.

А – изменение положения границы консолидированной коры после варисской гранитизации (Пиренеи) (на основе: [Guitfrd et al., 1959]. Б – принципиальная схема процесса вертикальной аккреции консолидированной коры (по: [Вертикальная..., 2002].

А–Г – последовательные стадии аккреции. 1–4 – аккрецированные комплексы.

В – схема расположения углеводородных флюидов при ветриальной аккреции: 1 – до аккреции, 2 – после аккреции. Стрелками показано направление миграции УВ из области аккрецированного фундамента в вышележащие отложения

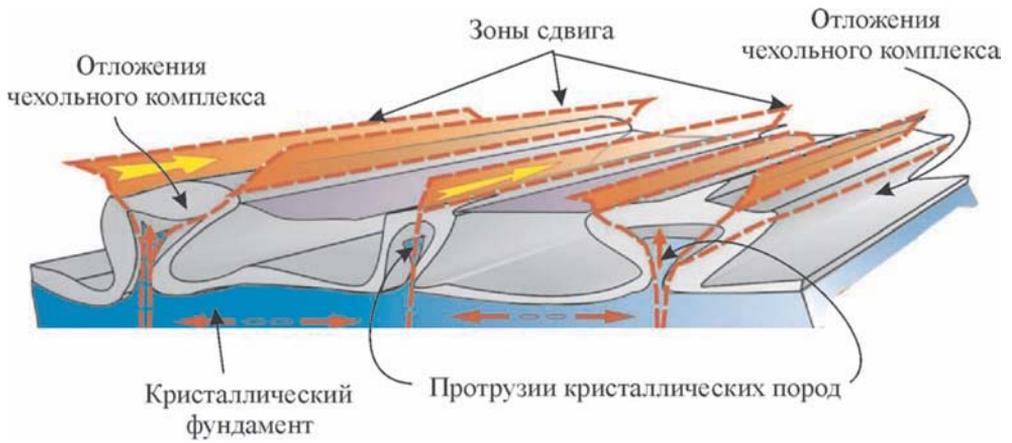
же с метаморфогенной инфильтрацией газовой-водных флюидов [Яковлев, 1999], проявляющейся при наличии мощного чехла (~ 2–3 км) и достаточно высоких флюидных давлений. М-инфильтрация может достигать глубин 8–10 км. В континентальных бассейнах, выполненных мощным осадочным чехлом, с возбуждением такого потока связана активизация геологических процессов, чувствительных к флюидному и термическому режиму (литогенез, тепломассоперенос, деформация, метаморфизм, формирование и миграция газовой-жидких фаз УВ).

Явление вертикальной аккреции может привести к включению нефтематеринских толщ в состав фундамента, их прогреву, вещественной трансформации, перераспределению УВ в пространстве и формированию их скоплений. Участки проявления процессов вертикального аккрецирования могут рассматриваться как перспективные для обнаружения залежей УВ в кристаллических породах фундамента или в залегающих выше отложениях осадочного чехла.

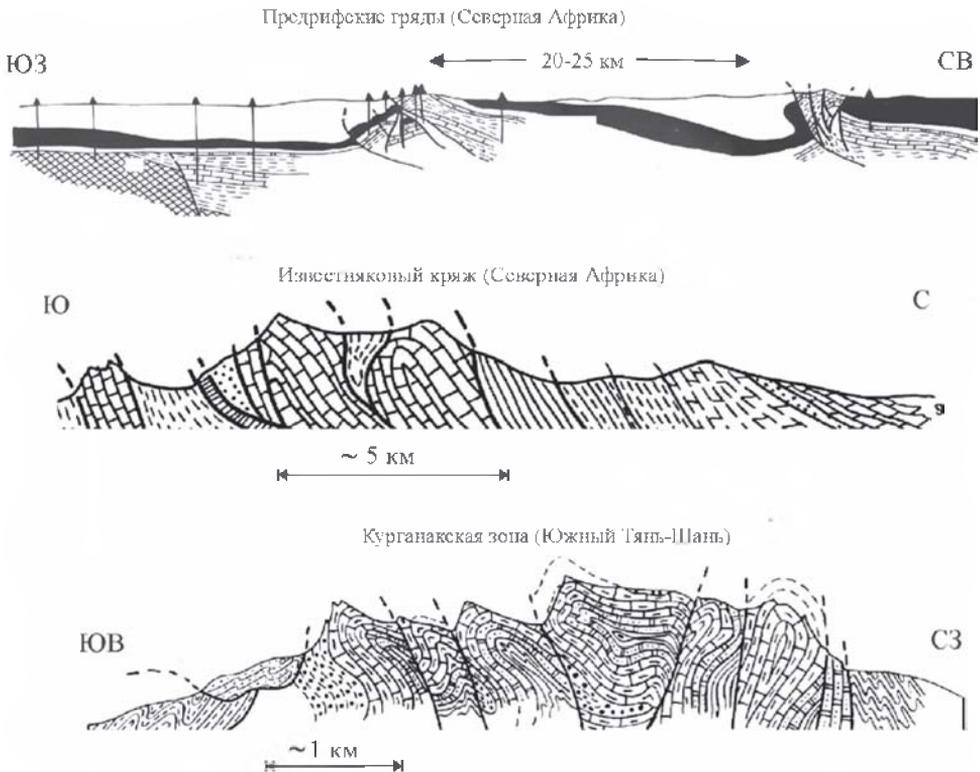
*Структуры «цветка» и «тектонического сшивания».* Описанные выше гранитные протрузии зачастую приурочены к крупным линейным зонам, которые четко обособлены в пространстве и представляют собой узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой и интенсивной вещественной переработкой горных масс (рис. 4.21). Детальное описание зон концентрированных деформаций содержится в многочисленных публикациях (например: [Бачманов и др., 2008; Леонов, 2012б; Морозов, 1999, 2001; Пржиялговский и др., 2011, 2014; Стефанов, Бакеев, 2015; Чиков, 2011; Sanderson, Marchin, 1984; Silvester, 1988; др.]). Они выделялись под разными наименованиями (глубинные разломы, линеаменты, пр.). В последнее время они стали известны как зоны концентрированной деформации (Леонов, 2012б) (рис. 4.22).

Зоны концентрированной деформации или структуры цветка во многих случаях образуются за счет трансформации дискретно расположенных в пределах осадочных бассейнов протяженных конседиментационных морфоструктур: поднятий и прогибов. В зависимости от конкретной палеотектонической обстановки формируются или система поднятий (карбонатных платформ, антиклинальных вздутий, складок основания), разделенных более широкими и относительно глубоководными прогибами, или возникают обширные мелководные платформы, разделенные узкими прогибами. Подобные морфоструктуры характерны и для разных геодинамических обстановок: внутриплитных (Африка), окраинно-континентальных (Марокканский Риф), передовых прогибов (Предкавказский прогиб), внутрибассейновых поднятий (Пьенинский утесовый пояс Карпат, Известняковый кряж Северной Африки, Курганакская зона Тянь-Шаня) (рис. 4.22).

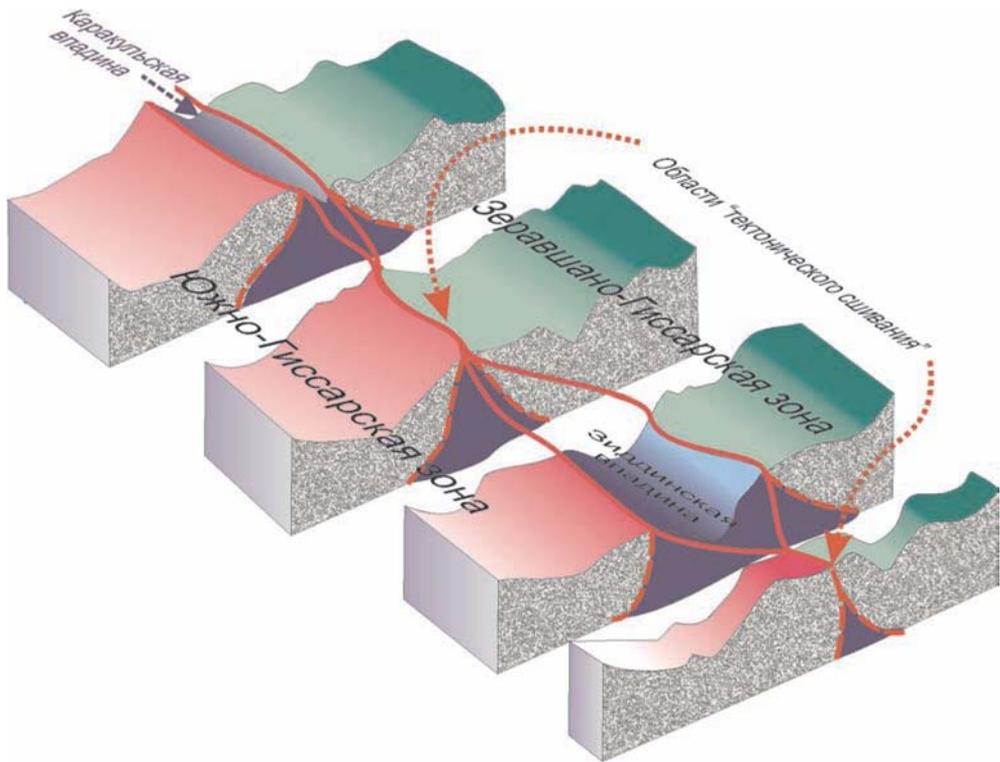
В процессе тектонической эволюции эти внутрибассейновые морфоструктурные элементы трансформируются в линейные (узкие и протяженные) структуры: «структура цветка» (flower structures) или «структуры пальмового дерева» (palm-tree structure) (см. рис. 4.21). Боковые ограничения таких зон обычно представлены разломами типа сдвигов и взбросо-сдвигов. Амплитуды сдвиговых перемещений по этим разломам могут значительно варьировать



**Рис. 4.21.** Принципиальная схема строения зон концентрированной деформации (зон цветка) и формирования протузий кристаллического фундамента



**Рис. 4.22.** Примеры строения «зон цветка» Предрифокис гряд (по: [Тектоника..., 1973]), Известнякового кряжа (по: [Krenkel, 1971]) и Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня (по: [Леонов, 2008])



**Рис. 4.23.** Формирование структуры тектонического сшивания в месте сочленения Южно-Гиссарской и Зеравшано-Гиссарской зон Южного Тянь-Шаня

от совершенно незначительных (десятки и сотни метров) до многих десятков (возможно сотен) километров. Характерными особенностями их строения, кроме напряженной внутренней тектонической структуры, является также кулисное расположение отдельных сегментов, свидетельствующее об общей сдвиговой природе этих зон, и резкое отличие их внутреннего строения от строения соседствующих с ними горных масс. Структуры цветка получены и на физических моделях.

Осевые зоны структур цветка в ряде случаев сложены породами кристаллического фундамента, в том числе гранитами, которые образуют протрузивные внедрения в отложения осадочного чехла (см. рис. 1.2.2, 1.4.7, 1.4.15, 1.5.18, 1.5.56). В пределах зон концентрированной деформации (структур цветка), в том числе и в породах, слагающих протрузии, зачастую расположены залежи нефти и газа, как это наблюдается в ряде бассейнов Северной и Южной Америки (рис. 4.13), Марокканском бассейне (рис. 4.22), Предкавказье [Геология..., 1987] и некоторых других районах. Таким образом, протрузивные выступы фундамента в пределах структур цветка, особенно представленные гранитами, являются перспективными объектами для поисков залежей углеводородов.

Не затрагивая всего комплекса проблем, связанных со структурой и нефтегазоносностью зон концентрированной деформации, отметим две особенности, существенные для рассматриваемого вопроса.

(1) Расположение зон концентрированной деформации характеризуется определенной дискретностью. Расстояние между осями этих структур в большинстве районов – Онежской мульде, Мичиганском бассейне, Южном Тянь-Шане, Марокканском Рифе, Предкавказском прогибе – примерно одинаково и в определенной степени связано с такими параметрами как ширина бассейна, длительность его прогибания, мощность осадочного чехла. В пределах внутриплитных бассейнов это расстояние обычно составляет 15–25 км. Поскольку структуры подобного типа могут не иметь явного выражения в поверхностной структуре коры, особенно на начальном этапе их формирования, как это, по-видимому, происходит в пределах Мичиганского бассейна, то эта «повторяющаяся» дискретность может служить дополнительным признаком для поисков положительных морфоструктур фундамента (антиклинальных вздутий, протрузий) в пределах глубоких осадочных бассейнов.

(2) По простирацию структуры цветка оказываются зажатыми между встречными надвигами, по которым в соприкосновение приведены геологические комплексы, некогда отстоящие друг от друга на значительном расстоянии. Образуются так называемые «структуры тектонического сшивания» (термин введен А.В. Лукьяновым) (рис. 4.23). Под надвигами оказываются погребены отложения промежуточной зоны (бассейна), которые в настоящее время обнажаются только при условии значительного эрозионного вреза. При недостаточной глубине эрозионного среза на поверхности Земли мы видим только линейный тектонический шов. И от прямого наблюдения могут быть скрыты отложения обширных бассейнов, в том числе и содержащих залежи УВ. Формируется своеобразный тип структурных ловушек, и их обнаружение является важной задачей структурной и региональной геологии.

## Литература

*Алиева Е.Р., Кучерук Е.В., Хорошилова Т.В.* Фундамент осадочных бассейнов и его нефтегазоносность. М., 1987. 63 с.

*Арешев Е.Г.* Нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.

*Арешев Е.Г., Донг Ч.Л., Киреев Ф.А.* Нефтегазоносность гранитоидов фундамента на примере месторождения Белый Тигр // Нефтяное хозяйство, 1996. № 8. С. 50–58.

*Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во «Нефть и газ», 1997. 288 с.

*Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А.* Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М.: Наука, 1971. 540 с.

*Бакиров А.А., Вассоевич Н.Б., Вебер В.В. и др.* Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955. 484 с.

*Бахтин А.И., Плотникова И.Н., Муслимов Р.Х.* Возможности абиогенного синтеза нефтяных углеводородов в недрах кристаллической земной коры Татарстана // Георесурсы. 2012. № 5 (47). С. 45–47.

*Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В. и др.* Минкуш-Кекемернская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника. 2008. № 3. С. 30–50.

*Белов С.В.* Анализ полей напряжений при образовании постмагматических трещин контракции в куполе гранитов Караобинского интрузива // Изв. АН СССР. Серия геол. 1982. № 1. С. 101–111.

*Белов С.В.* Тектонофизическая модель рудоносной системы: интрузив и его кровля // Геотектоника. 1993. № 2. С. 64–72.

*Валяев Б.М.* Природа и особенности пространственного распространения нетрадиционных ресурсов углеводородов и их скоплений // Газовая промышленность. 2012. Вып. 676. С. 9–16.

*Вассоевич Н.Б.* Геохимия органического вещества и происхождение нефти. Избранные труды. М.: Наука, 1986. 368 с.

Вертикальная аккреция земной коры / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. 462 с.

Вчера, сегодня, завтра нефтяной и газовой промышленности России / Ред. Н.А. Крылов. М.: Изд-ие ИГ и РГИ, 1995. 448 с.

*Гаврилов В.П.* Нефтегазоносность гранитов // Геология нефти и газа. 2000. № 6. С. 44–49.

*Гаврилов В.П.* Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. № 1. 2010. С. 51–58.

*Гаврилов В.П., Дзюбло А.Д., Поспелов В.В. и др.* Геология и нефтегазоносность фундамента шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 4. С. 15–20.

Генезис нефти и газа / Ред. А.Н. Дмитриевский, А.Э. Конторович. М.: ГЕОС, 2003. 432 с.

Генезис углеводородных флюидов и месторождений / Ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.

Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. 272 с.

Георесурсы. № 4 (12). 2003. 48 с.

*Дмитриевский А.Н.* Полигенез нефти и газа // Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 104–105.

*Дружинин В.С.* Оценка нефтегазоносности территории Свердловской области на основе глубинных критериев // Урал. Геофиз. Сб. 2000. № 1. С. 61–66.

*Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Шилина Е.В.* Геофизические исследования кристаллического фундамента Южно-татарского свода в районе Ново-Елоховской сверхглубокой скважины // Урал. Геофиз. Сб. 2005. № 8. С. 38–43.

*Запывалов Н.П., Абросимова О.О., Рыжкова С.П.* Нефтегазоносность палеозоя Западной Сибири, особенности прогнозирования и поисков залежей нефти и газа // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1996. № 8–9. С. 5–9.

*Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Сажнова И.А.* Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние тенденций и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень: Зап. СибНИИ ГГ, 2007. С. 49–56.

*Изотов В.Г., Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Геодинамическая модель миграции углеводородных флюидов в кристаллическом фундаменте древних платформ // Генезис нефти и газа / Ред. А.Н. Дмитриевский, А.Э. Конторович. М.: ГЕОС, 2003. 124 с.

*Кайбышев О.А., Пишечников А.И.* Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Изв. РАН. Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164.

*Киреев Ф.А., Кузьмин В.А.* Литолого-петрографическая характеристика и нефтегенерационный потенциал осадочного нефтеносного комплекса месторождения Белый тигр // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 53–59.

*Клецев К.А., Шейн В.С.* Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. М.: ВНИГНИ, 2004. 214 с.

*Конторович Ф.Э.* Очерки теории нафтидогенеза / Ред. С.Г. Неручев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, ФИЛИВАЛ «ГЕО», 2004. 546 с.

*Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И.* Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 3–9.

*Краюшкин В.А.* Истинное происхождение, структура, размер и размещение мирового нефтегазового потенциала // Георесурсы. 2012. № 5 (47). С. 19–23.

*Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.

*Кучерук Е.В.* Нефтегазоносность пород фундамента // Геология нефти и газа. 1992. № 1. С. 45–46.

*Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.* Системы плитчатой отдельности и трещиноватость в мезозойских гранитоидных массивах Центральной Монголии // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том I. – М.: ГЕОС, 2010. С. 401–405.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.

*Леонов М.Г.* Некоторые аспекты тектоники консолидированной коры и их значение для нефтегазовой геологии // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья. Мат. Всероссийской научно-практич. конф. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. С. 116–120.

*Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры и перспективы нефтегазовой геологии // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов перспективных на нефть и газ. Мат. 44 (XLIV) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012а. С.

*Леонов М.Г.* Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012б. № 6. С. 3–26.

*Лобусев А.В., Силантьев Ю.Б., Халошина Т.О. и др.* Углеводородные системы фундамента осадочных бассейнов // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. С. 33–34.

*Лукин А.Е.* Биогенно-карбонатные постройки на выступах разуплотненных кристаллических пород – перспективный тип комбинированных ловушек нефти и газа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007 (2). С. 1–21.

*Маракушев А.А., Маракушев С.А.* Образование нефтяных и газовых месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 5. С. 505–521.

*Мартынова И.И.* Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте на основе мирового опыта открытий месторождений углеводородов в породах кристаллического фундамента // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2002. С. 51–57.

- Минерально-сырьевые ресурсы Арктики / Гл. ред. Д.А. Додин. СПб: Наука, 2007. 768 с.
- Молчанов В.П., Юсупов Т.С.* Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
- Морозов Ю.А.* О роли транспрессии при формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
- Морозов Ю.А.* Структура и кинематическая эволюция области сочленения Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) // Геотектоника, № 6. 2001. С. 32–55.
- Муслимов Р.Х.* Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов – резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке // Георесурсы. 2003. № 4 (12). С. 2–5.
- Муслимов Р.Х.* Новые геологические идеи – основа поступательного развития минерально-сырьевой базы углеводородов в XXI столетии в старых нефтедобывающих районах России // Георесурсы. 2012. № 5 (47). С. 3–6.
- Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. Мат. междунар. научно-практич. конф. М.: РГУ нефти и газа, 2002. 216 с.
- Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
- Осипов М.А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 223 с.
- Павлов Н.Д.* Тектоно-кессонный эффект и проблемы формирования трещинных и суперколлекторов подсолевых отложений Прикаспийской впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1992. Вып. 2. С. 7–14.
- Питин Л.* Месторождение нефти и газа Пенхендл-Хьготок, Техас–Оклахома–Канзас // Геология гигантских месторождений нефти и газа. М.: Мир, 1973. С. 170–179.
- Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 233 с.
- Попков В.И.* Оймашинское нефтяное месторождение и перспективы обнаружения новых скоплений УВ в фундаменте юго-запада Туранской плиты // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: Рос. гос. Университет нефти и газа, 2002. С. 161–172.
- Попков В.И., Серебряков А.О.* Нетрадиционные нефтегазоносные объекты. Астрахань: Издательский дом "Астраханский университет", 2009. 183 с.
- Попков В.И., Рабинович А.А., Туров Н.И.* Модель резервуара нефтяной залежи в гранитном массиве // Геология нефти и газа. 1986. № 8. С. 27–30.
- Порфирьев В.Е., Кличко В.П.* Геологические аспекты нефтегазоносности фундамента (на примере Западной Сибири) // Особенности глубинного строения земной коры. Киев: Наукова думка, 1982. С. 5–155.
- Порфирьев В.Е.* Природа нефти, газа и ископаемых углей // Абиогенная нефть. Киев: Наукова думка, 1987. С. 78–103.
- Поспелов В.В.* О формировании трещинных коллекторов в гранитоидных породах фундамента // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. Вып. 6. С. 2–6.
- Поспелов Г.Л.* Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. Т. 4. № 3. С. 18–38.
- Поспелов В.В.* Петрофизическая модель и фильтрационно-емкостные свойства пород фундамента южного шельфа Вьетнама по керновым данным // Актуальные проблемы геологии нефти и газа / Ред. В.П. Гаврилов. М.: Изд-во «Нефть и газ». 2005. С. 175–186.

*Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.

*Поспелов В.В., Шнит О.А.* Геологическое строение и нефтегазоносность Зондского шельфа // Геология нефти и газа. 1997. № 8. С. 32–37.

*Присялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в зонах внутриплитной активизации Южной Монголии // ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 503–506.

*Присялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации Южной Монголии // Геотектоника. 2014. № 3. С. 1–28.

*Присялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В., Щербакова Т.Ф.* Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2009. Вып. 7. Т. 2. С. 43–46.

*Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды / Ред. Е.И. Шемякин. Новосибирск: Изд-во ЗАО ИПП «ОФСЕТ», 2003. 274 с.

*Сианисян Э.С., Распов Ю.В., Булков Г.К., Анареев В.М.* Современное состояние и перспективы развития ресурсной базы углеводородной составляющей ТЭК Южно-го федерального округа // Геология нефти и газа. 2009. № 4. С. 2–9.

*Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.* Геодинамические условия формирования деструктивных резервуаров углеводородов глубоких горизонтов земной коры // Георесурсы. 2003. № 4 [12]. С. 17–22.

*Ситдикова Л.М., Муслимов Р.Х.* Зоны деструкции – реальный объект локализации углеводородов в кристаллическом фундаменте Татарского свода Республики Татарстан // Перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента на территории Татарстана и Волго-Камского региона. Мат. конф. Казань. 1998. С. 10–16.

Справочник физических констант горных пород (ред. С. Кларк). М.: Мир, 1966. 545 с.

Справочник по физике / Ред. Кухлинг Х. М.: Мир, 1985. 250 с.

*Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // Физика Земли. 2015. № 4. С. 81–93.

*Тимурзиев А.И.* Глубинная «фундаментная нефть» Западной Сибири – реальное состояние и альтернативы развития // Электронный журнал «Глубинная нефть». 2014. Т. II. № 12. С. 1951–1972.

*Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир. Редакция литературы по вопросам геологических наук, 1981. 504 с.

*Халимов Ю.Э.* Промышленная нефтегазоносность фундамента в гранитоидных коллекторах // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. 17 с.

*Чиков Б.М.* Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2011. 300 с.

*Шахновский И.М.* Взаимосвязь месторождений УВ с погребенными выступами фундамента // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 294–302.

*Шеин В.С.* Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 2006. 776 с.

*Шнит О.А.* Методика поисков скоплений нефти и газа в фундаменте // Актуальные проблемы геологии нефти и газа / Ред. В.П. Гаврилов. М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ», 2005. С. 187–195.

*Шустер В.Л.* Нефтегазоносность кристаллического фундамента // Геология нефти и газа, 1997. № 8. С. 17–19.

Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 497).

Batchelor T., Gutmanis J., Ellis F. Hydrocarbon Production from Fractured Basement Formations. 2010. [www.geoscience.co.uk](http://www.geoscience.co.uk)

Bucci J.A., Nelis M.K. Reservoir characteristics of Precambrian basement rocks: Fort Stockton High, Pecos County, Texas: West Texas Geological Society Publication, 1998. V. 98–105. P. 95–104.

Cao Zhenglin, Wei Zhifu Zhang Xiaojun et al. Bedrock gas reservoirs in Dongping area of Qaidam Basin, NW China. Oil-gas source correlation in Dongping area, Qaidam Basin // Lithologic Reservoirs. 2013. V. 25(3). P. 18–20.

Cambell C.S. Rapid granular flow // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. № 22. P. 57–92.

Chigira M. Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan // Engineering Geology. 2001. V. 59. P. 219–231.

Dershowitz W.S., Einstein H.H. Characterizing rock joint geometry with joint system models // Rock Mechanics and Rock Engineering. 1988. V. 21. P. 21–51.

Dien Phan Trung. Some Cenozoic Hydrocarbon Basins on the Continental Shelf of Vietnam // AAPG Intern. Conf. and Exib., Southeast Asian Basins. Kuala Lumpur, 1994. P. 38.

Koning T. Oil and gas production from basement reservoirs: examples from Indonesia, USA and Venezuela // Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2003. V. 214. P. 83–92.

Kowallis B.J., Wang H.F. Microcrack study of granitic cores from Illinois deep borehole UPH-3 // Journal of Geophysical Research. 1983. № 88. P. 7373–7380.

Krenkel E. Geologi und bodenschütze Afrikas. Leipzig: Acad. Verlag, 1957. 598 p.

Merriam D.F., Colle V.B., Hambleton W.W. Distribution of Precambrian Basement Rock Types in Kansas // AAPG Bull. 1961. V. 45. № 12. P. 2018–2024.

Merriam D.F., Newell K.D., Doveton J.H., Magnuson L.M., Sherwood Lollar B., Waggoner W.M. Northeast Kansas well tests oil, gas possibilities in Precambrian rocks // Oil & Gas J. 2007. V. 105, № 35. P. 54–58.

P'an Chung-Hsiang. Petroleum in Basement Rocks // Bull AAPG. 1982. V. 66. P. 1597–1643.

Pham Anh Tuan, Martynsev O.E., Tran Le Dong. Evolution of fracture aperture and wettability, capillary properties of oil-bearing fractured granit // Intern. Symp. of the Soc. of Core Analysts. Stavanger, Norway. Proceedings, 1994.

Petrie B., Lakin M. Licence P.1368 (Blocks 205/21a, 22a & 26b) Lancaster 'Fractured Basement' Discovery-Appraisal / Hurricane exploration. 2008. Presentation// [www.envoi.co.uk](http://www.envoi.co.uk).

Porras J.S., Ferro E., Castillo C.E., Machado V.I., Ochoa L.A., Chirinos N.E. Fractured basement: New exploratory target in La Concepcion field, western Venezuela: Abstracts of the AAPG Annual Meeting, 2007.

Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // Journ. Geol. Struct. Geol. 1984. V. 6. P. 449–458.

Satyanaryana P., Sinha P.K., Gupta D.K., Sathe A.V. Hydrocarbon prospectivity of the Basement of Mumbai High Field P-374. Hyderabad 2010. 8 Biennial international Conference, Exposition on Petroleum Geophysics.

Silvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. V. 100. № 11. P. 1666–1703.

Sircar A. Hydrocarbon production from fractured basement formation // Geol. Soc. London. 2004. V. 133. P. 191–213.

*Trinh Xuan Cuong, Warren J.K.* Bach ho field, a fractured granitic basement reservoir, CUU Long Basin, offshore SE Vietnam: a “buried-hill” play // *J. Petrol. Geol.* 2009. V. 32 (2). P. 129–155.

*Yaeger H.M., Nagel S.R.* The physics of granular materials // *Physics Today.* 1996. April. P. 32–38.

*Vita-Finzi C.* Pie de Palo, Argentina: A clastic diaper // *Geomorphology.* 2009. V. 104. P. 317–322.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы относительно постмагматической тектоники гранитов.

(1) Гранитные массивы на постумной стадии испытали интенсивную постмагматическую тектоническую переработку, которая выражена в их объемной дезинтеграции в различных формах ее проявления.

(2) Граниты в силу своего специфического состава и структуры являются субстанцией, наиболее легко подверженной дезинтеграции как на уровне прототектонических, так и последующих тектонических процессов, что способствует их переходу в разряд дискретных (гранулированных) сред и, как следствие, уменьшает их вязкость и увеличивает потенциальную возможность их квазипластического течения.

(3) Механизмом подвижности дезинтегрированных гранитов является реидная деформация, включающая пластическое, вязкопластическое, катакластическое и другие виды течения твердых тел.

(3) Морфоструктурным выражением этих процессов является образование пликативных изгибов поверхности фундамента, складок, куполов и кристаллических протрузий, что свидетельствует о существенной тектонической трансформации морфоструктуры консолидированной коры.

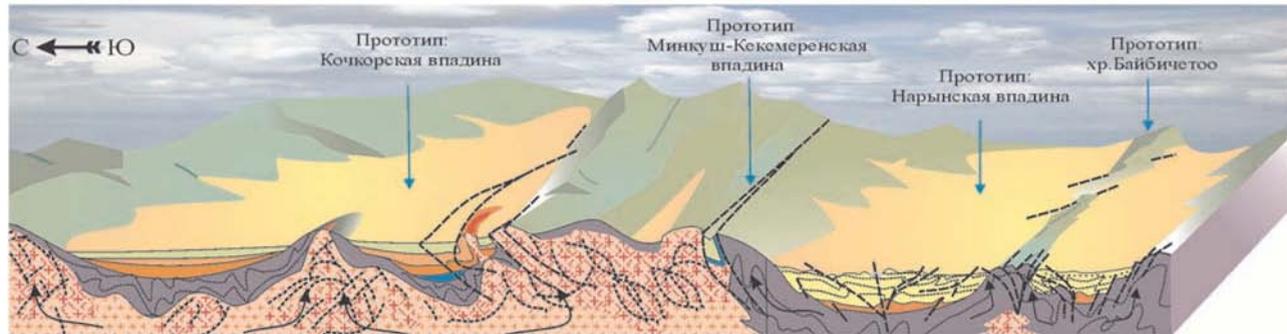
(4) Главными факторами, ответственными за поведение гранитов в пределах верхней коры на постмагматическом этапе их существования и их эксгумацию на дневную поверхность, являются высокая объемная подвижность пород и действие механизма вязкостной инверсии.

(5) Логика развития процесса тектонического течения, многочисленные эксперименты и численное моделирование свидетельствуют, что вертикальные потоки вещества, возникающие в условиях нестационарного напряженного состояния, неотъемлемо сопряжены с потоками латеральными, и совместно они образуют единую геодинамическую систему (рис. 001).

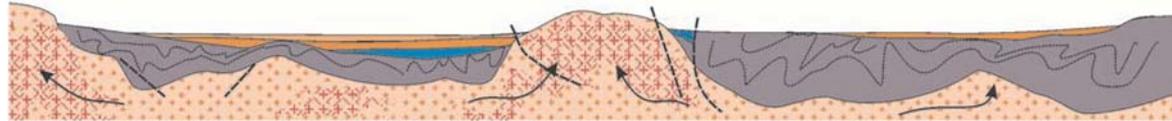
(6) Из рассмотренного материала следует, что верхняя кристаллическая кора не является «хрупкой» относительно действующих в ней тектонических сил и напряжений (как внешних, так и свойственных самой среде), а представляет собой субстанцию, обладающую свойством реидности, т.е. текучести в твердом состоянии. И не последнее место в этом процессе занимают граниты, составляющие до 70–80% объема верхней коры, так как именно они оказываются наиболее «податливыми» к тектоническим воздействиям.

Работа как *совокупное научное исследование* выполнена при решающей финансовой поддержке Российского научного фонда (Проект № 16-17-10059). Однако нужно подчеркнуть, что сбор регионального фактического материала, его частичный предварительный анализ, подготовка ряда графических и текстовых приложений, касающихся отдельных аспектов проблем

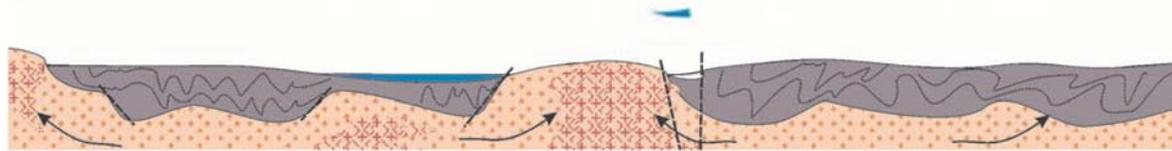
Современная форма домезозойской поверхности выравнивания



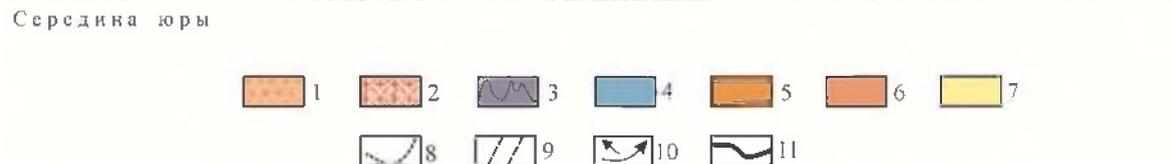
Плиоцен - квартал



Палеоцен - миоцен



Середина юры



**Рис. 001.** Вариант модели формирования альпийской морфоструктуры Северного и Среднего Тянь-Шаня за счет объемного перераспределения горных масс фундамента.

1–3 – фундамент: 1 – граниты, относительно слабо дезинтегрированные, 2 – граниты, интенсивно дезинтегрированные, 3 – складчатые и частично метаморфизованные докембрийские и палеозойские породы; 4–7 – мезозойско-кайнозойский чехол: 4 – юркие отложения, 5 – верхнепалеогеновые, 6 – неогеновые отложения, 7 – четвертичные отложения; 8 – системы трещин и малоамплитудных разломов в гранитах; 9 – разломы; 10 – направление перемещения горных масс; 11 – современная форма предмезозойской поверхности выравнивания

конкретных регионов, выполнялись в течении нескольких лет при финансовой поддержке программ ОНЗ РАН (Программа № 9) и Российского фонда фундаментальных исследований (Проект 16-05-00357).

Авторы выражают также искреннюю благодарность сотрудникам Геологического института РАН С.Ю. Колодяжному, А.В. Полещуку, Ю.Г. Цеховскому, сотруднику Института физики Земли РАН Ю.А. Морозову, сотруднику Воронежского Государственного университета А.В. Никитину, в разное время принимавшим участие в полевых исследованиях, в обсуждении материала и его подготовке к публикации.

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| <b>Введение</b> .....   | 5   |
| <b>Часть первая. Региональный материал</b> .....  | 12  |
| Глава 1.1. Дзирульский массив (Грузия) .....  | 12  |
| Глава 1.2. Кумсинский купол (Балтийский щит) .....  | 19  |
| Глава 1.3. Байкальская горная область .....   | 31  |
| 1.3.1. Тугнуйский горст (Западное Забайкалье) .....   | 31  |
| 1.3.2. Гора Шерловая .....  | 36  |
| 1.3.3. Байкальский и Непский мегасводы .....  | 43  |
| Глава 1.4. Монголия .....   | 46  |
| 1.4.1. Объект Дзурамтай .....   | 47  |
| 1.4.2. Объект Танын .....   | 58  |
| Глава 1.5. Тянь-Шань .....  | 91  |
| 1.5.1. Обрамление Иссык-Кульской впадины .....  | 91  |
| 1.5.2. Южный борт Чуйской впадины .....   | 128 |
| 1.5.3. Кочкорская впадина .....   | 159 |
| 1.5.4. Сусамырский и Центрально-Гиссарский батолиты .....   | 185 |
| <b>Часть вторая. Постмагматическая инфра- и морфоструктура<br/>гранитных массивов</b> .....   | 200 |
| Глава 2.1. Морфоструктура гранитных массивов .....  | 200 |
| Глава 2.2. Инфраструктура гранитных массивов .....  | 223 |
| <b>Часть третья. Факторы и механизмы постмагматической<br/>структурной переработки и эксгумации гранитных массивов</b> .....                                | 236 |
| Глава 3.1. Факторы структурной переработки .....  | 236 |
| Глава 3.2. Эксгумации гранитных массивов на постмагматической<br>стадии и механика гранулированных сред .....   | 266 |
| <b>Часть четвертая. Углеродородный потенциал гранитов<br/>и структурно-тектоническая модель формирования интрагранитных<br/>залежей углеводородов</b> ..... | 284 |
| Глава 4.1. Региональные примеры .....   | 286 |
| Глава 4.2. Коллекторские свойства гранитных массивов .....  | 301 |
| Глава 4.3. Структурно-тектоническая модель формирования<br>интрагранитных залежей УВ .....  | 312 |
| <b>Заключение</b> .....   | 327 |

Научное издание

**М.Г. Леонов**  
**Е.С. Пржиялговский**  
**Е.В. Лаврушина**

## **ГРАНИТЫ**

### **ПОСТМАГМАТИЧЕСКАЯ ТЕКТОНИКА И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**

**Труды, вып. 619**  
*Основаны в 1932 г.*

ООО «Издательство ГЕОС»  
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.  
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.  
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»  
Подписано к печати 20.06.2018.  
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная.  
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 28,0. Тираж 300 экз.

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК «Идел-Пресс»  
420066, Республика Татарстан, г.Казань, ул.Декабристов, 2.