

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева
Российской академии наук*

С.А. Несмеянов

ОРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕТОД

Москва 2017

УДК 551.240;551.248.2
ББК 26.3
Н 55

*Печатается по решению Ученого совета
и при финансовой поддержке
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Института геоэкологии им. Е.М. Сергеева
Российской академии наук (ИГЭ РАН)*

Несмеянов С.А.

Оротектонический метод. М.: ООО «Типография «Миттель Пресс», 2017. – 376 стр.

Описан оротектонический комплексный метод, опирающийся на идею В. Пенка о поступательном углублении речных долин в процессе орогенеза. В качестве основных элементов данный метод включает методики: изучения строения и перестройки террасовых долин (Ю.А. Скворцов), картирования разновозрастных элементов эрозионной части горного рельефа (Н.П. Костенко), изучения динамических фаз поэтапного формирования горных долин и аллювия (Н.В. Макарова, В.И. Макаров, Б.Е. Акинин и др.), выявления тектоно-климатической этапности орогенеза и выделения генетических комплексов континентальных отложений для иерархической классификации и датировки этапов рельефообразования (С.А. Несмеянов). Рассмотрено комплексное применение указанных методик в различных теоретических и прикладных направлениях.

Редактор
О.А. Воейкова
E-mail: voa49@mail.ru

ISBN 978-5-905823-82-4

© ФБУН Институт им. Е.М. Сергеева РАН, 2017
© Несмеянов С.А., 2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Часть первая. Основные элементы оротектонического метода.	5
Глава 1. Становление и основные элементы оротектонического метода.....	6
Глава 2. Методика возрастного расчленения рельефа.....	25
Глава 3. Использование различных генетических комплексов (типов седиментации) континентальных отложений для датировки этапов рельефообразования	61
Глава 4. Особенности стратиграфии террасовых образований	116
Часть вторая. Применение оротектонического метода.	134
Глава 5. Картирование морфоструктур и неоструктурное районирование с учетом возрастного расчленения рельефа.....	135
Глава 6. Выделение активных разрывов и характеристика современных разрывных смещений.....	169
Глава 7. Выделение сейсмогенерирующих структур коровых землетрясений.....	183
Глава 8. Количественные оценки орогенических движений и реконструкции палеорельефа.....	209
Глава 9. Основные направления прикладного использования оротектонического метода	256
Часть третья. Теоретические проблемы.....	305
Глава 10. Стратиграфические проблемы анализа этапности новейшего орогенеза .	306
Глава 11. Геодинамические системы и режимы новейшего орогенеза.....	324
Глава 12. Оротектоническая этапность и цикличность	334
Заключение	355
Литература	356
Аннотация	369
Abstract.....	369
Содержание	370

ВВЕДЕНИЕ

Оротектонический метод нацелен на выявление новейших тектонических структур и поэтапного анализа вертикальных тектонических движений в областях орогенических и активных платформенных воздыманий. Это делается преимущественно на основе возрастного расчленения рельефа и пространственной корреляции разновозрастных геоморфологических уровней, принадлежащих террасовому генетическому комплексу.

В словосочетании “оротектонический” элемент “оро” (по-гречески *oros* — гора) в данном случае используется в обоих традиционных смыслах этого понятия: и как фрагмент термина “орография” — т.е. описание и характеристика рельефа, и как “орогенез” — горообразование или воздымание территории.

Метод этот **комплексный**, так как он включает в себя ряд взаимосвязанных частных методических направлений, в том числе:

- выделение генетических комплексов (типов седиментации) континентальных отложений;
- возрастное расчленение рельефа;
- иерархический стратиграфический и циклический анализ террасообразования;
- анализ этапности геологического развития тектонических структур.

Оротектонический метод имеет разностороннее **практическое применение** (например, в проектировании строительства, поисках и разведке различных полезных ископаемых, геоэкологии, археологии) поскольку используется для:

- неоструктурного районирования с выделением складчатых, блоковых и разрывных структур;
- количественного анализа вертикальных тектонических движений и на этой основе анализа этапности развития тектонических структур и орогенических областей в целом;
- выявления активных тектонических разрывов и оценки тенденции их развития;
- построения количественных палеорографических реконструкций;
- выявления сейсмогенерирующих структур, с которыми связаны коровые землетрясения.

Теоретическое значение применения оротектонического метода заключается в возможности:

- совершенствования отдельных элементов стратиграфии новейшего этапа геологического развития,
- характеристики новейших тектонических режимов,
- прогноза орогенических процессов.

Оротектонический метод продолжает совершенствоваться. Поэтому при описании отдельных его элементов целесообразно было сформулировать актуальные задачи дальнейших исследований.

Отдельные элементы оротектонического метода формировались довольно длительное время [Несмеянов, 1971, 1977, 1999]. Объединение этих элементов в единый комплексный метод произошло применительно к недавно оформленному научному направлению — инженерной геотектонике [Несмеянов, 2004, 2005]. Однако оротектонический метод имеет более широкое применение и потому заслуживает соответствующего развернутого изложения.

При разработке оротектонического метода автор опирался на труды В. Пенка, Н.П. Васильковского, Н.П. Костенко, Е.Е. Милановского, Н.И. Николаева, В.И. Попова, Ю.А. Скворцова, О.К. Чедия и др.

Кроме того, своими советами и обсуждениями работе весьма содействовали многочисленные коллеги, среди которых хотелось бы отметить И.В. Кириллову, А.В. Кожевникова, В.И. Макарова, Б.А. Петрушевского, Г.Ф. Уфимцева и А.А. Чистякова.

Большое значение имели совместные маршруты и полевые дискуссии с Б.Е. Акининым, Е.В. Девяткиным, В.К. Епишиным, Я.А. Измайловым, В.В. Лоскутовым, Г.И. Медведевым, П.Н. Николаевым, А.А. Никоновым, В.А. Рановым, Л.М. Расцветаевым, В.М. Рейманом, А.К. Трофимовым, А.А. Юрьевым и др. Автор благодарен Н.И. Корчугановой и Н.В. Макаровой, сделавшим ряд полезных замечаний по тексту монографии.

За оформление графики и создание макета монографии особая благодарность О.А. Воейковой.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОРОТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕТОДА.

Для эффективного изучения новейших тектонических структур и движений и количественных палеореконструкций автором почти сорок лет разрабатывался комплексный *оротектонический* метод. Его основными элементами являются:

— возрастное расчленение рельефа и картирование его разновозрастных элементов [Костенко, 1961, 1970, 1972, 1985; Несмеянов, 1971, 1977, 1992; Несмеянов, Измайлов, 1995; Ранов, Несмеянов, 1973; Чедия, 1986 и др.];

— выделение генетических комплексов (типов седиментации) континентальных отложений [Несмеянов, 1965, 1971, 1977, 1984];

— иерархический стратиграфический и циклический анализ образований террасового генетического комплекса для количественной оценки поэтапных новейших движений, выявления активных структур, определения режима и тенденций развития вертикальных тектонических движений [Несмеянов, 1967, 1969, 1971, 1977, 1992; Несмеянов, Измайлов, 1995];

— картирование морфоструктур [Мещеряков, 1965; Костенко, 1972; Несмеянов, 1971, 1995; Чедия, 1986; Макаров, 1977];

— анализ тектоно-климатической этапности и количественные палеотектонические и палеогеографические реконструкции [Несмеянов, 1969, 1971, 1977, 1992, 1999];

— анализ этапности морфоструктурного преобразования орографически выраженных новейших тектонических структур и картирование сочетаний их современного уровня развития [Несмеянов, 1971, 1974, 1975, 1977, 1978; Ранов, Несмеянов, 1973].

Эти элементы по мере необходимости включают в себя традиционные методы геотектонических исследований, но образуют в целом единый комплекс методических приемов, позволяющий разносторонне освещать новейшее рельефо- и структурообразование. Необходимо отметить также, что данный комплексный метод используется не только в инженерной геотектонике. Он эффективен, например, при разнообразных палеоэкологических и палеогеографических исследованиях [Ранов, Несмеянов, 1973; Амосова, Ломов, Несмеянов, 1991; Несмеянов, 1999].

Анализ новейших, особенно молодых (четвертичных) и голоценовых тектонических движений является основой выделения активных структур, степень современной активности которых оценивается затем при изучении современных движений земной коры. Этот анализ опирается на возрастное расчленение рельефа — процесс трудоемкий и кропотливый. Основы его — создание региональных схем возрастного расчленения террасовых образований — желательны закладывать в процессе исследований, опережающих инженерные изыскания [Несмеянов, 1971, 1992; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Возрастное расчленение рельефа дает исходный материал для неоструктурного районирования в поднятиях, для поэтапного анализа вертикальных тектонических движений и для количественных палеореконструкций на различные возрастные уровни палеогена, неогена и четвертичного периода. При этом реконструироваться могут различные элементы рельефа (палеогипсометрия, палеогеоморфология), поэтапные тектонические движения (преимущественно вертикальные), разновозрастные структурные планы и т.п.

Перечисленные материалы полезны для анализа тенденций развития эндогенных и экзогенных геологических процессов (в том числе и опасных для инженерных сооружений) и для сейсморайонирования (выделение сейсмогенерирующих структур).

ГЛАВА 1.

СТАНОВЛЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ОРОТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕТОДА.

Для становления оротектонического метода определяющим стало появление в конце XIX и начале XX веков представлений В. Дэвиса [1962] о геоморфологическом цикле и В. Пенка [1961] — о предгорной лестнице террас (Piedmont treppen), как основе возрастного расчленения рельефа.

Эти идеи получили чрезвычайно широкое распространение, сопровождавшееся как общим признанием, так и критикой отдельных элементов, а особенно — интерпретации их природы. Обсуждению посвящена поистине необъятная, много раз анализировавшаяся и широко известная литература [Пиотровский, 1961; Щукин, 1960 и др.], на которой нет смысла специально останавливаться. Стоит лишь отметить, что, как справедливо отметил К.К. Марков [1948, с. 200], выражение “предгорная лестница” неточно и должно быть заменено термином “горная лестница”, так как речь идет о системе ступеней, принадлежащих всему горному рельефу, а не одним предгорьям.

Применительно к оротектоническому методу наиболее важно признание реальности повсеместного в новейших орогенах и активных платформенных поднятиях существования ярусности рельефа, то есть “лестницы” террас и поверхностей выравнивания, отражающей этапность горообразования и углубления речных систем.

Как показал опыт многочисленных геолого-геоморфологических исследований в различных горных странах, литологически обусловленной ступенчатости склонов нередко придается излишнее значение. На самом деле основные ступени рельефа, прослеживающиеся вдоль долин и из долины в долину, отвечают региональной ярусности рельефа, т. е. террасовому ряду. И строение данного террасового ряда, особенно в его неоплейстоценовой части, обычно составляет основу стратиграфических схем орогенических областей.

Также общепризнанны два базовых представления о геоморфологической цикличности. Первое из них постулирует определяющую роль эрозионно-аккумулятивных циклов в формировании разновысотных элементов террасового ряда. Второе — принадлежность большинства новейших орогенов к восходящей ветви общего геоморфологического цикла, включающего стадии становления и деградации орогенов.

1.1. Проблемы и методы картирования ярусного рельефа.

Применительно к картированию ярусного рельефа наиболее важными и обсуждаемыми проблемами, связанными с работами В. Дэвиса и В. Пенка, можно считать:

— связь разновысотных геоморфологических уровней с разновозрастными эрозионно-аккумулятивными циклами,

— независимость ступеней горной лестницы от геологического строения территории и

— необходимость изучения деформаций всего спектра террас и поверхностей выравнивания.

Проблемы и методы картирования ярусности горного рельефа наиболее эффективно разрабатывались в СССР среднеазиатскими исследователями, среди которых на начальном этапе (с 30-х годов прошлого века) выдающуюся роль сыграли работы Ю.А. Скворцова, а позже (с 50-х годов) — группы исследователей под руководством Н.П. Костенко и О.К. Чедия. Эти исследования опирались на существенный прогресс в корреляции террасовых образований и в свою очередь заложили базу для количественных поэтапных реконструкций палеорельефа.

Параллельно со среднеазиатскими исследованиями активное изучение террасообразования велось на Северо-востоке России. Эти работы были связаны с изучением россыпных месторождений, а их результаты отражены в капитальных трудах Ю.А. Билибина [1938, 1955]. Не вдаваясь в детальный анализ сравнения достижений среднеазиатской и сибирской научных школ, ниже будут отмечены отдельные, важные, на мой взгляд, направления сходства или отличия используемых построений. Часть таких различий обусловлена своеобразием развития эрозии и аккумуляции в областях с различной активностью орогенеза и различным характером неотектонических деформаций. Понятно, что среднеазиатские орогены более активны, в них ярче выражена пликативная составляющая движений и высокоамплитудны наиболее активные разрывные смещения.

Конечно, подобные исследования велись и в других орогенах, но здесь целесообразно остановиться лишь на наиболее представительных материалах, которые относятся именно к среднеазиатской и сибирской геоморфологическим школам.

1.1.1. Методики геоморфологического картирования

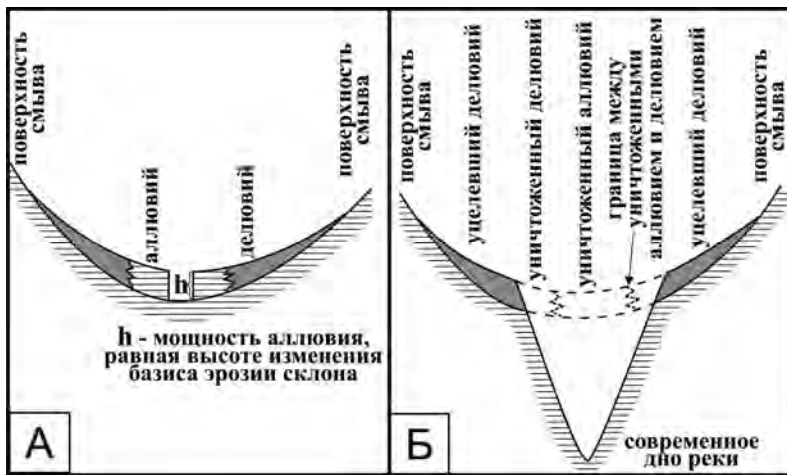


Рис. 1.1. Фациальное замещение аллювия делювием в пределах днища речной долины (А) и в условиях, когда это днище пропилено эрозионным врезом (Б) [Скворцов, 1934].

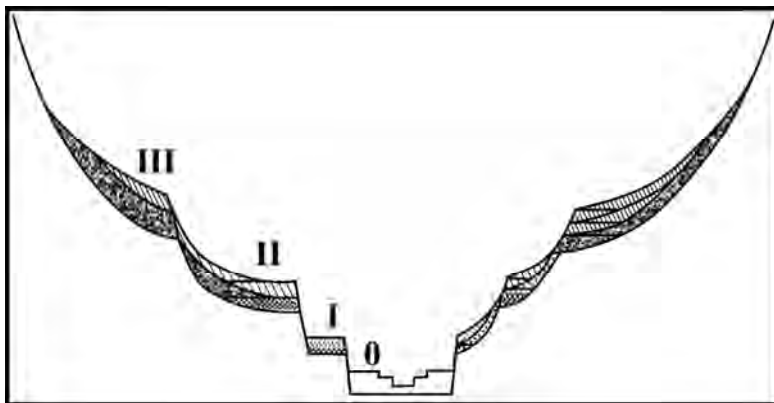


Рис. 1.2. Поперечное сечение речной долины, имеющей остатки четырех террасовых долин [Скворцов, 1941, 1948].

Показано соотношение аллювия, делювия и поверхностей смыва. Делювий террасовой долины II на правой стороне рисунка представлен окатанным аллювиальным материалом, так как он образовался из аллювия террасы III

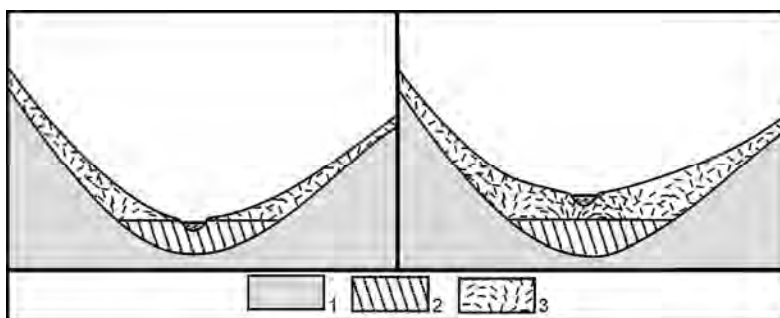


Рис. 1.3. Соотношение аллювия, делювия и коллювия в речных долинах [Билибин, 1955]

1 — коренные породы, 2 — аллювий, 3 — делювий и коллювий

и поверхность смыва” [Скворцов, 1941, с. 507]. При этом описывается ряд важных деталей строения, как отдельной террасы, так и серий террас в долине и ее притоках [Скворцов, 1932, 1934, 1941, 1948]. В частности было зафиксировано фациальное замещение аллювия делювием в тыловых частях террасовых чехлов (рис. 1.1) [Скворцов, 1934, с. 147-148], (рис. 1.2) [Скворцов, 1941, с. 506]. Эти представления и являются, безусловно, более прогрессивными по сравнению с построениями представителей сибирской школы, согласно которым делювий и коллювий в крупных реках только перекрывают аллювий (рис. 1.3), а их фациальное замещение отмечается лишь в долинах ручьев (рис. 1.4).

Еще в начале XX века В. Пенком [Penck, 1924] было показано, что основная часть форм рельефа в областях континентальных поднятий создается в результате многократного врезания водных потоков и параллельного отступания склонов, т.е. формирования горной лестницы или ярусного рельефа. Эти идеи с 30-х годов прошлого века стали активно разрабатываться среднеазиатскими исследователями, особенно Ю.А. Скворцовым. По его мнению “история рельефа страны — история ее гидрографической сети. Поэтому путем изучения современных и древних речных систем можно познать историю развития и жизни рельефа исследуемого района” [Скворцов, 1934, с. 152].

Этот исследователь “различает террасы цикловые, связанные с изменением базиса эрозии в устьевой части речной системы, а, следовательно, распространяющиеся на весь бассейн данной речки, и террасы локальные, появление которых вызвано местными причинами” [там же, с. 151].

Поскольку вводится понятие о циклах эрозии и цикловых [Скворцов, 1934; Шульц, 1934] или региональных [Мужчинкин, 1933] террасах, соответственно намечается зависимость этапности развития речных долин от ритма орогенических воздыманий. Подчеркивая значимость изучения террас для неотектонического анализа, Ю.А. Скворцов отмечал, что каждая региональная терраса имеет индивидуальные черты распространения и строения, свойственные долинам определенного этапа развития гидросети, т.е. отвечает самостоятельной “террасовой долине”. По его мнению, “речная долина, имеющая несколько террас, должна рассматриваться как сложная долина, возникшая из нескольких террасовых долин, каждая из которых имеет все необходимые для этого части, т.е. аллювий, делювий

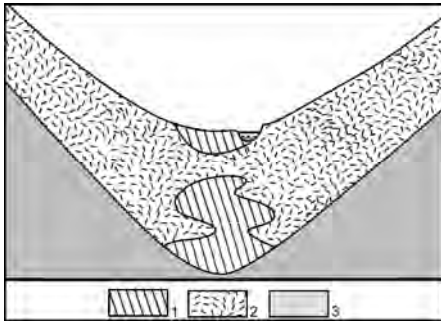


Рис. 1.4. Схема строения наносов в мелких распадках [Билибин, 1955]
1 — наносы ключа, 2 — делювий, 3 — коренные породы

Важным достижением Ю.А. Скворцова является предложенная им схема соотношения террас основной реки и ее притоков, изображенная в виде профиля (А), карты (Б) и блокдиаграммы (В) (рис. 1.5.) [Скворцов, 1941, 1948]. На этой графике, с одной стороны, четко показана связь террас (террасовых долин) основной реки и ее притоков, а с другой, — сокращение дальности проникновения относительно более поздних эрозионных врезов (и террасовых долин) вверх по долине по сравнению с предшествующими врезам. Оба этих соотношения действительно фиксируются в горных долинах [Несмеянов, 1971,] и последовательное сокращение дальности проникновения вверх по долинам все более молодых эрозионных врезов может рассматриваться в качестве “тыловой террасовой лестницы”, отражающей “отставание” эрозии при нарастании интенсивности воздыманий [Несмеянов, 1999, 2012].

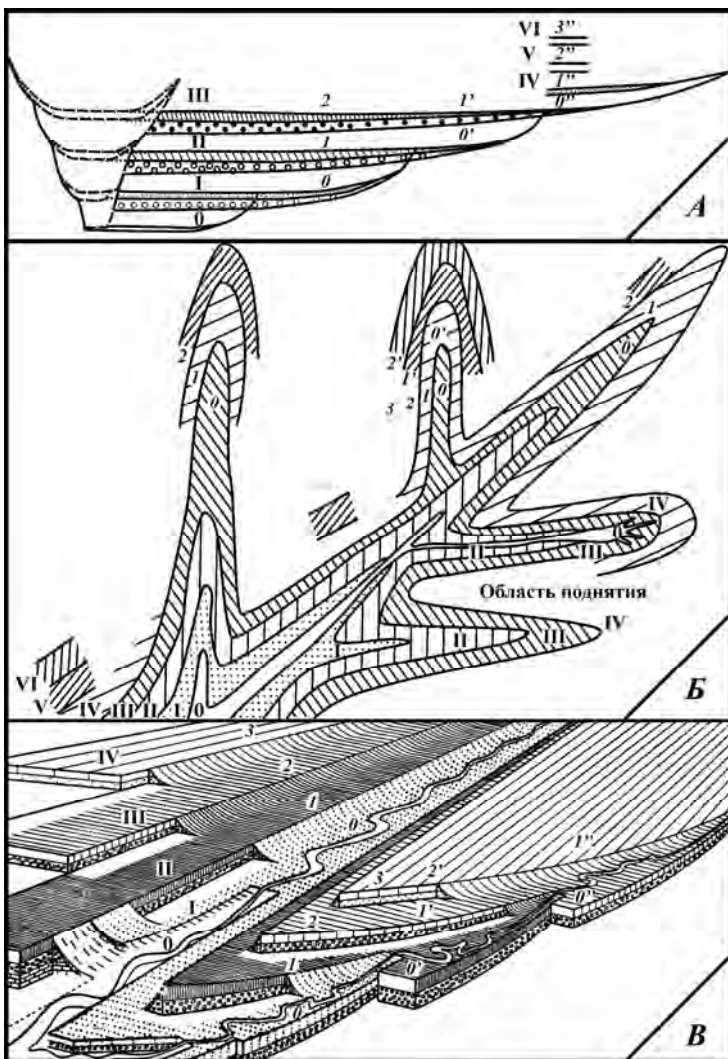


Рис. 1.5. Соотношение террас основной реки и ее притока, по Ю.А. Скворцову [1948]:

А — разрез, отражающий сопряжение террас притока с террасами главной реки,
Б — схематическая карта речной долины, имеющей несколько террасовых долин; цифрами показан счет террас, начиная от поймы (обозначена 0), самостоятельный в каждом сечении;
В — блок-диаграмма взаимоотношения террасовых долин главной реки с террасовыми долинами притока; показаны соотношения аллювия и делювия. Террасовые долины расположены друг над другом этапами.

Но вот последующие теоретические построения Ю.А. Скворцова, по меньшей мере, спорны. Так, описывая строение верховьев долин, он полагал, что выше “уступа терраса верхнего цикла, возвышающаяся над поймой более молодого цикла, замыкается, сохраняясь здесь как пойма этого более древнего цикла. Следовательно, выше точки замыкания сохраняется пойма верхнего цикла, а ниже расположена пойма более молодого цикла” [Скворцов, 1948, с. 268-269]. В результате наблюдается “последовательное замыкание более древних террас и переход поймы выше точки замыкания из цикла более молодого в цикл более древний” [там же, с. 269].

Кроме того, Ю.А. Скворцов опирался на известную позицию В. Пенка, который писал: “различные по возрасту участки врезания, которые могли быть заложены у общего базиса эрозии только последовательно друг за другом, перемещаются вдоль одной и той же долины вверх” [Пенк, 1961, с. 235]. На этом основании Ю.А. Скворцов развивал представление о длительном одновременном развитии разновозрастных горных долин. Скворцовым был сформулирован важный (и как будет показано ниже — неверный) вывод о том, что имеет место значительное “запаздывание развития древних террасовых циклов в боковых притоках и в верховьях рек и одновременное сосуществование и развитие этих фрагментов древних циклов с развитием молодых террасовых циклов” [Скворцов, 1948, с. 269]. “Таким образом, принадлежность осадков к тому или иному из развитых в бассейне реки террасовых циклов еще не определяет возраста этих осадков. Следует особо подчеркнуть, что как возраст террасовых отложений не одинаков на протяжении всей террасы, так равно и возраст эрозионных форм долины данного террасового цикла будет не одинаковым для разных ее

отрезков” [Скворцов, 1948, с. 270]. Соответственно выделение цикловых террас “не дает возможности установить прямую стратиграфическую последовательность” их возникновения [Скворцов, 1956, с. 33]. Данный подход получил яркое отражение в изменении нумерации террас для разных отрезков долины (см. рис. 1.5).

Эти неверные выводы, ограничивающие, а в ряде случаев отрицающие возможность возрастной корреляции террас, серьезно затруднили распространение и других правильных построений Ю.А. Скворцова. Однако сам он, вопреки своим же приведенным выше неверным построениям [Скворцов, 1938, 1949], принимал участие в такой корреляции и распространении стратиграфической схемы, намеченной Н.П. Васильковским [1933, 1935, 1957 и др.] и признающей разновысотные цикловые (региональные) террасы разновозрастными.

Следует также остановиться на нескольких спорных позициях в трактовке строения продольного профиля горных долин.

Первое положение сводится к тому, что в основу теории развития “террасовой долины” Ю.А. Скворцова положено представление о том, что в распространении по долине эрозионного цикла главную роль играет идущая вверх от устья реки так называемая “пятящаяся” или регрессивная эрозия. В связи с этим возникло предположение о необходимости весьма значительного промежутка времени для того, чтобы эрозия любого цикла проникла до верховьев крупной речной системы.

На самом деле, как было показано еще в 50-60-х годах прошлого века картированием четвертичных отложений в Средней Азии, самый молодой и весьма кратковременный (порядка 15 тыс. лет) по сравнению с другими более древними эрозионными циклами преимущественно голоценовый эрозионный цикл уже проник по всем крупным рекам на сотни и тысячи километров от их устья до истоков. Так, например, регрессивная эрозия этого цикла успела продвинуться по системе Аму-Дарья — Вахш — Сурхоб — Кызылсу в Алайскую долину, т.е. на расстояние более 2 000 км. А, следовательно, скорость распространения эрозионных циклов в действительности во много раз превышает скорость, предполагавшуюся Ю.А. Скворцовым [Несмеянов, 1965]. Это позволяет считать разновысотные цикловые террасы практически разновозрастными.

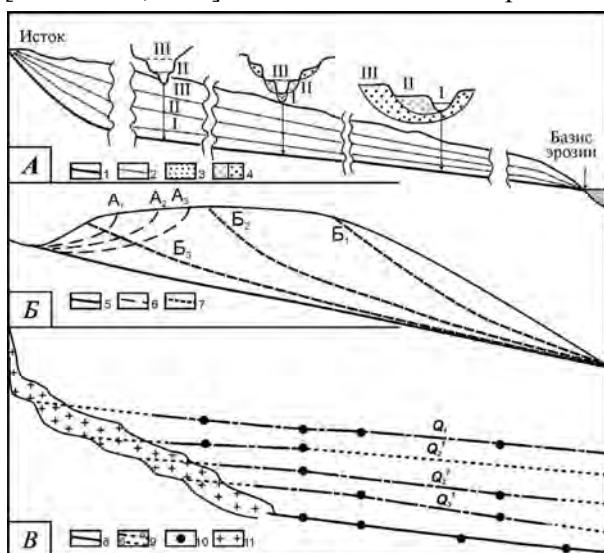


Рис. 1.6. Варианты строения продольного профиля речных долин: А, Б

(по Н.П. Костенко, 1999 с упрощениями):

А — изменение строения полуоткрытой долины от истока до базиса эрозии

Б — развитие эпигенетической открытой долины.

В — долина верховий р. Зеравшан с тыловой террасовой лестницей занятой ледником (по С.А. Несмеянову, [Несмеянов, Бархатов, 1978])

На **А**: 1 — современное русло реки, 2 — уровни региональных цикловых долин (I-III); 3-4 — на поперечных профилях — разновозрастные толщи аллювия: 3 — современные, 4 — древние.

На **Б**: 5-7 — уровни: 5 — современного русла реки, 6-7 — цикловых долин в пределах развивающегося локального поднятия: 6 — агрессивной реки (Б₁-Б₃), 7 — реки, развивавшейся медленнее (А₁-А₃) и ныне перехваченной.

На **В**: 8 — современное русло реки, 9 — террасовые уровни: а — достоверно установленные, б — предполагаемые; 10 — точки геодезических измерений, 11 — Зеравшанский ледник

Второе положение касается представления Ю.А. Скворцова о том, что за пределами молодого эрозионного вреза соответствующие ему террасовые отложения входят в состав аккумулятивного чехла более древней террасы. На самом деле это не так. Просто зона “расщепления” и разновысотного залегания двух террасовых чехлов сменяется выше по долине их прислонением (вложением) или наслоением. Но при этом детальные исследования позволяют разделить разновозрастные аллювиальные образования, в которых молодые элементы обычно залегают с несогласием на более древних или прилегают (прислоняются) к ним.

Часто наблюдаются и более сложные соотношения, когда в долине чередуются участки “расщепления” и вложения разновозрастных террас. При этом “расщепление” связано, как правило, с локальными воздымающимися блоками. Типичный пример сочетания подобных ситуаций, как будет показано далее, зафиксирован в верховьях р. Шахристансай на северном склоне Туркестанского хребта в Средней Азии (см. рис. 2.13, табл. 2.3) [Несмеянов, 1993, 2012]. Здесь в долине Актегги и Тюя-Таша происходит сначала выклинивание самого молодого, преимущественно голоценового, сырдарьинского (Q₄) регрессивного вреза (в низовьях Актегги), а затем его локальное проявление в районе ущелья Актегги в низовьях Тюя-Таша, связанного с воздыманием Курганакского горста. Соответственно, на большей части долин Тюя-Таша и Актегги современное русло располагается на поверхности голодностепской террасы (Q₃), а ее высота и количество более низких террас в долине меняется. Это подтверждает высказанное ранее положение о том, что в тектонически дифференцированных орогенах регрессивная эрозия активизируется и распространяется вверх

по долинам от разрывного фаса каждого относительно поднятого блока [Несмеянов, 1965, 1971, 1977].

Следует также отметить, что в современных учебных пособиях для полуоткрытых долин (долин, начинающихся эрозионным цирком и заканчивающихся в другой реке или водоеме) обычно предлагается два варианта строения верховий речных террасовых рядов (рис. 1.6) [Костенко, 1999, с. 219]. Первый вариант

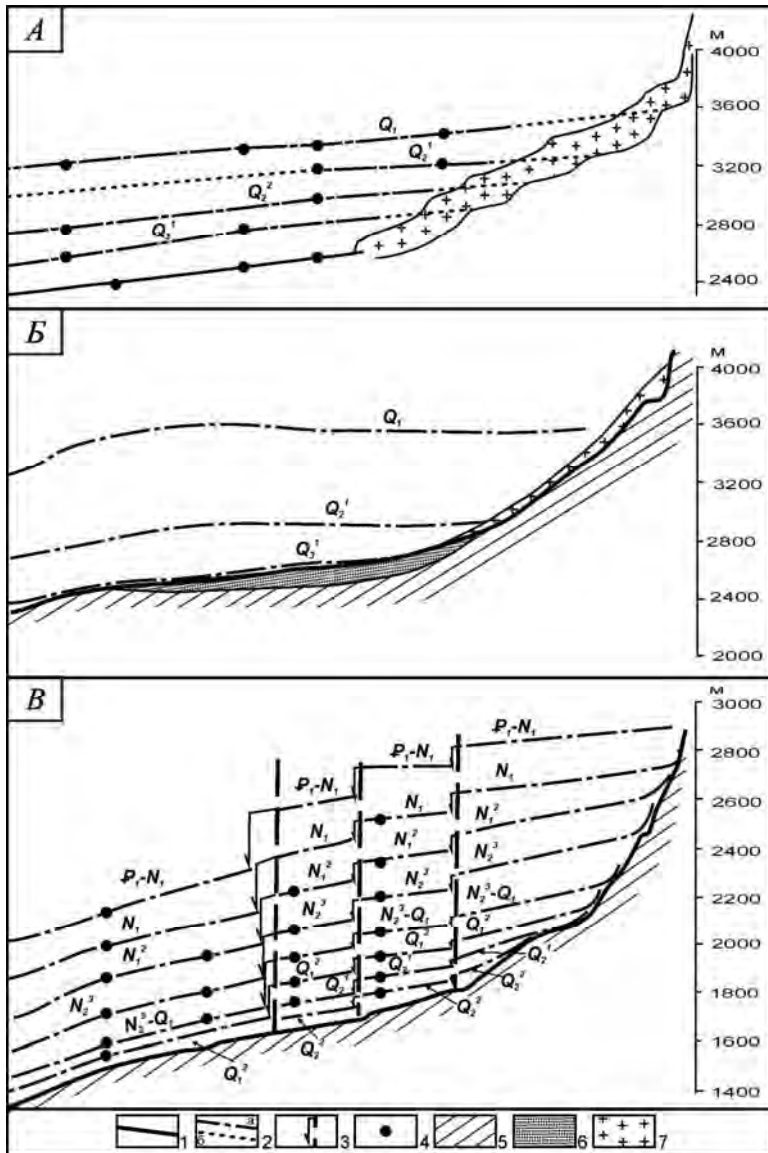


Рис. 1.7. Примеры тыловых террасовых лестниц:
А: р. Зеравшан (по С.А. Несмеянову и И.И. Бархатову [1978]),
Б: р. Зеравшан (по О.К. Чедия [1972]),
В: р. Мзымта (по С.А. Несмеянову [1999]).

1 — современное русло реки; 2 — террасовые уровни: а — достоверно установленные, б — предполагаемые; 3 — разрывные смещения террасовых уровней и их амплитуды, 4 — точки геодезических измерений; 5 — коренные породы; 6 — четвертичные аллювиальные отложения (Q3-4); 7 — Зеравшанский ледник

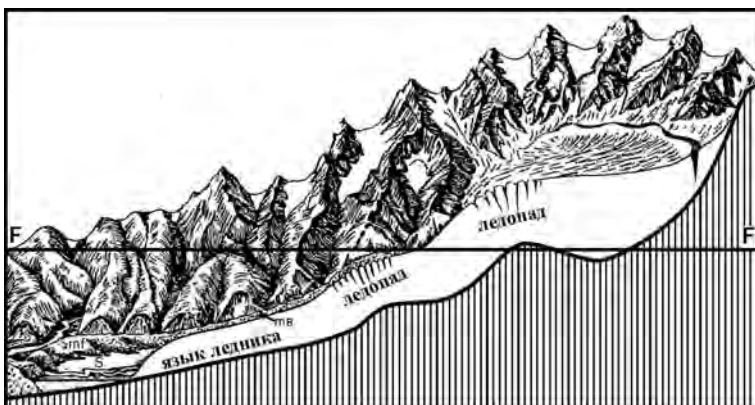


Рис. 1.8. Типичный продольный разрез долинного ледника в горах
(по И.С. Шукину [1960]).

Видно “переползание” современного ледника с древних на более молодые террасовые уровни.

(А) представляет собой веер террас, начинающийся в точке истока и раскрывающийся вниз по долине. Этот вариант, очевидно, считается стандартным. Вторым вариантом (Б) с веером террас, раскрывающимся вверх по долине, характеризует развитие эпигенетической открытой долины. По Н.П. Костенко [1999, с 219]: “На склонах возвышенностей реки развиваются регрессивно, их верховья растут вверх”. Однако, по мнению автора, прав был Ю.А. Скворцов и на самом деле в подавляющем большинстве горных долин типичной является тыловая террасовая лестница — третий вариант (В). Это зафиксировано детальной корреляцией террасовых и троговых уровней в различных горных странах. В качестве примеров (рис. 1.7) можно привести схемы террасовых рядов р. Зеравшан в Средней Азии [Несмеянов, Бархатов, 1978, Чедия, 1972] и р. Мзымта на Кавказе [Несмеянов, 1999].

Ситуацию “переползания” современных крупных долинных ледников с одного тылового террасового уровня на другие, более молодые отмечало множество исследователей, что и послужило основанием для включения ее в учебные пособия по геоморфологии (рис. 1.8) [Шукин, 1960, с. 421]. А. Шайдеггер [1964, с. 42, 44] также считает типичной ступенчатость продольного профиля ледниковых долин, описанную, по его мнению, “в большинстве руководств по геоморфологии (см., например, [Machatschek F., 1952])”.

Н.П. Костенко [1999, с. 219] специально отмечала, что в варианте развития эпигенетической долины (см. рис. 1.7.Б) “может произойти сближение рек, продвигающихся навстречу друг другу. На таком участке начинается борьба за область питания. Эта борьба всегда решается однозначно — в пользу реки, обладающей большей живой силой. Последняя определяется преимущественно величиной превышения верховья над устьем. Так, более агрессивная река Б в процессе своего развития (Б₁, Б₂, Б₃) может захватить область питания, а иногда и исток реки А, которая развивается медленнее (А₁, А₂, А₃). В итоге осуществляется перехват реки А рекой Б и образование общего стока”.

Такой вариант в принципе возможен, но он характерен для относительно небольших водотоков, расчленяющих своей эрозией уже существующую возвышенность. В большинстве горных стран круп-

ные хребты, начинаясь с небольшой возвышенности, постепенно разрастаются вширь. При этом основные водотоки появляются уже на месте первичной возвышенности и последовательно осваивают ее поэтапно возникающие в рельефе краевые части или параллельные гряды своими трассами, которые ранее располагались на равнине, окружавшей первичную (осевую) гряду.

Кратко остановимся на достижениях представителей сибирской геоморфологической школы.

Во-первых, Ю.А. Билибин [1955, с. 143-144] показал, что каждый эрозионный цикл развития речных долин делится на четыре фазы:

- фазу глубинной эрозии и углубления долины,
- фазу боковой эрозии и расширения долины,
- фазу накопления наносов и заполнения долины,
- фазу покоя и преобладания переноса твердого материала и выноса его за пределы горной страны.

Во-вторых, он отмечал, что перечисленные фазы обычно несколько перекрывают друг друга.

В-третьих, он полагал, что “при обновлении эрозионной деятельности различные участки речной сети находятся в различных фазах цикла” и каждой фазе соответствует особая зона в речной сети. Но “когда процесс преобразования долин закончен по всей речной сети, остается лишь одна четвертая зона, которая существует неопределенно долгое время и в следующий эрозионный цикл играет уже роль первой зоны” [Билибин, 1955, с. 145]. Следовательно, эта позиция Ю.А. Билибина, перекликаясь с представлением Ю.А. Скворцова о смещении вверх по долине эрозионных врезов, принципиально отличалась от нее признанием полной разновозрастности последовательных эрозионных циклов. И это положение очень важно для стратификации террасовых образований.

Представления Ю.А. Билибина о фазах развития эрозионного цикла были дополнены В.В. Ламакиным [1948] и И.П. Карташевым [1961, 1972] представлением об эндогенных геодинамических фазах, зависящих от направленности вертикальных тектонических движений, и связанных с ними динамических фазах развития долин и соответствующих динамических фазах формирования аллювия. В.В. Ламакин выделил инстративную, констративную и перстративную динамические фазы аллювия, а И.П. Карташев добавил субстративную фазу.

Позднее появились среднеазиатские материалы, позволяющие и в долинах горных рек проследить аналогичную схему строения эрозионно-аккумулятивного цикла и уточнить соотношение его фаз с фазами тектонического и климатического цикла.

Среди этих материалов в первую очередь обращают на себя внимание данные о закономерном строении террасовых отложений, наметившиеся в долинах многих крупных среднеазиатских горных рек, но особенно отчетливо выявленные в долине р. Зеравшан в Гиссаро-Алае [Макаров, Макарова, Акинин, 1979]. Формирование цикловой террасы расчленяется при этом на четыре стадии с самостоятельными формой и границами частных эрозионных врезов и своеобразными инстративной, субстративной, констративной и перстративной динамическими фазами формирования аллювия: Детально эта схема будет рассмотрена ниже.

Важным методическим достижением среднеазиатской геоморфологической школы явилась разработка Н.П. Костенко [1957, 1961] в 50-х годах прошлого века оригинального способа картографического отражения результатов картирования эрозионных и эрозионно-аккумулятивных останцов разновозрастных террасовых элементов на горных гребнях разных порядков (рис. 1.9).

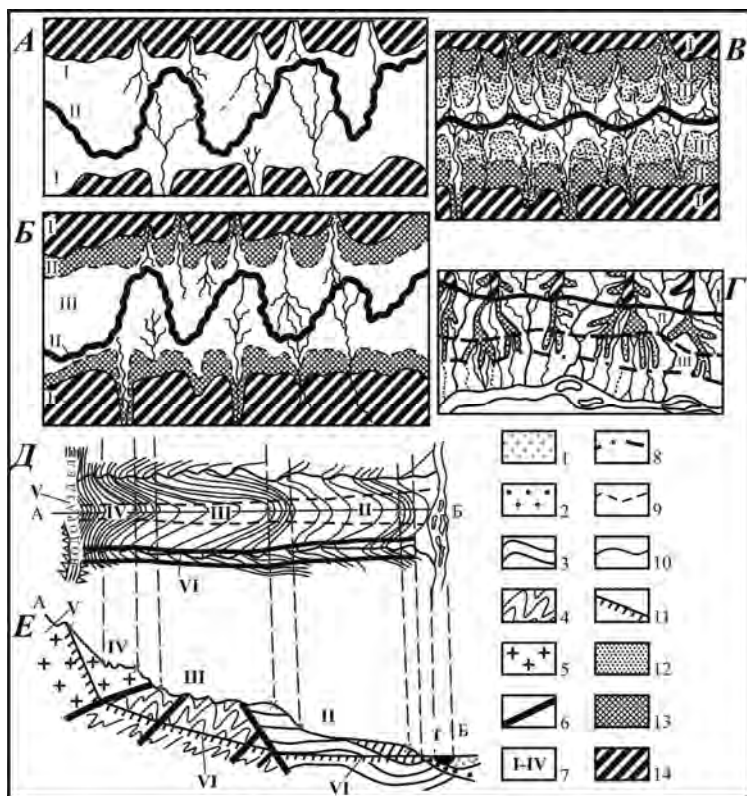


Рис. 1.9. Возрастное расчленение рельефа (по Н.П. Костенко [1999]).

А, Б, В — последовательность расчленения склонов при формировании цикловых (региональных) террас,

Г — сохранившиеся фрагменты склонов и днщ эрозионных врезов, Д — рельеф склонов долины на топографической карте (сгущения горизонталей — склоны, их разрядка — присклоновая часть днщ эрозионных врезов), Е — профиль по линии АБ.

I-IV — разновозрастные эрозионные врезы, V — водораздел, VI — дно притока.

1-2 — аллювий главной реки; 3-5 — породы, слагающие склон (3 — осадочные, 4 — метаморфические, 5 — магматические); 6 — разрывы; 7 — индексы эрозионных врезов; 8-10 — линии, обобщающие разновозрастные эрозионные врезы (цикловые долины); 11 — дно притока, 12-14 — разновозрастные региональные эрозионные врезы.

Эта прогрессивная методика очень быстро была признана эффективной руководством Таджикского геологического управления, которое привлекло для ее реализации ряд научных работников. Двумя группами под руководством Н.П. Костенко (от Московского Государственного университета) и О.К. Чедия (от Таджикского Государственного университета) к началу 60-х годов было проведено мелкомасштабное (1:500 000) геоморфологическое картирование с выделением разновозрастных элементов рельефа всей территории Таджикистана. Параллельно проводилось картирование в том же масштабе четвертичных отложений и неотектоники, а также менее детальное (в масштабе 1:1 000 000) составление палеогеографических схем для основных подразделений неоплейстоцена. Результаты данных исследований были многократно опубликованы, в том числе и монографически [Костенко, 1970, 1972, 1975; Чедия, 1971-1972]. Позднее эта методика была применена на территории Киргизии и части Узбекистана [Чедия, 1986; Макаров, 1977 и др.] и нашла отражение в учебных пособиях [Костенко, 1985, 1999; Костенко и др., 1999; Корчуганова и др., 2001]. Постепенно рассматриваемая методика стала использоваться и для активных платформенных поднятий, например, для Донбасса [Новейшая..., 2006] или Енисейского кряжа [Несмеянов, Воейкова, 2008].

Далее данная методика, положившая начало оротектоническому методу, стала разрабатываться для применения в средних и крупных масштабах, соответственно совершенствуясь и дополняясь. Результаты этих исследований будут детально рассматриваться в последующих главах. Здесь же следует лишь кратко перечислить (без иллюстраций и детальных объяснений) их основные направления.

В средних масштабах (обычно 1:200 000) рассматриваемая методика наиболее полно применялась в двух ключевых регионах: Северном Таджикистане, охватывавшем западную часть Ферганской депрессии и смежные части Кураминского и Туркестанского хребтов [Несмеянов, 1966, 1967, 1968, 1971], и Западном Кавказе [Несмеянов, 1992]. Для разных частей Ферганской депрессии были опубликованы фрагменты карт возрастного расчленения рельефа и геолого-геоморфологические профили, на которых все складчатые и блоковые структуры получили самостоятельную индексацию. Эта индексация, отражающая иерархию структур, использована и в каталогах, где каждая структура получила разностороннюю характеристику. В регионе Западного Кавказа проделана аналогичная работа, но принципиально важным можно считать отражение в каталоге разрывных структур необходимой для строительного проектирования информации по количественной оценке разрывных смещений разновозрастных геоморфологических уровней.

В крупных масштабах (от 1:50 000 и крупнее) наиболее представительные материалы опубликованы для Кавказа, где они использовались для участков интенсивного хозяйственного освоения (например, в районе строительства горного кластера Олимпийских объектов в горной части бассейна р. Мзымты) и для участков изучения археологических объектов [Несмеянов, 1999].

Разномасштабность кавказских исследований определила специфику задач, решаемых при построении региональной и локальных сетей геоморфологических профилей. Региональная сеть, обычно связанная со среднемасштабным картированием разновозрастных элементов рельефа и охватывающая значительную часть орогена, нацелена на выявление и датировку подразделений местной стратиграфической схемы террасовых образований, а также на характеристику основных типов новейших тектонических структур и установление степени наследования ими элементов более древнего структурного плана. Первая задача решается путем проведения профилей через основные стратотипы и объекты, где могут быть датированы выделяемые геоморфологические уровни, а вторая — пересечением наиболее представительных структурных элементов. Анализ характера соотношения разновозрастных структур обуславливает целесообразность совмещения геоморфологических профилей с геологическими или построения комплексных геолого-геоморфологических профилей.

Локальные сети геоморфологических профилей нацелены на выявление разномасштабных структур и по возможности более полную характеристику тектонических деформаций, особенно разрывных смещений. Именно при крупномасштабных исследованиях наиболее часто на самых активных поднятиях наблюдаются расщепление региональных геоморфологических уровней и появление малоамплитудных деформаций и разрывных смещений.

1.1.2. Стратификация террасовых образований

Представление об определяющей роли региональных (цикловых, т. е. связанных с региональными эрозионно-аккумулятивными циклами) террас для выявления региональной ярусности рельефа с самого начала, т.е. с 30-х годов прошлого века, стало использоваться для стратификации четвертичных отложений. Так, Ф.Ф. Мужчинкиным [1933] и Н.П. Васильковским [1933, 1935, 1951, 1957] сначала была установлена четырехчленность неоплейстоценовых отложений Ферганской депрессии, а затем эта схема была распространена на Приташкентский и другие районы Узбекистана (речные долины бассейна р. Сыр-Дарья). Позднее она (но под другими региональными терминами) была привлечена Н.П. Костенко [1958] к территории Южного Таджикистана (бассейну р. Аму-Дарья). А далее появилась целая система скоррелированных между собой региональных стратиграфических схем четвертичной системы для всех орогенических областей Средней Азии и Казахстана [Решение..., 1959; Рабочая..., 1962; Несмеянов, 1965, 1977; Ранов, Несмеянов, 1973].

Были установлены практически повсеместное единообразие количества региональных террас и однотипность их возрастной группировки в комплексы прирусловых, низких, средних и высоких террас. Три верхних комплекса при этом условно сопоставлялись с основными подразделениями неоплейстоцена, а комплекс прирусловых террас — с голоценом. Также практически повсеместно в горных долинах выделялось по две региональные террасы в комплексах низких и средних террас. Это считалось отражением двучленности ледниково-межледниковой цикличности в схемах среднего и позднего неоплейстоцена общей стратиграфической шкалы того времени.

Для датировки неоплейстоценовых террасовых образований кроме палеонтологических и палеоклиматических материалов привлекались археологические данные, в первую очередь информация по палеолитическим стоянкам открытого и пещерного типов [Ранов, Несмеянов, 1973]. Более древние террасовые элементы датировались путем их корреляции с толщами и свитами бассейновых образований, накапливавшихся в межгорных и предгорных прогибах. Их датировка опиралась на палеонтологические материалы, преимущественно на местонахождения млекопитающих [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Для датировки палеоклиматических подразделений плиоцена и четвертичного периода важную роль играют данные расчленения покровных почвенно-лессовых образований с помощью палеopedологического метода [Додонов, 2002]. Однако корреляция палеоклиматических и террасовых подразделений понимается неоднозначно [Несмеянов, 2012].

В настоящее время предложена единая межрегиональная стратиграфическая схема новейших отложений Средней Азии, Казахстана и Юга Западной Сибири, в которой скоррелированы стратиграфические схемы бассейновых и террасовых образований [Несмеянов, 1977, 2012].

Для подавляющего большинства других орогенов существуют в разной степени скоррелированные региональные стратиграфические схемы новейших отложений. При этом, как правило, для неоплейстоцена используются комплексные схемы с участием как террасовых, так и покровных образований. Подобная схема используется, например, для Кавказа [Кожевников и др., 1977]. На Западном Кавказе предложены самостоятельные схемы для его северного южного склонов. При этом на южном склоне осуществлена корреляция речных и морских неоплейстоценовых террас [Несмеянов, 1992; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Наиболее спорным и до настоящего времени не решенным окончательно из-за недостатка местного фактического материала остается вопрос о датировке выделенных региональных неоплейстоценовых террас. Существует два принципиально различных подхода.

Один из них, получивший в настоящее время более широкое распространение, признает прямую корреляцию местных подразделений с подразделениями общей стратиграфической шкалы. Однако такая корреляция ставит под сомнение необходимость существования самих региональных стратиграфических схем неоплейстоцена.

Второй подход, которого придерживается и автор настоящей монографии, заключается в необходимости конкретной датировки региональных подразделений и в признании возможности некоторой разновозрастности рубежей сходных подразделений (эрозионно-аккумулятивных циклов и соответствующих региональных террас) в удаленных регионах [Несмеянов, 1977, 2012].

Существует также принципиальное обстоятельство, препятствующее прямой корреляции региональных террас и соответствующих эрозионно-аккумулятивных циклов подразделениям общей стратиграфической шкалы неоплейстоцена. Дело в том, что эти подразделения начинаются с теплых эпох (межледниковий и интерстадиалов), отвечающих трансгрессиям Мирового океана, а основные перестройки рельефа связаны с эрозионными врезами речных систем и формированием материковых оледенений, которые отвечают регрессиям Мирового океана и холодным эпохам (оледенениям и ледниковым стадиалам). Это обстоятельство указывает на предпочтительность второго из упомянутых выше подходов к датировке региональных террас [Несмеянов, 2012].

1.1.3. Методики количественных оценок поэтапных новейших тектонических движений и реконструкций разновозрастного палеорельефа

Построение карт возрастного расчленения рельефа и геоморфологических профилей по методике, предложенной Н.П. Костенко, определило принципиальную возможность количественно устанавливать относительную высоту рельефа над разновозрастными руслами рек. А это, в свою очередь, позволило разрабатывать методики количественных оценок вертикальных тектонических движений и количественных реконструкций орогенического палеорельефа. Такие методики параллельно разрабатывались рядом среднеазиатских исследователей и часто различались лишь в деталях. Учитывая постоянный обмен мнениями между ними о полученных результатах, трудно судить о первенстве в разработке методических приемов. Можно лишь в отдельных случаях упомянуть о некоторых различиях в используемых подходах.

Методики расчета суммарных новейших движений достаточно хорошо известны [Николаев, 1962, 1988; Несмеянов, 1971₁; Чедия, 1986 и др.]. Поэтому ниже следует кратко остановиться на поэтапных оценках орогенических движений и палеорекострукциях, непосредственно опирающихся на резуль-

таты возрастного расчленения рельефа. Многие из этих результатов считаются достоверными до настоящего времени. Поэтому подробное рассмотрение соответствующих материалов будет дано в последующих главах.

1.1.3.1. Количественные оценки поэтапных орогенических движений

При оценке величин поэтапных орогенических движений уже с середины 60-х годов прошлого века большинство среднеазиатских исследователей стало опираться на признание пропорциональности соотношения глубин разновозрастных эрозионных врезов (относительных поэтапных поднятий) соотношению абсолютных величин поэтапных воздыманий [Несмеянов, 1966, 1967, 1969₁, 1971₁; Трофимов, 1968, 1972; Трофимов, Чедия, 1970; Чедия, 1986 и др.]. Основные трудности при этом связаны с определением исходной высоты рельефа в начале новейшего этапа или в момент проявления данной возвышенности в рельефе. Эта высота, определяемая по комплексу палеогеографических материалов, сказывается на величине суммарной амплитуды воздыманий. Получив амплитуды поэтапных воздыманий и определив абсолютную продолжительность этих этапов, можно оценить скорости поэтапных воздыманий, а, сравнив эти скорости, — охарактеризовать тенденции их изменения.

Практически во всех случаях получалось, что скорости новейших воздыманий прогрессировали, но основной скачек в их увеличении приходится на начало или середину неоплейстоцена [Несмеянов, 1969_{1,2}, 1971_{1,2}; Трофимов, Чедия, 1970; Чедия, 1986]. Характерно, что по отдельным крупным новейшим разрывам также фиксируется увеличение разрывных смещений [Трофимов, Чедия, 1970].

Учитывая большие различия в амплитудах и скоростях воздыманий отдельных структур, было проведено сопоставление средних скоростей поэтапных движений, выраженных в процентах от суммарной амплитуды новейших движений для каждой структуры. Это сопоставление показало, что активное возрастание скоростей движений началось в эоплейстоцене, а в неоплейстоцене это возрастание достигало двух порядков величин по сравнению с интенсивностью движений в неогене и позднем палеогене [Несмеянов, 1969₂, 1971_{1,2}].

Совершенно очевидно, что оценка амплитуд и скоростей непосредственно зависит от надежности корреляции геоморфологических уровней. Ошибки бывают связаны с дефектами как собственно геоморфологических сопоставлений, так и генетической интерпретации отложений. Ярким примером подобных дефектных построений можно считать сильно завышенные оценки голоценовых воздыманий Северного Памира в районе Гарма и Новабада [Ермин, Чигарев, 1971, 1979, 1981]. Причиной явилось отнесение к левобережной голоценовой 200-метровой (или даже 400-метровой) террасе р. Сурхоб песчано-глинистых отложений с радиоуглеродной датировкой 5070 ± 50 лет (ГИН-357), расположенных в нескольких километрах к юго-западу от Гарма. Необычайно большая величина получившегося при этом голоценового эрозионного вреза реки и послужила основанием для завышенной оценки молодых воздыманий. Как показали дальнейшие исследования, упомянутые датированные отложения принадлежат не основной реке — Сурхобу, а связаны с долиной его бокового притока. Кроме того, голоценовый аллювий Сурхоба и его основных притоков сложен преимущественно грубослоистыми галечниками и валунниками, а вовсе не песчано-глинистыми осадками. Собственные же датированные радиоуглеродным методом голоценовые террасы Сурхоба в этом районе имеют высоту в пределах первых десятков метров. Поэтому реальные фактические данные противоречат представлениям о столь значительной высоте голоценовых региональных террас р. Сурхоб, а, следовательно, и предполагавшейся аномальной высоте молодых воздыманий Северного Памира [Несмеянов, 1984].

1.1.3.2. Количественные реконструкции орогенического палеорельефа.

Уже с конца 50-х годов прошлого века в Таджикистане начались исследования по разработке методики поэтапных палеорекопструкций. В 1962 г для территории Южного Таджикистана была опубликована схема суммарных деформаций олигоценовой поверхности за неоген-четвертичное время [Чедия, Трофимов, 1962], а для территории Дарваза — палеогеографические схемы миоценовой, плиоценовой и раннечетвертичной эпох [Чедия, 1962]. На этих схемах высоты поднятий оценивались с точностью до километра.

По результатам работ 50-60-х годов для территории Таджикистана в 1964 г. была составлена в масштабе 1:500 000 геоморфологическая карта с использованием методики возрастного расчленения рельефа [Геоморфологическая..., 1971], на основе которой тогда же были составлены более мелко-масштабные (1:1 000 000) палеогеографические схемы плиоценовой, ранне- и среднечетвертичной эпох [Палеогеографическая..., 1971_{1,2,3}]. Определение величин положительных поэтапных движений, отраженных на этих схемах, было сложным и весьма приблизительным. Методика их расчета описывается следующим образом: “количественная оценка амплитуд новейших поднятий по отдельным эпохам новейшего этапа определялась разностью абсолютного высотного положения стратифицированной выровненной поверхности или речной террасы в заданном месте и абсолютной высотой русла

основной дрены района в месте ее выхода из гор на равнину, которая является базисом эрозии для всего рассматриваемого района” [Чедия, 1986, с. 73]. Позднее предлагалось эту основную дрену “протягивать до морской береговой линии того времени и определять ее палеовысоту в заданной точке” [Чедия, 1986, с. 74].

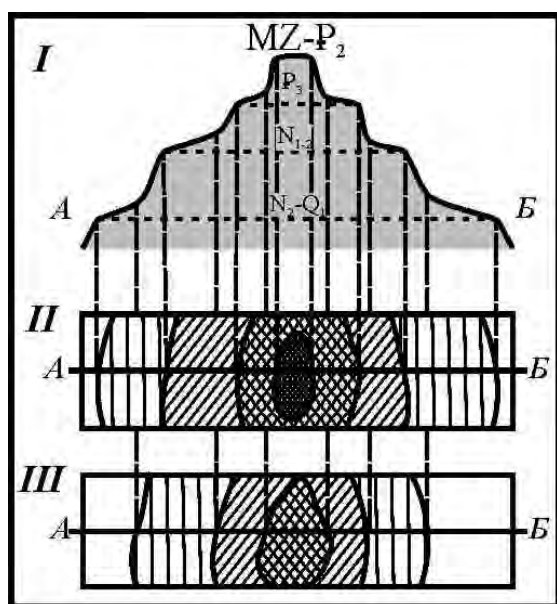


Рис. 1.10. Варианты проведения границ палеовозвышенностей на картах палеорельефа [Несмеянов, 1969].

- I* — геоморфологический профиль;
- II* — участок карты основных этапов эрозионного расчленения рельефа (по Н.П. Костенко [1961]),
- III* — участок карты основных этапов формирования поднятий в рельефе (по С.А. Несмеянову [1969а]).

Различной штриховкой изображен на картах возраст элементов рельефа.

склона данного этапа, т.е. по сочленению борта и днища соответствующего эрозионного вреза [Несмеянов, 1969₁].

Детальный анализ рельефа воздымающихся локальных структур позволяет также установить определенную последовательность геоморфологического преобразования некоторых типов поднятий [Несмеянов, 1971₁, 1975].

Еще более детальные реконструкции палеорельефа проводились на локальных участках расположения палеолитических стоянок открытого и пещерного типов. Эти реконструкции осуществлялись обычно в виде перспективных изображений и блок-диаграмм и преследовали цель показать различие в современном и первоначальном геоморфологическом положении рассматриваемой стоянки. Такие исследования осуществлялись как в Средней Азии [Несмеянов, 1977, 1978, 1990_{1,2}, 1993, 2012; Несмеянов, Ранов, 1971; Ранов, Несмеянов, 1973; Амосова и др., 1991] и на Кавказе [Несмеянов, 1999, 2001 и др.].

1.2. Проблемы разносторонней характеристики морфоструктур.

Разработанный Н.П. Костенко способ картирования разновозрастных элементов рельефа обусловил возможность реальной реконструкции орографического проявления положительных форм рельефа на разных стадиях их развития. В ее весьма обстоятельных работах приведены многочисленные примеры становления и развития разнообразных складчатых и блоковых морфоструктур [Костенко, 1970, 1972, 1985, 1999]. Именно эта обстоятельность рассмотрения данной проблемы избавляет нас от необходимости детального ее рассмотрения. Достаточно кратко остановиться на основных направлениях и некоторых сложностях в адекватной характеристике орогенных структур.

1.2.1. Основные факторы проявления структур в орогенном рельефе

Эта проблема проработана достаточно обстоятельно [Костенко, 1970, 1972] и потому затрагивается очень кратко.

Орогенные области обладают различной сложностью тектонического строения, набора литологических комплексов с разной сопротивляемостью эрозии и степенью дифференцированности тектониче-

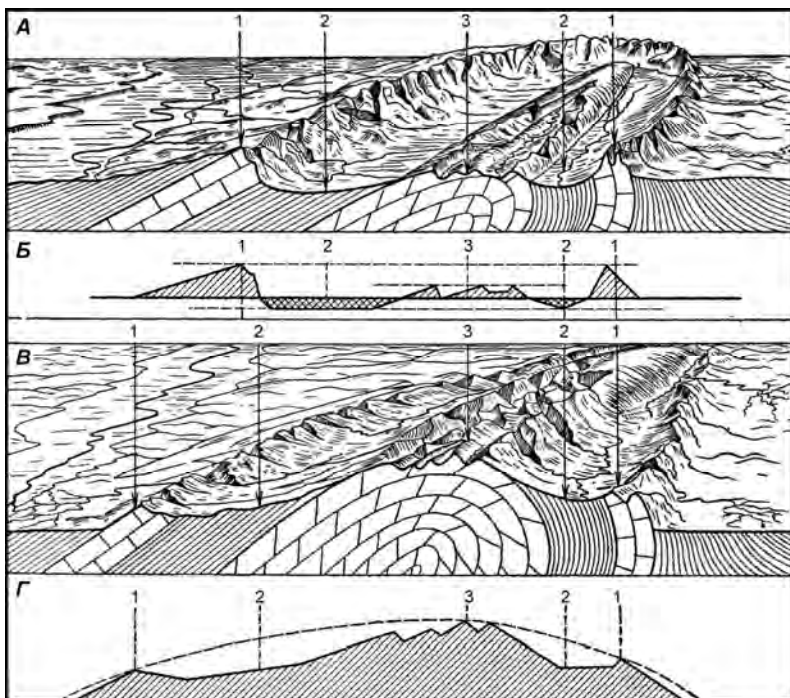


Рис. 1.11. Различие “живых” и “мертвых” структурных форм [Костенко, 1972].

А-Г — схемы поперечных сечений складок:

А и Б — мертвая, неразвивающаяся антиклиналь, отпрепарированная в соответствии со степенью устойчивости пород процессам денудации;

В и Г — живая, развивающаяся антиклиналь, морфологическое выражение которой определяется сочетанием вертикальных движений и литолого-структурных условий.

Цифрами обозначены однотипные элементы рельефа на блок-диаграммах и профилях

горной страны должны были смещаться, фиксируя площадное разрастание горных сооружений за счет “втягивания” в воздымание краевых частей впадин [Несмеянов, 1969₁, 1971₁].

Предложена трехстадийная схема прогрессирующего орогенеза, иллюстрируемая на примере эпиплатформенных орогенов Тянь-Шаня и Памира (рис. 1.14).

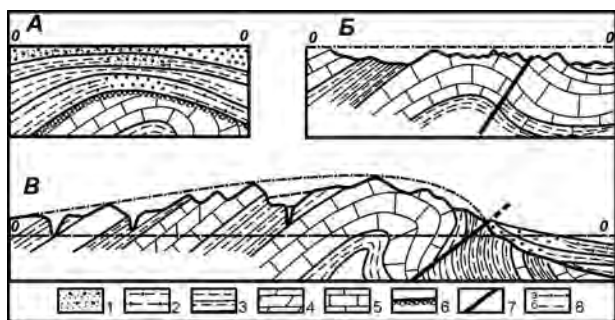


Рис. 1.12. Различия структурных форм на конседиментационной, конденудационной и конэрозионной стадиях развития [Костенко, 1972].

1-2 — молассы: 1 — грубые, 2 — тонкие; 3-5 — породы доорогенного этапа развития: 3 — слабые, 4 — устойчивые, 5 — весьма устойчивые; 6 — предорогенная денудационная поверхность; 7 — разрывы; 8 — вспомогательные линии: а — обобщающая, Б — местный базис денудации.

ских движений. При малой дифференцированности новейших движений в складчатых областях группы складок могут слагать единый блок и рассматриваться в качестве “мертвых” структур (рис. 1.11). Они принципиально отличаются по характеру проявления в рельефе от “живых” структур, формирующихся в процессе орогенеза. Данные различия, связанные как с глубиной денудационного среза, так и с интенсивностью и неравномерностью глубинной эрозии, обусловленной такими динамическими факторами, как скорость, неравномерность и направленность орогенических движений, проработаны очень детально.

Четко показаны различия в облике структурных форм на конседиментационной, конденудационной и конэрозионной стадиях развития (рис. 1.12).

Выделены такие основные геоморфологические зоны горной страны: как внутренняя и внешняя в горном сооружении и предгорная и подгорная в пределах межгорных впадин (рис. 1.13 [Костенко, 1972]). Однако районирование, по Н.П. Костенко, отражает только современную геоморфологическую ситуацию. Границы большинства зон в процессе становления

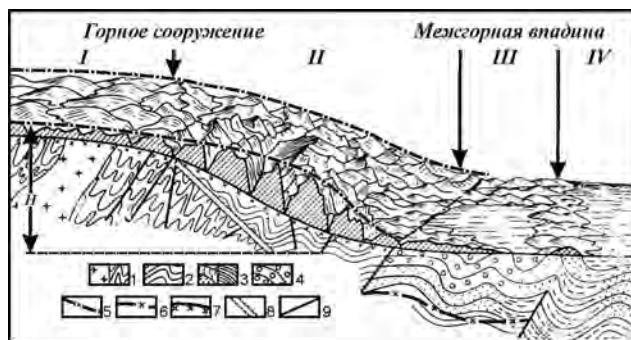


Рис. 1.13. Геоморфологические зоны горной страны [Костенко, 1972]

I — внутренняя горная, II — внешняя горная, III — предгорная, IV — подгорная равнина

1-2 — породы, слагающие эпиплатформенное горное сооружение: 1 — фундамент (магматические и метаморфические породы), 2 — чехол; 3-4 — породы орогенного комплекса, выполняющие сопряженные впадины: 3 — тонкие молассы (песчаные и глинистые); 4 — грубые молассы; 5-6 — линии обобщающие: 5 — общее сводообразное поднятие, 6 — чашеобразный прогиб; 7 — глубина эрозионного расчленения; 8 — древний пенеплен и поверхность выравнивания, выработанные в породах фундамента; 9 — разрывы

Вступительная стадия (продолжавшаяся обычно с позднего олигоцена до раннего миоцена, а на Памире — со среднего эоцена) “характеризуется возникновением дифференцированных вертикаль-

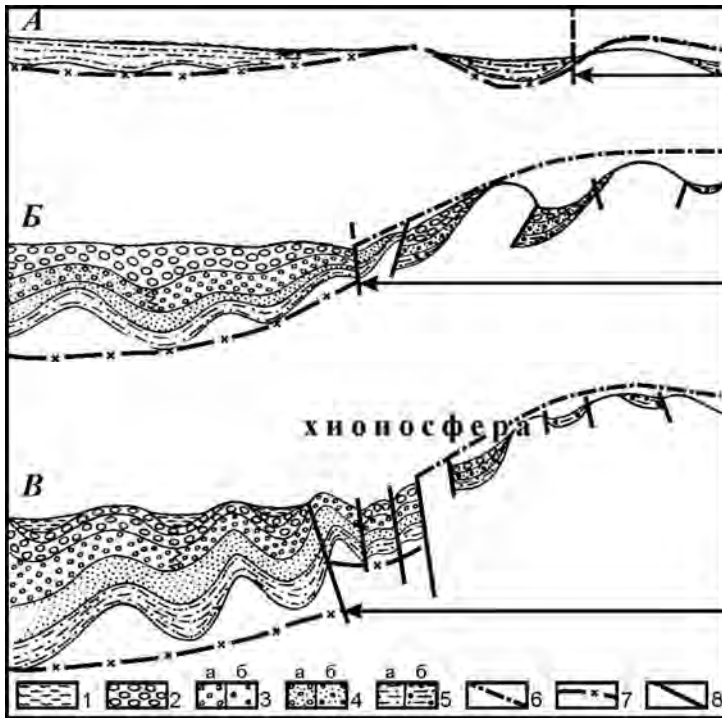


Рис. 1.14. Стадии развития горной страны:
А — вступительная, **Б** — главная, **В** — завершающая (на примере Тянь-Шаня и Памира) [Костенко, 1972]

1-5 — разновозрастные кайнозойские молассы: 1-2 — толща серых и палево-серых грубых моласс конца позднего плиоцена-четвертичного периода: 1 — четвертичные толщи лессовидных суглинков и галечников в частных впадинах, 2 — преимущественно позднелиоценовые крупногалечниковые конгломераты; 3-4 — палево-серые и пестроцветные толщи моласс позднего миоцена-плиоцена: 3 — грубые, 4 — переходные к более тонким (а — фации предгорных и межгорных впадин, б — фации горных впадин высокого порядка); 5 — толщи красноцветных моласс позднего палеогена - раннего миоцена (а — фации предгорных и межгорных впадин, б — фации горных впадин высокого порядка); 6-7 — обобщенные очертания структурных форм I-го порядка: 6 — горных сооружений, 7 — предгорных и межгорных впадин по подошве моласс; 8 — разломы

стока”. “К концу ранней фазы главной стадии наблюдается динамическое равновесие между противоположно направленными движениями земной коры, а в позднюю фазу — начинает преобладать рост поднятий за счет сопредельных впадин” [там же, с. 66].

В завершающую стадию (с конца позднего плиоцена до современности) горообразования “продолжается общее интенсивное расширение и воздымание горного сооружения” и “начинается принципиально новый процесс — отмирание предгорных и межгорных впадин I порядка”. “Завершающая (или заключительная) стадия горообразования не закончилась. По-видимому, плейстоцен и голоцен соответствуют только ее началу” [там же, с. 67].

Следует отметить, что Н.П. Костенко, подчеркивая в этой схеме прогрессирующий характер орогенеза, тем не менее, отрицает, “что скорости тектонических движений в течение четвертичного периода являются максимальными” [Костенко, 1972, с. 67]. Но этому ее выводу противоречат количественные расчеты ряда исследователей, однозначно свидетельствующие о прогрессирующем характере орогенических воздыманий [Несмеянов, 1967, 1971; Трофимов, Чедия, 1970, Чедия, 1986].

1.2.2. Проблема проявления в рельефе разномасштабных структур

Проблема адекватной масштабной классификации орографически выраженных новейших структур чрезвычайно сложна и понимается неоднозначно. Это хорошо иллюстрируется различиями в подходах, используемых Н.П. Костенко.

Рассматривая основные позднекайнозойские мегаформы рельефа, Н.П. Костенко [1999, с. 113] выделяет “три категории мегаформ I, II и III порядков. К первой относятся гигантские впадины океанов и континентальные поднятия с различным тектоническим режимом и типом коры; ко второй — обширные регионы с платформенным и орогенным тектоническим режимом, представленные на поверхности суши равнинами и областями горообразования, а на дне океанских впадин — абиссальными равнинами и системами хребтов; к третьей — основные поднятия и впадины, входящие в строение

ных движений земной коры, с последовательно нарастающей скоростью воздымания и прогибания” [Костенко, 1972, с. 63-64]. На этой стадии намечается начало проявления сопряженных “структурных форм I порядка — будущего горного сооружения и предгорных (межгорных) впадин”, а также “формирование древнейшего, преимущественно денудационного рельефа и коррелятивных отложений нижней толщи моласс”, преимущественно тонкого состава. “В течение вступительной стадии по периферии будущего горного сооружения преобладало конденудационное развитие положительных структурных форм, а в центральной части — конэрозионное” [там же, с. 64]. “Погружения преобладали (территориально и по интенсивности) над поднятиями” [там же, с. 66].

Главная стадия (со второй половины раннего миоцена до плиоцена включительно) делится на раннюю и позднюю фазы. В раннюю фазу происходит накопление мощной толщи пестроцветных моласс, “рельеф горного сооружения из низкогорного превращается в среднегорный, а денудационные равнины по его периферии замещаются низкогорьем” [там же, с. 66]. В поздней фазе горное сооружение “приобретает очертания, близкие к современным”, а “в сопряженных межгорных и предгорных впадинах в это время накапливается толща палево-серых грубых моласс”. Наблюдается “отмирание antecedentных долин и региональная перестройка поверхностного

областей горообразования и платформенных равнин. Выделение мегаформ рельефа более высоких порядков связано с местными условиями развития, поэтому их классификация и общая характеристика предопределены строением конкретных регионов”.

Для областей горообразования она предлагает выделять мегаформы II, III и более высоких порядков. Ко II порядку относятся при этом орогенные пояса. “В пределах континентов известны два грандиозных горных пояса — Андийско-Кордильерский или Американский и Евразийский, простирающийся от Пиринеев и Атласа до берегов Тихого океана. По расположению первый является окраинно-континентальным, второй — внутриконтинентальным”. “Горные страны представляют основные мегаформы III порядка горных поясов (рис. 1.15). Это системы равнозначных и сопряженных поднятий — горных сооружений, а также предгорных и межгорных впадин — седиментационных депрессий” [Костенко, 1999, с. 125-126].

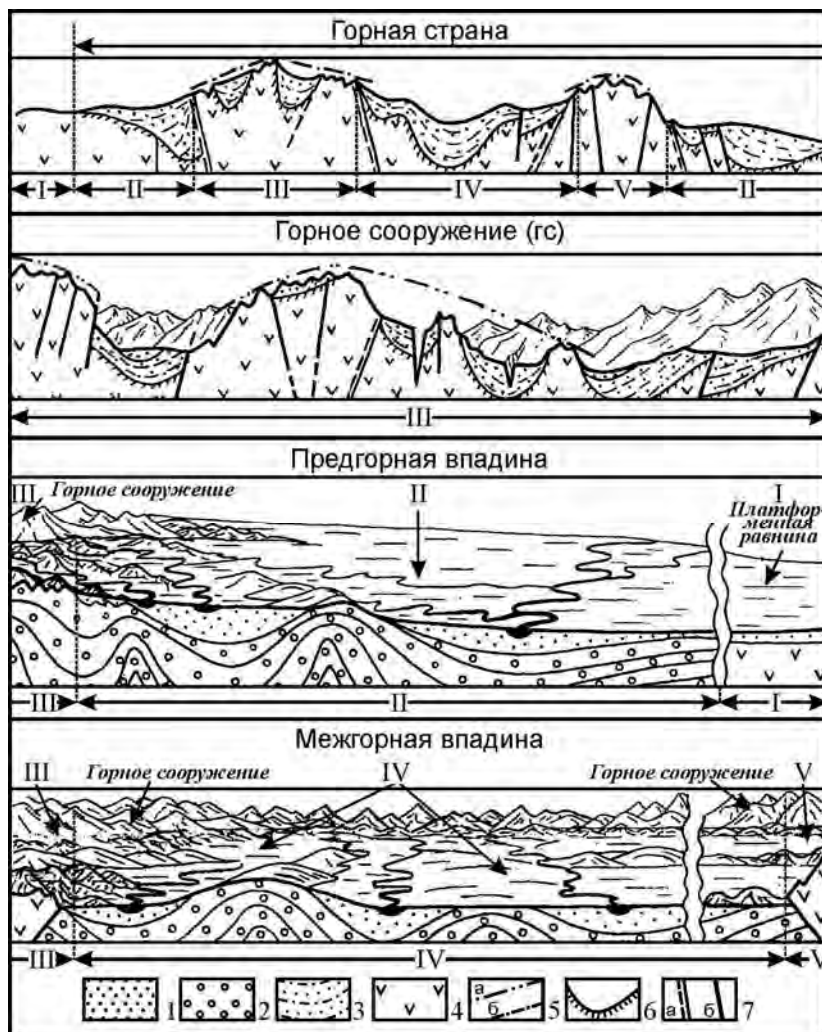


Рис. 1.15. Главнейшие мегаформы горной страны (третьего порядка) [Костенко, 1999, с упрощениями]

Римскими цифрами обозначены:
I — участки платформ, II — предгорная впадина,
III — внешнее горное сооружение, IV — межгорная впадина,
V — внутреннее горное сооружение.

1-3 — кайнозойские молассы: 1 — четвертичные (в остаточных впадинах), 2 — неоген-олигоценные, 3 — неподразделенные; 4 — доорогенные породы; 5 — обобщенные очертания: а — горного сооружения, б — отдельных систем хребтов-поднятий; 6 — подошва моласс; 7 — разломы: а — краевые, б — прочие.

чатые (Б) с фундаментом, перекрытым на крыльях мощным покровом (Большой Кавказ, западные районы Центрального Памира); 3) сводово-блоковые (В), сложенные в основном фундаментом, с покровом на периферии (Тянь-Шань, Алтай, Саяны). Среди впадин выделены: 1) значительно редуцированные и поднятые впадины (Г), разделенные поднятиями и мегаскладками II и III порядков на частные внутридепресссионные впадины (Принарынская впадина, включающая современные Нарынскую, Атбашинскую и Аксайскую горные впадины); 2) умеренно редуцированные, слабо поднятые впадины (Д) со сводово-сводчатой и блоково-сводчатой структурой (Афгано-Таджикская депрессия); 3) слабо

С приведенной выше схемой, в принципе, может быть увязана другая иерархическая схема орогенных структур, предложенная ранее и включающая мегаскладку также I, II и III порядков [Костенко, 1972].

“К мегаскладкам I порядка относятся сопряженные системы общих поднятий и погружений земной коры, представленные в современном рельефе горными сооружениями, а также межгорными и предгорными впадинами — областями накопления пород орогенного комплекса морскими и континентальными молассами. В качестве примера сопряженных систем мегаскладок I порядка можно привести горное сооружение Гиссаро-Алая и сопредельную Ферганскую и Таджикскую межгорные впадины, горное сооружение Копетдага и сопредельный Предкопетдагский предгорный прогиб” [Костенко, 1972, с. 184]. Эти мегаскладки могут классифицироваться по различным признакам. В частности предлагается на основе сравнения “поперечных и продольных профилей... выделить положительные мегаскладки I порядка с различными типами внутреннего строения” [Костенко, 1972, с. 187] (рис. 1.16). В поднятиях различаются: 1) сводово-сводчатые (А), полностью сложенные толщей осадочных пород (Крым, Копетдаг); 2) сводово-блоково-сводчатые (Б) с фундаментом, перекрытым на крыльях мощным покровом (Большой Кавказ, западные районы Центрального Памира); 3) сводово-блоковые (В), сложенные в основном фундаментом, с покровом на периферии (Тянь-Шань, Алтай, Саяны). Среди впадин выделены: 1) значительно редуцированные и поднятые впадины (Г), разделенные поднятиями и мегаскладками II и III порядков на частные внутридепресссионные впадины (Принарынская впадина, включающая современные Нарынскую, Атбашинскую и Аксайскую горные впадины); 2) умеренно редуцированные, слабо поднятые впадины (Д) со сводово-сводчатой и блоково-сводчатой структурой (Афгано-Таджикская депрессия); 3) слабо

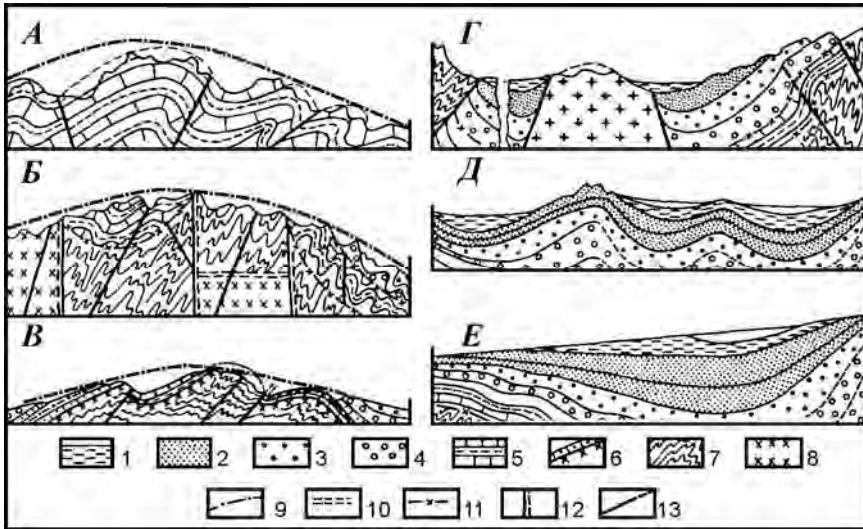


Рис. 1.16. Схемы строения мегаскладок I-го порядка [Костенко, 1972].

А, Б, В — положительные мегаскладки — горные сооружения:
А — с глубоко опущенным фундаментом (копетдагский тип),
Б — с различно поднятым и разновозрастным фундаментом (памирский тип),
В — с высоко поднятым и близким по возрасту фундаментом (тяньшаньский тип);
Г, Д, Е — отрицательные мегаскладки:
Г и Д — межгорные впадины с различной глубиной залегания фундамента,
Е — предгорные впадины).

1-4 — четвертичные, неогеновые и олигоценые отложения; 5-6 — палеогеновые и мезозойские отложения; 7-8 — породы фундамента: 7 — палеозойские, 8 — допалеозойские; 9 — обобщенные очертания положительных мегаскладок; 10 — граница между разновозрастными фундаментами; 11 — обобщенные очертания отрицательных мегаскладок — подошва моласс; 12 — глубинные разломы; 13 — разрывы

форм. Однако сосуществование двух этих классификаций представляется неудобным в первую очередь из-за однотипности своих подразделений (I, II, III порядки). Целесообразно иметь единую масштабную классификацию орографически выраженных структур.

Как видно из приведенных материалов, Н.П. Костенко предпочитала во всех орогенических областях выделять преимущественно изгибные и складчатые разномасштабные новейшие деформации. Однако на самом деле в этих областях большое значение играют и разрывные деформации, обуславливающие широкое проявление блоковых и складчато-блоковых структур, особенно в хребтах-поднятиях. Поэтому О.К. Чедия [1986] даже при мелкомасштабном неоструктурном районировании Тянь-Шаня выделял преимущественно горст-антиклинали и грабен-синклинали, но описывал также отдельные грабены и горсты.

Дальнейшая детализация районирования, важная для решения многих практических задач, обусловила необходимость выявления широкого диапазона блоковых структур в орогенах и складчато-блоковых во впадинах. При этом даже при среднемасштабном районировании (1:200 000 и 1:100 000) наметилась целесообразность учета весьма сложной иерархии новейших структур в пределах любого новейшего мегасвода и мегавпадины, относящихся к мегаскладкам I-III порядков по классификации Н.П. Костенко.

Важно подчеркнуть, что, начиная со среднемасштабного районирования, возникла необходимость сопровождения карт районирования каталогами блоковых, складчатых и разрывных структур. В этих каталогах каждая структура получала индекс, название и набор характеристик. Такие монографически опубликованные материалы составлены для запада Ферганской депрессии [Несмеянов, 1971a], Западного Гиссаро-Алая [Несмеянов, Бархатов, 1978], Западного Кавказа [Несмеянов, 1992], острова Сахалин [Воейкова и др., 2007]. Появляются и крупномасштабные исследования для отдельных районов. В частности на Кавказе они проведены в масштабе 1:50 000 для района верховьев реки Мзымты [Несмеянов, 1999].

1.2.3. Проблема учета и характеристики разрывных структур

Изучение новейших разрывных структур имеет большое значение для решения различных практических задач. Прогрессирующий характер новейшего орогенеза позволяет предполагать, что большинство новейших разрывов являются активными в настоящее время. Поэтому их изучение, особенно количественная оценка разрывных смещений, важны, например, для строительного проектирования. И возрастное расчленение рельефа предоставляет для такой оценки необходимый материал. Это пре-

редуцированные впадины (Е) с поднятиями на склонах и абсолютным прогибанием в центре (Ферганская, Предкопетдагская и др.) [Костенко, 1972, с. 187, 190].

“Становление мегаскладок II и III порядков определило возникновение основных поднятий и впадин горных стран, выраженных в рельефе в виде главных хребтов, а также разнообразных орографических понижений” [Костенко, 1972, с. 200-201]. В горных сооружениях выделяются простые расширяющиеся и сложные мегантиклинали, а в предгорных и межгорных впадинах — внутривпадинные впадины, поднятия и их сопряженные склоны.

Соответственно, мегаскладки I порядка относятся к мегаформам III порядка, а мегаскладки следующих порядков должны наращивать упомянутые выше порядки мега-

красно видно на некоторых геоморфологических профилях, построенных Н.П. Костенко [1961₂], например, для Кафирниганской зоны поднятий в Афгано-Таджикской депрессии (рис. 1.17).



Рис. 1.17. Кафирниганская зона поднятий [Костенко, 1961₂]

Однако отмеченное выше определенное увлечение изгибными деформациями сказалось и в том, что многие исследователи, выделяя разрывы, выраженные в рельефе, то есть новейшие разрывы или древние разрывы, обновленные в новейшее время, не показывали на геоморфологических профилях разрывные смещения геоморфологических уровней, особенно четвертичных. Это хорошо видно, например, на профиле, проведенном через Памир (рис. 1.18) [Чедия, 1972]. Подобных профилей, на которых новейшие разрывы не смещают молодые геоморфологические уровни, опубликовано множество для самых разных орогенов. В качестве типичного примера можно привести профиль района на северо-востоке России, опубликованный в одном из методических руководств (рис. 1.19) [Корчуганова и др., 2001, с. 157].

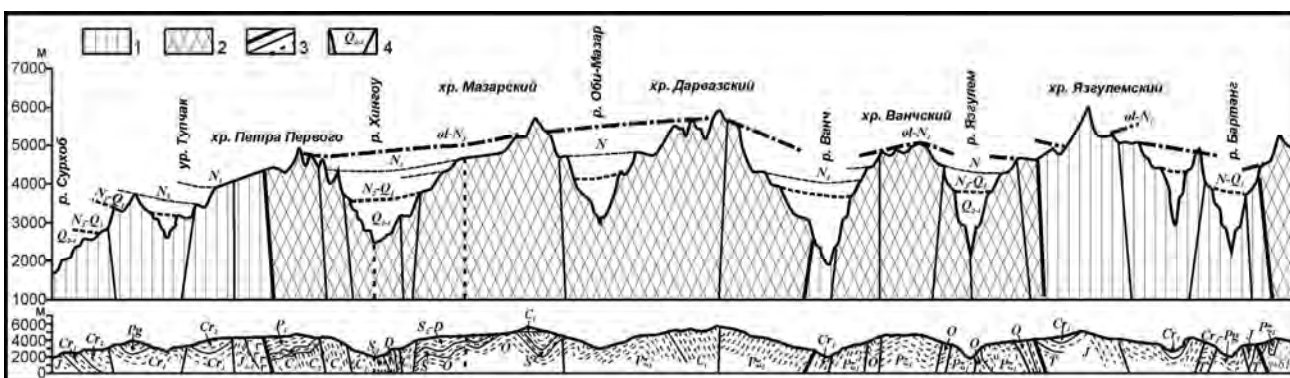


Рис. 1.18. Геоморфологический и геологический профили Памира [Чедия, 1972].

1 — палеоген-мезозойские отложения без расчленения, 2 — палеозойские образования без расчленения, 3 — краевые разломы и разрывы, выраженные в рельефе, 4 — эрозионный врез посленижнечетвертичного времени.

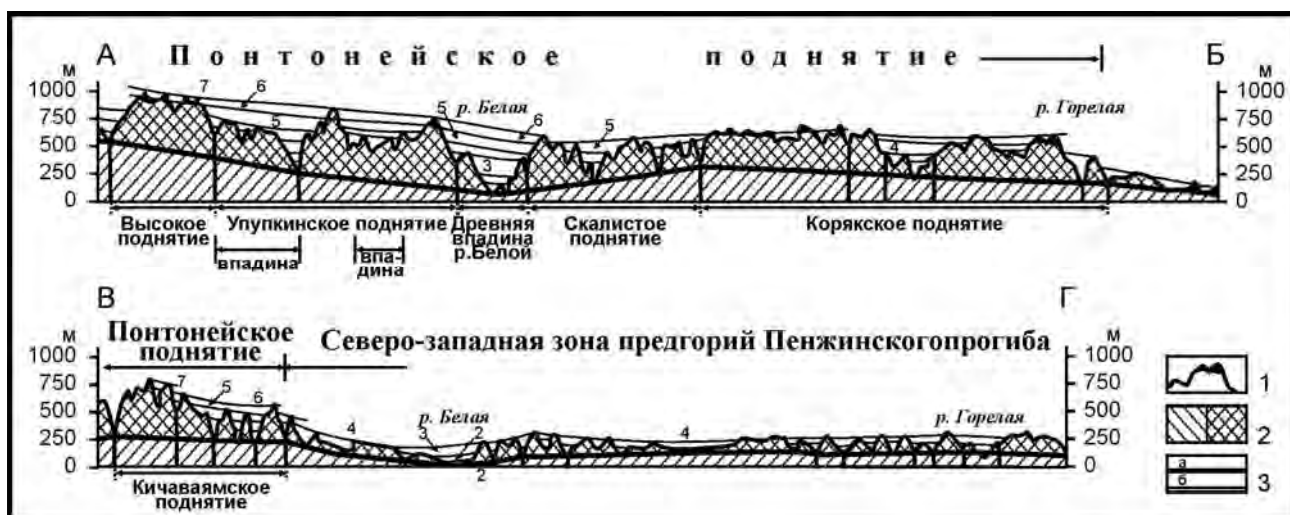


Рис. 1.19. Структурно-геоморфологические профили (Понтонейский район) [Корчуганова и др., 2001].

1 — эрозионные останцы древнего рельефа, 2 — горный массив (незатронутый денудацией и расчлененный); 3 — сопоставительные линии: а — глубины эрозионного расчленения горного массива, б — разновозрастных комплексов орогенного рельефа.

Боле того, отказ от намеченных ранее возможностей хорошо иллюстрируется разновозрастной интерпретацией одного и того же профиля из района Афгано-Таджикской депрессии (рис. 1.20). Первоначально на нем (см. рис 1.20 — 1961 г) были прекрасно показаны разрывные смещения четвертичных геоморфологических уровней [Костенко, 1961₂], а в более поздней интерпретации (см.

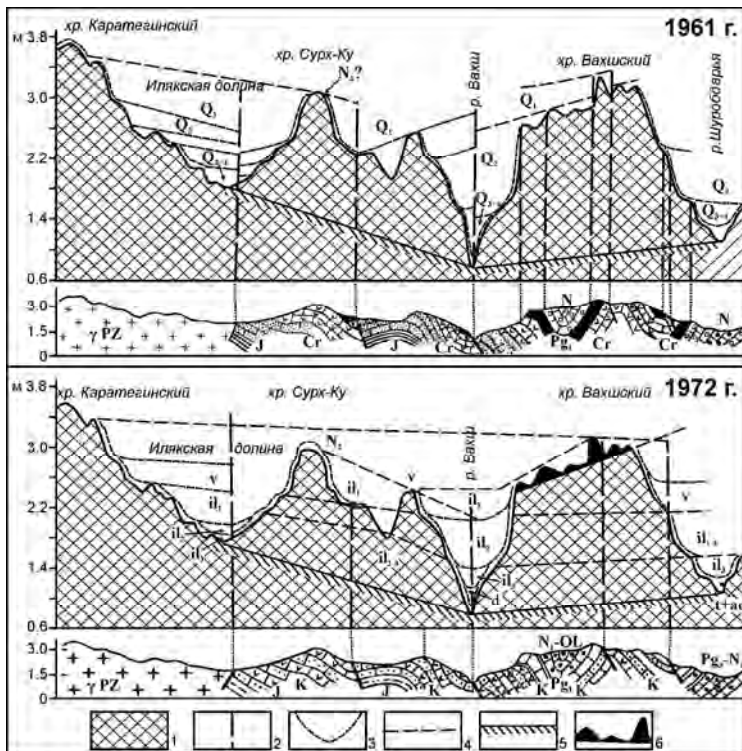


Рис. 1.20. Две разновозрастные интерпретации одного и того же геоморфологического профиля района Вахшской пегли в Афгано-Таджикской депрессии (по Н.П. Костенко [1961, 1972]).

1 — дочетвертичные отложения не расчлененные, 2 — тектонические разрывы, 3 — разновозрастные эрозионные врезы ($Q_1=v$, $Q_2=il$, $Q_3=d+t$, $Q_4=ad$), 4 — сопоставительные линии, 5 — глубина эрозионного расчленения рельефа, 6 — зона плоскостного сноса.

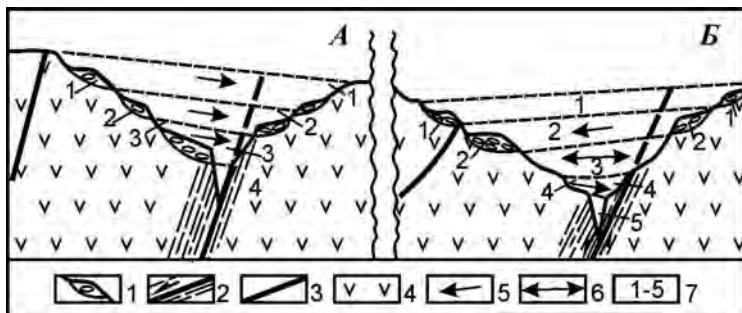


Рис. 1.21. Деформации геоморфологических уровней (цикловых долин) на разрывной границе однообразно наклонных блоков [Костенко, 1999].

Блоки разделены: А — «мертвым» разрывом, Б — развивающимся активным разрывом

1 — присклоновые участки цикловых долин; 2-3 — зоны разрывов: 2 — развивающиеся, 3 — мертвые; 4 — породы чехла и фундамента, неподразделенные; 5-6 — направление перекосов; 7 — порядковые номера долин, испытавших различные перекосы

Проблема выделения тектонических структур, с которыми связаны очаги сильных землетрясений, включает в себя анализ новейших движений, а потому ее составным элементом, безусловно, должен быть анализ возрастного расчленения рельефа. Специфику использования этого анализа определяет традиционный набор характеристик таких структур и особенности их взаимоотношения.

Следует упомянуть и некоторые терминологические вопросы. Так, И.Е. Губин [1960] предлагал именовать структуры, с которыми связаны очаги сильных землетрясений, сейсмогенными. И это наименование используется многими исследователями. Однако правильное именовать их сейсмогенерирующими структурами [Несмеянов, 1974, 2004; Несмеянов, Бархатов, 1978], поскольку именно импульсные разрывные смещения обычно считаются очагом землетрясения [Шебалин, 1974; Костров, 1975]. Сейсмогенными в этом варианте предлагается считать структуры, рожденные землетрясением, то есть тектонические сейсмодислокации [Несмеянов, 2004].

рис. 1.20 — 1972 г.) эти смещения исчезли [Костенко, 1972, с. 109]. Отказ от учета разрывных смещений по активным разрывам нашел отражение даже в учебных пособиях (рис. 1.21) [Костенко, 1999, с. 357].

Различия в интерпретации морфологии орогенических структур существенно влияют на характер неоструктурного районирования. В качестве примера можно привести две карты районирования одного и того же района в центральной части Большого Кавказа. На первой из них не фиксировались многие новейшие разрывы (рис. 1.22 (А) [Корчуганова и др., 2001], а на второй такие разрывы учитывались и показывалась масштабная иерархия новейших структур (рис. 1.22 (Б) [Аверьянова и др., 1996]). Ясно, что второй вариант полнее отражает природу орогенических структур.

Решение задач строительного проектирования в орогенических областях потребовало пристального внимания к фиксации именно разрывных смещений по активным разрывам. Эта фиксация может достаточно уверенно начинаться при среднемасштабном возрастном расчленении рельефа. В настоящее время она реализована на обширной территории Западного Кавказа [Несмеянов, 1992] и для всего острова Сахалин [Воейкова и др., 2007]. Результаты измерения смещений обычно вносятся в соответствующие графы каталога разрывных структур. При оценке смещений нескольких разновозрастных геоморфологических уровней по одному разрыву, возможно определение поэтапных разрывных смещений, а соответственно и характеристика тенденции новейшего развития разрывных смещений. Разработана методика прогноза разрывных смещений на срок службы инженерного сооружения [Несмеянов, 2004].

1.2.4. Проблема выделения сейсмогенерирующих структур

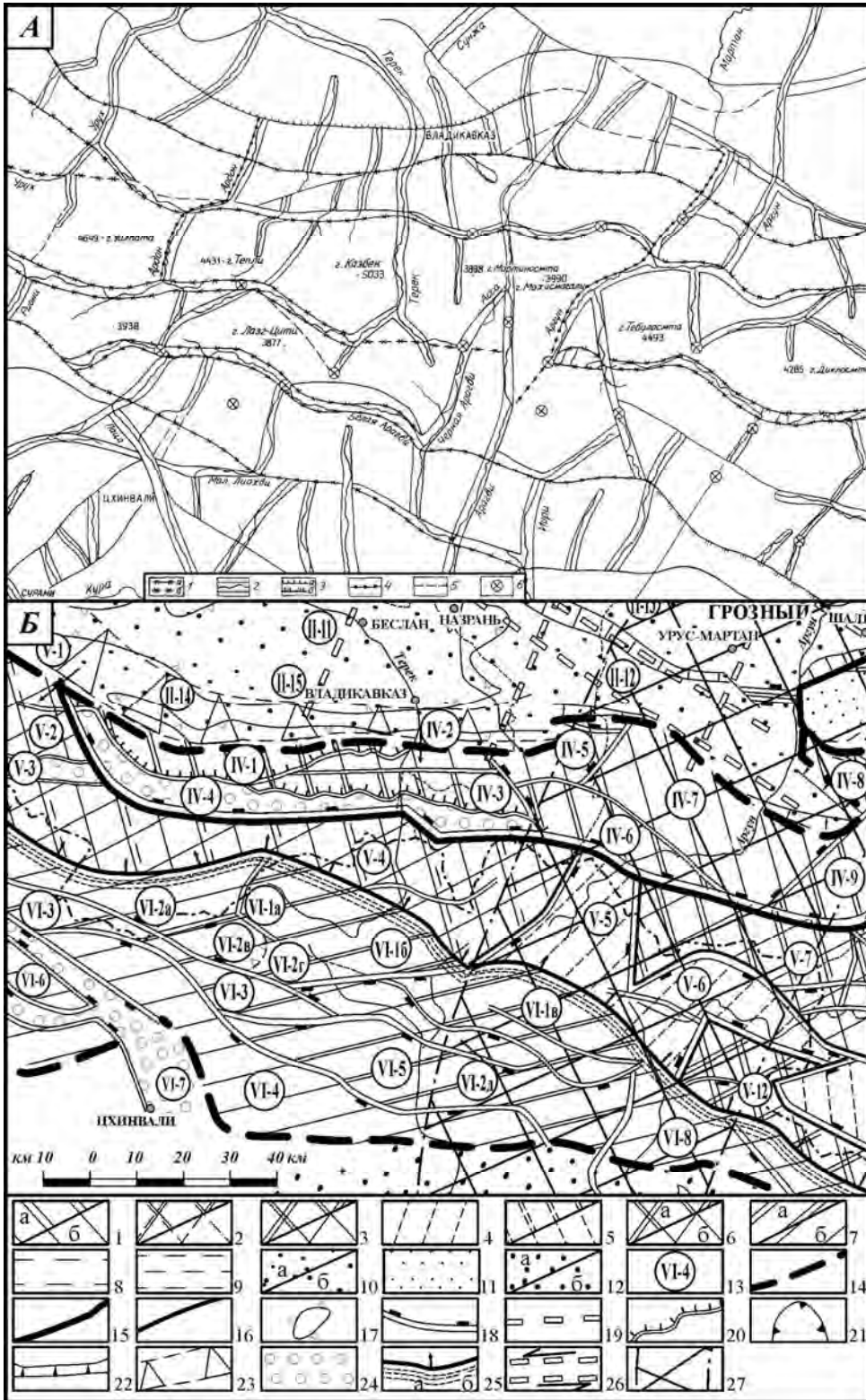


Рис. 1.22. Карты мелкомасштабного районирования одного и того же района в центральной части Большого Кавказа:

А — структурно-геоморфологическая карта (не учитывающая большинство активных разрывов)

Б — схема неоструктурного районирования (с учетом иерархии активных разрывов)

[Аверьянова и др., 1996].

На **А**: 1-3 — структурно обусловленные формы рельефа: 1 — согласные слабые зоны, ограничивающие долинообразные понижения между системами разновысотных блоков (а — отчетливые, б — неотчетливые); 2 — реки, разрабатывающие слабые зоны; 3 — разломы, отделяющие горное сооружение от впадин (а — предгорных, б — межгорных); 4 — разломы, ограничивающие субширотный отрезок системы поднятий Кавказа в его центральной части; 5 — структурно обусловленные границы поднятий; 6 — перевалы в зонах трансорогенных разломов.

На **Б**: 1-13 — региональные блоковые структуры: 1-7 — Мегасвод Большого Кавказа: 1 — Восточный сегмент, зона северного крыла (здесь и далее: а — относительно поднятые структуры, б — относительно опущенные структуры или впадины); 2-7 — зона центральных поднятий: 2 — подзона Восточного продолжения Срединного поднятия, 3 — подзона поднятий Бокового хребта, 4 — подзона Хевсуретско-Алазанской седловины, 5 — подзона Бежетино-Самурского прогиба, 6 — подзона Водораздельного хребта, 7 — зона ступенчатого южного склона; 8-11 — система северных впадин: 8 — Терско-Каспийская впадина (северное платформенное крыло); 9-11 — Терско-Дагестанский краевой (предгорный) прогиб: 9 — Кизлярская ступень, 10 — Система осевых впадин Терско-Дагестанского прогиба, 11 — Махачкалинское приорогенное крыло; 12 — цепь Закавказских межгорных прогибов (Куринский прогиб), 13 — номера блоковых структур; 14-17 — границы: 14 — мегаструктур, 15 — зон, 16 — подзон, 17 — локальных поднятий и впадин; 18-22 — разрывные структуры и флексуры: 18 — сбросы, 19 — частично погребенные сбросы антикавказской ориентировки, 20 — взбросо-надвиги, 21 — циркуобразные сбросы, 22 — флексуры; 23-26 — региональные шовные зоны: 23 — краевые флексурно-разрывные зоны, 24 — шовно-депресссионные зоны, 25 — зона Главного надвига (а — подзона висячего крыла, б — подзона дробления лежащего крыла), 26 — погребенные шовно-сдвиговые зоны; 27 — Грозненская зона поперечного дробления и перестройки приповерхностного новейшего структурного плана

Не вдаваясь в длительную и сложную историю выделения сейсмогенерирующих структур, следует отметить лишь ее основные этапы, иллюстрируя их примерами по Средней Азии, где наиболее интенсивно изучалась внутриконтинентальная сейсмичность.

Первоначально основными сейсмогенерирующими структурами считались активные тектонические разрывы, особенно региональные [Губин, 1960]. Позднее была отмечена важная роль так называемых поперечных структур, то есть структур, пересекающих структуры основного структурного плана. Соответственно, стали обращать внимание на узлы пересечения структур основного и поперечных структурных планов, связывая крупнейшие землетрясения именно с такими узлами [Рейман и др., 1969; Ранцман, 1979].

Постепенно определились две крайние точки зрения. Сеймотектонический метод сейсмического районирования предполагает ожидаемые сильные землетрясения в “окнах” между предшествующими [Бабаев и др., 1978; Губин, 1980], а метод сейсмоактивных узлов — приуроченность к одним и тем же участкам сейсмогенерирующих структур, т.е. к “узлам” пересечения таких структур [Ранцман, 1979].

Следует отметить, что главными считаются следующие характеристики (критерии сейсмичности) сейсмогенерирующих структур: разрывная природа, масштабный фактор, древность заложения, степень новообразования и характер активизации [Несмеянов, Бархатов, 1978; Несмеянов, 1984]. Эти критерии не противоречат вероятности проявления обоих упомянутых выше вариантов. По-видимому, сейсмоактивные “окна” более вероятны в областях со стабильными полями тектонических напряжений и однородными сейсмогенерирующими структурами, а сейсмоактивные “узлы” — в районах тектонических перестроек. В частности, для Тянь-Шаня с его неоднократной переориентировкой ведущих структурных направлений [Несмеянов, 1971] более эффективен метод “узлов” [Несмеянов, 1984, 2004].

Поскольку возрастное расчленение рельефа и корреляция геоморфологических уровней позволяют не только выявлять активные разрывы, но также фиксировать наклоны блоковых и ундуляции складчатых и складчато-блоковых структур, эти построения эффективно используются для выделения структур, с которыми связаны сильные землетрясения. Поэтому оротектонический метод входит в состав геологических исследований при сейсмическом районировании, особенно при выделении и характеристике сейсмогенерирующих структур.

Специфика конкретных задач, решаемых с применением указанного метода, определяется разнообразием выделяемых активных разрывных и поперечных структур.

Современные исследования подтверждают преобладание у крупных разрывов сложных разрывных зон, включающих морфологически разные сместители. Все это относится и к большинству шовных зон. Соответственно, должны преобладать сейсмогенерирующие структуры, продуцирующие очаги с различным механизмом. Это касается в первую очередь неглубоких очагов и очагов слабых землетрясений. Поэтому вполне вероятно неоднотипность очагов сильных и значительной части слабых землетрясений в пределах единой сейсмогенерирующей структуры. Возможны неодинаковые механизмы приповерхностных очагов, связанных с разными элементами шовной зоны, например, с главными краевыми швами, оперением аллохтона и автохтона взбросо-надвигов, границами краевых поднятий (тыловые циркуобразные сбросы) [Несмеянов, 2004].

Среди поперечных структур превалируют два основных типа: 1) поперечные разрывные структуры (шовные зоны и разрывы) и 2) поперечные поднятия. Соответственно выделяются дизъюнктивные и дизъюнктивно-пликативные узлы [Несмеянов, Бархатов, 1978]. Оба этих типа могут быть сейсмогенерирующими структурами.

В последнее время на примере Большого Кавказа удалось выделить еще один тип поперечных структур — зоны поперечного дробления [Несмеянов, 1992, 1997]. Они служат как бы “разделителями” сегментов линейных орогенов с разной сейсмичностью. Отличительной особенностью таких структур является затухание в их пределах основных продольных шовных зон, развитых в смежных сегментах и являющихся там сейсмогенерирующими структурами. Так, при приближении к Пшехско-Адлерской зоне дробления с востока, затухают продольные Мзымтинская и Пшекиш-Тырныузская шовно-депресссионные зоны, а при приближении к Туапсинской зоне дробления с запада, затухает Михайловская шовно-депресссионная зона.

Следует отметить, что зоны поперечного дробления могут иметь различное строение и древность заложения. Пшехско-Адлерская меридиональная зона представляет собой систему новейших фронтальных (с запада) поднятий и тыловых (с востока) грабенов. Заложилась эта зона еще в юрском периоде в виде поперечного поднятия [Милановский, 1968; Несмеянов, 1992]. Туапсинская зона образована сложной системой поперечных грабенов, сформировавшихся в новейшее время [Несмеянов, 1992]. В первом случае поперечное дробление осуществлялось на фоне преобладания поперечных унаследованных воздыманий, а во втором, — на фоне новейших поперечных прогибаний.

Таким образом, поперечные структуры, по-видимому, делятся на *разделительные*, не сейсмогенерирующие и *узлообразующие*, сейсмогенерирующие. Разделительные зоны поперечного дробления характеризуются как преобладанием воздыманий, так и прогибаний. Узлообразующие поперечные структуры характеризуются преобладанием воздыманий, связанных с дизъюнктивными и дизъюнктивно-пликативными деформациями. Соответственно, формируются дизъюнктивные и дизъюнктивно-пликативные структурные, обычно сейсмогенерирующие, узлы [Несмеянов, 2004].

1.3. Основные элементы и перспективы развития оротектонического анализа.

Как было показано выше, идея В. Пенка о существовании предгорной лестницы террас, распространенная Ю.А. Скворцовым на внутренние части орогенов в виде представления о разновозрастных системах горных долин, были дополнены Н.П. Костенко оригинальным способом картирования разновозрастных элементов этих террасовых лестниц. В результате большим коллективом исследователей на обширных территориях ряда орогенов было реализовано возрастное расчленение рельефа, которое обусловило возникновение различных направлений внедрения этих данных в разносторонние прикладные исследования. Все это показывает, что настало время обобщения упомянутых теоретических, методических и прикладных разработок в виде **комплексного оротектонического метода** с целым набором направлений его внедрения и теоретических выводов.

Исходя из предшествующего изложения, основными элементами оротектонического метода можно считать:

- ❖ Методику возрастного расчленения рельефа с учетом в качестве ее элементов методик: изучения строения и перестройки террасовых долин, картирования разновозрастных элементов горного рельефа, изучения динамических фаз поэтапного формирования горных долин и аллювия.
- ❖ Представление о разных типах седиментации и соответствующих им генетических комплексах континентальных отложений.
- ❖ Методику стратиграфического расчленения образований террасового генетического комплекса.

Комплексное применение этих элементов позволяет наметить широкий диапазон аспектов прикладного использования данного метода. Большинство этих аспектов, так или иначе, уже применялось и целесообразно обобщить опыт этого применения, включающего:

- Картирование морфоструктур и неоструктурное районирование
- Выявление активных разрывов и количественный прогноз разрывных смещений.
- Выделение коровых сейсмогенерирующих структур.
- Количественные реконструкции палеорельефа.

В качестве перспективных направлений применения оротектонического метода можно считать:

- Инженерные изыскания и строительное проектирование.
- Поиски орографически выраженных нефтегазоносных и водоносных структур.
- Поиски россыпей.
- Поиски и разведка рудных месторождений.
- Разномасштабное сейсмораионирование.
- Палеогеографические и палеоэкологические реконструкции.

Отдельно следует рассмотреть некоторые теоретические проблемы, связанные с оротектоническим методом или отдельными его элементами. В качестве первоочередных нужно остановиться на:

- ❖ Проблема стратиграфии, связанных с возрастным расчленением рельефа и выделением генетических комплексов,
- ❖ Выделении режимов новейшего орогенеза,
- ❖ Анализе тектонической цикличности для прогноза орогенических процессов.

Важно подчеркнуть, что оротектонический метод не является полностью разработанной, законченной системой методических приемов. Он развивается и потому уже сейчас по каждому аспекту и направлению можно наметить актуальные вопросы, решение которых позволит этот элемент метода усовершенствовать. Поэтому основные разделы работы будут завершаться перечнем подобных актуальных вопросов.

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА.

Возрастное расчленение рельефа предусматривает выделение естественных этапов рельефообразования, согласующихся с также естественными этапами седиментации. При этом фазам активизации тектонических движений (особенно вертикальных) соответствуют фазы преобразования рельефа преимущественно за счет активизации речной эрозии в области воздымания и фазы формирования перерывов и несогласий в областях прогибания (абсолютного или относительного) и седиментации.

Практика возрастного расчленения рельефа показала, что наиболее целесообразно выделение этапов рельефообразования, начинающихся фазами активизации тектонических движений. Именно тогда происходит наиболее интенсивное преобразование рельефа, связанное с импульсом врезания рек. Тогда же наблюдается перераспределение зон седиментации с появлением перерывов и несогласий в стратиграфических разрезах. Эти перерывы и несогласия служат естественными стратиграфическими рубежами местных стратиграфических схем. Перечисленные общеизвестные соотношения служат основой для выделения естественных этапов рельефообразования и седиментации.

Возрастное расчленение рельефа опирается на неодинаковые материалы в разных структурно-орографических элементах.

Для областей прогибания и “бассейнового” осадконакопления новейшие структуры выявляются по деформациям аккумулятивных тел, т.е. стратиграфических подразделений (свит, толщ, пачек, горизонтов) и их границ (стратифицированных первично субгоризонтальных уровней), а поэтапные движения устанавливаются по распределению мощностей отложений с учетом их фациальной принадлежности. Последняя позволяет с той или иной точностью оценить гипсометрию первоначального рельефа, в условиях которого происходило накопление осадка.

Для неоструктурного районирования областей новейшего воздымания важно вычленить разновозрастные первично субгоризонтальные или слабо наклонные выровненные поверхности. Их последующие деформации, выявляемые геоморфологической корреляцией, позволят оконтурить и морфологически охарактеризовать новейшие тектонические структуры. Анализ деформаций нескольких разновозрастных поверхностей (геоморфоогических уровней) дает возможность разделить районы стабильного структурного плана и зоны структурных перестроек. Для областей воздымания и денудации выявление таких поверхностей и анализ поэтапных движений опираются на картирование “террасовых” образований, т.е. выровненных поверхностей и террас, являющихся элементами “предгорной (или горной) лестницы”, описанной в 20 х годах прошлого столетия В. Пенком [1961].

Возрастное расчленение орогенного рельефа заключается в первую очередь в картировании этих террасовых образований. На основе такого картирования осуществляются количественные оценки поэтапных новейших движений, разрывных смещений и палеореконструкций горного рельефа.

2.1. Общие принципы методики картирования разновозрастных элементов рельефа.

Как уже было отмечено выше, важным методическим достижением в фиксации разновозрастных элементов рельефа явилась разработка Н.П. Костенко [1957, 1961, 1970, 1972] способа картографического отражения результатов картирования эрозионных и эрозионно-аккумулятивных останцов разновозрастных террасовых элементов на горных гребнях разных порядков (см. рис. 1.10).

Данная методика опирается на главные закономерности строения образований террасового генетического комплекса. Эти закономерности обуславливают особенности строения продольного и поперечного профилей горных долин. А само строение указанных профилей отражает цикличность долинообразования, которая может иметь разную природу. В глубине горных систем эта цикличность тектогенна, т.е. отражает неравномерность воздымания горной системы. У ее приморского края цикличность может наиболее ярко проявляться за счет эвстатических колебаний уровня моря, преобладающих по амплитуде над тектоническими движениями. Между этими разнородными ритмами часто удается установить зависимость с выделением *единой тектоно-климатической цикличности* [Несмеянов, 1977, 1992, 2012; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Методика картирования разновозрастных эрозионных врезов имеет ряд специфических черт в горных долинах и на морских побережьях. Но их лучше описать после рассмотрения общих черт методики возрастного расчленения рельефа.

Характерной чертой поперечного сечения речных долин является его ступенчатость — террасированность или ярусность. Она отражает последовательность эрозионно-аккумулятивных циклов в ходе углубления долин, обусловленного импульсивностью орогенеза или эвстатических колебаний уровня моря.

Выделяются два основных элемента, отвечающих одному эрозионному циклу: 1) крутой склон или обрыв, опирающийся на 2) субгоризонтальную площадку — днище долины или выровненную поверхность. В аккумулятивную фазу эрозионно-аккумулятивного цикла эта площадка перекрывается террасовыми отложениями. Соответственно более пологие части склонов отвечают днищам эрозионных врезов или намечают переход к ним, а более крутые части склонов — бортам врезов. В таком сечении долин на топографических картах склону соответствует значительное сгущение горизонталей, а днищам — их разрежение (см. рис. 1.10). Поэтому в условиях расчлененного рельефа для выявления и корреляции эрозионно-аккумулятивных циклов (эрозионных врезов) целесообразно построение геолого-геоморфологических профилей, проведенных по водоразделам разных порядков, где лучше сохраняются фрагменты древних эрозионных врезов, особенно их днищ. От таких днищ нередко остаются только тыловые элементы, намечающие переход крутого склона в выровненную площадку. На профиле целесообразно отразить структурные формы и стратиграфические подразделения, являющиеся обычным содержанием геологических профилей [Несмеянов, 1971, 1992, 2004].

Согласно методике дешифрирования подобных профилей, предложенной Н.П. Костенко [1961, 1972], останцу каждого эрозионного вреза соответствует характерный контур на карте. Этот контур, как правило, имеет грушеобразную или каплевидную форму (именуемую на рабочем геоморфологическом жаргоне “лапкой”). Верхней части эрозионного вреза соответствует суженая часть упомянутого контура, а днищу вреза — расширенная. Здесь, особенно на останцах низких и средних террас, нередко сохраняется речной аллювий, обычно перекрытый покровными отложениями. В сильно эродированных частях долин от таких днищ нередко остаются только тыловые элементы, намечающие переход крутого склона в выровненную площадку. Но и в этих случаях на карте сохраняется характерный грушеобразный контур (“лапка”).

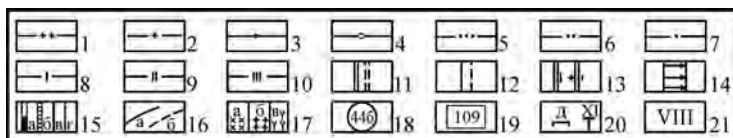


Рис. 2.1. Пример условных обозначений для структурно-геоморфологических схем и профилей Западного Кавказа [Несмеянов, 1999].

1-10 — геоморфологические уровни: 1 — “позднемиоценовый”, 2 — “эоценовый”, 3 — “майкопский”, 4 — “сарматский”, 5 — “понтический”, 6 — “акачгальский”, 7 — “апшеронский”, 8 — раннеплейстоценовый; 9-10 — среднеплейстоценовый, (9 — высокий, 10 — низкий); 11-12 — разрывы (а — достоверные, б — предполагаемые): 11 — новейшие, 12 — доновые; 13 — направления смещения крыльев (а — на профилях, б — на схемах с номерами структур); 14 — флексуры (на схемах с номерами структур); 15 — границы (на схемах с номерами структур): а — мегасвода, б — его сегментов, в — зон, г — подзон; 16 — границы структурно-литологических комплексов: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — доновые интрузии: а — гранодиорит-порфиры, б — гранитов, в — гипербазитов; 18 — номера блоковых и складчатых структур; 19 — номера разрывов и флексур; 20 — участки и точки пересечения профилей; 21 — номера профилей.

Новейшие разрывы, осложняющие корреляцию террасовых образований, полезно выделять особым знаком для обособления их от более древних уже утративших подвижность, т.е. разрывов “мертвых” на новейшем этапе геологического развития (рис. 2.2).

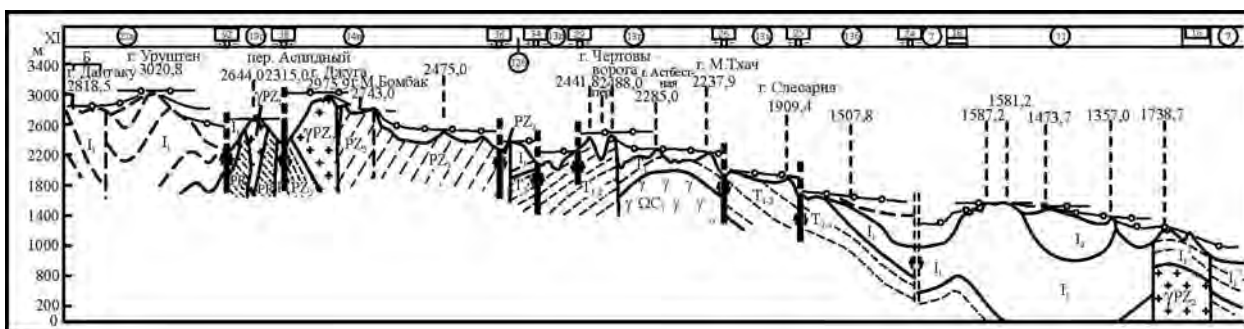


Рис. 2.2. Пример структурно-геоморфологического профиля Западного Кавказа [Несмеянов, 1999].

Геоморфологические и структурно-геоморфологические профили для возрастного расчленения рельефа делаются с искаженным масштабом. Как правило, соотношение горизонтального и вертикального масштабов в равнинных областях соотносится 1:10, а в горных — 1:5.

Ниже предлагается рассмотреть результаты разномасштабных исследований, опирающихся на результаты возрастного расчленения рельефа. Наиболее представительные материалы получены по Средней Азии [Костенко, 1970, 1972; Чедия, 1986; Макаров, 1979], особенно по Фергане и Гиссаро-Алаю [Несмеянов, 1971₁, Несмеянов, Бархатов, 1978], а также по Западному Кавказу [Несмеянов, 1992, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995]. Следует отметить, что частные примеры использования рассматриваемого методического подхода известны для самых различных орогенических областей [Несмеянов, 2004; Воейкова и др., 2006 и др.].

2.2. Особенности изучения горных долин

Особенности изучения горных долин обусловлены как их строением, так и спецификой топоизмерений относительной высоты их картируемых элементов. Дело в том, что топографические карты в узких и глубоких долинах не всегда отражают важные детали их строения. Это связано с крутизной или обрывистостью склонов, отражение которых на картах бывает весьма схематично. Такой схематизм топоизображений препятствует прослеживанию геоморфологических уровней на отдельных отрезках долин. Анализ морфологии долин позволяет выявить не только такие сложные для расшифровки отрезки, но и многие признаки различных продольных и поперечных структур.

2.2.1. Изучение морфологии долин.

Анализ морфологии долин обычно позволяет выявить их значительную структурную обусловленность, хорошо описанную во многих публикациях [Билибин, 1955; Костенко, 1972; Сладкопеевцев, 1973 и др.]. Общеизвестны сужения долин при пересечении поднятий, расширение в частных впадинах, поперечные перекосы, когда один борт выше другого и т.п. Поэтому даже простое разделение речной долины на отрезки с различным строением поперечного профиля позволяет наметить предварительную схему неструктурного районирования. Дальнейшее расчленение и корреляция террасовых образований дают возможность существенно детализировать характер намеченных новейших структур.

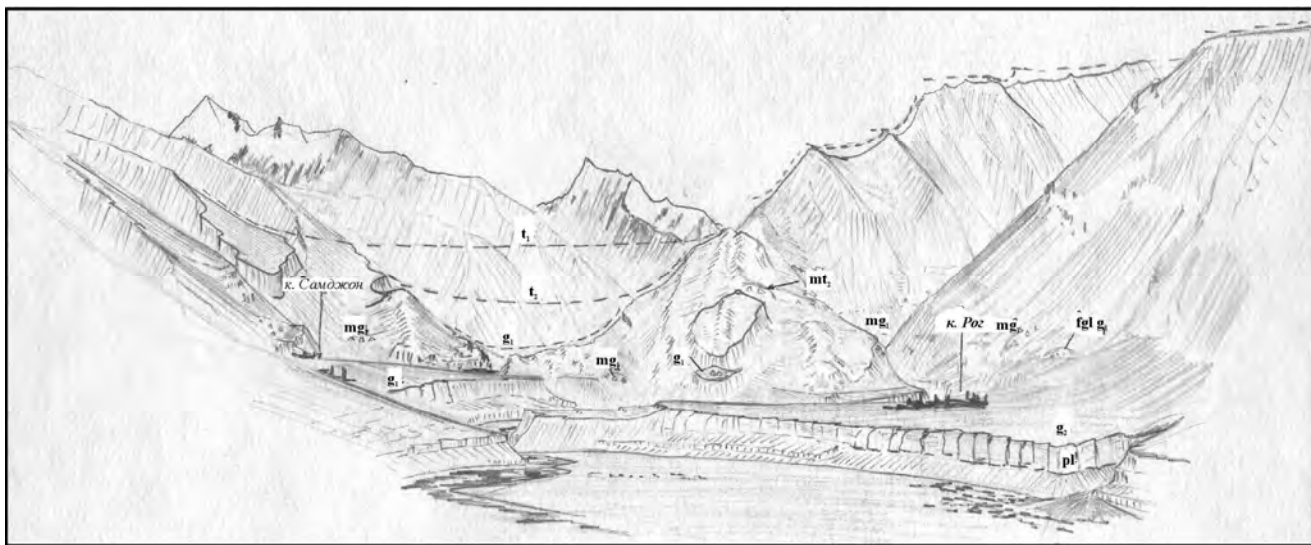


Рис. 2.3. Верховья долины р. Зеравшан у кишлака Рок.

Террасовые уровни: среднеплейстоценовые — ташкентского комплекса t_1 , t_2 ; верхнеплейстоценовые — голоднестепского комплекса g_1 , g_2 .

Данные исследования нуждаются в составлении стандартного набора материалов: карты возрастного расчленения рельефа и сопровождающих ее геолого-геоморфологических и геологических профилей. Последние должны пересекать каждый из предварительно намеченных отрезков долины. Для него же полезно иметь фотографию и схематический рисунок расположения террасовых уровней (рис. 2.3). В районе трассировки геоморфологического профиля производятся и измерения относительной высоты главных элементов каждого террасового уровня: 1) кровли цоколя, 2) кровли аллювия, 3) бровки и тылового шва террасы при наличии покровных отложений. Эти измерения важны на обоих бортах долин, чтобы зафиксировать их перекосы. Последние нередко обуславливают образование “закрепленных” меандр, когда изгиб русла выходит за пределы рыхлого чехла долины в его более опущенном борту. В этих случаях врезанная меандра может пересекать поперек почти все днище долины, которое, как правило, обладает совершенно плоским цоколем.

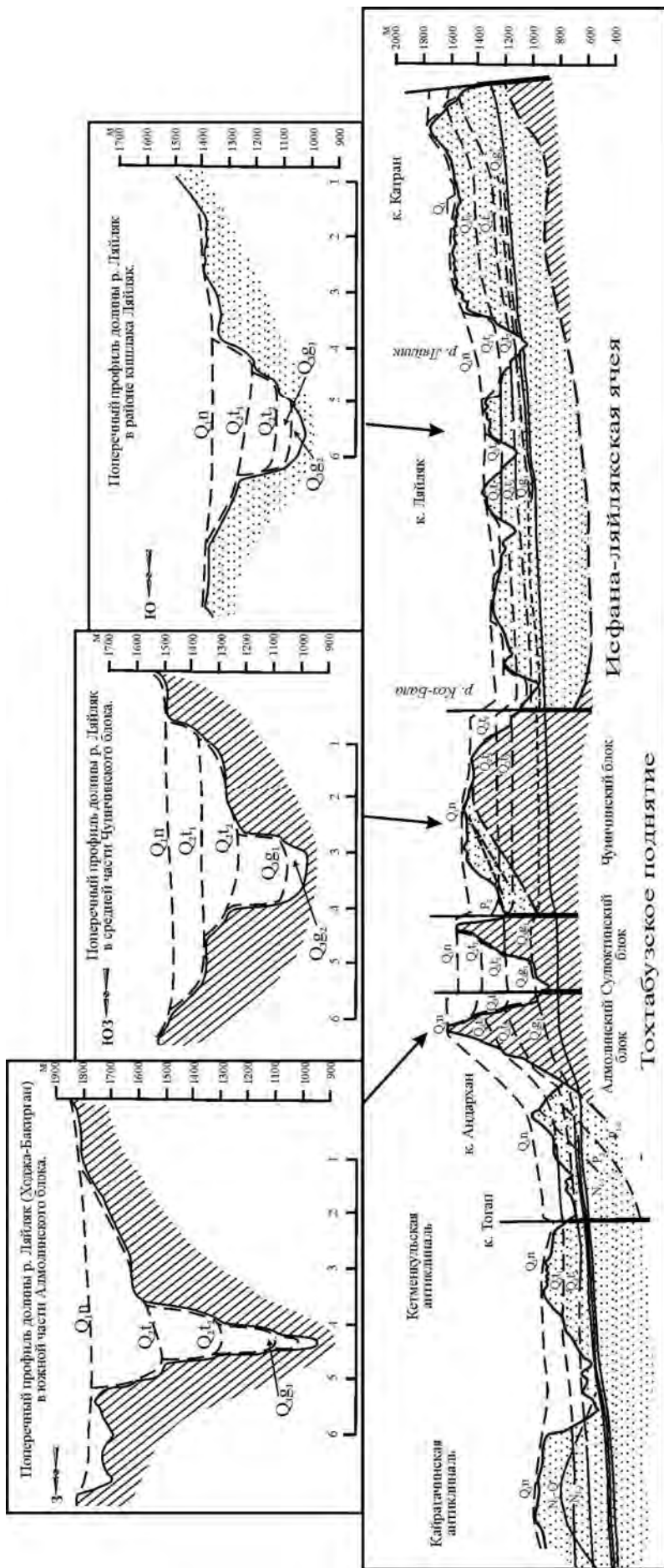


Рис. 2.4. Деформации террасовых уровней и поперечные "перекосы" долины р. Ходжа-Бакирган (Лайляк) на юго-западе Ферганской депрессии.

Перекося долины может быть и локальным, обусловленным ундуляцией поперечного к долине поднятия. В этом случае наблюдается четкая локализация эрозионного подмыва более крутого борта, как это имеет место, например на р. Ходжа-Бакирган в Южной Фергане (рис. 2.4). В подобных ситуациях возможна локализация и обвальноподолзневых образований.

Перекося крупных долин может существенно затруднить корреляцию террасовых уровней на противоположных бортах. В этом случае полезны продольные профили для каждого борта и составление суммарного осевого, наиболее важного для продольной корреляции.

Особенно сложна корреляция террас при пересечении долиной зон крупных новейших разрывов, где необходимо сгущение поперечных профилей.

Строение горных долин существенно зависит от их ориентировки по отношению к простирающемуся основным неотектоническим структурам, обычно определяющим также расположение таких главных элементов рельефа, как хребты и межгорные впадины. Соответственно следует рассмотреть типичные примеры долин, поперечных к основным новейшим структурам и долин, параллельных таким структурам. Отдельно следует остановиться на особенностях строения долин, сформировавшихся в особо сложных тектонических условиях, то есть отличающихся повышенной тектонической раздробленностью.

Предваряя описание упомянутых выше типов долин, необходимо отметить некоторые важные черты стратиграфии образований террасового генетического комплекса.

Как было отмечено выше, начало формирования каждого из таких подразделений отвечает тектоническому импульсу орогенических воздыманий. Эти же

импульсы формируют несогласия и перерывы в осадконакоплении новейших отложений, а древнейшие элементы новейших террасовых образований коррелируются с соответствующими толщами третичных

моласс. Четвертичные террасовые уровни практически повсеместно образуют сходные террасовые ряды, в которых основные подразделения последовательно сокращаются по продолжительности своего формирования и величине (глубине и ширине) эрозионных врезов. Это является одной из характерных черт неоплейстоцена, в котором основные подразделения (в настоящее время обособляемые на уровне звеньев) также разномасштабны по продолжительности своего формирования. Не вдаваясь в особенности корреляции подразделений общей и региональных стратиграфических схем (о чем будет сказано в последующих главах) отмечу лишь некоторые необходимые детали. Сходство соотношения четвертичных (начиная с эоплейстоцена) террасовых образований позволяет использовать для них общую индексацию. Однако данная общность не свидетельствует о полной синхронности однотипно индексируемых подразделений в разных регионах.

Рассматриваемые ниже примеры относятся к двум регионам: Западному Тянь-Шаню и Западному Кавказу, с самостоятельными, но характеризующимися сходной этапностью, стратиграфическими схемами четвертичных террасовых образований (табл. 2.1). Но это сходство не свидетельствует об истинной одновозрастности одинаково индексируемых этапов террасообразования в удаленных друг от друга регионах. Такая асинхронность отражает специфику развития указанных регионов, первый из которых характеризуется высокой, а второй — средней активностью новейшего орогенеза. Нужно также иметь в виду, что приведенные абсолютные датировки часто пересматриваются.

Таблица 2.1

Сопоставление этапности четвертичного рельефообразования Западного Тянь-Шаня и Западного Кавказа

Возрастные индексы	Западный Тянь-Шань				Западный Кавказ					
	этапы			тыс. лет	северный склон		южный склон		тыс. лет	
					этапы		этапы			
Q ₄	Q ₄ ²	Сырдарьинский	Ходжая-гониский	поздний	2,5	Кубанский	Белореченский	Молдовско-Новооксинский	Прирусловой	2,5-8
	Q ₄ ¹		Туткаульский	ранний	7-8		Тульский		Адлерский	8
Q ₃	Q ₃ ²	Голодно-степский	Самаркандский		35	Гирейский	Майкопский	Хостинский	Рощинско-Агойский	60-70
	Q ₃ ¹		Шугноуский		55		Вюшатский		Воронцовско-Шахейский	110-120
	Q ₂	Ташкентский	Джаркутанский		130	Гулькевичский	Хаджожский	Мзымтинский	Липниковско-Ашейский	150-200
Q ₂ ¹	Караджальский		220	Курджипский	Голицинско-Пшадский		300-400			
Q ₁	Кошкурганский (нанайский)				500	Воздвиженский		Монастырско-Чаудинский		700-800
Q _E	Каракитайский (кокторлюкский)				1800	"апшеронский" (Некрасовский)				1800

Следует отметить, что неоднократное изменение объема четвертичного периода сопровождавшееся изменением его стратиграфической структуры, порождало необходимость изменения индексации некоторых региональных подразделений. Так, эоплейстоценовый террасовый уровень (и соответствующий эрозионно-аккумулятивный цикл), индексируемые как E или Q_E, ранее индексировались обычно как N₂-Q₁. Конец прежнего позднего плиоцена включен в четвертичный период под названием палеоплейстоцен — Q_P, а начало прежнего плиоцена — понтический ярус перенесен в поздний миоцен.

2.2.2. Особенности строения долин, поперечных к основным новейшим структурам

Здесь целесообразно рассмотреть различия в строении террасового ряда долин двух рек Шахристансай и Исфара, различающихся по интенсивности молодой эрозионной способности, но расположенных в сходной структурной ситуации. Для этого выбран достаточно хорошо изученный южный борт Ферганской депрессии, сопрягающийся с северным склоном Туркестанского хребта (рис. 2.5) [Несмеянов, 1971]. Осевая часть данного хребта стала возвышенностью еще до начала новейшего этапа. Об этом свидетельствует сохранившийся на северном склоне этого хребта в горах Кекче-тоо, между выбранными речными долинами останец фаунистически охарактеризованных эоценовых прибрежно-морских отложений, рассматриваемый как фаунистическое местонахождение Андарак (рис. 2.6, 2.7) [Геккер и др., 1962; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Здесь, в 6 км к юго-западу от г. Исфана, непосредственно к югу, востоку и в 3 км к северо-востоку от кишла. Андарак на палеозойском цоколе залегают грубые терригенные фации среднеэоценовых (сузакские и алайские слои местной стратиграфической схемы) отложений подводной дельты с зубами акул, скатов, крокодилов, щитками черепах и костями грызунов и крупных млекопитающих (аминотонтов, *Deperetella ferganica* Bel.), чередующихся с морскими известняками, содержащими раковины устриц. Более высокие части хребта, очевидно, уже в эоцене были орографически выраженной возвышенностью непосредственно перед началом новейшего этапа геологического развития данной территории.

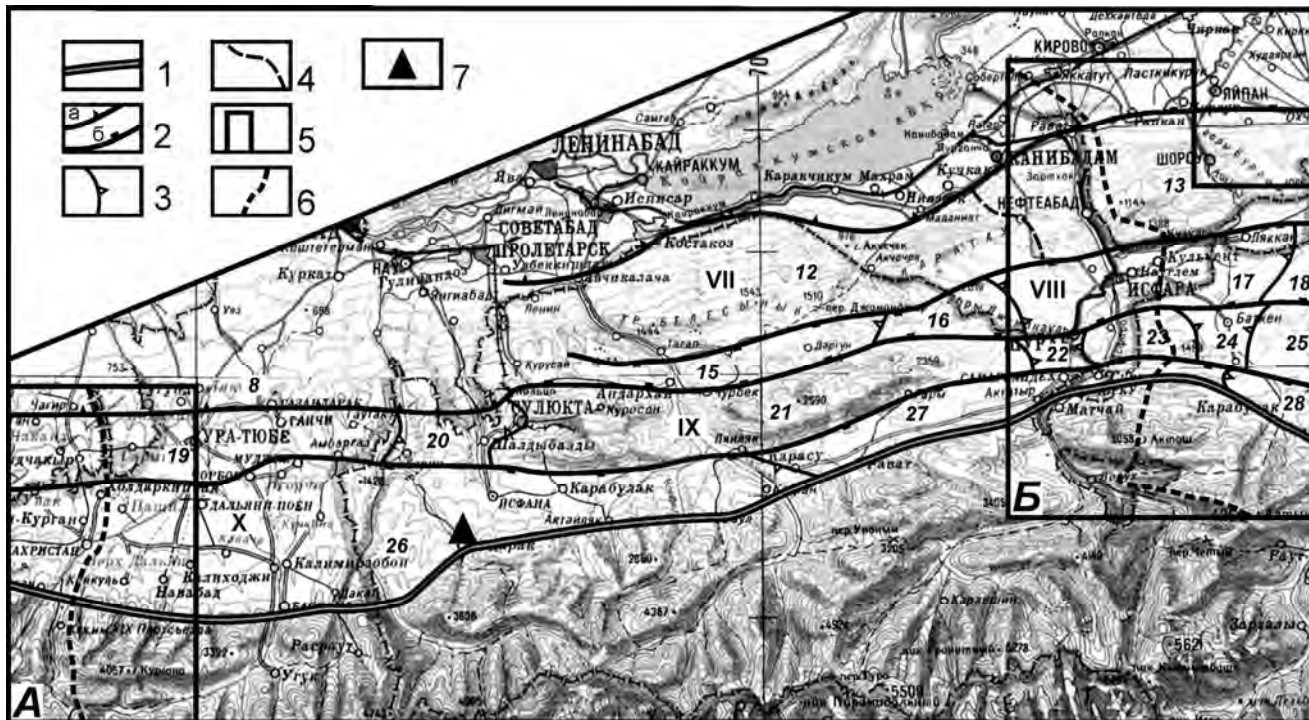


Рис. 2.5. Основные новейшие структуры Южной зоны Ферганской депрессии и расположение ключевых участков:

А — бассейна р. Шахристансай, Б — бассейна р. Исфара.

1-5 — границы: 1 — Ферганской депрессии и Туркестанского хребта-поднятия, 2 — гряд поднятий и цепей впадин (а — пликативные, б — дизъюнктивные), 3 — поднятий и седловин, 4 — условные, 5 — ключевых участков; 6 — линии геоморфологических профилей, 7 — местонахождение Андарак.

Цифрами обозначены индексы основных орографически выраженных структур Южной зоны Ферганской депрессии (в соответствии с районированием в [Несмеянов, 1971₁]):

VII — Каратау-Гузанская гряда поднятий (12 — Каратауское поднятие, 13 — Гузанское поднятие);

VIII — Тогапско-Исфаринская цепь впадин (8 — Яхтанская впадина, 15 — Тогапская впадина, 16 — Курганташская перемычка, 17 — Исфаринская впадина, 18 — Гальчинская перемычка);

IX — Тохтабуз-Катрантауская гряда поднятий (19 — Амбаргазское поднятие, 20 — Аксуйская седловина, 21 — Тохтабузское поднятие, 22 — Шурбауская седловина, 23 — Бужуньское поднятие, 24 — Ботканская седловина, 25 — Сарыкамышская горст-антиклиналь);

X — цепь впадин Сороковой параллели (26 — Шахристан-Ляйлякская впадина, 27 — Чаркуйская перемычка, 28 — Хайдарканская впадина).

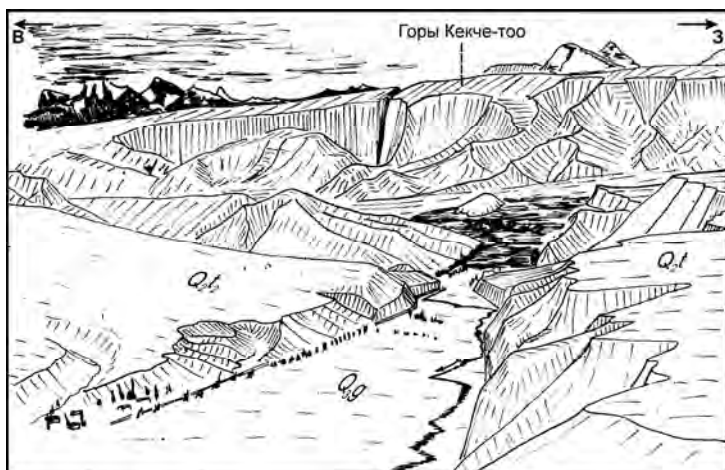


Рис. 2.6. Вид с севера на горы Кекче-тоо

Эрозионные элементы более низких частей Туркестанского хребта параллелизуются с толщами новейших моласс, обычно разделенными между собой размывами и несогласиями, формирование которых связано с активизацией орогенических движений. В соответствии с местной стратиграфической схемой здесь выделяются эрозионные аналоги: массагетской (P_3-N_1), аксарайской ($N_{1,2}$) и кокторлюкской (Q_E) свит. Неоплейстоценовые элементы даются в соответствии с подразделениями, отраженными в табл. 2.1 [Несмеянов, 1971₁, 1977].

В пределах Туркестанского хребта строение долин довольно однородно. Все они представляют собой ущелья, которые

пересекают систему ступенчато понижающихся тектонических блоков широтного простирания. Общее ступенчатое понижение рельефа нарушается отдельными поднятиями и впадинами.

Верховья большинства крупных рек подходят к изъеденному ледниковыми цирками водораздельному гребню Туркестанского хребта. Цирки опираются на эродированные поверхности древних террасовых уровней. Маловодные и слабо врезанные современные русла последовательно спускаются с одного уровня на другой. Морены голодностепского комплекса (Q_3) нередко располагаются на разновысотных и разновозрастных уровнях.

Голоценовая регрессивная эрозия обычно не достигает верхних частей долин. Она начинается ниже по течению, где уже развиты самостоятельные голодностепские врезы. Последние зачастую оказываются переуглубленными относительно врезов сырдарьинского цикла (Q₄).

Ниже по течению, особенно в прибортовой части хребта, эрозионные врезы всех циклов повсеместно проявились достаточно ярко. Их днища разновысотны, и здесь особенно хорошо прослеживаются все региональные террасовые уровни. В пределах относительно приподнятых блоков наблюдается расщепление некоторых из этих уровней, а в относительно опущенных — их сближение.

Во всех долинах на нижних террасовых уровнях залегают морены долинных ледников. Распределение морен показывает, что наиболее низко спускались по долинам ледники ташкентского этапа (Q₂). Голодностепские (Q₃) конечные морены располагаются выше по долинам, а голоценовые редко выходят за пределы приводораздельных цирков.

Ташкентские и голодностепские конечные морены зачастую располагаются перед ущельями, выработанными в активно воздымавшихся блоках, которые нарушают общую картину ступенчатого снижения склона хребта-поднятия. “Подпруженные” морены прекрасно выражены в верховьях р. Исфары (р. Кшемьш). Ниже по течению перед такими же поднятыми блоками или перед приподнятыми краями неравномерно воздымавшихся (“перекошенных”) блоков фиксируется подпруживание русел и интенсивная аккумуляция аллювия. То же самое наблюдается и в пределах узких грабенообразных впадин, которые развиты по периферии хребта. В их центральной части более древние осадки погребены под молодыми. Соответственно на границах горстов и грабенов образуются “террасовые ножницы”.

При выходе крупных рек на равнину Северной зоны Ферганской депрессии часто образуются громадные конусы сухих дельт, в южной части которых молодые неоплейстоценовые отложения вложены в более древние, а на периферии конусов — перекрывают их.

Долина р. Шахристансай

В качестве относительно маловодной выбрана р. Шахристансай, образующаяся от слияния Бюрогана и Ак-Тенги. Она пересекает самую западную часть относительно приподнятой Южной зоны Ферганской депрессии (рис. 2.8, 2.9, табл. 2.2).

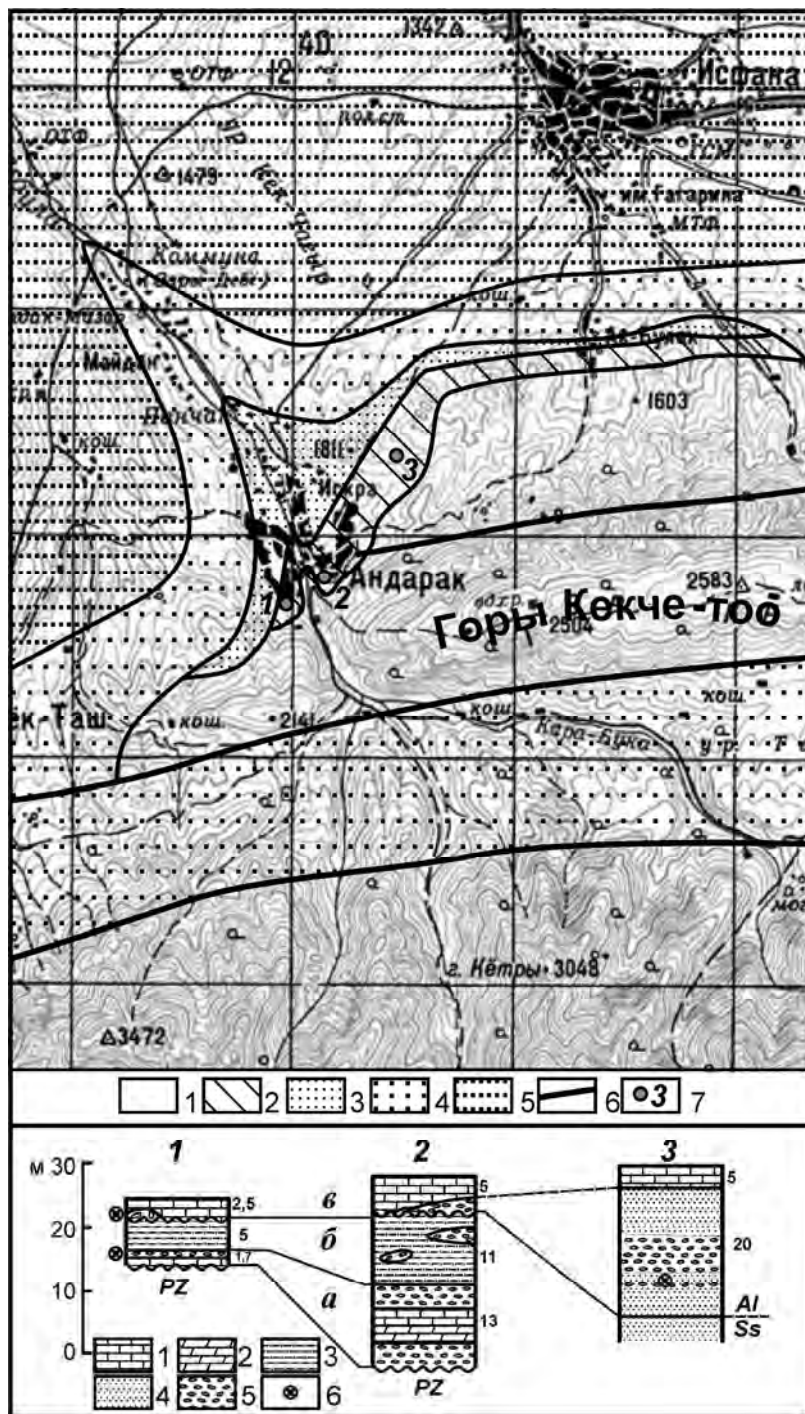


Рис. 2.7. Андаракское местонахождение и разрезы эоценовых отложений в пределах него

На карте: 1-4 — стратиграфические подразделения: 1 — палеозойская группа, 2 — эоцен; 3-5 — свиты моласс: 3 — массагетская, 4 — аксарайская, 5 — коктырлюкская; 6 — новейшие тектонические нарушения; 7 — номера разрезов и точки находок млекопитающих (1 — к югу от кишла. Андарак, 2 — к востоку от него, 3 — в 3 км к северо-востоку от кишла. Андарак. 1 и 2 — по Р.Ф.Геккеру, А.И. Осиповой и Т.Н. Бельской [1962]; 3 — по данным А.К. Рождественского)

На разрезах: 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — алевролиты, 4 — песчаники, 5 — конгломераты, 6 — находки костей.

Буквами (а, б, в) показаны номера пачек.

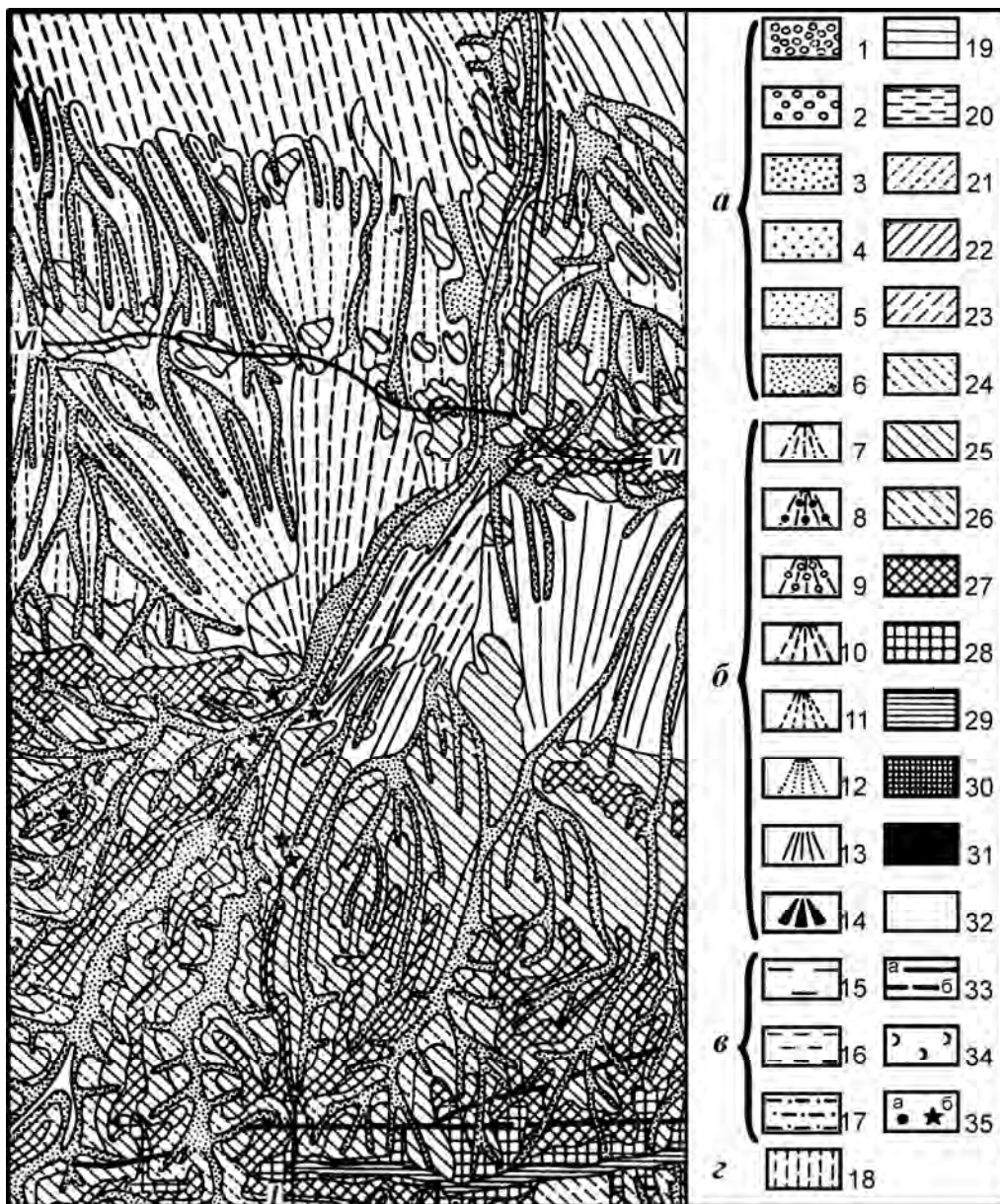


Рис. 2.8. Карта возрастного расчленения рельефа бассейна р. Шахристанский [Несмеянов, 1971.]

Аккумулятивные поверхности: а — аллювиальные: 1 — молодые позднесырдарьинские; 2 — ранние позднесырдарьинские; 3 — позднесырдарьинские; 4 — раннесырдарьинские; 5 — сырдарьинские; 6 — голодноостепские; б — сухих дельт: 7 — позднесырдарьинских; 8 — раннесырдарьинских; 9 — сырдарьинских; 10 — голодноостепских; 11 — позднеашкентских; 12 — раннеашкентских; 13 — ташкентских; 14 — нанайских; в — лёссовых равнин по периферии сухих дельт: 15 — позднесырдарьинских; 16 — сырдарьинских; 17 — голодноостепских; г — озерные: 18 — позднесырдарьинские.

Эрозионные врезы и поверхности: 19 — позднесырдарьинские; 20 — сырдарьинские; 21 — позднеголодноостепские; 22 — раннеголодноостепские; 23 — голодноостепские; 24 — позднеашкентские; 25 — раннеашкентские; 26 — ташкентские; 27 — нанайские; 28 — кокпорлюкские; 29 — аксарайские; 30 — массагетские; 31 — мезозойские и раннепалеогеновые; 32 — склоны нерасчлененные; 33 — разломы (а — достоверные; б — предполагаемые); 34 — барханы; 35 — археологические местонахождения (а — бронзовый и ранний железный века; б — мустьерские). I, VI — линии геоморфологических профилей (см. рис. 2.9)

В пределах описываемой территории с юга на север по направлению течения реки происходит постепенное, но не равномерное, а ступенчатое понижение рельефа, обусловленное блоковостью новейших тектонических структур, разделенных широтными активными разрывами. Параллельно происходит омоложение водораздельных геоморфологических уровней, обусловленное постепенным «втягиванием» в поднятие периферических частей современного Туркестанского хребта и смежных частей Ферганской депрессии.

Сай Ак-Тенги образуется от слияния субмеридионального ручья Хан-Джайляу и субширотного ручья Тюя-Таш. Первый подходит у перевала Рарз к гребнеобразному водоразделу Туркестанского хребта. В их долинах русла слабо углублены и также как и молодые (Q_3) морены располагаются на эрозионных уступах разновозрастных геоморфологических уровней. Например, морена, подпруживающая озеро Ай-Куль, приурочена к уступу нанайского (Q_1) уровня, а одновозрастная морена смежного к югу ручья — к верхнему уровню ташкентского (Q_2^1) этапа (рис. 2.10). Русло Тюя-Таш располагается здесь на нижнем из ташкентских уровней (Q_2^2). Днище сравнительно узкой долины выполнено преимущественно аллювиально-пролювиальными отложениями голодноостепского этапа (Q_3), а почти не врезанное современное русло вьется между конусами выноса боковых притоков.

В 5 км западнее оз. Ай-Куль на правом борту долины на высоте 20-100 м над руслом расположена раннеашкентская морена (Q_2^1), сложенная плотно сцементированными полуокатанными валунами, щебнем и дресвой местных палеозойских пород. В 2 км ниже по течению наблюдается новый перегиб русла и здесь начинается углубление регионального вреза сырдарьинского эрозионного цикла (Q_4). Через 300 м глубина вреза составляет 3-5 м, а ширина увеличивается до 10-20 м. Далее почти до устья ручья Тюя-Таш глубина этого вреза остается постоянной и только близ слияния с ручьем Хан-Джайляу достигает 10 м. Но ширина вреза увеличивается, а днище становится плоским. Современный блуждающий водоток здесь всего на 0,2-0,4 м углублен в щебнисто-галечную пойму.

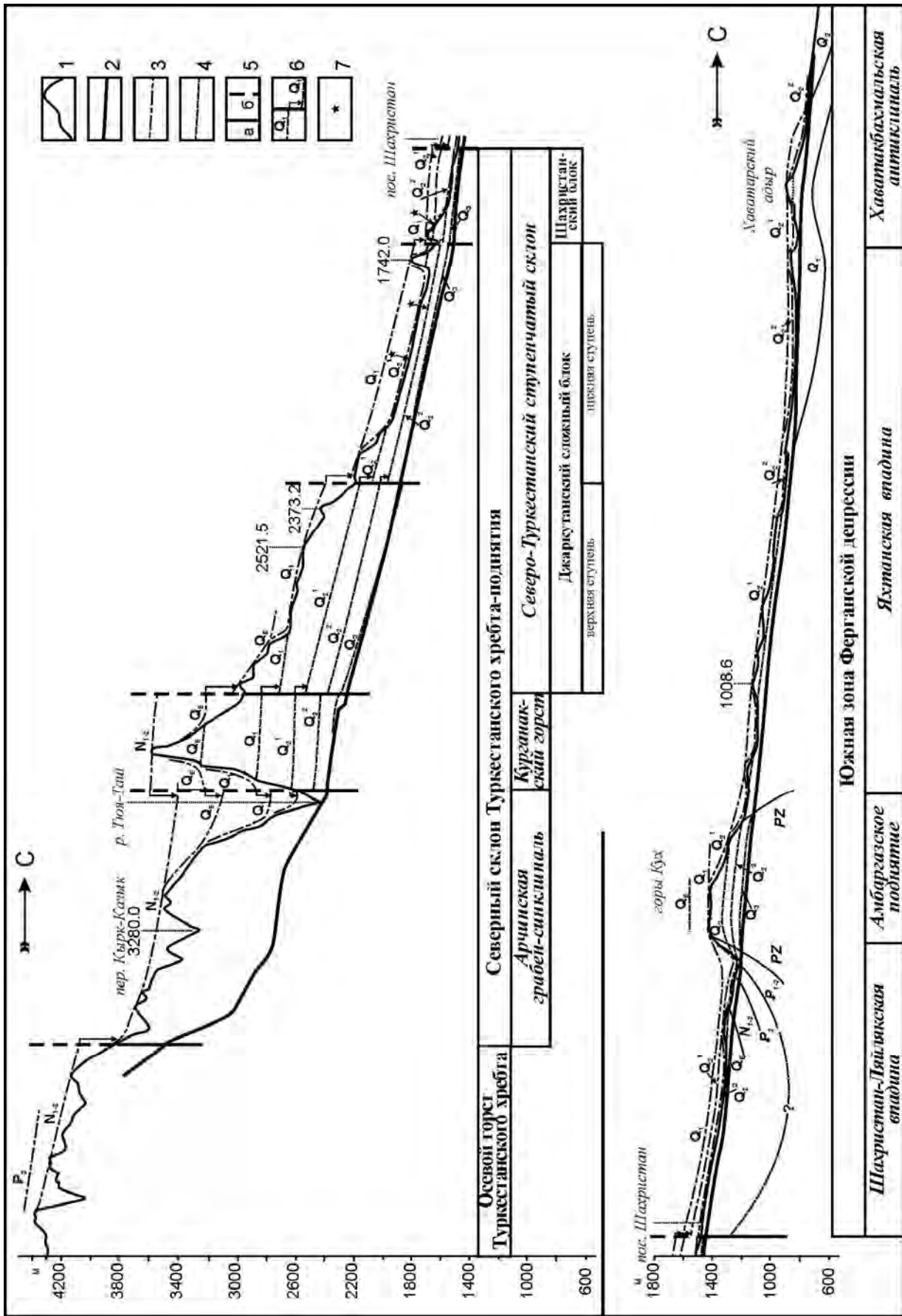


Рис. 2.9. Шахристанский структурно-геоморфологический профиль (I-I) — рельеф водораздела; 2 — русла рек Ак-Теньги, Шахристана, и Сармычай; 3-4 — геоморфологические уровни; 3 — водораздельные, 4 — приподнятые; 5 — активные разрывы (а) и их проекции (б); 6 — разрывные смещения; 7 — археологические местонахождения

Таблица 2.2

Распределение высот четвертичных геоморфологических уровней над руслом р. Шахристансай

Новейшие ступуры	Северный склон Туркестанского хребта-поднятия						Южная зона Ферганской депрессии																		
	Арчидская грабен-синклиналь	Курганакский горст	Джаркутанский сложный блок			Шахристанский блок	Шахристан-Ляйлякская впадина	Амбаргазское поднятие	Яхтансуйская впадина	Хаватакский адьр															
реки	руч. Тюя-Таш	сай Ак-Тенги				р. Шахристансай			р. Сармычсай																
пункты	5,5 км западнее оз. Ай-куль	6,0 км западнее оз. Ай-куль	район слияния руч. Тюя-Таш и Хан-Джай-Ляу	южная часть ущелья Ак-Тенги	у устья ущелья Ак-Тенги	0,5 км ниже ущелья Ак-Тенги	2,5 км ниже ущелья Ак-Тенги	5,0 км ниже ущелья Ак-Тенги	6,0 км ниже ущелья Ак-Тенги	11,0 км ниже ущелья Ак-Тенги	2,0 км выше устья сая Ак-Тенги	1,0 км выше устья сая Ак-Тенги	район слияния саяв Ак-Тенги и Бюроган	район кишл. Джар-Кутан	южная окраина пос. Шахристан	северная окраина пос. Шахристан	1,2 км выше кишл. Сарьубе	район кишл. Сарьубе	южный край гор Кух	осевая часть гор Кух у кишл. Паши	северный край гор Кух у кишл. Верхний Сармыч	долина Сармычская на широте кишл. Уругунт	бугор Хаватак		
Террасовые уровни	Q ₂ ¹							100						80-100	50-60				50-60	130	80-100	70	40		
	Q ₂ ²							60		35				50-70	25-30	18			20-25	60-80	30-40	40			
	Q ₃	1,0-1,5	3-5	5-10	15-20	30	15	10-12		0,5-1	4-5	2	15	25	25-30 20	15 10	10 7	4-5	4	10 5-7	10 6	8 4-6	10 5	10	
	Q ₄		2 1,5	3-4 2		15-20 7	10 5-6	8 3,5-5 0,5					1,5-2		6-7 3	10-15 5	6-10 3-4 1,5-2	5-6 2-3 1	2 0,3-0,5	1,5	1	2 1	0,5-1	1-2	3 2 0,5

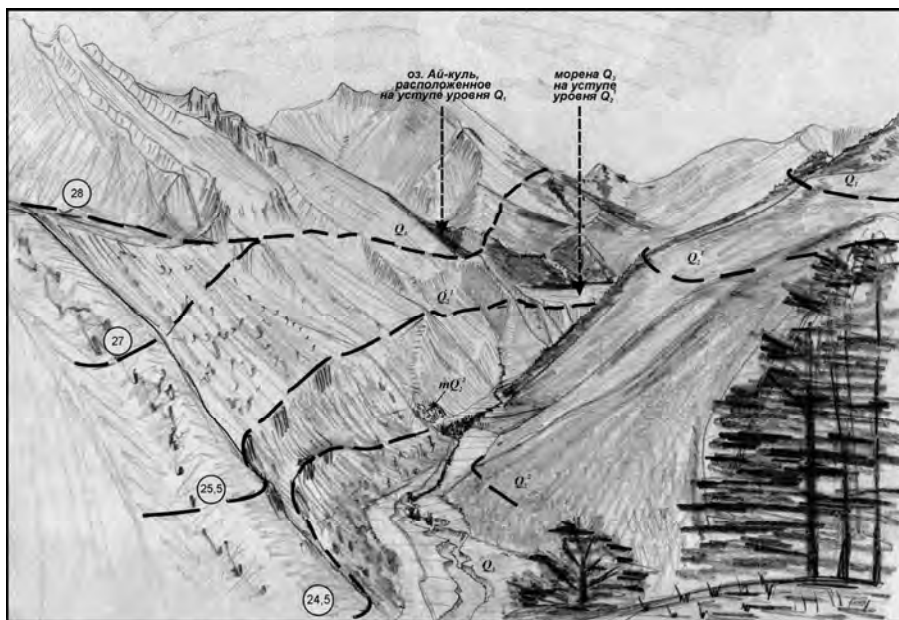


Рис. 2.10. Бассейн реки Шахристансай. Верховья р. Тюя-Таш. Вид от ущелья Ак-Тенги

После слияния упомянутых ручьев ручей Ак-Тенги входит в одноименное ущелье, пересекая Курганакский горст, сложенный палеозойскими известняками (рис. 2.11). Этот горст проявился в рельефе в аксарайского времени (N₁₋₂), так как его вершина г. Курганак (4062 м), расположенная в стороне от профиля, является останцом массагетского уровня (P₃-N₁). Здесь фиксируются следующие высоты древних слабо наклоненных к северу геоморфологических уровней: N₁₋₂ — 3600 м, Q_E — 3400-3200 м, Q₁ — 3100-2800 м, Q₂¹ — 2700-2600 м, Q₂² — 2500-2400 м. Глубина голоценового вреза в голодностепскую (Q₃) террасу достигает 10-20 м и резко возрастает на выходе из ущелья.

На левом борту ущелья над поверхностью голодностепской аккумулятивной террасы (Q₃) и в 70 м ниже эрозионного позднеаташкентского террасового уровня (Q₂²) расположен важный археологический памятник — навес Ак-Теньга с куль-

турными слоями мезолита, неолита и бронзового века (рис. 2.12).

Упомянутый резкий перегиб и углубление русла начинается в 100 м ниже навеса и через 50 м его глубина достигает 25-30 м (рис. 2.13, табл. 2.3). При этом формируется 3 промежуточных террасовых уступа (рис. 2.14), но днище долины плоское со слабо углубленным современным водотоком.

Этот перегиб соответствует разрывному сочленению Курганакского горста с расположенным севернее относительно пониженным Джаркутанским блоком, разделенным в свою очередь на две ступени.

В пределах верхней ступени наиболее древняя выровненная поверхность принадлежит коктюрлюкскому этапу (Q_E — 2800 м), а ниже фиксируются геоморфологические уровни: Q₁ — 2650-2400 м, Q₂¹ — 2500-2000 м, Q₂² — 2350-1900 м. Здесь ниже упомянутого перегиба русла глубина голоценового вреза в позднеголодностепскую террасу сокращается и в 5 км ниже ущелья он выклинивается.

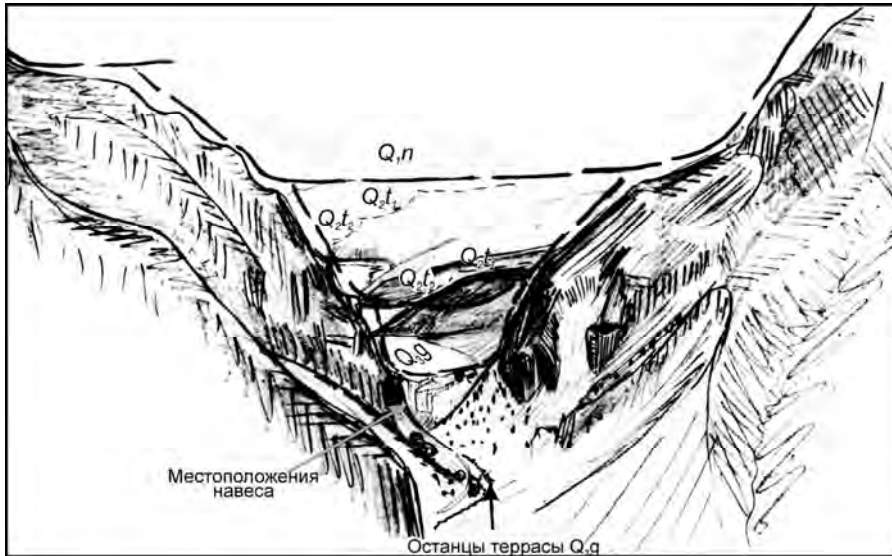
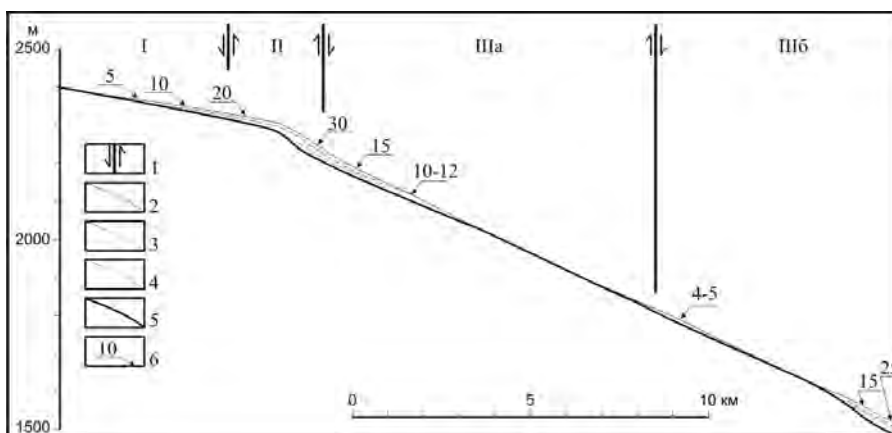


Рис. 2.11. Бассейн реки Шахристансай. Вид с юга на ущелье Ак-Тенги

мулятивными террасами относительной высотой над руслом соответственно 80-100 и 50-70 м (рис. 2.15, 2.16).

В этом блоке начинается новый голоценовый врез, связанный с вершинной частью регрессивного вреза собственно Шахристансай (рис. 2.17). Осложненный двумя промежуточными уступами этот голоценовый врез в позднеголоценовскую террасу (Q_3^2) приустьевой части сая Ак-Тенги плавно соединяется с одновременным врезом Бюрогансай, достигающим здесь глубины 30 м. Раннеголоценовская терраса возвышается над позднеголоценовской на юге на 20 м, а на севере — всего на 5-10 м.

На левом берегу р. Шахристансай террасы ташкентского комплекса (Q_2) имеют разновысотные цоколи и аккумулятивные чехлы из слабо уплотненных косослоистых галечников с прослоями буровато-серого песка и гравия с валунами (см. рис. 2.16). Верхняя часть разреза каждой из этих террас, мощностью 2-5 м, сложена светлыми желтовато-серыми и серовато-палевыми неслоистыми лессовидными суглинками. Нижняя их часть, представленная на позднеашкентской террасе, относительно более плотными палево-серыми суглинками, скорее всего, является пойменными отложениями, а более молодые и менее плотные суглинки — делювиальными покровными отложениями.



Но в 11 км от ущелья начинается новый голоценовый врез, достигающий 4-5 м и отражающий активизацию сброса на границе двух упомянутых выше ступеней Джаркутанского блока. Раннеголоценовский уровень выражен слабо. На юге его эрозионные уступы располагаются на высоте 30-40 м над поверхностью позднеголоценовской террасы (на нем располагается мазар в 6 км ниже ущелья у впадения в сай Ак-Тенги правого притока).

В пределах нижней ступени, охватывающей нижнее течение р. Ак-Тенги и долину Шахристансай до пос. Джар-Кутан, наиболее древней является нанайская выровненная поверхность (Q_1 — 2000-1850 м), ниже которой расположены геоморфологические уровни: Q_2^1 — 1950-1940 м, Q_2^2 — 1900-1600 м. Последние в районе Джар-Кутана являются уже аккумулятивными

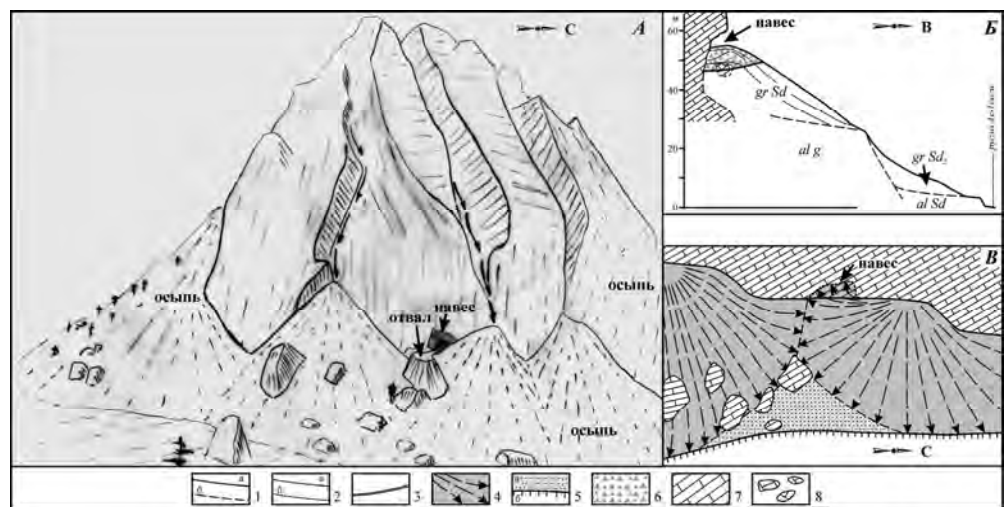


Рис. 2.12. Левый борт Ак-Тенгинского ущелья с пещерной стоянкой в навесе Ак-Тенгья

А — общий вид, Б — схематический поперечный профиль нижней части склона в районе навеса со стоянкой Ак-Тенгья, В — план сопряжения осыпных конусов у устья навеса.

1-3 — границы (а — достоверные, б — предполагаемые): 1 — геологических подразделений, 2 — слоистости в археологическом раскопе; 3 — днища раскопа; 4 — осыпи (стрелками показано направление перемещения материала); 5 — терраса голоценовского макрокомплекса Q_3 (а — поверхность, б — бровка); 6 — щебнистые отложения; 7 — палеозойские известняки; 8 — глыбы известняков.

Рис. 2.13. Распространение молодого эрозионного вреза в верховьях р. Шахристансай (северный склон Туркестанского хребта, Средняя Азия) [Несмеянов, 1993]

1 — тектонические разрывы (сбросы) с указанием ориентировки относительного смещения смежных блоков; 2-5 — геоморфологические террасные уровни: 2 — голоценовского макрокомплекса (Q_3), 3 — туткаувского комплекса (Q_4^1); 4 — ходжаягонинского комплекса (Q_4^2); 5 — современного русла; 6 — относительные высоты (в метрах) голоценовской террасы над руслом.

Тектонические блоковые структуры: I — Угукский грабен, II — Курганакский горст; III — Джаркутанский блок: IIIa — верхняя структурная ступень, IIIб — нижняя структурная ступень

Распределение относительных высот (в метрах) низких (Q_{3-4}) террасовых уровней в долинах р. Актенги и ручья Тюя-Таш

Возрастные индексы	Ручей Тюя-Таш			Река Актенги									
	2 км выше устья ручья	1,5 км выше устья ручья	Район слияния ручьев Тюя-Таш и Хан-Джайлуу	Актенгинское ущелье в Курганакском горсте		0,5 км ниже ущелья	2,5 км ниже ущелья	6 км ниже ущелья	11 км ниже ущелья	2,0 км выше устья реки	1,0 км выше устья реки	Район слияния рек Актенги и Бюроган	
				южная часть ущелья	северный край ущелья								
Q_3	1-1,5	3-5	5-10	15-20	30	15	10-12	0,5-1	4-5	2	15	25	
Q_4	Q_4^1	—	2	3-4	?	15-20	10	8	—	1,5-2	—	6-7	10-15
	Q_4^2	—	1,5	2	?	7	5-6	3-5	—	—	3	5	
	Q_4^{2a}												
	Q_4^{2b}						2	0,5					
Зона локальной регрессивной эрозии										Зона региональной регрессивной эрозии			

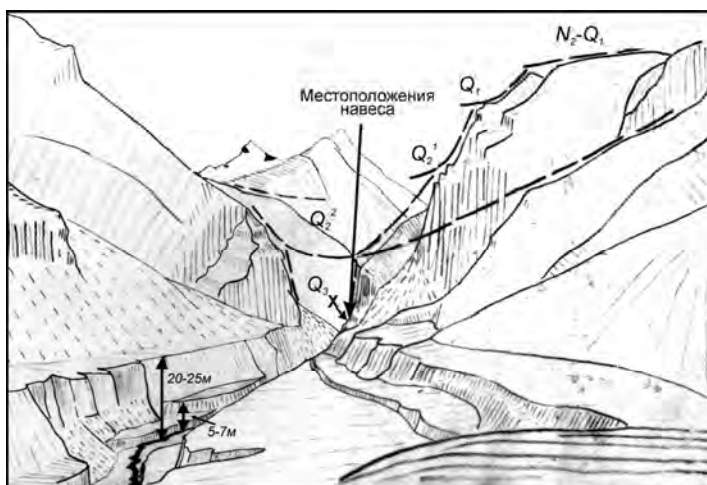


Рис. 2.14. Бассейн реки Шахристансай. Вид с севера на ущелье Актенги (видно расщепление аккумулятивных террас)

Позднеголодностепская (Q_3^2) терраса имеет здесь относительную высоту 20-25 м. Терраса сложена рыхлым слабо сортированным, преимущественно мелким и средним галечником с постепенно увеличивающимся вверх по разрезу количеством прослоев желтовато- и буровато-серого тонко- и косослоистого песка, гравия и лессовидного суглинка. В самой верхней части (3 м) разреза желтовато- и палево-серые песчанистые лессовидные суглинки начинают преобладать. К пахоте на поверхности и промоине в бровке этой террасы на южной окраине кишл. Джар-Кутан близ средневекового укрепления Урта-Курган приурочены немногочисленные подъемные находки каменных изделий. Эти остатки разрушенной стоянки относятся к самому концу позднего палеолита или началу мезолита (с абсолютным возрастом, вероятно, около 13-12 тыс. лет назад). Стоянка, очевидно, существовала на поверхности приподнятой над руслом позднеголодностепской террасы в эпоху эрозионного веза, отвечавшего началу сырдарьинского этапа. Следо-

Этот район важен для возрастной датировки голодностепского возрастного комплекса.

В 5 км южнее пос. Шахристан с указанными выше ташкентскими террасами связано мустьерское местонахождение открытого типа [Несмеянов, Ранов, 1962; Ранов, Несмеянов, 1973]. Здесь изделия развитого или позднего (но не финального) мустье встречены на поверхности обеих ташкентских террас и в горных выработках на позднеташкентской (Q_2^2) террасе (см. рис. 2.16). В них отдельные находки связаны с пойменными и основанием покровных суглинков. Очевидно, данные изделия характеризуют границу между ташкентским и голодностепским стратиграфическими комплексами, которую предлагалось с учетом общих палеогеографических построений датировать абсолютным возрастом около 55 тыс. лет [Несмеянов, 1971, 1977]. Это не противоречит современным археологическим построениям, согласно которым технико-типологическая характеристика коллекции местонахождения Джар-Кутан соответствует позднему этапу развития оби-рахматской культурной традиции, существовавшей в интервале 80-40 т.л.н. [Ранов и др., 2015].

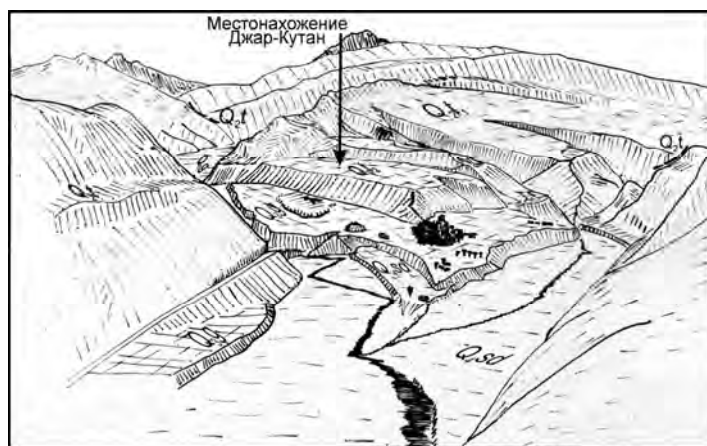


Рис. 2.15. Долина реки Шахристан-сай в районе местонахождения Джар-Кутан (вид с севера)

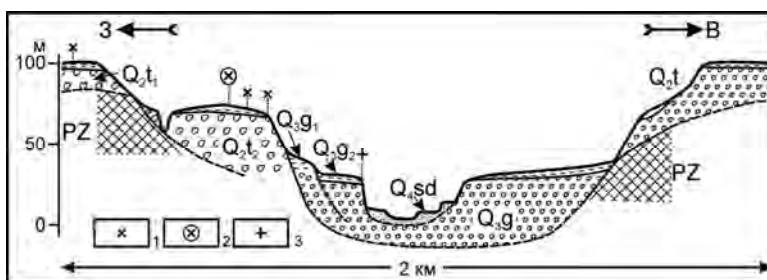


Рис. 2.16. Поперечный профиль долины реки Шахристансай, выше кишлака Джар-Кутан

1-2 — среднепалеолитические изделия местонахождения Джар-Кутан: 1 — на поверхности террасы, 2 — в суглинках пойменной фации террасы; 3 — верхнепалеолитические изделия местонахождения Урта-Курган на поверхности террасы

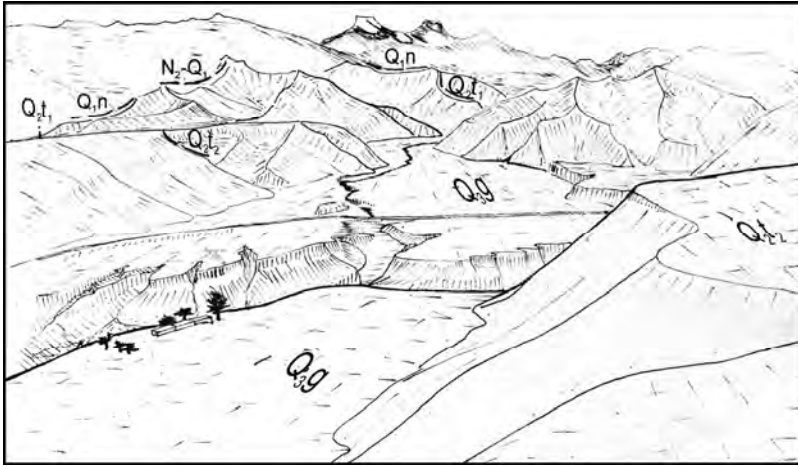


Рис. 2.17. Бассейн реки Шахристансай. Устье реки Ак-Тенги
(на переднем плане справа — терраса, на которой расположено местонахождение Джар-Кутан)

обусловлена подъемом минерализованных вод. Раннеголоднестепская терраса (Q_3^1) ниже по течению имеет высоту около 15 м. Цоколи всех этих террас явно переуглублены. Ташкентские террасы цокольные с мощностью аллювиальных и покровных отложений до 10-15 м. Высоты их цоколей составляют 25-30 и 50-60 м. В левом борту у развалин антично-средневековой крепости Калаи Ках-каха наблюдается вложение позднеташкентской террасы (Q_2^2) в цоколь раннеташкентской (Q_2^1).

Ниже по реке в Шахристанской впадине обе ташкентские террасы снижаются и становятся аккумулятивными. Ширина же русла и низких террас увеличивается.

Далее, в пределах гряды Кух, входящей в Амбаргазское поднятие, и начавшей воздыматься с нанайского времени (Q_1), происходит резкое локальное воздымание всех геоморфологических уровней с переходом ташкентских террас (Q_2) из аккумулятивных в эрозионные. Профиль длины становится ящикообразным с крутыми бортами и плоским дном, где развиты аккумулятивные накопления низких террас.

Ниже по реке, которая называется уже Сармычсай, вновь наблюдается снижение и переход эрозионных ташкентских уровней в аккумулятивные террасы.

При пересечении Хаватакбахмальской антиклинали, входящей в Беговатское поднятие, у бугра Хаватак русло и низкие террасы суживаются, а аккумулятивные ташкентские террасы, сложенные уплотненным галечником, становятся цокольными. В ядре антиклинали обнажается, по-видимому, относящаяся к нанайскому комплексу (Q_1), толща плотных, желтовато-серых песчаных глин с прослоями глинистых песков и пористых мергелей, видимой мощностью до 70 м.

К северу от бугра Хаватак ташкентские террасы быстро погружаются под широкий шлейф голоднестепских террас с углубленным в них руслом (Шур-Булаксай). Этот шлейф далее сливается с соответствующей террасой р. Сыр-Дарья и с основным террасовым уровнем Голодной степи.

Таким образом, Шахристанская долина является типичным представителем долин относительно малых рек, поперечных к основным новейшим структурам. Можно наметить несколько ее типичных черт.

1. Долина хорошо выражена в горном хребте; а в депрессии — только в пределах отдельных блоковых поднятий.
2. В пригребневой части Туркестанского хребта верховья долины представляют собой четкую тыловую террасовую лестницу, на которой располагается современное русло, а на ее древних элементах — верхнеплейстоценовые морены.
3. На примере сырдарьинского (Q_4) вреза р. Ак-Тенги хорошо видно, что регрессивная эрозия развивается вверх по течению от каждого относительно воздымающегося блока, а, следовательно, эрозионный цикл начинает формироваться одновременно в пределах всего горного сооружения.
4. При входе в северную прогнутую зону депрессии долина не венчается орографически выраженным пролювиальным конусом сухой дельты.
5. Долина проходит по западной относительно слабо дифференцированной части депрессии. Поэтому соотношение геоморфологических уровней свидетельствует о том, что до начала неоплейстоцена (до нанайского этапа — Q_1) прилегающая к этой долине часть депрессии представляла собой единую аккумулятивную равнину с блуждающими по ней водотоками. Только с ташкентского времени (Q_2), когда дифференцированные тектонические движения получили отражение в рельефе, положение основного водотока становится стабильным и появляется эта часть долины Шахристанская.

Долина р. Исфара

Река Исфара образуется от слияния начинающихся с ледников осевой части Туркестанского хребта рек Каравшин и Кшемыш (рис. 2.18, рис 2.19; табл. 2.4). На своем пути она пропилила несколько ущелий в воздымающихся тектонических блоках. Перед такими блоками наблюдается увеличение мощности осадков на всех террасах, цоколи которых, снижаясь, сближаются.

В долине Кшемыш хорошо сохранились разновозрастные морены. Он вытекает из одноименного ледника длиной 9 км. На 6 км ниже по его троговой долине прослеживается голоднестепская морена, конечный вал которой близ летовки Лачин река прорезала на глубину до 30 м. Продвижению ледника здесь, очевидно, препятствовало сужение долины в Аччиутской перемычке, образовавшейся в Сарычашминском тектоническом блоке (высоты уровней в южной его части: $N_{1,2}$ — 4000-4300 м; а в северной: Q_E — 3500-3200 м, Q_1 — 2800-2500 м; на плече древнего трогой высотой 100 м. залегают глыбы и валуны — остатки морены ташкентского комплекса).

В пределах северной опущенной части Сарычашлинского блока между летовкой Караташ и кишлаком Кшемыш происходит расширение долины и переход сырдарьинской (Q_4) и голоднестепской (Q_3) террас из эрозионных в аккумулятивные с отсортированным галечниковым аллювием. Конечную морену ташкентского комплекса (Q_2) река прорезала ущельем 150-метровой глубины у кишлака Кшемыш. Продвижению данного ледника здесь препятствовал перекоп Даудинского блока. По Раутскому разрыву происходит подпруживание и раннеголоднестепской террасы (относительная высота 70-80 м).

вательно, она несколько моложе рубежа голоднестепского и сырдарьинского этапов, который в абсолютном летоисчислении датировался, с учетом других материалов, интервалом, примерно 15-16 тыс. лет [Несмеянов, 1971, 1977; Амосова и др., 1991].

Ниже пос. Джар-Кутан река Шахристансай пересекает сужение — Шахристанскую перемычку в одноименном блоке. Борты долины здесь становятся крутыми, но ее днище остается плоским и по нему блуждает современное русло. Позднечетвертичные поднятия этого блока обусловили подпруживание перед грядой подруслового потока с самоизливом воды из скважин. На южной окраине пос. Шахристан рыхлые отложения 5-метровой террасы сырдарьинского (Q_4) цикла вложены в плотно сцементированные массивно-слоистые полуокатанные и слабо сортированные конгломераты 10-метровой позднеголоднестепской террасы (Q_3^2). Цементация

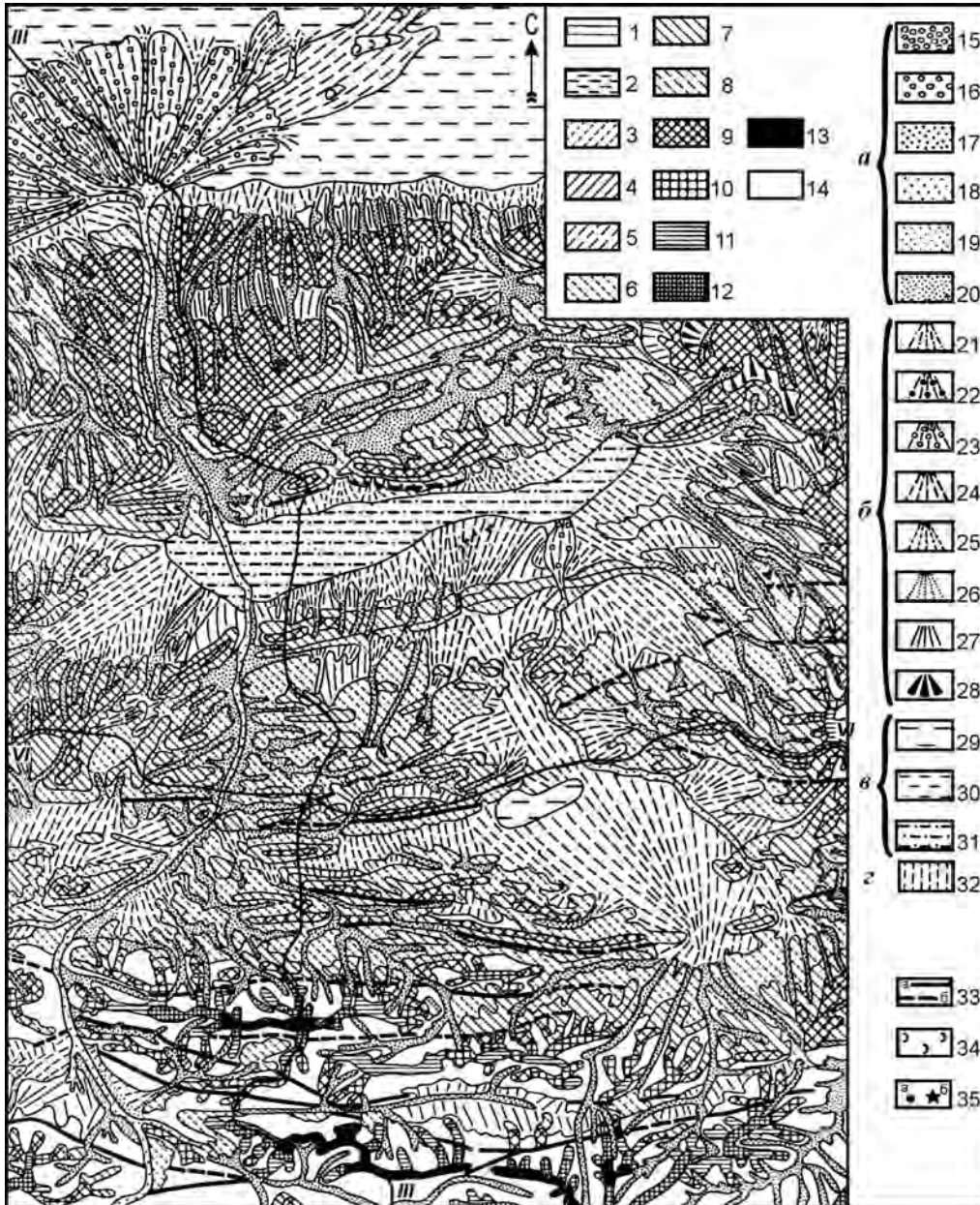


Рис. 2.18. Геоморфологическая карта долин р.р. Исфара, Карабулак и Ащису [Несмеянов, 1971.]

Эрозионные врезы и поверхности: 1 — позднесырдарьинские; 2 — сырдарьинские; 3 — позднеголодностепские; 4 — раннеголодностепские; 5 — голодностепские; 6 — позднеаташкентские; 7 — раннеаташкентские; 8 — ташкентские; 9 — нанайские; 10 — кокторлюкские; 11 — аксарайские; 12 — массагетские; 13 — мезозойские и раннепалеогеновые; 14 — склоны нерасчлененные.

Аккумулятивные поверхности: *a* — аллювиальные: 15 — молодые позднесырдарьинские; 16 — ранние позднесырдарьинские; 17 — позднесырдарьинские; 18 — раннесырдарьинские; 19 — сырдарьинские; 20 — голодностепские; *б* — сухих дельт: 21 — позднесырдарьинских; 22 — раннесырдарьинских; 23 — сырдарьинских; 24 — голодностепских; 25 — позднеаташкентских; 26 — раннеаташкентских; 27 — ташкентских; 28 — нанайских; *в* — лесовых равнин по периферии сухих дельт: 29 — позднесырдарьинских; 30 — сырдарьинских; 31 — голодностепских; 32 — позднесырдарьинские.

Прочие обозначения: 33 — разломы (*a* — достоверные; *б* — предполагаемые); 34 — барханы; 35 — археологические местонахождения (*a* — бронзовый и ранний железный века; *б* — мустьерские). I, VI — линии геоморфологических профилей (см. рис. 2.18)

В Даудинском блоке р. Кшемьш образует узкую V-образную долину с преимущественно эрозионными геоморфологическими уровнями, за исключением 20-40-метрового раннеголодностепского, к которому относятся глыбово-галечные накопления.

Далее, пересекая Ахунтауский разрыв, Каравшин входит в Варухскую впадину, где, сливаясь с Каравшином образует р. Исфару. Во впадине центральная Майданская ячея обрамлена с юга Дарбазинской, а с севера Тауштамдыкской структурными ступенями. В Дарбазинской ступени молодые неоплейстоценовые террасы сближаются (рис. 2.20), образуя “шарнир террасовых ножиц” перед прогибом Майданской ячеи. Эта ячея представляет собой грабенообразный прогиб, выполненный сложным комплексом неогеновых и четвертичных отложений. Неогеновые дислоцированные (20-30°) конгломераты обнажены в северо-восточном борту ячеи в урочище Аксай и у кишла. Танги. Ташкентские и более древние террасы погребены под голодностепскими (Q₃). Только в урочище Тегерек на южной окраине ячеи фиксируются более древние конусы выноса.

В Тауштамдыкском блоке (структурной ступени) река входит в постепенно суживающееся Варухское ущелье. Здесь выше 15-метровой валунно-галечной голодностепской (Q₃) террасы прослеживаются останцы 50-метровой ташкентской (Q₂) цокольной террасы с аллювием, сложенным плотными брекчиевидными конгломератами, мощностью до 25 м. Севернее в Акташском горсте долина суживается до 200-300 м на голодностепском уровне, но затем вновь начинает расширяться. Здесь позднеголодностепская валунно-галечная терраса имеет высоту 12-13 м, а сырдарьинская — 2-4 м. Уступы ташкентского комплекса на выходе долины во впадину Чарку разворачиваются в виде быстро снижающегося со 100 до 50-30 м эрозионно-го раструба (рис. 2.21).

Цепь Впадин сороковой параллели в районе долины р. Исфары разделена Уртабузским адыром на Чаркуйскую и Самаркандскую ячеи. Днища обеих ячей сопрягаются с позднеголодностепской террасой, высота которой снижается с 12 до 7-8 м. Вершина адыра “срезана” поверхностью нанайского комплекса (Q₁), а на его склонах фиксируются уступы двух ташкентских террас. На последних местах сохранились остатки чехла валунных конгломератов. С этими террасами восточнее и западнее сопрягаются мощные галечники древних конусов выноса. Современное русло здесь слабо врезано в широкую позднеголодностепскую террасу. Раннеголодностепская 20-30-метровая терраса сохранилась в виде останцов. К югу от пос. Чарку в небольшой Качакаринской впадине на поверхность голодностепского конуса выноса переотложены позднепалеолитические изделия — стоянка Ходжа-Гор [Несмеянов, Ранов, 1964]. Поскольку селевые осадки, вмещающие палеолит, расчленены голоценовыми врезями, можно думать, что стоянка существовала в самом начале сырдарьинского этапа.

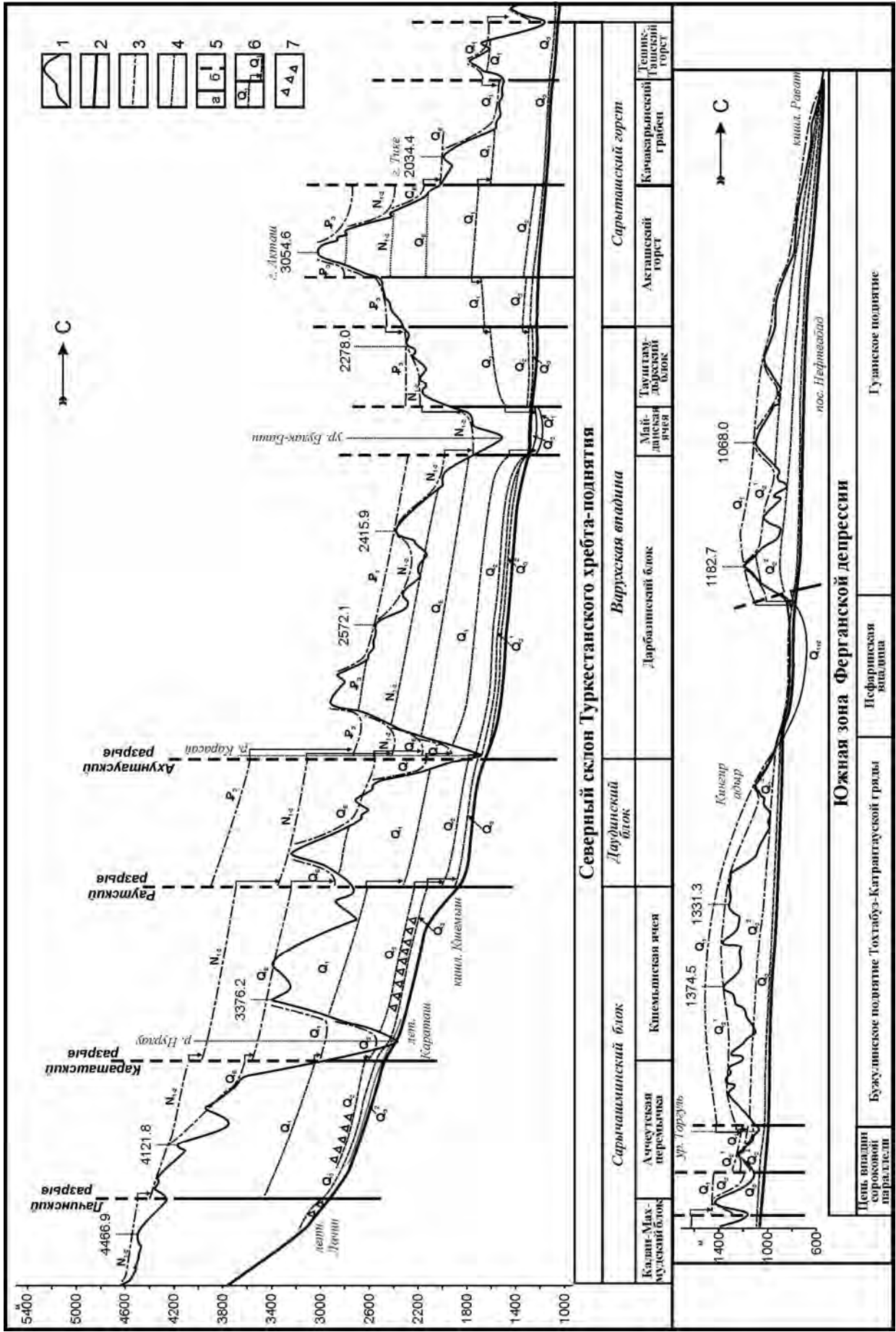


Рис. 2.19. Исфаринский структурно-геоморфологический профиль (III-III)

Распределение высот геоморфологических уровней над руслом р. Исфары

Новейшие структуры	Северный склон Туркестанского хребта-поднятия					Южная зона Ферганской депрессии																			
	Сарычашлинский блок	Даулинский блок	Варухская впадина	Сарыташский горст	Цепь впадин сороковой параллели	Бужулинское поднятие Тохтабуз-Катрантауской гряды					Исфаринская впадина	Гузанское поднятие													
Мелкие новейшие структуры и пункты	р-н лет. Караташ	р-н кишл. Кшемыш	Дарбазинский блок	Майданская ячея	Тауштамдыкский блок	Акташский горст	Впадина Чарку (р-н пос. Чарку)	Уртабузский адыр	Самаркандская ячея	Северосамаркандский блок	р-н гор Боткан	р-н кишл. Зумаратшка	р-н Кингир-адыра	южная часть Исфаринской впадины	р-н пос. Исфара	р-н кишл. Калача-Мазар	р-н кишл. Балаянд и Араб-Кишлак	р-н кишл. Ханабад	р-н между кишл. Ханабад и Нефтебад	р-н кишл. Нефтебад	р-н Киргиз-кишлака	р-н между Киргиз-кишл. и кишл. Зархок	р-н кишл. Зархок	южная окраина кишл. Рават	
	р-н кишл. Караташ	Кшемыш																							
Террасовые уровни	1							280		250	550	300	200-230			400		350		250	200	150	120		
	1	100-200	150	100	120			120		200	300-400	200-280	150			200-250		150		150	100-120	100	80-100		
	2			80	50	30-100		50	40-60	120-150	100	45-70				60-70		60		60		60	40-50	40	
	2	40-50	70-80	20-40	40-50	20-25		20-30	15	35	15-20	20-25	15-20	5-6	10-12	15	10	12	8-9	11-13	11-15	17	6-9	6	
3	20-25			25	6	15	13	9-13	20-13	8-10	20-25	9-12	9-10	6-7	3-2	4	7-5	7-5		4-6-5	6	6		1-5	
3	5-7	6-7		5-7	0-5-1		24	1-5-4	3-4	1-1-5	1	2-2	2-5-3	0-5		1	1	1-2		1-1-5	1-5-2				
4																									

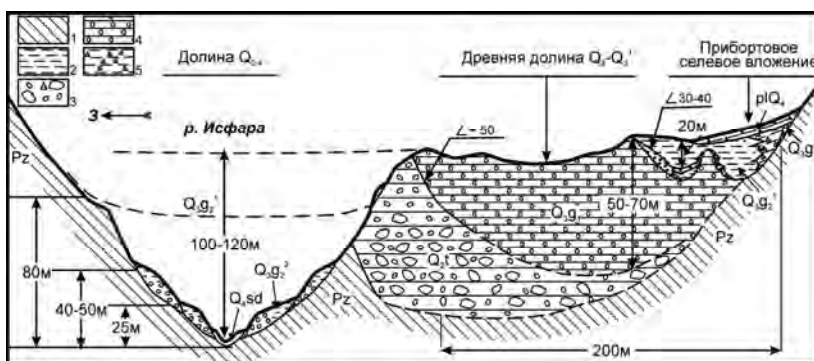


Рис. 2.20. Поперечный профиль долины р. Исфары между пос. Варух и слиянием рек Чимурган и Кшемыш

1 — известняки и сланцы, 2 — суглинки, 3 — валунные конгломераты, 4 — галечники и конгломераты, 5 — щебенчатый суглинок

На выходе долины в Исфаринскую впадину ташкентские террасы “разворачиваются” широким раструбом и пропускают на равнину голодноstepский конус выноса. Последний плавно переходит в поверхность лессовой равнины, занимающей центральную часть впадины. Русло Исфары остается врезанным в голодноstepские образования.

В Гузанском поднятии долина Исфары приурочена к седловине, которая разделяет палеозойские ядра Гузанской и Калача-Мазарской горст-антиклиналей. К северу от этих ядер в области выходов на поверхность глинистых пород палеогена долина расширяется, а затем, рассекая неогеновые конгломераты, приобретает вид каньона с отвесными бортами и плоским дном из голодноstepских террас. Ташкентские террасы здесь

цокольные. Их чехол сложен валунными и крупногалечными конгломератами, более грубыми и содержащими больший процент гальки магматических пород, чем конгломераты коктюрлюкской свиты (Q_E). Рост складок продолжается до настоящего времени. Это подтверждается появлением неогенового цоколя даже у голоценовых террас в ядрах Нефтебадской и Айри-танской складок и в Устьисфаринской флекуре, которая ограничивает Гузанское поднятие с севера. К северу от этой флек-

В Тохтабуз-Катран-тауской гряде (горы Боткан и Кингир-адыр) долина Исфары меридиональна, плоскодонна и имеет глубину до 400 м (рис. 2.22). Русло реки блуждает по широкой пойме. Голодноstepские террасы здесь аккумулятивные, ташкентские — цокольные. Расположение останцов древнеташкентских конгломератов к западу от современной долины показало, что в районе кишлака Гаусуор и пос. Шураб существовало ответвление пра-Исфары, которое пересекало Уртабузский адыр и проходило по Шурабской седловине между Тохтабузским и Бужуньским поднятиями. Это русло отмерло к началу голодноstepского этапа.

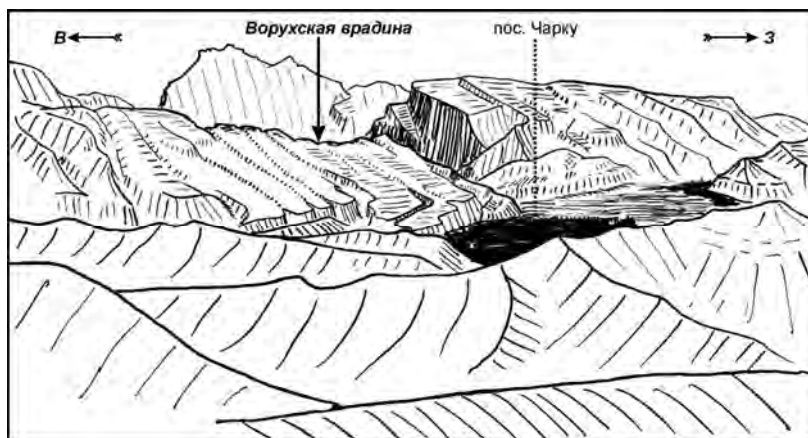


Рис. 2.21. Устье Ворухского ущелья у пос. Чарку

суры голодностепская терраса разворачивается громадным полуконусом, погребая все более древние осадки, а к югу от нее на северном краю поднятия ташкентские террасы разворачиваются широкими эрозионными раструбами (рис. 2.23).

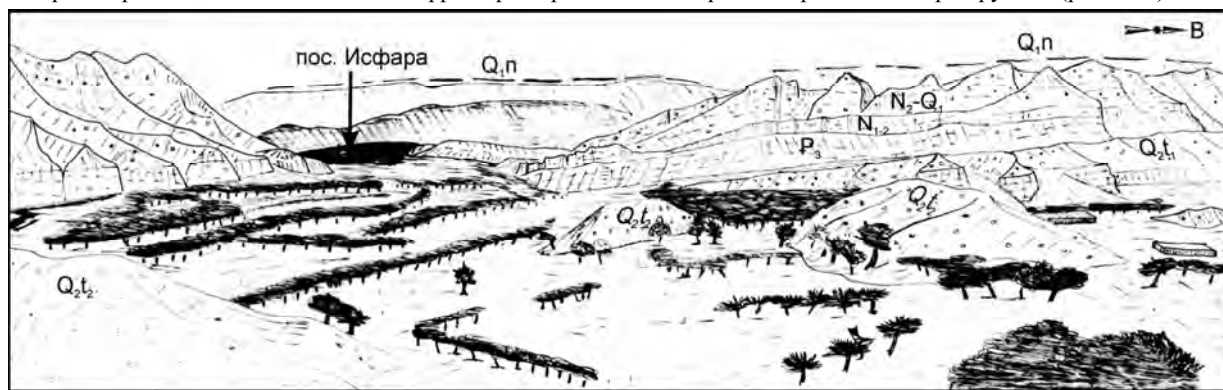


Рис. 2.22. Долина р. Исфары у северного борта Бужуньского поднятия



Рис. 2.23. Устьевая часть долины р. Исфары

(видны: эрозионный раструб древней ташкентской террасы — Q_{2t} и сопряжение голодностепской террасы — Q_{3g} с конусом сухой дельты)

Следует отметить, что на выходе из Исфаринской впадины рассматриваемая долина также раздваивалась. Ее ныне отмершая западная протока пересекает ядро Калача-Мазарской горст-антиклинали между кишлаками Тохта-Коль и Араб-Кишлак.

Таким образом, Исфаринская долина разнообразнее Шахристанской из-за большей дифференцированности тектонических движений в этой

части депрессии. Разновысотность отдельных плейстоценовых врезов в поднятиях, пересекаемых рекой Исфара, более устойчива, а облик долины однообразнее. Стабильное проявление в рельефе положительных структур здесь произошло со среднего неоплейстоцена. До конца нанайского этапа (Q_1) единая аккумулятивная равнина подступала к самому подножию Туркестанского хребта. Правда, отдельные небольшие возвышенности на сводах поднятий, вероятно, возникли раньше, но они тут же уничтожались эрозией, так как и в коктюрлюкское (Q_E), и в нанайское (Q_1) время осадконакопление было повсеместным. С ташкентского же этапа (Q_2) начали интенсивно воздыматься Тохтабуз-Катрантауская и Каратау-Гузанская гряды. Поскольку современное русло Исфары повсеместно углублено в голодностепские образования (Q_3), можно считать, что в поднятие вовлекаются и впадины, разделяющие эти гряды.

Суммируя сказанное по двум разномасштабным долинам, поперечным по отношению к основным новейшим структурам (особенно к хребтам-поднятиям), можно заключить следующее:

Долины хорошо выражены в горном хребте; а в депрессии — преимущественно в пределах отдельных блоковых поднятий.

- В пригребневой части Туркестанского хребта верховья долин представляют собой четкую тыловую террасовую лестницу, на которой располагается современное русло, а на ее древних элементах — верхнеплейстоценовые морены.
- На примере сырдарьинского (Q_4) вреза р. Актеги хорошо видно, что регрессивная эрозия развивается вверх по течению от каждого относительно воздымающегося блока.
- Мощные пролювиальные конусы образуются только в случаях пересечения рекой сочленений активного поднятия с активно прогибающейся впадиной.
- Периферические части крупных депрессий Тянь-Шаня продолжали оставаться зоной аккумуляции практически до начала четвертичного периода, а чаще — до начала неоплейстоцена. Их орографически выраженная структурная дифференциация началась в неоплейстоцене.

2.2.3. Особенности строения долин, продольных по отношению к основным новейшим структурам

Характеристика строения таких долин наиболее удачно может быть проиллюстрирована на примере верхнего течения р. Зеравшан в интервале от Зеравшанского ледника, из которого она вытекает, до г. Пенджикента [Несмеянов, Бархатов, 1978]. Зеравшанская долина расположена между Туркестанским и Зеравшанским хребтами в Западном Гиссаро-Алае. Неогеновые и более древние геоморфологические уровни здесь практически однотипны с теми, которые характерны для стекающих с северного борта Туркестанского хребта и рассмотренных выше рек Шахристансай и Исфара. В данном случае наиболее интересен комплекс неоплейстоценовых террас (рис. 2.24). Этот комплекс целесообразно интерпретировать в соответствии с той же межрегиональной стратиграфической схемой, что и у рек Ферганской долины (хотя долина Зеравшана принадлежит Амударьинской системе регионов). Характерно, что почти все террасовые уровни этого комплекса содержат как аллювий, так и останцы конечных морен (табл. 2.5).

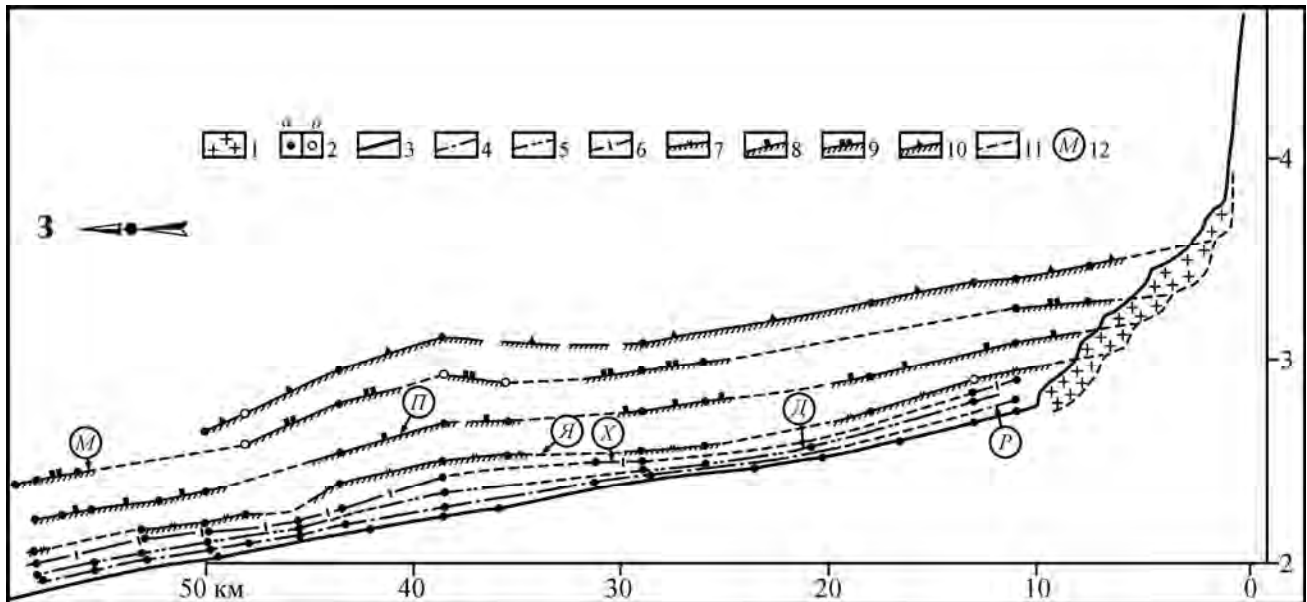


Рис. 2.24. Продольный геоморфологический профиль верховьев р. Зеравшан [Несмеянов, Бархатов, 1978].

1 — Зеравшанский ледник; 2 — отметки геоморфологических уровней: а — по геодезическим измерениям и уверенно фиксируемые на топографических картах, б — приблизительно определенные на топографических картах; 3 — русло р. Зеравшан; 4-6 — аккумулятивные уровни: 4-5 — сырдарьинского макрокомплекса, 6 — позднеголодностепский; 7-11 — эрозионные уровни (цоколи террас и днища трогов): 7 — раннеголодностепский, 8-9 — ташкентские, 10 — кошкурганский, 11 — предположительные корреляционные уровни; 12 — конечные морены оледенений (М — Матчинского, П — Пальдоракского, Я — Ярмского, Х — Худгифского, Д — Дихаузского, Р — Россинского).

Таблица 2.5.

Схема расчленения неоплейстоценовых образований террасового комплекса долины р. Зеравшан

Межрегиональная схема		Схема Амударьинской системы регионов		Конечные морены долины р. Зеравшан
горизонты	подгоризонты	макрокомплексы	комплексы	
Сырдарьинский Q ₄	Ходжаягонинский Q ₄ ²	Амударьинский	Нурекский	Россинская
	Туткаульский Q ₄ ¹		Туткаульский	Дихаузская
Голодностепский Q ₃	Самаркандский Q ₃ ²	Душанбинский	Термезский	Хутгифская
	Шугноуский Q ₃ ¹		Шугноуский	Ярмская
Ташкентский Q ₂	Джаркуганский Q ₂ ²	Илякский	Карабуринский	Пальдоракская
	Караджалский Q ₂ ¹		Ялгызкакский	Матчинская
Кошкурганский Q ₁		Вахшский		

Корреляция данных террасовых уровней практически однозначно осуществлялась разными группами исследователей, а потому может считаться достаточно надежной [Чистяков, 1958; Чедия и др. 1965; Несмеянов, Бархатов, 1978; Макаров и др., 1979; Макарова и др., 1979]. Данная корреляция показала, что все неоплейстоценовые уровни в такой продольной долине испытывают относительно пологие пликативные дислокации, отражающие поперечные ундуляции субширотных блоковых и складчато-блоковых неотектонических структур. Однако новейшие поперечные разрывные дислокации здесь практически отсутствуют, хотя глубины неоплейстоценовых эрозионных врезов Зеравшана часто превышают таковые у рек северного склона Туркестанского хребта.

Данная структурно-геоморфологическая обстановка благоприятна для выделения разномасштабных эрозионно-аккумулятивных комплексов, отвечающих основным стратиграфическим элементам образований террасового генетического комплекса. Эти соотношения хорошо видны на поперечных профилях долины Зеравшана (рис. 2.25, 2.26).

Приведенная корреляция террасовых уровней показала следующее. Во-первых, в верховьях долины современный ледник “переползает” с более высоких террасовых уровней на все более низкие. Этот район отвечает законсервированной части долины. Во-вторых, конечные морены, флювиогляциальные и аллювиальные отложения каждого стратиграфического элемента залегают на едином эрозионном цоколе. В-третьих, из под ледника в настоящее время вырывается мощный водный поток, со страшным грохотом ворочающий валуны. Соответственно, этот поток обладает весьма значительной эрозионной способностью. Поэтому при каждом благоприятном случае, связанном, например, с орогеническим импульсом, который увеличит уклон русла, подобный водоток сможет сформировать новый эрозионный врез. В-четвертых, по расположению и величине останцов разновозрастных террасовых уровней на разных бортах долины хорошо фиксируется различие поперечных тектонических перекосов, когда русло последовательно смещается то к одному борту долины, то к другому (рис. 2.27).

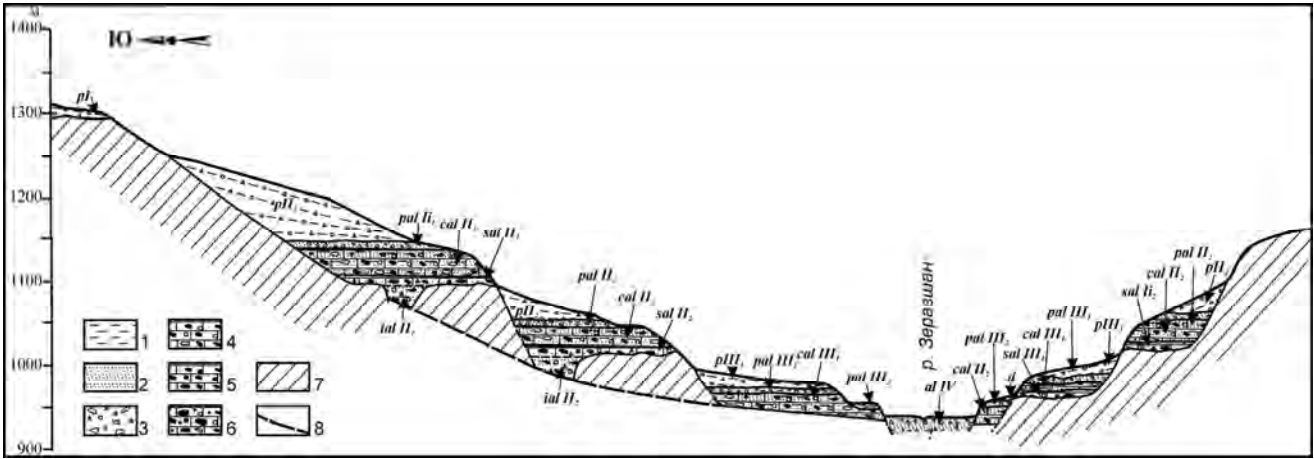


Рис. 2.25. Поперечный разрез долины р. Зеравшан в районе г. Пенджикент [Макаров и др., 1979]

1 — суглинки; 2 — песок и гравий; 3 — щебень и гравий; 4-6 — конгломераты: 4 — слабо сцементированные, 5 — плотно сцементированные, 6 — с включением плохо окатанных и угловатых обломков; 7 — коренные породы; 8 — русло сухого сая. а — аллювий; d — делювий; p — пролювий; динамические фазы аллювия: ial — инстративная, sal — субстративная, cal — констративная, pal — перстративная. Индексами показаны их возраста.

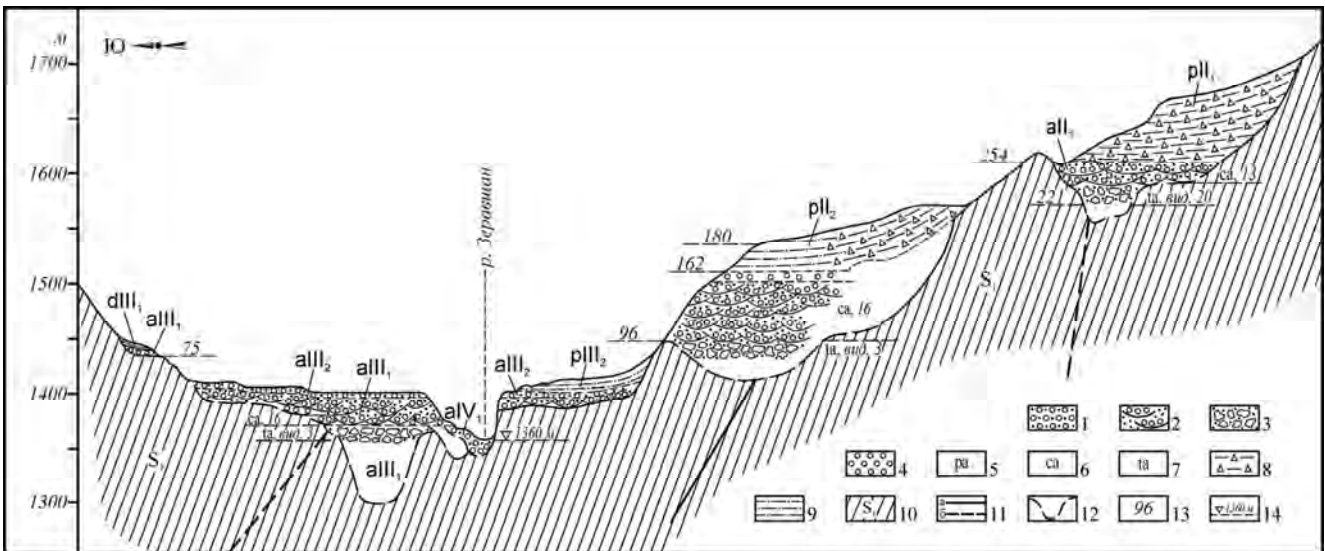


Рис. 2.26. Террасы р. Зеравшан у пос. Айни в Западном Гиссаро-Алае [Макарова, Макаров, Акинин, 1979].

1 — песчано-галечные отложения перстративного аллювия; 2 — буровато-серые галечники и конгломераты констративно-го горизонта аллювия; 3 — желто-бурые валунные галечники и конгломераты инстративного горизонта аллювия; 4 — высыпки серых галечников; 5 — перстративный аллювий; 6 — констративный аллювий; 7 — тальвеговый аллювий; 8 — суглинки со щебнем и гравием; 9 — супеси; 10 — коренные отложения нижнего силура; 11 — разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 12 — предполагаемые контуры погребенных частей долин; 13 — высота над руслом Зеравшана (в м); 14 — уровень р. Зеравшан.

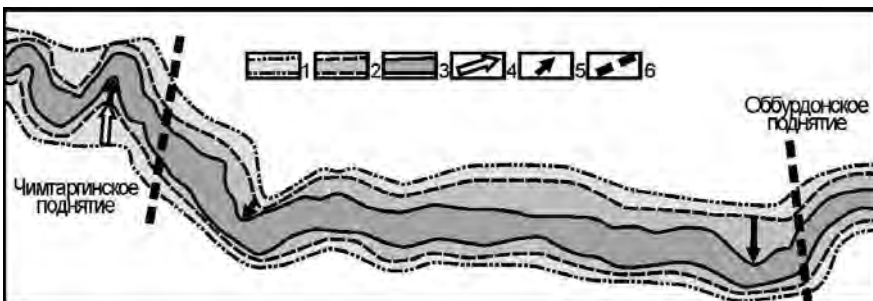


Рис. 2.27. Размещение четвертичных эрозионных врезов р. Зеравшан в районе Захматабадской впадины

1-3 — эрозионные врезы, соответствующие горизонтам: 1 — ташкентскому (Q_2), 2 — голодностепскому (Q_3), 3 — сырдарьинскому (Q_4); 4-5 — направления активных смещений палеорусел р. Зеравшан для этапов: 4 — голодностепского, 5 — раннесырдарьинского; 6 — границы поперечных мегаподнятий

2.2.4. Особенности строения долин, формировавшихся в сложных тектонических условиях

Сложные тектонические условия в новейших орогенах обычно определяют повышенной тектонической раздробленностью, т.е. мелкоблочностью, сопровождаемой многочисленными различными ориентированными тектоническими разрывами, часто с разнообразной кинематикой.

Этим условиям отвечают верховья бассейна р. Мзымты на южном склоне Кавказа. Повышенная неотектоническая раздробленность данной территории определяется сочленением трех шовных зон: Пшехско-Адлерской поперечной зоны по-

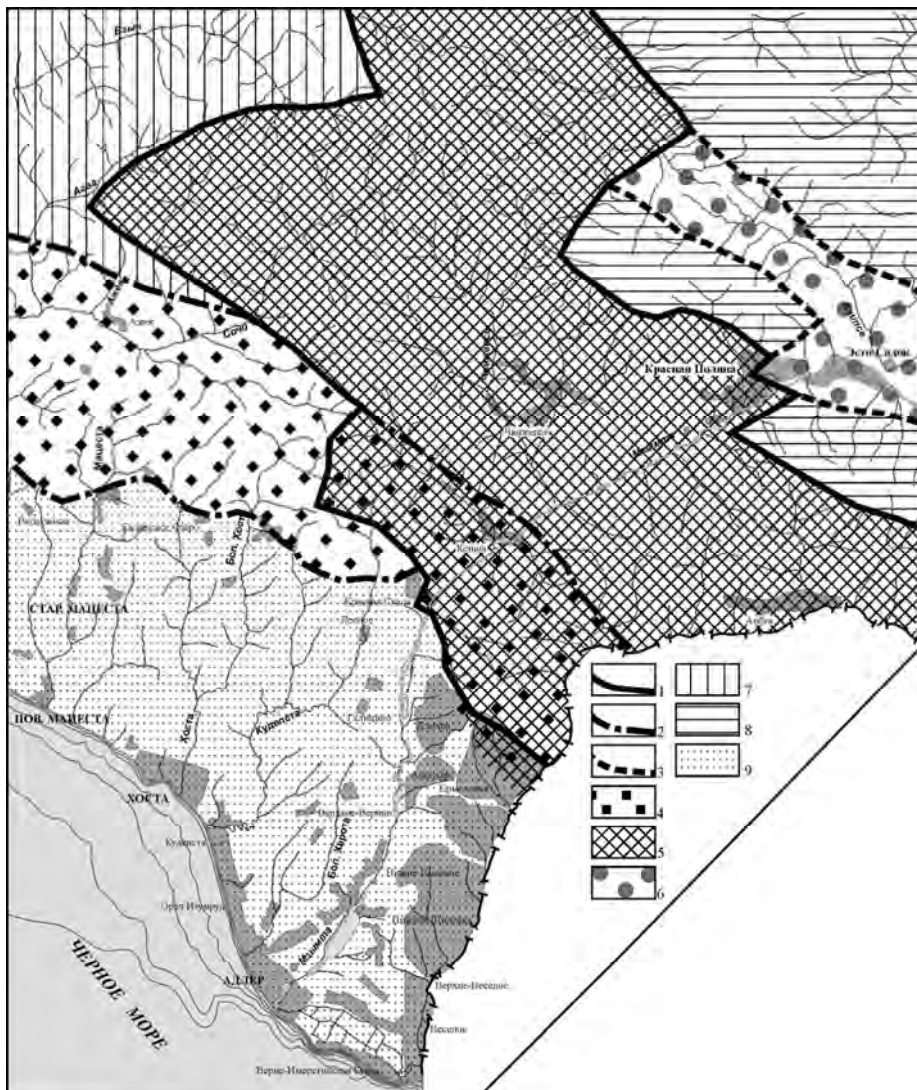


Рис. 2.28. Схема шовных зон в районе бассейна р. Мзымты

1-3 — границы: 1 — Пшехско-Адлерской зоны поперечного дробления, 2 — Воронцовской шовной зоны, 3 — Мзымтинской шовной зоны; 4-6 — шовные зоны: 4 — Пшехско-Адлерская, 5 — Мзымтинская, 6 — Мзымтинская; 7-8 — блоковые структурыв сегментах: 7 — Западном, 8 — Центральном; 9 — Адлерская впадина.

перечных профилях, когда оба борта долины осложнены разрывами (рис. 2.30). В подобных условиях корреляция геоморфологических уровней осложняется также обычными поперечными перекосами долины. Встречаются также ситуации тектонического подпруживания долины с погребением более древнего аллювия под молодым, что обуславливается встречными к уклону долины разрывными смещениями (например, по Чхалтинскому региональному сбросу в районе пос. Красная Поляна, где коренной цоколь значительно переуглублен относительно современного русла).

2.2.5. Особенности топоизмерений в горных долинах.

Топоизмерения в горных долинах часто осложняются, с одной стороны, недоступностью ряда объектов (если они расположены на обрывистых склонах или на противоположном берегу бурной и глубокой реки при отсутствии мостов), а с другой, малыми размерами площадок, где приходится размещать базу для измерений.

Деформации террас могут быть определены по топооснове, как правило, если сечение горизонталей не превышает 5-10 м. Но в горных областях с контрастным рельефом, когда относительные превышения объектов могут достигать 1-3 км, сечение горизонталей на серийных топографических картах составляет десятки метров и соизмеримо с амплитудами выявляемых деформаций. Необходимы, следовательно, более точные измерения относительных и абсолютных высот главных элементов террас (цоколя, кровли аллювиальных или морских отложений, бровки террасы, т.е. кровли покровных отложений). Применяемое для этих целей барометрическое нивелирование не всегда пригодно, т.к. ошибки серийных приборов обычно близки к величинам анализируемых тектонических деформаций.

вышенного дробления и двух продольных по отношению к общекавказскому простираанию (рис. 2.28). С запада к поперечной зоне подходит Воронцовская шовно-блоковая зона, а с востока — Мзымтинская шовно-депресссионная зона [Несмеянов, 1992].

Детализация исследований выявила значительную густоту разрывов, среди которых преобладают сбросы, присутствуют сбросо-взбросы, взбросо-надвиги и циркуобразные сбросы. При этом региональные разрывы сопровождаются сложной системой параллельных и опирающихся разрывов (рис. 2.29) [Несмеянов, 1999; Несмеянов и др., 2011].

Горная часть долины р. Мзымты частично является продольной в пределах Мзымтинской шовной зоны, а ниже — практически поперечной в районе восточного края Воронцовской шовной зоны. Специфической особенностью сложных тектонических условий является тектоническая нарушенность склонов долины, которая проявляется как в ее продольной, так и в поперечной частях.

Это хорошо видно на по-

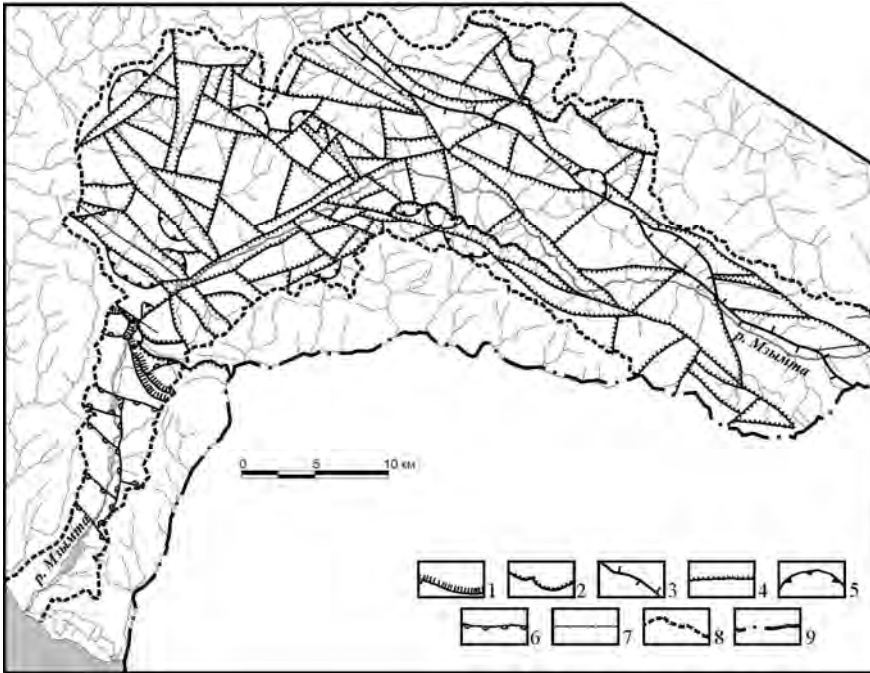


Рис. 2.29. Крупномасштабная схема активных разрывов бассейна р. Мзымты (исходный масштаб 1:50 000).

1—5 — активные разрывы: 1 — надвиги, 2 — взбросо-надвиги, 3 — сбросо-взбросы, 4 — сбросы, 5 — ширкообразные сбросы; 6 — флексуры; 7 — крупные зоны повышенной трещиноватости; 8-9 — границы: 8 — бассейна р. Мзымты, 9 — Российской Федерации

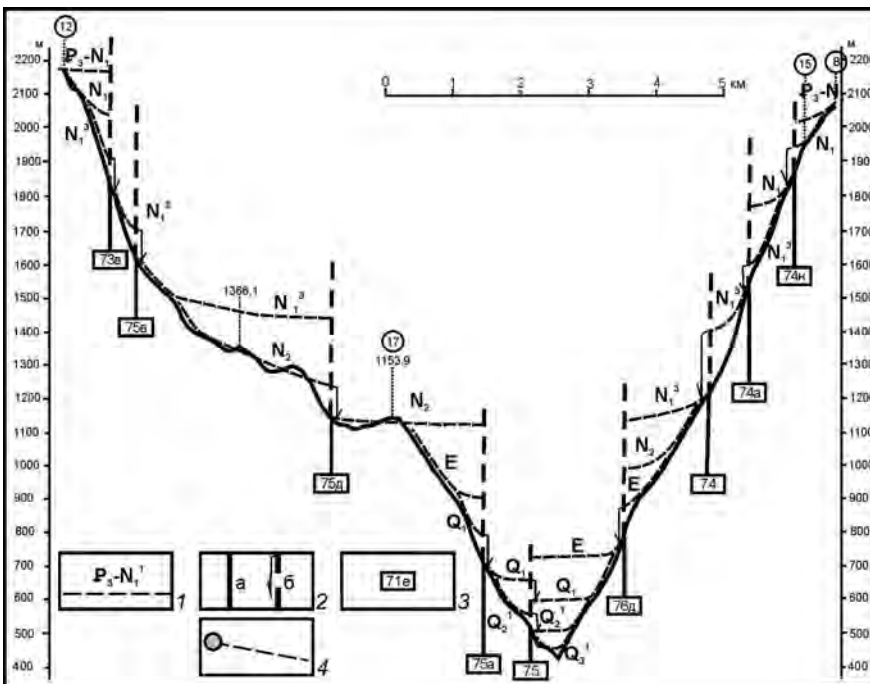


Рис. 2.30. Геоморфологический профиль по линии 16.

1 — возрастные индексы геоморфологических уровней; 2 — новейшие разрывы: а — собственно разрыв, б — предполагаемая трассировка его эродированной части (стрелками показаны амплитуды вертикального смещения геоморфологических уровней); 3 — индексы основных новейших разрывов; 4 — точки пересечения профилей и номер пересекающего профиля (см. рис. 2.45)

Практика показала, что точность измерения подобных превышений может быть несколько ниже стандартной. Дело в том, что измеряемые геоморфологические поверхности обычно неровные. Например, уровень кровли галечного аллювия определяется в каждой точке с точностью до половины диаметра средней гальки. В поперечном сечении долины этот уровень обладает гораздо большими первичными неровностями. Еще менее ровными являются другие эрозионные террасовые уровни. Поэтому, как правило, достаточной является точность до 1% от измеряемой высоты. Соответственно для

Гораздо эффективнее применение спутниковой навигации и теодолитных измерений.

В обычных условиях при теодолитных измерениях определение высот точек наблюдения выполняется путем проведения тахеометрических ходов или построения микротриангуляции с измерением вертикальных углов (рис. 2.31). Для повышения надежности измерений нивелирование целесообразно выполнять в каждом направлении с двойным измерением расстояния и углов наклона. Расстояния измеряются на разных частях рейки, а вертикальные углы — на две высоты визирования при двух положениях круга. Вычисления превышений (h) производятся по традиционным формулам:

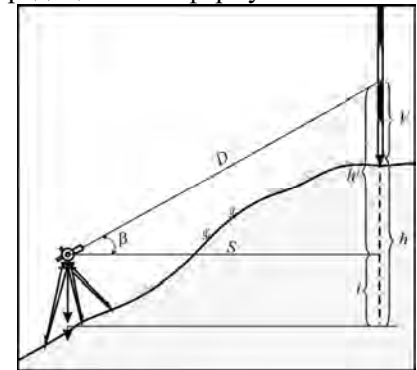


Рис. 2.31. Схема теодолитных измерений.

а) при определении расстояний по рейке —

$$h = \frac{1}{2} D \times \sin 2\beta + i + v,$$

где D — наклонное расстояние, измеренное по рейке, β — угол наклона, i — высота инструмента, v — высота визирования; при этом

$$h = h' + i - v$$

$$\text{и } h' = \frac{1}{2} D \times \sin 2\beta;$$

б) при определении расстояний мерными приборами —

$$h = S \times \operatorname{tg} \beta,$$

где горизонтальное проложение измеренного расстояния

$$S = D \times \cos^2 2\beta.$$

близких и низких цокольных или аккумулятивных террасовых уровней высота может оцениваться с точностью в дециметры, а для далеких и высоких, но сильно расчлененных эрозионных уровней допустима точность в метры и даже в первые десятки метров.

Кроме того, специфика топографических работ может быть обусловлена особенностями измеряемых объектов. Так, террасы в горных долинах распространены фрагментарно, часто сохранились лишь на одном борту или разновысотны на разных бортах речной долины за счет поперечных деформаций. Поэтому возникает потребность в измерении террас на противоположном от наблюдателя борту долины. На многоводных, бурных горных реках такие объекты бывают недоступны из-за отсутствия мостов и переправ на многокилометровых отрезках долины, отсутствия дорог на одном из берегов реки и т.п.

Методика измерения высот недоступных удаленных объектов предусматривает измерения горизонтальных и вертикальных углов с концов измеренного базиса на хорошо опознаваемый точечный объект (рис. 2.32) [Богачев, Несмеянов, 1986]. Таким объектом может быть камень, куст, основание древесного ствола и т.п.

По результатам измерений решаются две задачи.

1) Горизонтальные проложения (S_1 и S_2) с концов базиса (а и б) определяются по формулам:

$$S_1 = B \times \frac{\sin \beta_2}{\sin (\beta_1 + \beta_2)} \quad \text{и} \quad S_2 = B \times \frac{\sin \beta_1}{\sin (\beta_1 + \beta_2)}$$

Горизонтальные углы на объект должны быть не менее 15° . Если с одного базиса это невозможно, выбирается дополнительный базис.

2) Относительные превышения объекта измерений над концами базиса составляют:

$$h_1 = S_1 \times \operatorname{tg} \alpha_1 \quad \text{и} \quad h_2 = S_2 \times \operatorname{tg} \alpha_2$$

Измерив, превышение одной из точек базиса над урезом воды в реке подсчитывается относительная высота объекта, а привязка к геодезическому реперу или абсолютной отметке уреза воды в реке на карте позволяет оценить абсолютную высоту объекта.

При подобных измерениях для террас высотой до 200 м достаточной считается точность в пределах 2 м, а для более высоких террас (с разницей высот между ними в сотни метров) — погрешность в 10-15 м признается допустимой. Это возможно осуществить с помощью самых простых геодезических инструментов — теодолита с точностью отсчета $30''$ и мерной ленты или дальномерной насадки на теодолит. При этом вычисления с исходными данными, когда ошибка измерения горизонтального и вертикального угла $1'$, а ошибка измерения базиса 1:300, точность определения базиса обычно вполне достаточна для определения искомым превышений.

На точность определения относительных превышений имеют влияние величины углов α (вертикальный угол) и γ (угол засечки). При этом желательно, чтобы расстояния до объекта с разных концов базиса были примерно равными (равнобедренный треугольник).

Выкладки по оценке точности высот (по вышеприведенным формулам) показывают следующие соотношения. Если базис делать равным одной десятой расстояния до определяемой точки, то угол засечки (γ) будет в среднем не более 6° . Точность определения превышений резко повышается при угле засечки в 15° , но в таком случае длина базиса должна составлять 0,26 (примерно одна четверть) от определяемого расстояния. Например, для расстояния 2 км длина базиса должна составить не менее 500 метров. Следовательно, угол засечки составляет около 6° при базисе, равном 0,10 расстояния; около 8° — при 0,16; 10° при — 0,18; и около 15° при — 0,26.

Другой фактор, более всего влияющий на точность определения превышений — величина угла наклона α . При малых углах наклона ошибка незначительна, но при его увеличении ошибка существенно увеличивается.

Для того, чтобы ориентироваться в получаемой точности превышений при тех или иных значениях углов засечки (γ), приведена таблица получаемых ошибок превышений (табл. 2.6).

Из таблицы видно, что условия точности определения превышений высоких террас выполняются в любых случаях при самом малом угле засечки, т.е. при минимальной длине базиса, равной 0,1 расстояния до искомой точки, а требования определения превышений низких террас также выполняются при самом малом угле засечки для всех углов наклона при расстояниях до 2 км (кроме углов наклона, превышающих 18°). При невозможности выбора базиса на местности необходимой длины, что может быть при нахождении наблюдателя на небольшом останце террасы или очень неровном склоне, базис может быть не прямым, а с изломом, т.е. выбирается дополнительный базис. Для увели-

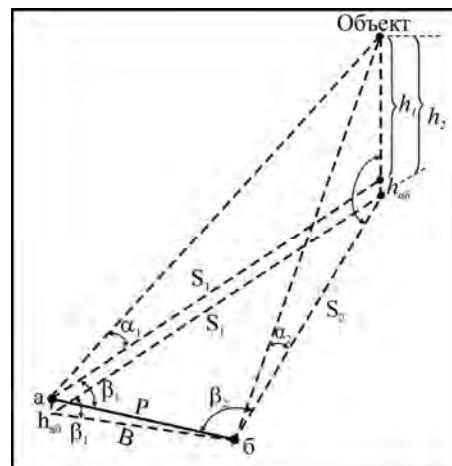


Рис. 2.32. Схема определения горизонтальных проложений и превышений недоступного объекта над крайними точками базиса [Богачев, Несмеянов, 1986].

чения точности измерений и получения взаимно контролируемых результатов можно производить измерения с двух непараллельных базисов.

Таблица 2.6

Ошибка определения разности превышений двух определяемых точек (в м) при разных недоступных расстояниях, относительных длинах базиса и углах наклона (по Л.И. Серебряковой)

Угол наклона α	Примерное расстояние от точек наблюдения до объекта в км											
	500 м				1 км				2 км			
	Отношение длины базиса к расстоянию до объекта											
	0,10	0,16	0,18	0,26	0,10	0,16	0,18	0,26	0,10	0,16	0,18	0,26
5°	0,20	0,18	0,16	0,15	0,40	0,36	0,34	0,31	0,83	0,73	0,68	0,63
10°	0,31	0,25	0,22	0,18	0,63	0,51	0,45	0,37	1,32	1,07	0,93	0,76
15°	0,45	0,34	0,30	0,23	0,90	0,71	0,60	0,46	1,90	1,48	1,24	0,95
20°	0,59	0,46	0,38	0,28	1,19	0,92	0,76	0,57	2,52	1,94	1,60	1,18
30°	0,93	0,71	0,58	0,42	1,87	1,43	1,17	0,84	3,95	3,01	2,46	1,76

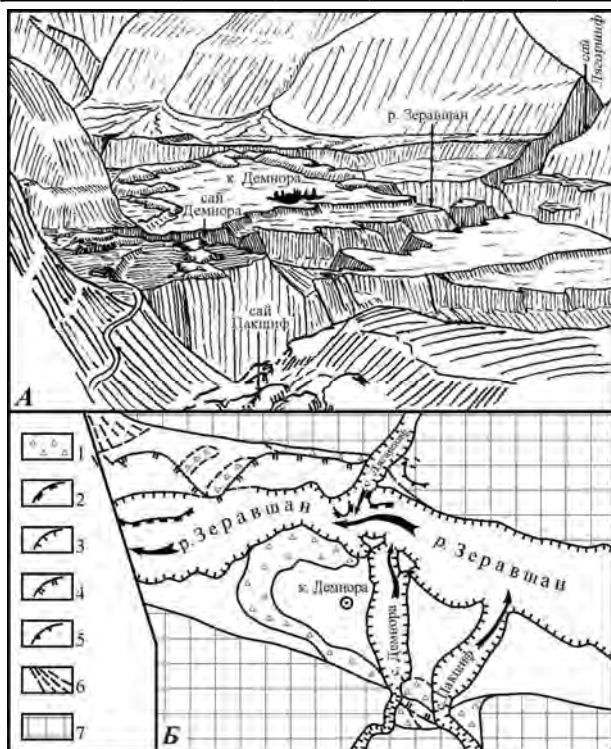


Рис. 2.33. Пример рисунка (А) и геоморфологической схемы (Б) участка изучения террас в верховьях р. Зеравшан (Западный Гиссаро-Алай).

1 — моренные валы; 2-5 — обрывы разновысотных террас; 6 — конусы выноса; 7 — коренные склоны.

где первично горизонтальными уровнями являются сами террасы. На побережьях террасы наклонены в сторону моря, а первично горизонтальными уровнями являются древние береговые линии, отвечающие геологически мгновенным моментам максимумов трансгрессий.

Измерения древних береговых линий производятся в отдельных разрозненных обнажениях, скважинах и горных выработках, где содержится палеонтологический материал или имеются определения абсолютного возраста морских отложений. Но такие объекты относительно редки, их корреляция недостаточна для детальных измерений тектонических деформаций.

Более эффективна корреляция поперечных к побережью профилей, захватывающих

Из этого следует, что самые простые геодезические инструменты — теодолит-тридцати-секундик с нитяным дальномером и обычная трехметровая нивелирная рейка практически обеспечивают задачу определения высот террас на неприступном расстоянии. Эта работа значительно упрощается и уточняется с применением даже самых простых современных электронных тахеометров, где все превышения и горизонтальные проложения вычисляются автоматически.

В полевых условиях, прежде чем приступить к теодолитным измерениям на выбранном участке, полезно составить геоморфологическую схему этого участка (рис. 2.33) и перспективный рисунок с показом всех измеряемых террасовых уровней, объектов измерений и местоположения базиса измерений (рис. 2.34). Рисунок желательно проконтролировать фотоснимком или фотопанорамой. Вычисления целесообразно выполнять непосредственно на объекте измерений. Это позволит, при необходимости, провести контрольные измерения.

2.3. Особенности изучения гористых побережий.

Методика реконструкции тектонических движений и корреляции геоморфологических уровней на побережьях отличается от таковой в речных долинах,

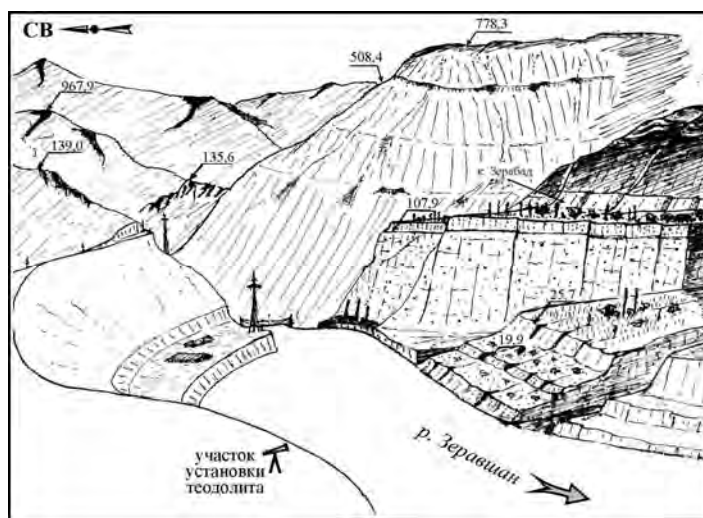


Рис. 2.34. Пример рисунка с результатами измерения высот террасовых уровней (левый борт р. Зеравшан у кишлака Зерабад).

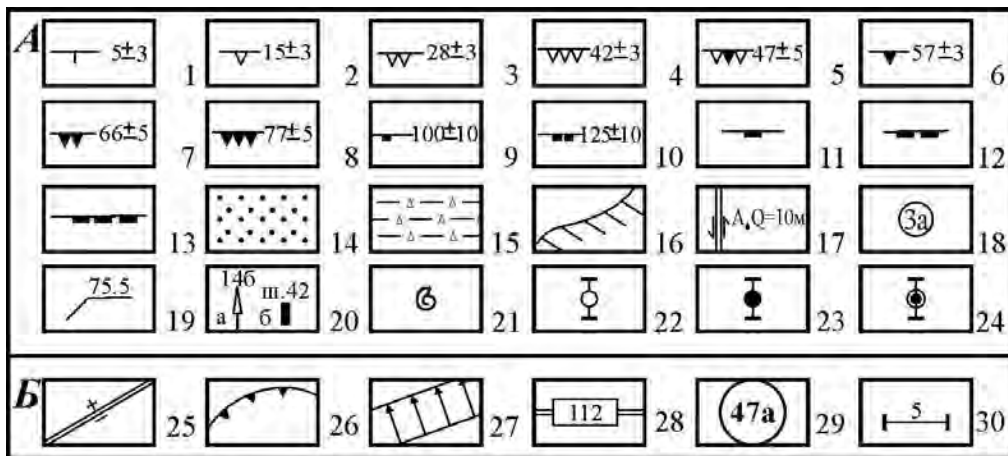


Рис. 2.35. Пример условных обозначений для: А — корреляции древних береговых линий; Б — схемы новейших структур [Несмеянов, Измайлов, 1995].

1-21 — на профилях и схемах корреляции: 1-13 — береговые линии Черного моря (с указанием их абсолютной высоты и точности определения в метрах): 1 — сочинская, 2-3 — карагатские (2 — агойская, 3 — шахейская); 4-5 — ашейские (4 — поздняя — голубевская, 5 — ранняя — водопадненская), 6-7 — узунларские (пшадские: 6 — макопсинская, 7 — кадошская), 8 — древнеэвксинская (криницкая); 9-10 — чаудинские (9 — идукопасская или гезельдеринская, 10 — дедеркойская); 11-13 — плиоценовые (11 — апшеронская, 12 — куяльницкая, 13 — понтичская); 14-15 — отложения террас (14 — морские, 15 — покровные), 16 — цоколь террасы (обычно дислоцированные меловые и третичные отложения), 17 — разрыв с указанием ориентировки и амплитуды (в метрах) смещения, 18 — индекс обнажения, 19 — абсолютная высота по данным измерений (в метрах), 20 — скважины (а) и шурфы (б) с указанием их индексов, 21 — фаунистические находки; 22-24 — точки измеренных или вычисленных высот древних береговых линий с указанием диапазона точности определения их высоты (террасы: 22 — без фауны, 23 — с фауной, 24 — стратотипы); 25-30 — на схемах новейших структур: 25 — сброс с указанием поднятого (+) и опущенного (-) крыльев, 26 — циркообразный сброс, ограничивающий блок отседания, 27 — флексура, 28 — индекс разрыва или флексуры; 29 — индекс блоковой или складчатой структуры, 30 — номер профиля (сечения) террасового ряда.

положение древней береговой линии или оценить ее вероятное расположение с помощью геометрических построений (рис. 2.35).

Поскольку высоты береговых линий определяются в большинстве случаев расчетным путем, а в некоторых случаях возможно непосредственное прослеживание или сопоставление на местности террас из смежных поперечных сечений, определенный интерес для стратиграфической корреляции представляет фактический материал по высоте абразионных и аккумулятивных элементов морских террас. Особые трудности представляют участки, где под мощным чехлом покровных отложений удастся вскрыть ряд разновозрастных морских террас (рис. 2.36). Поэтому все эти материалы, содержащиеся на геолого-геоморфологических профилях, целесообразно обобщать как на схеме (спектрограмме) корреляции террас (рис. 2.37 *Д*), так и в таблице (табл. 2.7). При этом целесообразно делить побережье на страторайоны с различными типами побережья, количеством и возрастом морских террас, со своими стратотипами и парастратотипами и т.п.

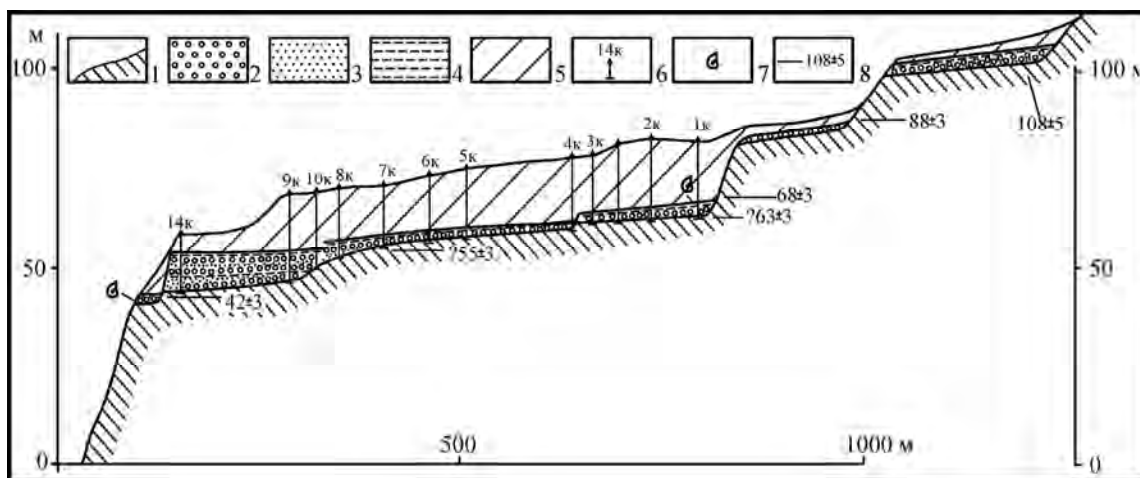


Рис. 2.36. Комплекс морских террас, погребенных под единым чехлом покровных отложений (мыс Кадош к западу от г. Туапсе) [Несмеянов, Измайлов, 1995].

1 — коренные цоколи четвертичных террас; 2-4 — морские отложения: 2 — галечники и конгломераты, 3 — пески и песчаники, 4 — глины и супеси; 5 — покровные отложения (преимущественно суглинки, реже щебень и глыбы); 6 — скважины; 7 — места находок морских моллюсков; 8 — высоты береговых линий и точность их определения в м: позднеашейской (42 ± 3), раннеашейской (55 ± 3), позднепшадской (63 ± 3), раннепшадской (68 ± 3), криницкой (88 ± 3), позднечаудинской (108 ± 3).

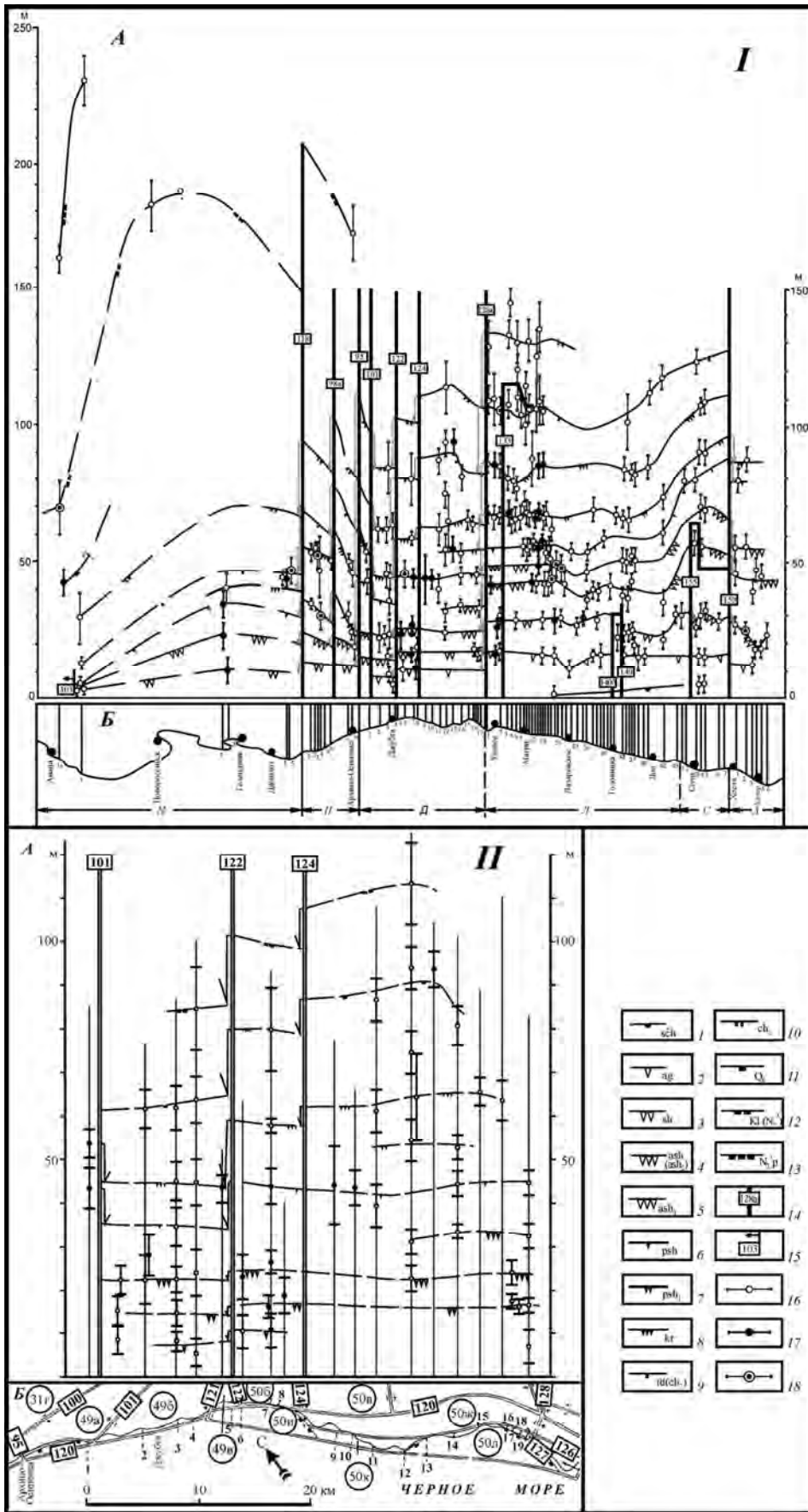


Рис. 2.37.
I — Корреляция антропогенных черноморских береговых линий кавказского побережья России
A — схема корреляции;
B — расположение поперечных профилей террасового ряда (номера профилей даны по страторайонам):
H — Новороссийский,
П — Пшадский,
Д — Джубгинский,
Л — Лазаревский,
С — Сочинский,
А — Адлерский).

II — Пример корреляции морских террас (Джубгинский страторайон)
A — схема корреляции;
B — фрагмент карты новейших структур с указанием поперечных профилей террасового ряда (Несмеянов, Измайлов, 1995).

1-13 — древние береговые линии: 1 — сочинская (Q_3^{26} - Q_4), 2 — агойская (Q_3^{2a}), 3 — шахейская (Q_3^1), 4 — ашейская (или позднеашейская — голубевская — Q_2^{26}), 5 — раннеашейская (водопадненская — Q_2^{2a}), 6 — пшадская: (или позднепшадская — макопсинская — Q_2^{16}), 7 — раннепшадская (кадопская — Q_2^{1a}), 8 — криницкая (Q_1^{26}), 9 — позднечаудинская (идукопасская — Q_1^{2a}), 10 — раннечаудинская (дедеркойская — Q_1^1), 11 — апшеронская (Q_E), 12 — акчагыльская (куяльницкая — N_2), 13 — понтичская (N_1^3); 14 — разрывы с указанием поднятого и опущенного крыльев; 15 — флексуры; 16-18 — точки определения высот древних береговых линий с указанием диапазона точности этого определения: 16 — без фауны, 17 — с фауной, 18 — стратотипические.

Соответственно для каждого страторайона целесообразна более детальная схема корреляции террас, сопровождаемая картой активных разрывов побережья, которая позволяет определить в каком блоке фиксируется та или иная терраса и нет ли их сдвигания, т.е. разновысотности в разных структурных блоках одного поперечного сечения (рис. 2.37 II). Составляемая при этом локальная неструктурная схема должна быть согласована с общей картой неструктурного районирования региона.

Таблица 2.7.

**Пример характеристики, профилей и обнажений плейстоценовых морских террас по страторайонам
(на примере северо-западной части Джубгинского страторайона) [Несмеянов, Измайлов, 1995].**

Профили		Возрастной индекс террасы*	Абсолютная высота (м)				береговой линии	Фауна	Парастратотипы	Индекс неотектонической структуры
№ и название	адрес обнажения		в обнажении, скважине							
			цоколя террасы	кровли морских отложений	земной поверхности					
1. бухта Инал	1,5 км западнее бухты Инал	Kr	около 47	около 52	около 68	53±3			48а	
2. р. Бжид	Правобережье р. Бжид (западнее устья)	Psh	—	около 40	—	43±5	+		49а	
	Левобережье р. Бжид	Ash	22	—	—	22±5			49а	
	Междуречье рек Бжид и Джубги	Ch2	55	61	—	61±5			49а	
3. Джубга	Восточная оконечность Джубгинского пляжа	Ag	ниже уровня моря	8	9	9±3	+		49б	
	Балка Азаренкова в 1 км к востоку от устья р. Джубга	Sh	12	15	21	15±3			49б	
		Ash	19	22	24	22±3			49б	
	К востоку от щели Бедросова	Psh	31-32	—	—	35±5			49б	
		Ch2	55	—	60	60±5			49б	
4. Междуречье рек Джубги и Шапсуго		Ag	5	—	—	5±3			49б	
		Ash	—	—	—	24±5			49б	
		Kr	42	45	—	45±5			49б	
		Ch2	47-60	до 62	—	62±5			49б	
		Ch1	75-85	—	—	85±10			49б	
5. р. Шапсуго	2 км к юго-востоку от р. Шапсуго у 136 км старого шоссе	Kr	31-37	до 45	—	45±3			49б	
6. Щель Корято	2,3 км к юго-востоку от устья р. Шапсуго	Ag	8,9	12?	—	10±4			50б	
		Ash	?	20,8	24,2	29,6	23±5			50б
		Psh	29,6	33?	34,5	45±5?		+	50б	
7. Пионер-лагерь "Геолог"	5 км к северо-западу от устья р. Нечепсуго	Ag	8,7	12,2	—	12±4			50б	
		Sh	15,6	16	—	16±3			50б	
		Ash	21,6-27,9	28	—	28±3			50б	
		Psh	35-38,4	43	—	44±4			50б	
		Kr	57,6	58?	—	58±2			50б	
Ch2	71,7	—	—	80±10?						
8. р. Секуа, правобережье	4,2 км к северо-западу от устья р. Нечепсуго	Sh	17,6	22,5	—	19±5			50б	
9. Мыс Бескровный	1,5 км южнее устья р. Нечепсуго	Psh	30	32	—	44±10?			50ж	
10. Щель Рубцова	3 км южнее р. Нечепсуго	Psh	30	32,5	—	44±3			50и	
		Ch2	—	—	—	87±5			50и	
11. Мыс Грязнова	0,7 и 1,4 км восточнее мыса	Sh	20-21	22	26	23±3			50и	
		Ash	27-29	31,5	—	32±3			50и	
	1 км восточнее мыса	Psh1	—	—	43-44	55±5			50и	
		Kr	63,4	65,8	66,4	66±10			50и	
	р. Ту у мыса	?	73,1	73,9	—	75±5			50и	
		Шурф 203 в 1,1 км восточнее мыса	Ch2	80-90	—	—	95±5			50и
р. Ту у мыса, выемка старой автодороги	Ch1	—	—	—	115±10			50и		

*Возрастные индексы террас: Sch — сочинская, Ag — агойская, Sh — шахейская, Ash — ашейская, Ash2 — голубевская, Ash1 — водопаднская, Psh — пшадская, Psh2 — макопсинская, Psh1 — кадошская, Kr — криницкая, Ch2 — позднечаудинская (идукопасская или гизельдеринская), Ch1 — раннечаудинская (дедеркойская).

2.4. Детальное изучение отдельных структур и объектов

Возрастное расчленение рельефа открывает большие возможности для изучения истории формирования и типизации новейших тектонических структур.

2.4.1. Типизация блоковых и складчатых структур

Специализированные структурно-геоморфологические исследования позволили выявить большое разнообразие разномасштабных блоковых и складчатых неотектонических структур в различных оротенах. Методика этих исследований первоначально разрабатывалась преимущественно на примерах хорошо обнаженных территорий Средней Азии и Кавказа и описана во множестве крупных публикаций [Костенко, 1972, 1999; Макаров, 1977; Несмеянов, 1971, 1992; Чедия, 1976 и др.].

Эта методика, опираясь на материалы возрастного расчленения рельефа, позволяет выявлять стадии проявления в рельефе положительных структурных форм. Для большинства растущих поднятий

характерно постепенное их площадное расширение, которое часто бывает неравномерным в разных направлениях (рис. 2.38).

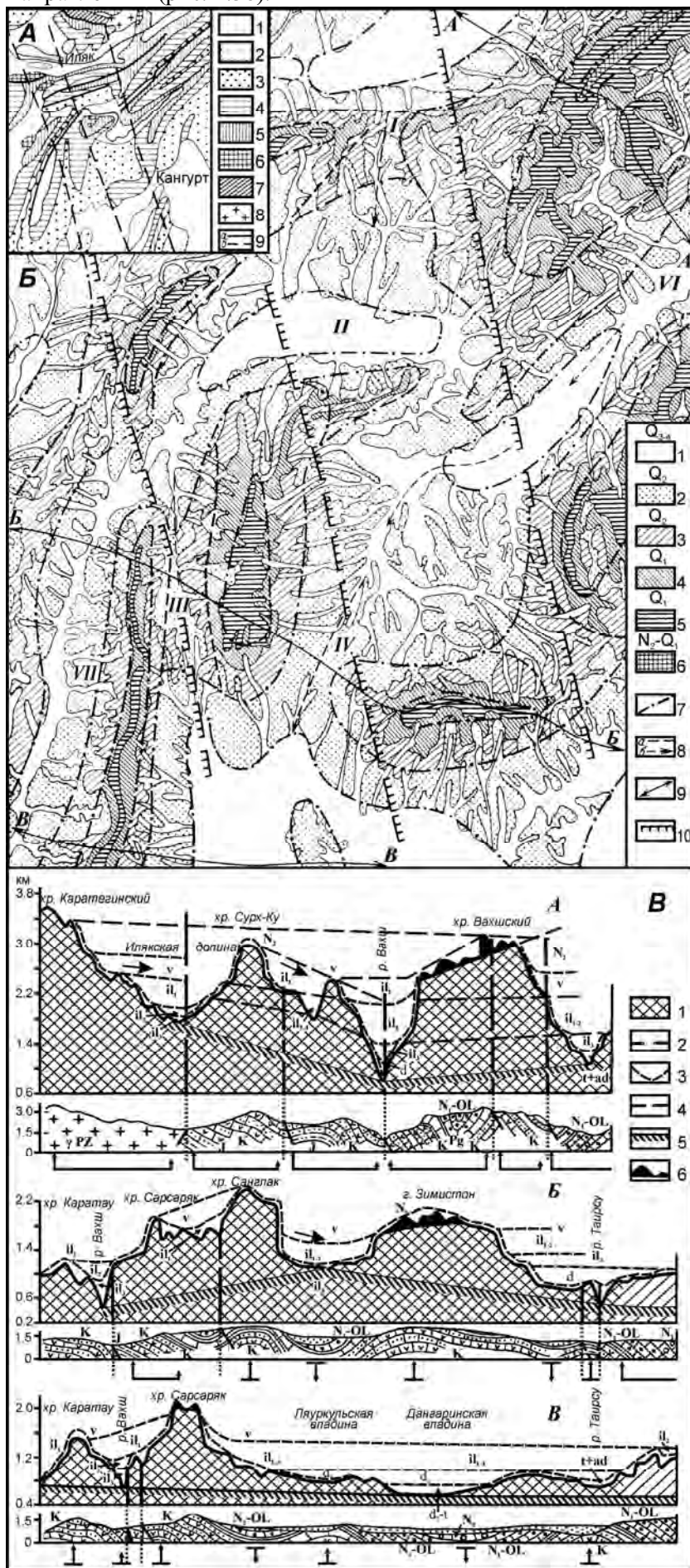


Рис. 2.38. Разрастание локальных поднятий в Афгано-Таджикской депрессии (по Н.П. Костенко [1972]).

A — обзорная геологическая схема района Вахшской “петли”

1 — четвертичные отложения, 2 — неогеновые отложения и кулябская свита, нерасчлененные, 3 — палеогеновые отложения, нерасчлененные, 4 — верхнемеловые и палеогеновые отложения, нерасчлененные, 5 — нижнемеловые отложения, 6 — юрские отложения, нерасчлененные, 7 — палеозой нерасчлененный, 8 — гранитоиды герцинские, 9 — главные разломы (а — установленные, б — предполагаемые).

B — геоморфологическая карта-схема района Вахшской “петли”

1-6 — разновозрастные региональные эрозивно-денудационные врезы на склонах хребтов-поднятий и сопредельных впадин; 7 — границы разновозрастных этапов становления структурных форм в рельефе в виде хребтов и горных впадин; 8 — очертания долин древнего стока (а — высоко поднятые отмершие протоки, б — направление древнего стока пра-Вахша); 9 — линии профилей (выходящих за рамки карты); 10 — предполагаемые границы зоны секущего разлома, активно развивающегося в течение этапа горообразования.

B — Геолого-геоморфологические профили

1 — дочетвертичные отложения не расчлененные, 2 — тектонические разрывы, 3 — разновозрастные эрозивные врезы ($Q_1=v$, $Q_2=il$, $Q_3=d+t$, $Q_4=ad$), 4 — сопоставительные линии, 5 — глубина эрозивного расчленения рельефа, 6 — зона плоскостного сноса.

Соответственно, по контурам разновозрастных элементов рельефа можно судить о времени зарождения (начале проявления в рельефе) положительных структур, их морфологии и перемещении границ положительных и отрицательных форм рельефа на различных возрастных срезах.

По расположению контуров разновозрастных границ локального поднятия и изменению величины разновысотности этих границ у разных его склонов удается судить о перекосах (асимметрии) его воздымания (рис. 2.39).

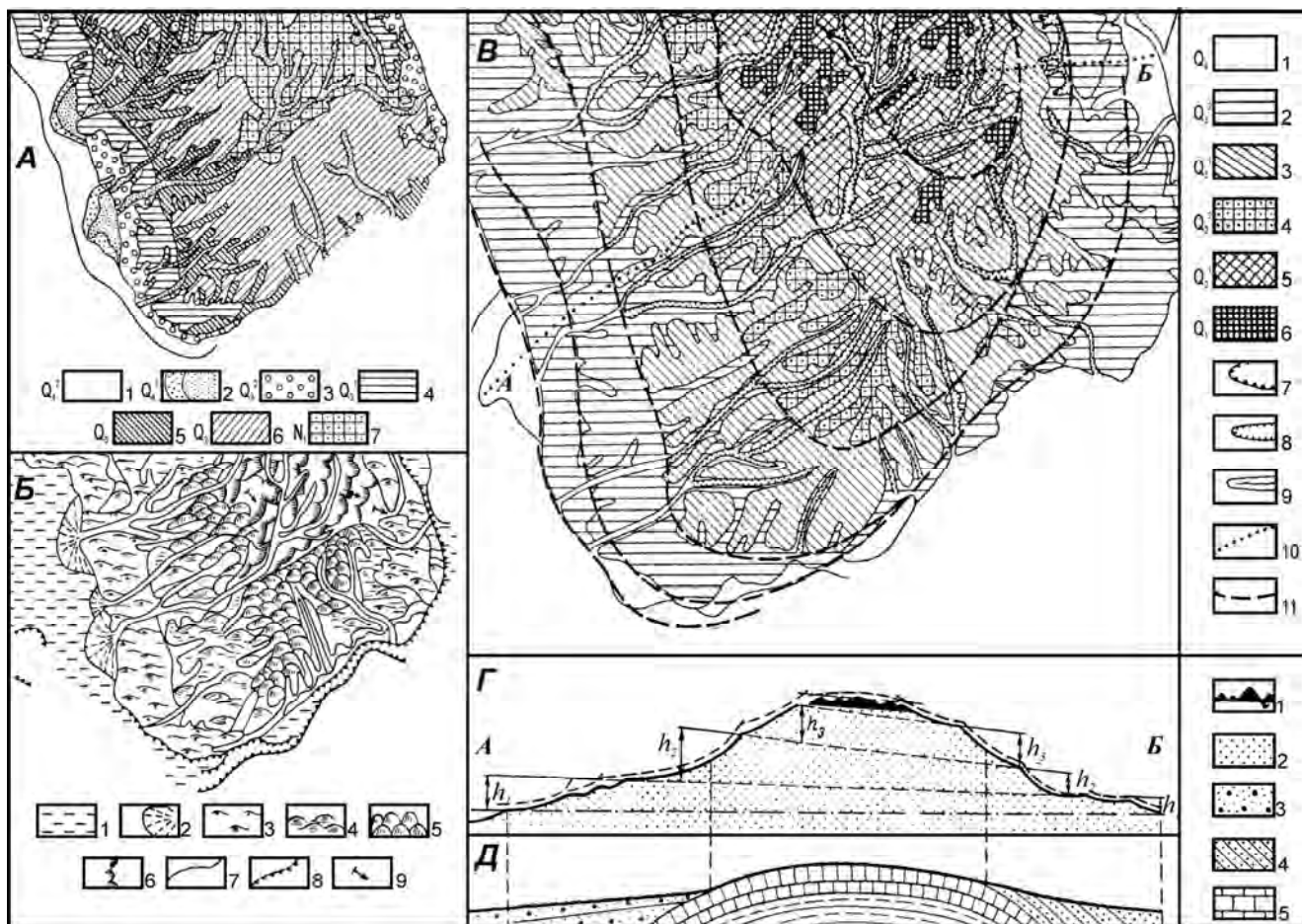


Рис. 2.39. Неравномерный рост южной периклинали антиклинали Каратау в Южном Таджикистане (по Н.П. Костенко [1972]).

A — геологическая, *Б* — геоморфологическая (характерных форм рельефа);
В — геоморфологическая — возрастная (основных этапов расчленения хребта-антиклинали);
Г и *Д* — профили по линии *А* — *Б* (*Г* — геоморфологический, *Д* — геологический).

Схема *A*: 1-6 — разновозрастные четвертичные отложения; 7 — отложения неогена.
 Схема *Б*: 1 — низкие аккумулятивные равнины; 2 — конусы выноса; 3-5 — предгорья, различно расчлененные; 6 — грядовый рельеф; 7 — границы распространения характерных форм рельефа; 8 — обрывы террас; 9 — направление падения пластов.
 Схема *В*: 1-6 — разновозрастные (четвертичные) эрозионно-денудационные поверхности (возраст пород показан индексами); 7 и 8 — разновозрастные генерации оврагов; 10 — линия заложения профиля *A* — *Б*; 11 — сопоставительные линии, объединяющие этапы становления антиклинали в рельефе.
 Схемы *Г* и *Д*: 1 — зона плоскостной денудации в пределах водораздельной части хребта; 2 — горный массив, подвергшийся эрозионному расчленению; 3-4 — разновозрастные молассы неогена; 5 — известняки олигоцена, бронирующие свод антиклинали

Границы блоковых структур определяются расположением разрывных нарушений или флексур. Морфология выраженных в рельефе структурных форм особенно хорошо проявляется на геоморфологических профилях. На них хорошо проявляются различия в морфологии блоковых и складчато-блоковых структур (рис. 2.40).

2.4.2. Выявление и характеристика разрывных структур

Возрастное расчленение рельефа открывает широкие возможности для выявления и дифференциации новейших разрывов. Обычным геоморфологическим выражением новейшего и донныне активного тектонического разрыва можно считать уступ, секущий серию поперечных к нему горных отрогов. Плановое расположение таких уступов позволяет различать основные морфологические типы активных разрывов. Их прямолинейное размещение свойственно сбросам, а извилистость с заходом в широкие долины — взбросам и надвигам. Локальный дугообразный изгиб характерен для циркообразных сбросов, часто осложняющих поднятые крылья крупных сбросов и взбросов. В районах с повышенной тектонической раздробленностью

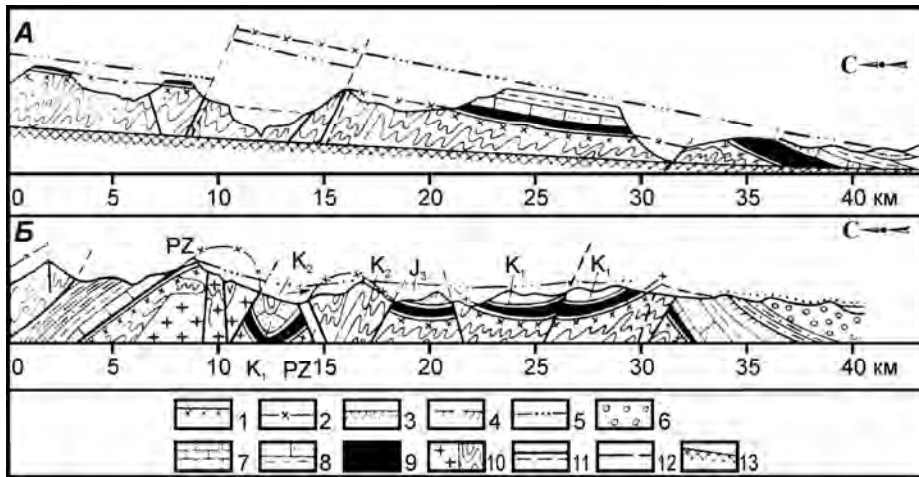


Рис. 2.40. Блочные структуры северного склона Туркестанского хребта (А) и складчато-блоковые структуры южного склона Гиссарского хребта (Б)
(по Н.П. Костенко [1972]).

1 — поверхность пенеплена (1 — погребенного, 2 — откопанного и расчлененного); 3, 4 — предороговая поверхность выравнивания (3 — погребенная, 4 — поднятая и расчлененная); 5 — ороговая поверхность выравнивания; 6-10 — разновозрастные породы (6 — ороговой формации; 7-9 — чехла, 10 — фундамента); 11-12 — разрывы (11 — новейшие, живые, 12 — возрожденные); 13 — глубина линейного расчленения.

разнотипные активные разрывы могут располагаться даже на одном горном склоне. Подобная ситуация наблюдается, например, на северном склоне хребта Аибга, образующего левобережье р. Мзымты в районе Олимпийских объектов на Кавказе (рис. 2.41).

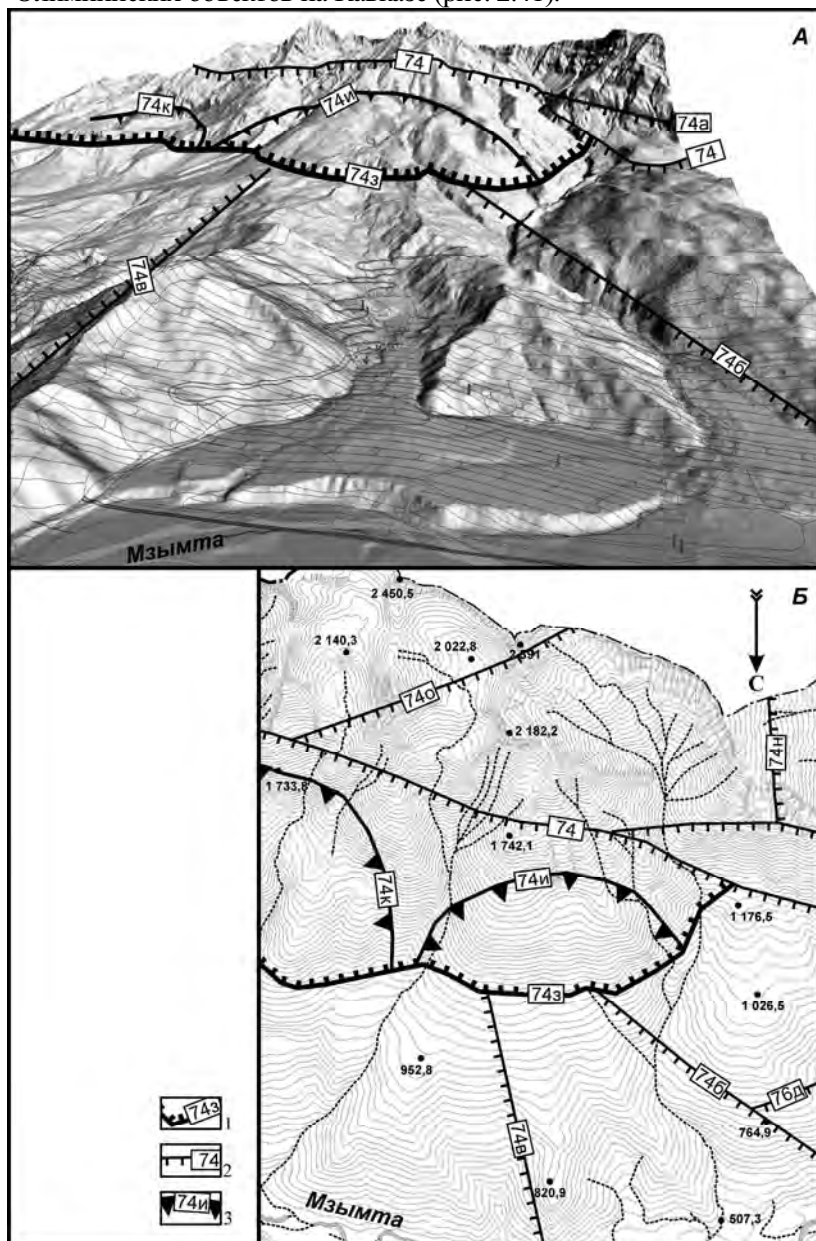


Рис. 2.41. Активные разрывы на южном склоне хр. Аибга
(по О.А. Войковой и А.А. Мурому)

А — блок-диаграмма, Б — крупномасштабная карта

1-3 — разрывные нарушения и их номера: 1 — взбросо-надвиг, 2 — сбросы, 3 — циркуобразные сбросы.

Прямолинейно трассируемый разрыв с однотипным смещением водораздельных гребней и русел обычно отвечает сдвигу (рис. 2.42) [Ранцман, Пшенин, 1967]). Но, как правило, в орогенах сдвиг сопровождается сбросовой компонентой, а соответственно и вертикальным смещением геоморфологических уровней.

Вертикальное смещение ряда геоморфологических уровней по разрыву позволяет определить амплитуды разновозрастных вертикальных движений (точнее — амплитуды вертикальной составляющей разрывных смещений — рис. 2.43). Практическая оценка таких смещений не всегда очевидна, особенно в случае “расщепления” отдельных геоморфологических уровней в поднятом крыле. В таком случае, если новейший разрыв поперечен к речной долине, целесообразно построение поперечных к долине профилей, расположенных выше и ниже по долине от изучаемого разрыва. На продольном корреляционном профиле, проведенном вдоль оси долины, показываются результаты дешифрирования всей серии поперечных к долине профилей.

При определении новейших разрывных смещений оценивается характер всего спектра террасовых уровней. Если их количество сохраняется по обе стороны разрыва, то “расщепления” не произошло. Тогда анализируется более или менее согласованное (однотипное, но различное по амплитуде) изменение высот во всех или части элементов этого

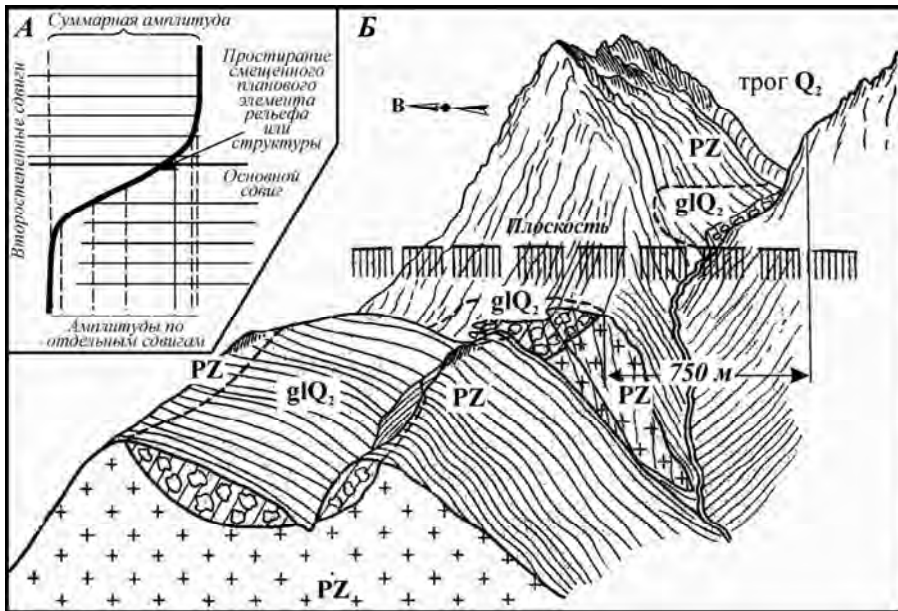


Рис. 2.42. Определение горизонтальной амплитуды молодых сдвиговых смещений по Таласо-Ферганскому разлому (Тянь-Шань) [Ранцман, Пшенин, 1967].

А — Принципиальная схема определения суммарной амплитуды сдвигового смещения;
 Б — Смещение среднечетвертичного трога по одному из сдвигов Таласо-Ферганского разлома (хр. Кенкол, верховья Карасу-Восточный).

При наличии “расщепления” отдельных уровней проводится их дифференциация с учетом обычной разномасштабности разновозрастных эрозионных врезов.

Анализ сочетания планового расположения разнотипных разрывов позволяет выявлять их плановые рисунки, свойственные различным кинематическим обстановкам [Расцветаев, 1987].

Концентрация разномасштабных разрывов позволяет выявлять сложные разрывные структуры — шовные зоны, часто служащие приповерхностным отражением глубинных разломов, которые нередко оказываются сейсмогенерирующими структурами коровых землетрясений.

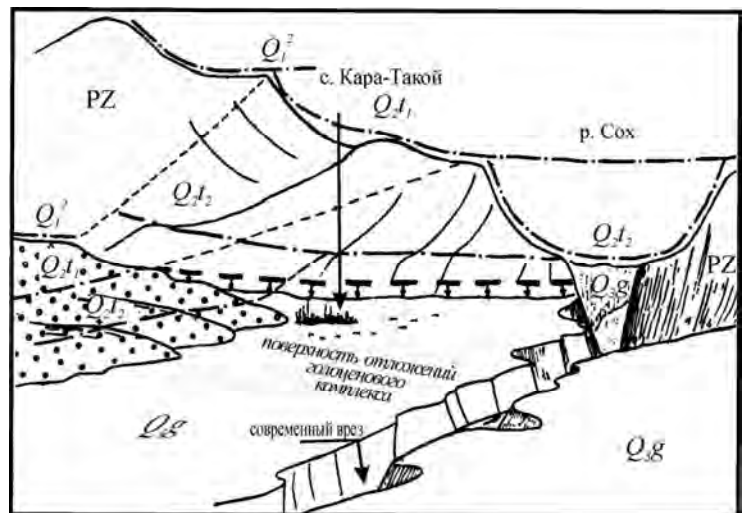


Рис. 2.43. Смещение террасовых уровней по разрыву в долине р. Сох (южное обрамление Ферганской депрессии — разрывное сочленение Каратокойской ячеи с Катрантауским поднятием)

2.4.3. Палеорекострукции и специфика изучения археологических объектов

Возрастное расчленение рельефа является основой для разнообразных и разномасштабных реконструкций орогенного палеорельефа. Этому вопросу будет далее посвящена специальная глава (глава 8). Здесь же целесообразно упомянуть только самые общие перспективы и возможности подобных построений.

Это расчленение в первую очередь позволяет трассировать разновозрастные границы возвышенностей с днищами горных долин и с подгорными, предгорными и межгорными равнинами (впадинами). При этом непосредственно с карт и геоморфологических профилей считываются относительные высоты (высоты над упомянутыми днищами и равнинами) возвышенностей. Привлечение различных расчетов и построений позволяет перейти от глубин поэтапных эрозионных врезов к величинам также поэтапных амплитуд поднятий. А с учетом абсолютной продолжительности этапов появляется возможность количественной оценки поэтапных скоростей воздыманий, сравнение которых позволяет характеризовать тенденции развития воздыманий как отдельных структур, так и орогенов в целом.

На основе данных материалов возможно построение разнообразных карт, например, палеогипсометрических, палеогеоморфологических и палеотектонических. Первые отражают морфологию рельефа

террасового ряда. Недеформированность нижних уровней свидетельствует о затухании активности разрыва к современности. Нарастание амплитуды к более древним уровням указывает на длительную унаследованность разрывных смещений. Существование в разрывной зоне перегиба в русле чаще всего является свидетельством современной активности разрыва, нарушающей профиль равновесия русла. Одинаковая амплитуда смещения ряда смежных верхних геоморфологических уровней свидетельствует о том, что разрыв активизировался только после формирования наиболее молодого (нижнего) из них.

ефа в палеоизогипсах, вторые — основные типы рельефа. Сравнение разновозрастных карт позволяет оценить динамику формирования горного рельефа.

Многие элементы палеорельефа совпадают с тектоническими структурами. Поэтому сравнение планового расположения разновозрастных структур может фиксировать время основных перестроек структурного плана [Несмеянов, 1971, 2004].

Подобные построения имеют самое различное применение. Например, они могут фиксировать появление в рельефе новых поднятий, отражающих формирование погребенных ловушек для углеводородов или подземных вод, или формировании крутых склонов, благоприятных для развития гравитационных процессов.

В настоящее время данные материалы активно используются в археологии. Они позволяют характеризовать палеорельеф на геологические моменты обживания стоянок древними людьми. Это особенно важно для палеолитических местонахождений, которые существовали во время формирования неоплейстоценовых или более древних геоморфологических уровней.

Степень преобразования рельефа зависит от местоположения стоянки в речной долине. В пределах законсервированной части долины палеорельеф времени накопления культурного слоя может в некоторых случаях оставаться неизменным. Такова ситуация на мустьерской стоянке Тешик-Таш (юг Средней Азии), где высота пещеры над руслом практически не изменилась до настоящего времени [Несмеянов, Ранов, 1971]. Напротив, положение средне-позднепалеолитической стоянки Обирахмат в Узбекистане изменилась принципиально. В период ее активного обживания грот со стоянкой находился практически на уровне дна долины, а в настоящее время он располагается высоко над рекой (рис. 2.44 [Ранов, Несмеянов, 1973]).

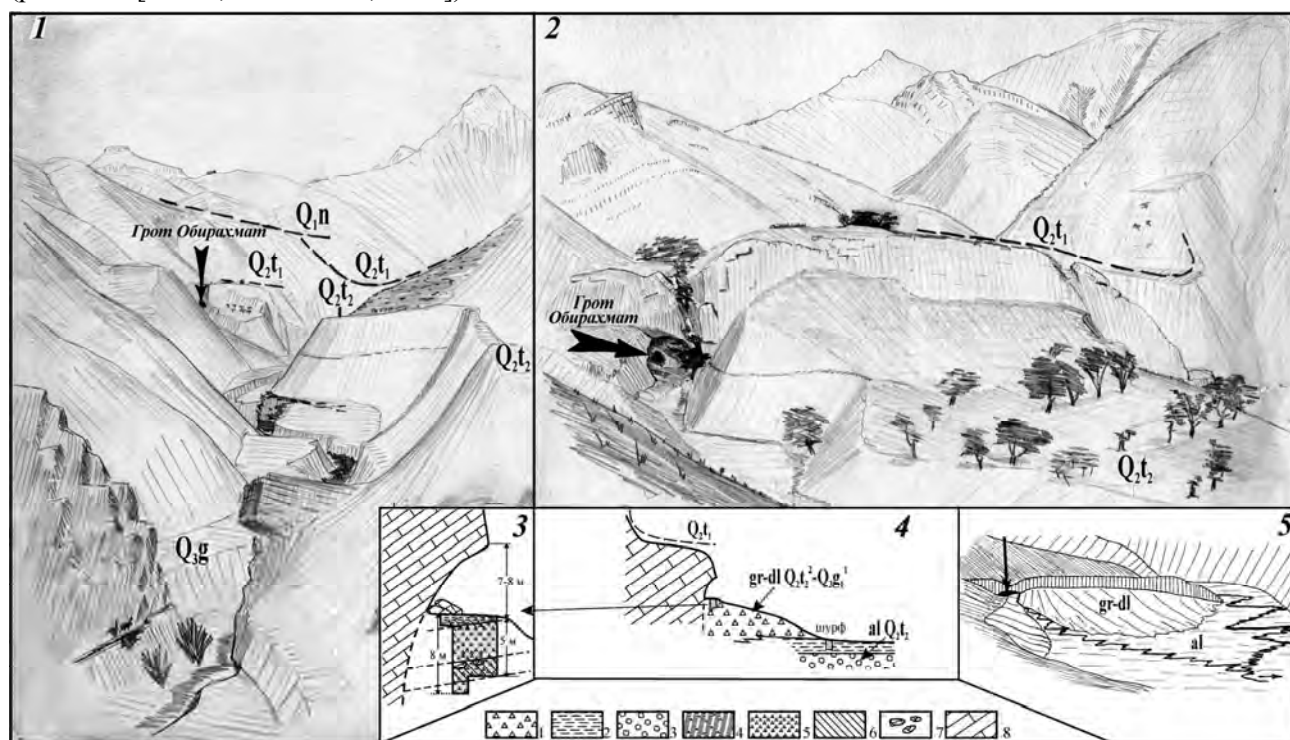


Рис. 2.44. Грот Обирахмат в долине Пальтав-Сая, правого притока р. Чаткал [Ранов, Несмеянов, 1973]

- 1 — Низовья долины Пальтав-Сая. 2 — Участок долины Пальтав-Сая в районе грота.
3 — Разрез археологического раскопа в гроте. 4 — Геолого-геоморфологический профиль.
5 — Реконструкция палеорельефа на конец ташкентского этапа (Q_{2t_2}).

1-3 — типы отложений: 1 — гравитационные склоновые, 2 — покровные, преимущественно суглинистые, 3 — аллювиальные; 4-7 — литологическая характеристика отложений, вскрытых археологическим раскопом: 4 — пылеватый суглинок с мелким щебнем, 5 — щебень с мелкими глыбами, 6 — слои, обогащенные распыленным углистым материалом, 7 — глыбы известняков; 8 — палеозойские известняки.

Локальные преобразования рельефа могут быть разнообразны. Часто они требуют привлечения различных дополнительных материалов. Так, обрушение привходовых козырьков пещер вписываются в более общий процесс отступления склонов. Его описание требует учета литологических и других факторов, определяющих процесс активизации обрушения. В некоторых пещерах, например, в пещере Матузка на Кавказе, происходило обрушение внутрипещерных козырьков, служивших полом для стоянок [Несмеянов, 1999].

2.5. Разномасштабное картирование разновозрастных элементов рельефа

Детальность картирования разновозрастных элементов орогенического рельефа определяет разнообразие решаемых задач и получаемых материалов. В самом общем виде можно наметить три уровня исследований:

- мелкомасштабный (обычно 1:1 000 000 или 1:500 000), позволяющий охарактеризовать самые общие черты новейших структур и этапности рельефообразования;
- среднемасштабный (от 1:200 000 до 1:50 000), при котором определяются основные стратиграфические элементы неоплейстоценового террасового ряда и может быть охарактеризовано разнообразие морфоструктур, в том числе и активных разрывов, а также достаточно надежно оценены поэтапные тектонические движения;
- крупномасштабный (1:25 000 и крупнее), обычно реализуемый на территории отдельных объектов со специфическими задачами исследований (например, на археологических или строительных объектах).

В настоящее время накоплен довольно значительный опыт картирования разновозрастных элементов рельефа в высокоактивных и среднеактивных орогенах. Этот опыт выявил определенные различия в получаемых результатах. Такие различия, очевидно, зависят как от уровня тектонической активности, так и от собственно региональной специфики, отражающей индивидуальные особенности орогенов. Поэтому ниже будут рассмотрены основные характерные черты строения только опорных орогенов, каковыми можно считать Кавказский и Среднеазиатские орогены.

2.5.1. Разномасштабные сети профилей

Для корреляции террасовых рядов, выявляемых в поперечном сечении долины, необходимо построение сетей пересекающихся геолого-геоморфологических или геоморфологических профилей [Несмеянов, 1971, 1992]. В соответствии с масштабами картирования разновозрастных элементов рельефа строятся региональная (обычно при мелкомасштабном картировании) и локальные (при среднемасштабном и крупномасштабном картировании) сети профилей.

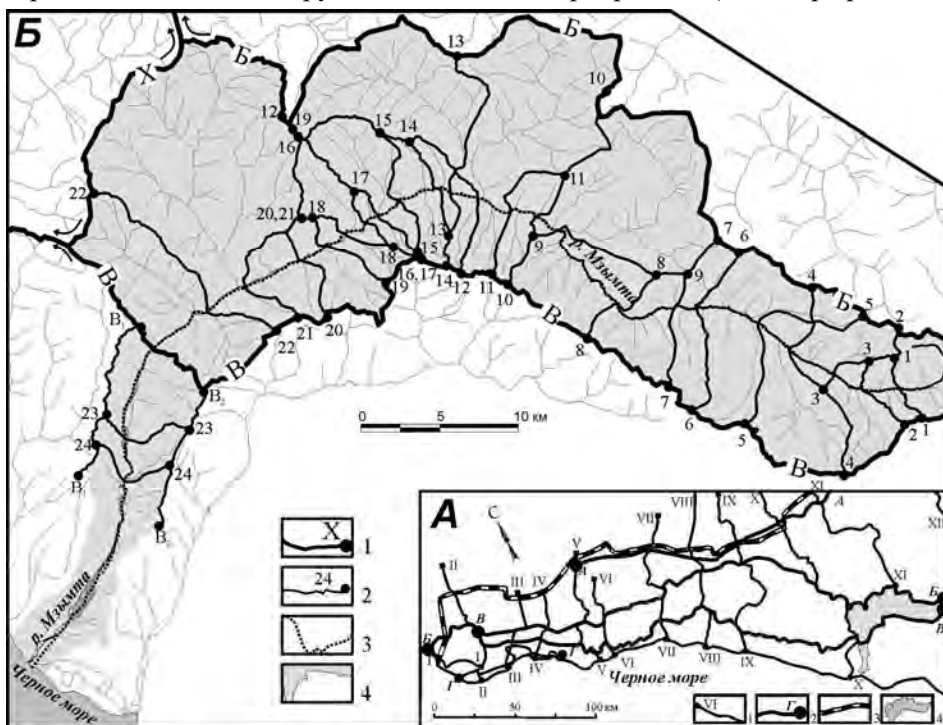


Рис. 2.45. Сети геоморфологических профилей.

А — Региональная сеть Западного Кавказа. **Б** — Локальная сеть бассейна р. Мзымты.

На **А** — 1-2 — региональные геоморфологические профили: 1 — поперечные, 2 — продольные; 3 — северная и западная границы мегасвода Большого Кавказа; 4 — территория бассейна р. Мзымты.

На **Б** — 1-3 — профили: 1 — региональной сети, 2 — локальной сети, 3 — вдоль русла р. Мзымты (корреляционный); 4 — территория бассейна р. Мзымты.

Любая сеть профилей включает наряду с поперечными и продольными по отношению к ориентировке орогенического поднятия и простираению основных речных долин водораздельные профили (рис. 2.45). Последние позволяют непосредственно проследить древние геоморфологические уровни (выровненные поверхности, т.е. разнообразные поверхности выравнивания, в частности педименты и педилены) и террасы от одного поперечного профиля к другому. Сопоставление примерно одновысотных (имеется в виду относительная высота над современным руслом) выровненных площадок на достаточно близко расположенных друг от друга профилях дает возможность коррелировать между новейшими разрывами на местности и

на топографических картах днища одновозрастных эрозионных врезов.

Для достоверной корреляции опорная, то есть **региональная сеть** пересекающихся продольных и поперечных геолого-геоморфологических профилей должна пересекать все горное сооружение до сопряжения

со смежными впадинами. Тогда удастся включить в соответствующую стратиграфическую схему все разнообразие местных стратотипов новейших отложений, полезных для датировки террасовых образований и коррелятных им толщ бассейнового генетического комплекса. Уже региональная сеть геолого-геоморфологических профилей позволяет наметить характерные черты морфологии орографически выраженных новейших складчатых, складчато-блоковых и блоковых структур [Костенко, 1970, 1992; Несмеянов, 1971, 1992; Чедия, 1986; Макаров, 1979 и др.]. Выявляются перекосы блоков (горстов и структурных ступеней), соотношения наиболее молодых структур с более древними и т.п. В районах развития мощных толщ новейших отложений (обычно палеоген-неогеновых) нередко выявляются разновозрастные новейшие структурные планы с различным типом или ориентировкой преобладающих структур, например, со сменой преимущественно складчатых неогеновых структур на блоковые плейстоценовые и т.п. Нередко проявляются поперечные пологие структуры, свидетельствующие о совместных ундуляциях основных новейших структур, как это проявилось в Гиссаро-Алае (см. рис. 2.24) [Несмеянов, Бархатов, 1978].

Подобная **локальная, т.е. сгущенная сеть профилей**, опирающаяся на региональную, позволяет также провести корреляцию ряда опорных уровней в террасовых рядах, расположенных по разные стороны от молодых тектонических разрывов, даже когда в поднятом крыле разрыва происходит “расщепление” некоторых террасовых уровней.

Упомянутое явление “расщепления” террас и эрозионных врезов при пересечении рекой интенсивнее воздымающихся блоков обуславливает неодинаковое их число в разных сечениях одной или смежных долин для одного и того же интервала времени, особенно для антропогена. Поэтому обычно используемая последовательная нумерация террас и террасовых эрозионных уступов не удовлетворяет их корреляции и стратиграфическому расчленению за пределами единого тектонического блока, т.е. на сколько-нибудь значительной территории. Для такого расчленения эффективен метод выявления естественно обособляющихся комплексов близких по глубине и ширине эрозионных врезов, позволяющий получить схему относительного возрастного расчленения рельефа. Методика учитывает, что разновозрастные стратиграфические подразделения, особенно в антропогене, весьма различны по продолжительности, и предполагает, что импульсивность роста горной страны отражается в пропорциональных по величине (глубине, ширине) эрозионных врезках речных систем. Соответственно основные этапы рельефообразования в каждом регионе могут изучаться путем выявления разномасштабных по величине комплексов (групп) эрозионно-аккумулятивных циклов (табл. 2.8). Их выделение позволит сопоставить одновозрастные этапы развития разных долин и разных, по удаленности от гор, частей одной долины даже, если в них каждому крупному этапу будет отвечать не одинаковое число эрозионных врезов и террас.

Таблица 2.8.

Пример выделения комплексов террас по соотношению глубины эрозионных врезов в бассейне среднего течения р. Белой на северо-западном Кавказе.

Местные стратиграфические подразделения и их условные индексы		Глубины эрозионных врезов (м)					
		р. Белая			р. Хаджох Средний		
комплексы	подкомплексы	г. Майкоп	пос. Каменноостровский		Среднехаджохская стоянка		
Широких палеодолин Q ₁	Махошевский Q ₁ ²	—	80		60		
Высоких долинных уровней Q ₂	Курджипский Q ₂ ¹	110-130	90-100	~ 200	120	70-80	
	Хаджохский Q ₂ ²		20-30		85	~ 120	
Низких долинных уровней Q ₃	Вюшатский Q ₃ ¹	~ 40	10-15	80	50	56	
	Майкопский Q ₃ ²		25-30	~ 30	30		
Прирусловых террас Q ₄	Абдзехский Q ₄ ¹	15-20	5-8	25-30	5-7	12	
	Тульский Q ₄ ^{2a}		3-5		~ 15	6	
	Белореченский Q ₄ ^{2b}		2-5		5-10	10	

2.5.2. Опыт разномасштабного картирования высокоактивных орогенов

Высокоактивными считаются орогены, максимальные высоты (и амплитуды новейшего воздымания) которых достигают 6 и более километров. К таким орогенам относятся в Средней Азии Тянь-Шань и Памир, которые можно рассматривать в качестве опорных.

Мелкомасштабное картирование

Мелкомасштабными (1:500 000) исследованиями охвачена вся территория Таджикистана и Киргизии и часть территории Узбекистана. Для этой территории построен комплекс согласованных карт, включающий карты четвертичных отложений, геоморфологическую и неотектоническую.

Достаточно детально проработана корреляция региональных стратиграфических схем как палеоген-неогеновых, так и четвертичных террасовых образований [Костенко, 1972; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Несмеянов, 1977; Рабочая..., 1962; Ранов, Несмеянов, 1973; Чедия, 1986 и др.].

Намечена определенная региональная специфика новейшего приповерхностного структурообразования, заключающаяся в том, что на Памире преобладают блоковые структуры, в орогенах Тянь-Шаня — складчато-блоковые, а в крупных межгорных депрессиях типа Афгано-Таджикской и Ферганской активно развиваются четвертичные складчатые и складчато-блоковые структурные формы. При этом в отдельных районах выявлялись неотектонические перестройки структурного плана. В качестве основных сейсмогенерирующих структур кроме крупных разрывов выделяются шовные зоны приповерхностного проявления обновленных глубинных разломов. Для Таджикистана опубликован комплекс палеогеографических карт масштаба 1:1 000 000 [Палеогеографическая..., 1971^{1,2,3}].

Все эти материалы активно привлекались региональными геологическими организациями при геологическом картировании, поисках полезных ископаемых и сейсмозонировании. Многие материалы использовались в разных видах народно-хозяйственного планирования.

Среднемасштабное картирование

Среднемасштабное (преимущественно масштаба 1:200 000) картирование на значительных территориях осуществлялось в Западной Фергане [Несмеянов, 1971₁] и в Западном Гиссаро-Алае [Несмеянов, Бархатов, 1978].

Особенностью данного картирования является сопровождение карт неоструктурного районирования каталогами блоковых, складчатых и разрывных структур. В них каждая структура получала перечень характеристик и самостоятельную индексацию, отражающую иерархию структурных форм. Эти материалы важны для различных региональных прикладных исследований, в частности для проектирования строительства и поисков полезных ископаемых.

Крупномасштабные исследования

Крупномасштабные исследования обычно локализовались на археологических [Ранов, Несмеянов, 1973] и строительных [Несмеянов, Бархатов, 1978] объектах. Они предполагали сгущение сети геоморфологических профилей для уточнения возрастной характеристики отдельных геоморфологических элементов и строения локальных тектонических структур. Для инженерных изысканий на строительных объектах особое внимание обращалось на выявление и характеристику активных разрывных структур.

2.5.3. Опыт разномасштабного картирования среднеактивных орогенов

Среднеактивными орогенами можно считать те, максимальные новейшие воздымания которых достигают 3-5 километров. Типичным представителем таких орогенов является Большой Кавказ. Данный регион является своего рода эталонным, так как в его пределах реализовывались варианты разномасштабного картирования.

Мелкомасштабное картирование

Эффективное мелкомасштабное неотектоническое районирование всей территории Большого Кавказа было реализовано еще в 60-х годах прошлого века [Милановский, 1968]. При этом были в основных чертах обозначены главные этапы возрастного расчленения рельефа и корреляции четвертичных террасовых образований [Кожевников, Милановский, Саядян, 1977]. Предложенное тогда выделение сегментов мегасвода и его продольных зон и подзон в главных своих чертах сохранило свое значение до настоящего времени [Несмеянов, 1992].

Среднемасштабное картирование

Среднемасштабное неоструктурное районирование, опирающееся на региональную сеть геолого-геоморфологических профилей, было осуществлено для Западного Кавказа [Несмеянов, 1992; Несмеянов и др., 1995]. При этом были уточнены строение и корреляция речных террасовых рядов северного и южного склонов мегасвода. Особое внимание было обращено на корреляцию и тектонические деформации морских неоплейстоценовых геоморфологических уровней и их сопоставление и речными террасами [Несмеянов, Измайлов, 1995]. Данное районирование позволило выявить существенное отличие новейшего структурного плана от более древних. Оно сопровождалось составлением каталогов блоковых, складчатых и разрывных структур, отражающих их иерархию и основные характеристики. Для разрывных структур были приведены амплитуды смещения разновозрастных геоморфологических уровней. Все это определило достаточно широкое использование данных материалов в инженерных изысканиях для строительства.

Крупномасштабное картирование

Крупномасштабные исследования с применением неотектонического метода проводились на Большом Кавказе применительно к различным народно-хозяйственным объектам, в том числе к магистральным трубопроводам ("Голубой Поток", Каспийский трубопроводный консорциум), городским агломерациям (Большая Анапа, Большое Сочи), курортным комплексам (Красная Поляна, ряд объек-

тов проекта Курорты Северного Кавказа) и др. [Несмеянов, 2004 и др.]. Специфические исследования связаны с изучением разнообразных археологических стоянок пещерного и открытого типов [Несмеянов, 1999].

Наиболее полный комплекс исследований осуществлен для бассейна р. Мзымта, где расположены Олимпийские объекты. Здесь кроме карты неоструктурного районирования в масштабе 1:50 000 составлен комплекс геоморфологических профилей локальной сети, дополненный корреляционным продольным профилем вдоль русла реки. Все это позволило осуществить геолого-геоморфологическую привязку ряда палеолитических стоянок [Несмеянов, 1999], а также послужило основой для более детальных исследований (1:25 000 и 1:10 000), связанных с инженерными изысканиями. Детализация исследований обусловила не только выявление все более мелких структур, но и некоторых их новых типов (например, циркообразных сбросов, взбросо-надвигов), а иногда и пересмотра их типов (например, перевод некоторых региональных сбросов во взбросо-сбросы) [Несмеянов и др., 2011].

* *
*

Суммируя результаты разномасштабного картирования разновозрастных элементов рельефа в разных ороенах можно отметить два обстоятельства: во-первых, все большее применение соответствующих методов в разных видах прикладных геолого-геофизических и археологических исследований и инженерных изысканиях; а во-вторых, что данные методы недостаточно активно используются при геологическом картировании.

Все это свидетельствует о прогрессирующем применении оротектонического метода, но, в то же время, и о явно недостаточном его внедрении.

2.5.4. Последовательность операций при переходе от среднемасштабного возрастного расчленения рельефа к крупномасштабному.

Из сказанного выше следует, что в настоящее время наиболее сложным является переход от среднемасштабных исследований к крупномасштабным. Эта процедура не стандартизирована и потому целесообразно кратко рассмотреть имеющийся опыт. Можно наметить следующую последовательность основных операций.

Обновление среднемасштабных материалов:

На избранный крупный масштаб переносятся материалы (разрывы, линии профилей и т.д.) предыдущих исследований. Их необходимо, по-возможности, “посадить” на более детальный рельеф. При этом могут возникнуть определенные несоответствия, которые придется разрешать при дальнейших построениях.

Перестроить основные региональные профили с учетом более детального рельефа в исследуемом масштабе. Обычно сначала анализируются продольные (идущие по основным водоразделам) профили, а затем поперечные.

Изучение ключевого участка

Выбранный наиболее представительный по набору хорошо выраженных аккумулятивных, цокольных и эрозионных террасовых уровней участок желательно изучить в полевых условиях, чтобы убедиться в достоверности используемой стратиграфической схемы. Часто при укрупнении масштаба региональные террасовые уровни “расщепляются” с появлением дополнительных локальных уровней. Это изучение сопровождается построением нескольких локальных поперечных профилей и карты возрастного расчленения рельефа.

В некоторых случаях появляется необходимость в изучении не одного, а двух или нескольких ключевых участков.

Сгущение локальных профилей.

Если анализируемый речной бассейн имеет значительную протяженность, то такое сгущение производится в два этапа.

Сначала строится разреженная сеть профилей, на которых выделяются основные геоморфологические уровни. При этом выявляются основные элементы данной долины — например, пересекаемые ею поднятия и впадины со своеобразными наборами геоморфологических уровней.

Затем проводится сгущение профилей в каждом из выделенных структурных элементов и строится “осевой” контрольный профиль, “увязывающий” материалы по локальной сети поперечных профилей.

При всех этих операциях выявляются активные тектонические разрывы.

Построение карты возрастного расчленения рельефа в выбранном масштабе с учетом проведенного ранее анализа системы локальных профилей.

Выявление всей системы останцов разновозрастных геоморфологических уровней (“лапок”) позволяет охарактеризовать плановую морфологию отдельных блоков складок и разрывов. Соответственно дается классификация кинематических типов разрывов. Часто выявляются новые типы локальных разрывов, например, циркообразные сбросы.

Проведение дополнительных операций.

После разрешения спорных ситуаций, связанных с возрастным расчленением рельефа в выбранном масштабе, возможно проведение разнообразных операций, направленных на решение специальных вопросов. В качестве типичных вариантов можно назвать:

Определение разновозрастных разрывных смещений.

Выделение материалов для характеристики поэтапных реконструкций палеорельефа.

Анализ данных по перестройкам новейшего структурного плана.

2.6. Очередные проблемы

Очередные проблемы касаются повышения надежности возрастного расчленения рельефа за счет разработки методов повышения эффективности исследований и методов использования результатов возрастного расчленения.

2.6.1 Методы повышения эффективности возрастного расчленения рельефа

Общеизвестно, что возрастное расчленение рельефа — процесс трудоемкий. Поэтому необходимо использовать различные направления повышения эффективности данных исследований. Поскольку технические возможности получения соответствующих материалов непрерывно и весьма интенсивно совершенствуются, целесообразно упомянуть лишь основные направления такого совершенствования.

Проблема повышения качества топоизображений рельефа

Качество и детальность возрастного расчленения рельефа существенно зависят от качества и детальности топографической основы. Эти показатели у используемой топоосновы постоянно совершенствуются. Поэтому необходимо регулярное обновление карт возрастного расчленения и последовательная их детализация. Данный процесс важно сопровождать исследованиями по уточнению датировки подразделений террасового генетического комплекса.

Проблема автоматизации возрастного расчленения рельефа

Применение цифровой топоосновы открывает широкие возможности для автоматизации процесса возрастного расчленения рельефа. Это в первую очередь касается автоматизированного построения геоморфологических профилей. Необходимо также разрабатывать все более надежные и детальные алгоритмы выделения элементов террасового генетического комплекса на картах.

Проблема повышения эффективности топоизмерений

Эффективность топоизмерений элементов террасовых образований на местности может повышаться за счет применения: более совершенных геодезических приборов для наземных измерений с автоматической выдачей результатов измерений и использования космогеодезических методов.

2.6.2. Направления использования результатов возрастного расчленения рельефа

Эффективность возрастного расчленения рельефа целесообразно повышать применительно к разработке следующих основных перспективных направлений, которые рассматриваются в последующих главах:

- Корреляция геоморфологических уровней для типизации структур (см. гл. 5).
- Выявление активных разрывов, оценка и прогноз разрывных смещений (см. гл. 6).
- Количественная оценка орогенических движений и построение количественных реконструкций палеорельефа (см. гл. 8).
- Использование результатов возрастного расчленения рельефа для решения ряда прикладных задач (см. гл. 8 и 9).

ГЛАВА 3.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (ТИПОВ СЕДИМЕНТАЦИИ) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ДАТИРОВКИ ЭТАПОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Как было показано выше, этапность формирования орографически выраженных поднятий фиксируется набором террасовых образований, включающих также различные полигенетические поверхности выравнивания, а этапность развития зон прогибания — изменениями литологического состава осадков и расположением размывов и несогласий в разрезе. В эту ритмику орогенического террасообразования и бассейновой седиментации существенные дополнения могут вносить вулканогенные образования в областях развития активного вулканизма, специфические осадки шельфовых зон и т.п.

Выделение этапов геологического развития, в том числе и этапов рельефообразования, очевидно, должно опираться на анализ всего существующего диапазона вариантов осадконакопления. Соответственно сводные стратиграфические схемы должны быть нацелены на отражение этапности всех вариантов седиментации, присутствующих в каждом исследуемом регионе. Для обозначения результатов проявления этих вариантов автором предложено выделять соответствующие генетические комплексы континентальных отложений и разработана классификация данных комплексов [Несмеянов, 1971, 1977, 2012].

Рассматриваемая категория “генетический комплекс” отражает специфику типов седиментации. Она понимается как комплекс (своеобразный набор и парагенетическая ассоциация) преобладающих генетических типов отложений, характеризующийся неодинаковыми орографическими (пространственными, например, по высотному расположению разновозрастных толщ) и стратиграфическими (по методике возрастного расчленения и корреляции) соотношениями слагаемых ими толщ. Соответственно, генетические комплексы не следует путать с генетическими типами, стратиграфическими, фаунистическими и др. ранее выделявшимися комплексами отложений [Несмеянов, 2012].

При выделении генетических комплексов континентальных отложений анализируется весь диапазон субаэральных и субаквальных отложений, формирующихся в пределах континента. Следует при этом отметить, что шельф часто считается переходной зоной между континентом и океаном [Свиточ, 1995 и др.]. Но поскольку в регрессивные эпохи шельфы, осушаясь, становятся неотъемлемой частью континента, стабильным внешним ограничением последнего целесообразно считать материковый склон.

3.1. Систематика генетических комплексов

Стремление к единообразному стратиграфическому расчленению и геологическому картированию с выделением естественно обособляющихся литологических подразделений (пачек, толщ, свит и т.п.) предполагает прослеживание сопоставимых подразделений и их границ в отложениях, отвечающих раз-

ным типам (обстановкам) седиментации. При этом первостепенным обстоятельством является разработка единых стратиграфических схем с учетом всех вариантов стратификации и распространения единообразных подразделений. Соответственно, именно площадь и стабильность распространения выделяемых подразделений могут служить главными критериями классификации генетических комплексов континентальных отложений.

Таблица 3.1. Систематика генетических комплексов континентальных отложений.

Группы комплексов	Подгруппы комплексов	Комплексы	Подкомплексы
Межрегиональных	с нормальным соотношением толщ	бассейновый	выстилания дна
			бокового (дельтообразного) заполнения
	с аномальным соотношением толщ	террасовый	равнинный
			горно-долинный
Региональных	Стабильно региональных	вулканогенный	островодужный
			орогенный
			рифтовый
	Периодически региональных	покровно-ледниковый	платобазальтовый или трапповый
			равнинно-ледниковый
			шельфово-ледниковый
Локальных			перигляциальный
			шельфовый
			пещерный
			диапировый
			сейсмогенный
			грязевулканический и нефтекировый
			натечный (источниковый)
			техногенный
			соляно-гипсовый

С этих позиций вполне очевидно противопоставление весьма неравноценных по площади распространения и стратиграфической значимости трех групп генетических комплексов (табл. 3.1) [Несмеянов, 2012].

С одной стороны, общеизвестны типы седиментации, свойствен-

ные большей части континента. Примером их могут служить обстановки седиментационных бассейнов (впадин, прогибов), поднятий и речных долин. Соответствующие этим обстановкам бассейновый, покровный и террасовый генетические комплексы считаются по своему широкому распространению в пределах континентов *межрегиональными*. Они играют ведущую роль при составлении общих, межрегиональных и региональных (местных) стратиграфических схем.

Противоположностью межрегиональным генетическим комплексам могут служить *локальные* генетические комплексы, формирующиеся на весьма ограниченных территориях, например, в пещерах, на участках проявления диапиризма, хемогенных туфов, накопления техногенных материалов и пр. Их подразделения практически до настоящего времени не принимают участия в региональных стратиграфических схемах.

Промежуточное положение между упомянутыми группами генетических комплексов занимают комплексы, которые лишь периодически получают широкое — региональное распространение и могут именоваться региональными. Примерами служат покровно-ледниковые и шельфовые отложения. Первые в четвертичном периоде неоднократно распространяются в холодные эпохи, а вторые, напротив, столь же неоднократно обрамляют сушу в теплые, трансгрессивные эпохи и отсутствуют, когда шельфы осушаются в холодные, регрессивные. Результаты анализа образований этих комплексов обычно получают важное стратиграфическое значение. По неповсеместности своего распространения к региональным генетическим комплексам, безусловно, тяготеет и вулканогенный комплекс.

3.1.1. Группа межрегиональных генетических комплексов

Межрегиональные, т.е. развитые на большей части континентов, генетические комплексы отложений принципиально различаются по орографическим (или оротектоническим) обстановкам седиментации. Автором было выделено три основных типа континентального осадконакопления — бассейновый, террасовый и покровный. Каждому из них отвечает самостоятельный генетический комплекс отложений [Несмеянов, 1977, 1984, 2012].

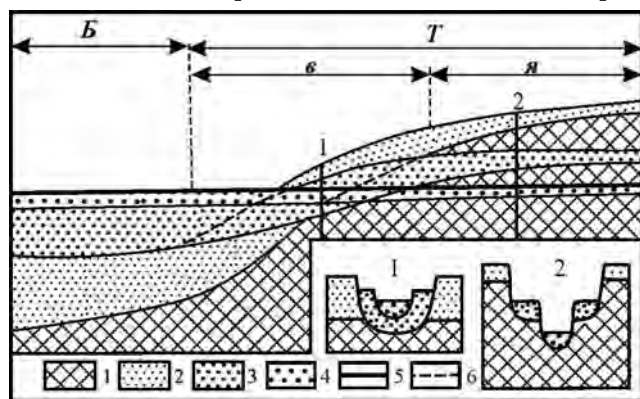


Рис. 3.1. Принципиальные соотношения террасового (Т) и бассейнового (Б) генетических комплексов континентальных отложений [Несмеянов, 1977].

в — зона “вложения” разновозрастных толщ;
я — зона развития ярусного рельефа.

1, 2 — поперечные сечения речной долины.

1 — фундамент; 2-4 — разновозрастные толщ; 5 — уровень современного русла реки; 6 — корреляционные линии толщ

— отступает на второй план. В интенсивно воздымающихся структурах происходит образование ярусного рельефа, характеризующегося серией разновысотных террас с обратной вертикальной последовательностью толщ (но не слоев в толщах). В структурах воздымающихся менее интенсивно или испытывающих движения переменного знака, разновозрастные террасы располагаются на близких уровнях. При этом нормальная стратиграфическая последовательность толщ заменяется частичным или полным горизонтальным их прислонением, “вложением” молодых толщ в более древние или частичным их “наложением”. Особенно характерно “вложение” для зон сопряжения поднятий и впадин.

Террасовый генетический комплекс, формировавшийся в условиях тектонических воздыманий, объединяет все образования, связанные со ступенчато-склоновыми долинами и ярусным рельефом. В их число входят разнообразные эрозионные и аккумулятивные террасы и выровненные поверхности, а также осадки не только речных, озерных или морских террас, но и фациально их замещающие пролювиальные, делювиальные, гравитационные и гляциальные отложения.

Особенности строения перечисленных генетических комплексов наглядно проявляются в зонах их взаимного перехода или последовательной (исторической или стратиграфической) смены. При переходе от впадины, т.е. седиментационного бассейна¹ к эродируемой реками поднятию бассейновый тип осадконакопления — стабильное последовательное напластование, сменяется террасовым — выполнение разновысотных (разновозрастных) эрозионных врезов. Этот тип осадков — аллювий — требует для своего расчленения и корреляции привлечения дополнительных методов — геоморфологических. Соответственно, методически целесообразно выделение *бассейнового и террасового* генетических комплексов осадков (рис. 3.1).

При формировании террасового комплекса основная особенность бассейнового осадконакопления — нормальное стратиграфическое напластование

¹ Согласно геологическому словарю [1973, с. 69], термин “бассейн” считается синонимом терминов “синеклиза” и “впадина”.

Каждая толща террасовых осадков отвечает особому эрозионно-аккумулятивному циклу. В начале такого цикла формируется эрозионный врез, а в конце цикла внутри этого вреза накапливается толща осадков.

На поверхности аллювиальных террас, педиментов, педипленов и других поверхностей выравнивания в пределах воздымающихся структур — поднятий продолжается накопление осадков различного генезиса (эоловых, делювиальных и т. п.). По отношению к подстилающим денудационным, эрозионным поверхностям и аллювию террас эти толщи являются инородным покровом. Поэтому они именуются покровными и объединяются в *покровный* генетический комплекс. Эти отложения по своему возрасту отвечают более молодым элементам (эрозионно-аккумулятивным циклам) террасового комплекса.

Взаимоотношения покровного и террасового генетических комплексов могут быть сложными (рис. 3.2). Так, покровные толщи начинают формироваться на террасах во время заложения следующего эрозионного вреза. Однако этот переход от аккумулятивной стадии развития речной долины к эрозионной стадии даже в геологическом смысле не всегда может считаться мгновенным. Особенно длителен он на равнинных участках, где глубина эрозионных врезов близка к мощности выстилающего врез аллювия. Здесь паводки временами заливают пойменную (ы) террасу (ы), в разрезе которой (ых) выше нормального (циклового) аллювия образуется пачка чередования покровных и аллювиальных (пойменных) отложений.

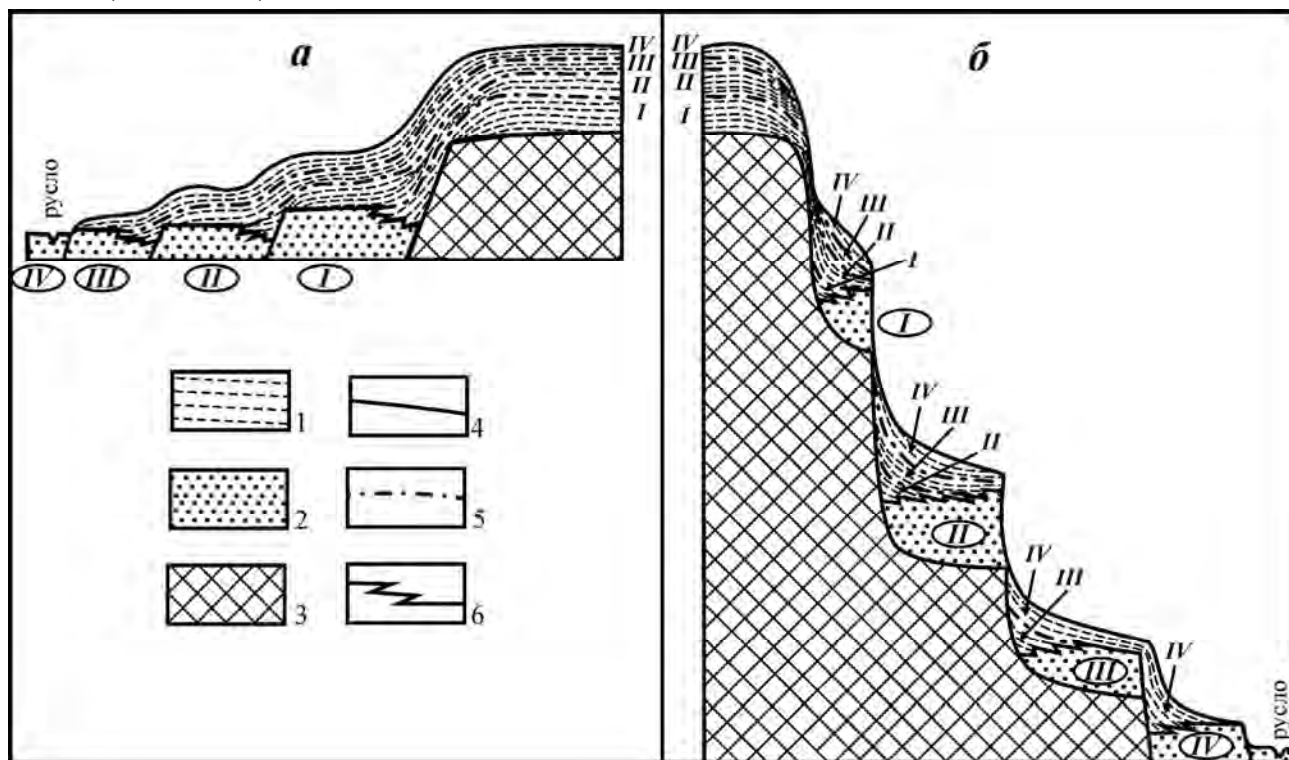


Рис. 3.2. Принципиальные соотношения террасового и покровного генетических комплексов континентальных отложений [Несмеянов, 1977].

а — в равнинных областях, *б* — в горных областях.

1 — отложения покровного генетического комплекса; 2 — отложения террасового генетического комплекса; 3 — коренной доколь; 4-6 — границы: 4 — между генетически разнородными образованиями, 5 — между разновозрастными покровными толщами, 6 — между фациально замещающимися разнородными толщами.

I-IV — циклы формирования террасовых и покровных отложений

Современное накопление пойменного аллювия одновременно на нескольких низких террасах отмечается для равнинных рек.

В горных районах контакт аллювиальных и покровных толщ осложнен тем, что в прибортовых частях долин пролювиально-делювиальные (покровные) осадки могут фациально замещать верхнюю часть аллювия.

Следовательно, контакт аллювиальной и покровной толщ может оказаться “растянутым” или “скользящим” по разрезу. Таким же “скользящим” он будет и между террасовыми и бассейновыми отложениями при латеральном смещении границы между поднятием (зоной денудации) и впадиной (зоной бассейновой аккумуляции).

Отличие покровного генетического комплекса от бассейнового заключается в том, что он формируется в условиях поднятия, то есть он, как и террасовый генетический комплекс, приурочен к относительно воздымающимся структурам. Покровный комплекс развивается на территориях, где закончилось накопление террасовых и бассейновых образований. Однако, в условиях весьма слабых проги-

баний или близких к равновесию денудационных и аккумулятивных процессов, бассейновый комплекс может включать осадки, генетически сходные с покровными.

Существует и принципиальное сходство бассейновых и покровных образований, кардинально отличающее их от образований террасового генетического комплекса. Оно заключается в последовательном налегании более молодых бассейновых и покровных толщ на более древние, т.е. в едином (не перевернутом) разрезе древние толщи всегда располагаются гипсометрически ниже более молодых.

Для террасового генетического комплекса в активных поднятиях, напротив, характерно гипсометрически более высокое расположение древних террас или латеральное прислонение (т.е. одновысотность) к ним относительно молодых террас в поднятиях, прекративших воздымание или в зонах сопряжения активных поднятий с впадинами (район “террасовых ножиц”).

Понятно, что для возрастного расчленения орогенного рельефа наиболее перспективно изучение образований террасового генетического комплекса. Поэтому данный комплекс будет рассмотрен ниже подробнее остальных.

3.1.2. Группа региональных генетических комплексов

Группа региональных генетических комплексов также включает три комплекса, которые в пределах отдельных районов временно прекращают или весьма сильно камуфлируют проявление межрегиональных генетических комплексов. Это — вулканогенный, покровноледниковый и шельфовый генетические комплексы.

По своему проявлению только первый из них является стабильным для длительных промежутков времени, соизмеримых с четвертичным периодом. Два других проявляются в течение этого периода временами, т.е. периодически. Действительно, в межледниковья, когда мощный (толщиной в несколько километров) ледниковый покров исчезает, на ранее охваченной им территории начинают активно формироваться отложения межрегиональных генетических комплексов. В свою очередь, шельф как таковой, т.е. мелководноморская окраина континента, существует только в трансгрессивные эпохи. В регрессивные фазы эвстатического цикла он, осушаясь, превращается преимущественно в низменные равнины, на которых седиментация происходит в соответствии с распределением межрегиональных генетических комплексов.

Таким образом, целесообразно выделение стабильно регионального вулканогенного и периодически региональных покровноледникового и шельфового генетических комплексов континентальных отложений. Характерно, что эти два периодически региональных генетических комплекса сменяют друг друга во времени (в теплые эпохи обычно практически полностью исчезает покровный ледник, а в холодные шельф осушается). При этом региональные генетические комплексы обычно занимают значительные части континента, которые могут считаться регионами со своими самостоятельными местными (региональными) стратиграфическими схемами. Такие региональные схемы, отличные от схем для смежных равнинных и горных областей континента, широко используются в настоящее время, например, для четвертичного периода [Четвертичная..., 1982, 1984]. Более того, именно для областей распространения периодически региональных генетических комплексов и смежных с ними регионов (перигляциальных для покровноледникового комплекса и с развитием морских террас на горных склонах для шельфового комплекса) удастся получить наиболее представительные и детальные стратиграфические схемы четвертичного периода. Схемы эти обычно хорошо коррелируются между собой, т.к. формирование основных стратиграфических подразделений в них вызвано одним и тем же климатическим фактором, обуславливающим планетарные потепления и похолодания.

Покровноледниковый и шельфовый генетические комплексы связаны с равнинными областями и потому практически не имеют отношения к расшифровке этапности орогенического рельефообразования.

Участие образований вулканогенного генетического комплекса в орогенезе, обычно весьма локализовано. В нашей стране проявления новейшего вулканизма существенно влияют на строение рельефа только в Курило-Камчатской островодужной зоне. В других регионах (например, на Кавказе и на юге Сибири) они ограничиваются отдельными вулканическими горами (конусами), лавовыми покровами на водоразделах и долинными потоками. Все эти формы не определяют общего стиля рельефообразования соответствующих орогенов.

Учитывая перечисленные обстоятельства, указанные региональные генетические комплексы далее специально не рассматриваются, а за дополнительной информацией читатель может обратиться к опубликованному обзору всего набора генетических комплексов [Несмеянов, 2012].

3.1.3. Группа локальных генетических комплексов

Группа локальных генетических комплексов объединяет специфические типы седиментации на ограниченных наземных и подземных пространствах. Однако в ряде случаев результаты изучения соответствующих генетических комплексов из-за их детальной стратификации приходится учитывать при составлении региональных стратиграфических схем. К подобным генетическим комплексам в на-

стоящее время, безусловно, следует относить: 1) *пещерный*, 2) *техногенный*, а также специфические 3) *диапировый*, 4) *сейсмогенный* и 5) *натечный* (или источниковый) комплексы. Их участие в датировке этапов рельефообразования вероятно лишь в отдельных уникальных ситуациях.

3.2. Специфика стратификации образований межрегиональных генетических комплексов

Наибольшее значение для стратиграфического расчленения новейших отложений и датировки этапов рельефообразования в подавляющем большинстве современных орогенических областей имеют межрегиональные генетические комплексы. Поскольку характеристике генетических комплексов посвящена специальная монография [Несмеянов, 2012], ниже приводится краткое изложение основных положений, касающихся особенностей стратификации соответствующих образований. Кроме того, из предшествующего изложения ясно, что основным для возрастного расчленения рельефа положительных структур, а, следовательно, и для оротектонического метода, является изучение особенностей строения образований террасового генетического комплекса.

3.2.1. Бассейновый генетический комплекс

Бассейновый генетический комплекс, в котором преобладают озерные (или морские) и пролювиальные осадки и в меньшем количестве присутствуют аллювиальные, делювиальные и другие, связан с седиментационными впадинами и характеризуется нормальным стратиграфическим соотношением толщ — их последовательным налеганием. Он отличается от других генетических комплексов максимальными мощностями этих толщ, сокращением перерывов и несогласий, часто переходящих в краевые несогласия.

По характеру седиментации, если исключить влияние конседиментационных тектонических структур, рифовых построек и т.п., в данном генетическом комплексе могут быть выделены *два подкомплекса (подтипа седиментации)*. Они принципиально были намечены еще в работах Д.В. Наливкина [1956] и подтверждены сейсмостратиграфическими исследованиями [Сейсмическая..., 1982; Сейсмостратиграфические..., 1990, 1993]:

подкомплекс выстилания дна, когда седиментационные толщи увеличивают свою мощность к центру впадин или на большей ее части имеют более или менее равную мощность;

подкомплекс бокового наращивания мощностей (различные клиноформы, в том числе и дельтовые), при котором линзовидные толщи или пачки, S-образно изгибаясь, как бы прислонены одна к другой и заполняют впадину преимущественно от краев к центру.

При длительном развитии активно прогибающихся седиментационных бассейнов на разных этапах этого процесса оба подкомплекса могут сменять друг друга. В целом, по-видимому, первый подкомплекс характерен для относительно медленного прогибания бассейна, а второй — для интенсивного.

Оба подтипа седиментации могут нарушаться развитием конседиментационных структур в пределах бассейна. Между такими орографически выраженными структурами, как за экраном возможно изменение характера седиментации.

В настоящее время предложено множество схем более дробного членения упомянутых подкомплексов. Например, соотношения толщ, отнесенные к подкомплексу выстилания дна, западные исследователи по характеру "заполняющих" бассейн сейсмофациальных единиц предлагают делить на обстановки [Сейсмическая..., 1982, с. 241]:

1) заполнение с налеганием (соответствует субгоризонтальному залеганию толщ с параллельными границами),

2) заполнение с расхождением (соответствует ситуации с наращиванием мощности каждой толщи к центру впадины) и

3) холмистое залегание (также с увеличением мощности тела к центру впадины, но за счет выгиба их границ вверх). Однако последний вариант на самом деле часто обусловлен тектоническими деформациями, например, диапиризмом, инверсионными антиклиналями и т.п. [Шлезингер, 1990].

Наибольшее разнообразие соотношения разновозрастных толщ предлагается для ситуации "бокового наращивания", которое исследуется в большинстве случаев не на континенте, а на материковом склоне. Тем не менее, многие из рассматриваемых вариантов возможны и в континентальных бассейнах, особенно глубоководных. Следует отметить, что ряд подобных вариантов обусловлен неполной сохранностью первичных толщ за счет различных прилеганий и несогласных налеганий. Часто различаются: кровельное и подошвенное прилегание, несогласия в подошве или кровле, эрозионный срез и т.п. [Сейсмическая..., 1982, с. 217; Шлезингер, 1990]. Тем не менее, по рисункам, образуемым сейсмическими отражениями при боковом наращивании осадочных тел (толщ) по клиновидным поверхностям, различаются варианты (рис. 3.3) [Сейсмическая..., 1982, с. 229].

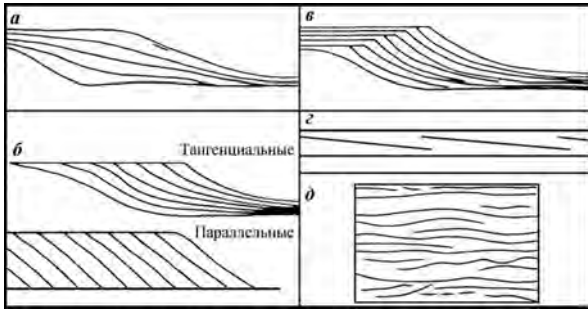


Рис. 3.3. Рисунки, образуемые сейсмическими отражениями при боковом наращивании осадочных тел по клиноформным поверхностям (по Р.М. Митчем, П.Р. Вейл, Дж.Б. Сангри [Сейсмическая..., 1982])

а — сигмовидный, б — косослойный, в — сложный сигмовидно-косослойный, г — черепицеобразный, д — бугристый клиноформный

Существуют и более сложные классификации клиноформ. Например, К.М. Шимкус и А.Е. Шлезингер [1984] различают среди фронтальных клиноформ глубоководных тектонических бассейнов:

- 1) прямые клиноформы (когда мощность тел уменьшается внутрь бассейна),
- 2) обратные клиноформы (когда мощность тел увеличивается внутрь бассейна),
- 3) проградационные клиноформы, делящиеся на: а) параллельные склону (авандельты) и б) непараллельные склону (конусы выноса).

Н.Я. Кунин [1989] предлагает выделять ряд “сидиментационных моделей”:

- 1) покровы выравнивания с первично-горизонтальными осями синфазности (различая варианты: шельфовый,

низменных равнин, континентально-озерный и квазизидкого растекания по дну глубоководного водоема),

- 2) облегаяющие покровы,

3) клиноформы заложения некомпенсированных бассейнов (различаются: карбонатные клиноформы палеопобережий с кромкшельфовыми рифами, гряды барьерных рифов, отделенные от палеопобережий полосами глубоководий, авандельтовые комплексы, имеющие форму двояковыпуклых линз, дельтовые комплексы),

4) клиноформы склоновой седиментации, образующиеся при заполнении некомпенсированных бассейнов (различаются: ланаркмены, образующиеся за счет вдольбереговых течений, эллипсоидные конусы выноса, системы концентрических овалов, формирующиеся из одного канала палеореки),

- 5) массивные тела заполнения некомпенсированных впадин (атоллы, пинакли, эвапоритовые толщи),

6) клиноформы заполнения форм палеорельефа (остаточно-каналовые, эрозионно-каналовые, заполнения континентальных речных врезов),

7) клиноформы перекомпенсации, т.е. молассы межгорных впадин (пролювиальные конусы выноса, озерные конусы выноса);

8-11) в глубоководных условиях образуются: 8 — подножно-склоновые конусы выноса, 9 — эдафогенные клиноформы, 10 — карбонатные покровы относительных поднятий, 11 — вулканомиктовые поля.

Совершенно ясно, что по мере детализации исследований число подобных вариантов будет увеличиваться. Но если выделять принципиально различные обстановки седиментации в бассейнах, то приходится ограничиться двумя, упомянутыми выше, основными подкомплексами бассейнового генетического комплекса, намеченными еще

Д.В. Наливкиным [1956].

Значительное разнообразие соотношений секвенций (трансгрессивно-регрессивных серий осадков, ограниченных снизу и сверху несогласиями) связано с колебаниями уровня моря, в том числе и уровня Мирового океана. При этом используется также понятие “системы трактов” (systems tracts), означающее системы путей транспорта осадочного материала с суши в моря, то есть системы трактов — это сообщество одновременной седиментации [Геоисторический..., 1999, с. 155].

В колебаниях уровня Мирового океана выделяются состояния: 1) низкое стабильное стояние; 2) подъем уровня и трансгрессия; 3) высокое стабильное стояние; 4) падение уровня и регрессия (рис. 3.4). Характерны соотноше-

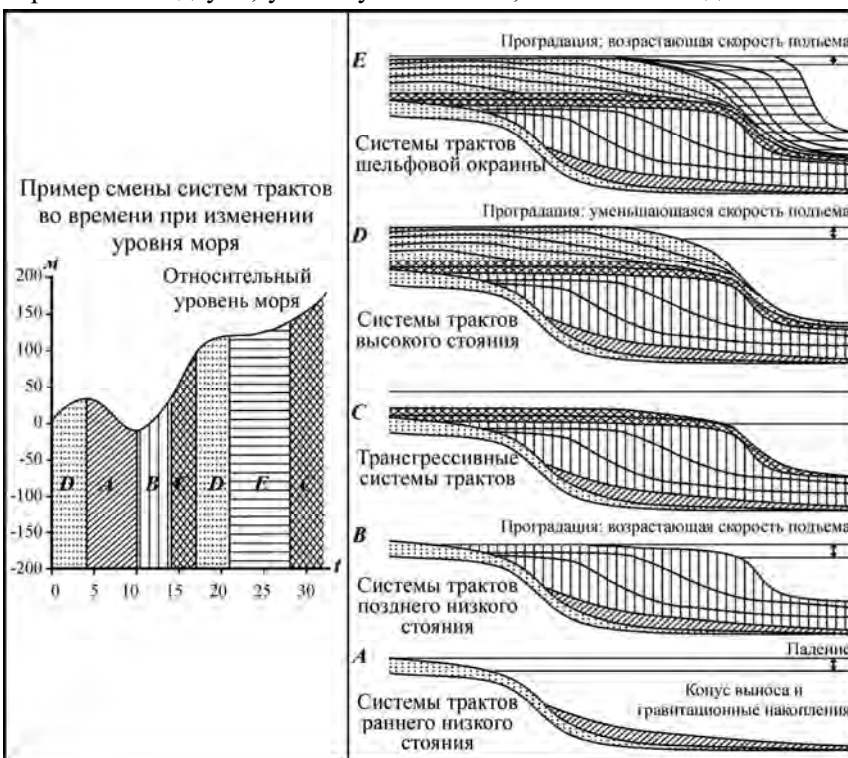


Рис. 3.4. Принципиальная схема формирования секвенции регрессивно-трансгрессивного цикла континентальной окраины в условиях колебания уровня моря (по Т. Jасquin and P. Vail, 1992; P. Vail, 1993 [Геоисторический..., 1999])

ние толщ (секвенций), сформировавшихся при непосредственной смене низкого и высокого стояний уровня моря (рис. 3.5), и общая схема соотношения секвенций на шельфе и материковом склоне (рис. 3.6). Сами секвенции при этом имеют сложное внутреннее строение (рис. 3.7)

Методика стратификации отложений бассейнового генетического комплекса детально изложена в разнообразных методических руководствах и разных вариантах стратиграфического кодекса СССР и России. В самой общей форме можно принять, что эта стратификация опирается на два подхода:



Рис. 3.5. Принципиальная схема строения осадочной серии континентальной окраины с осадками, сформировавшимися в условиях низкого, а затем высокого стояния уровня моря (по Т. Jacquin, 1992 [Геоисторический..., 1999])



Рис. 3.6. Идеализированная схема строения секвенции на континентальной окраине и модели строения осадочных тел [Геоисторический..., 1999]

образом на материалы по анализу образований бассейнового генетического комплекса. На геологических картах большинство стратифицированных образований относительно относится к этому комплексу.

Можно, следовательно, утверждать, что образования бассейнового генетического комплекса наиболее важны при изучении всех стратифицированных геологических материалов, относящихся к доновейшим этапам геологического развития, т.е. к этапам для которых не сохранилось орографически выраженных положительных структур. Для новейшего этапа геологического развития, особенно для четвертичного периода, стратиграфическая значимость образований бассейнового генетического комплекса постепенно все больше уравнивается с материалами по террасовому и покровному генетическим комплексам.

3.2.2. Покровный генетический комплекс

Покровный генетический комплекс отвечает нормальной стратиграфической последовательности толщ, сформировавшихся на выровненных поверхностях в поднятиях. Эти толщи отличаются минимальными мощностями, завуалированностью несогласий и перерывов и значительной ролью, наряду с делювиальными и пролювиальными осадками, почвенных и эоловых образований. Местами в покровных толщах встречаются обычно маломощные слои или пачки аллювиальных, озерных, солифлюкционных и других отложений.

1) биостратиграфию, применяющуюся для преимущественно субаквальных толщ с соответствующим содержанием палеонтологического материала, и

2) литостратиграфию для расчленения "немых" толщ.

Бассейновый генетический комплекс является наиболее полно обеспеченным методическими нормативными документами и пособиями по разномасштабному геологическому картированию, фациальному анализу и разнообразным палеореконструкциям. Существующие карты и другие реконструкции в палеогеографических атласах также опираются главным

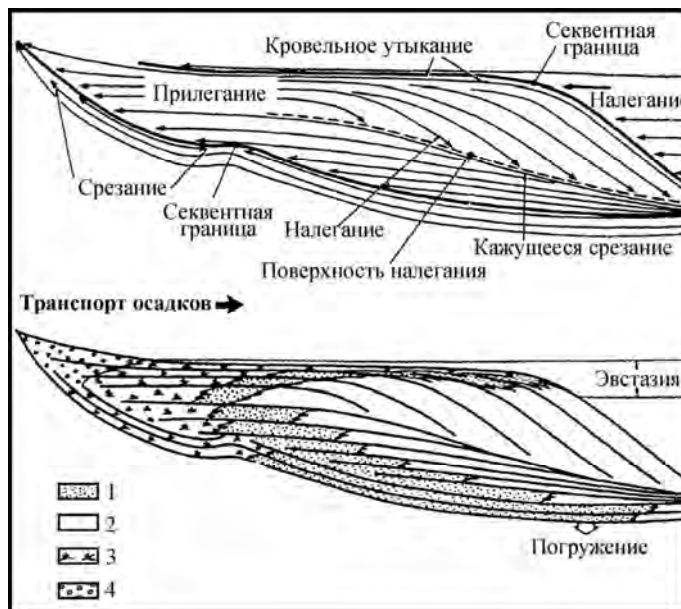


Рис. 3.7. Основные типы несогласий в секвенции и принципиальная схема распределения осадков разного типа в одной секвенции (по Vail, 1987 [Геоисторический..., 1999])
1 — прибрежный пояс песков, 2 — морские тонкозернистые осадки, 3 — осадки прибрежной равнины, 4 — осадки аллювиальной равнины.

или пачки аллювиальных, озерных, солифлюкционных

Строение покровного генетического комплекса существенно различается по строению формирующихся толщ, возможностям их геологического картирования и методам стратификации на относительно широких плакорах и террасах в равнинных областях и предгорьях, с одной стороны, и в узких крутосклонных долинах свойственных преимущественно горным областям, с другой. На плакорных и широких террасах накапливаются преимущественно глинистые осадки, а в узких и глубоких горных долинах — на поверхности террас преобладают фациально изменчивые на коротких расстояниях грубые склоновые отложения. Их расчленение, картирование и стратификация существенно сложнее, чем для отложений, залегающих на плакорных и широких террасах. Поэтому в покровном генетическом комплексе выделяется *два подкомплекса*, условно именуемые применительно к орогенным областям *плакорно-террасовым* и *горно-долинным* (или крутосклонным).

3.2.2.1. Плакорно-террасовый подкомплекс

Основные методики изучения и стратиграфического расчленения образований покровного генетического комплекса относятся преимущественно к его *плакорно-террасовому подкомплексу*.

Изучение осадков этого подкомплекса ограничивается обычно рассмотрением отдельных опорных разрезов при педологических исследованиях и изучении археологических стоянок. Но картирование выделяемых при таком расчленении стратиграфических подразделений из-за их малой мощности возможно лишь в крупных масштабах и на очень ограниченных территориях. Кроме того, подобное картирование ограничивается, как правило, субгоризонтальными покровными толщами на водоразделах и террасовидных поверхностях, расчлененных эрозией (рис. 3.8), и еще более затруднено на склонах при переходе серии разновозрастных пачек с одного террасового уровня на другой. Традиционно при среднемасштабном картировании покровные отложения на водоразделах показываются как единая толща, геологическая индексация которой отражает общий возрастной диапазон ее формирования.

Строение покровных толщ плакорно-террасового подкомплекса, сложенных большей частью тонкозернистыми, а зачастую лессовыми породами, чрезвычайно

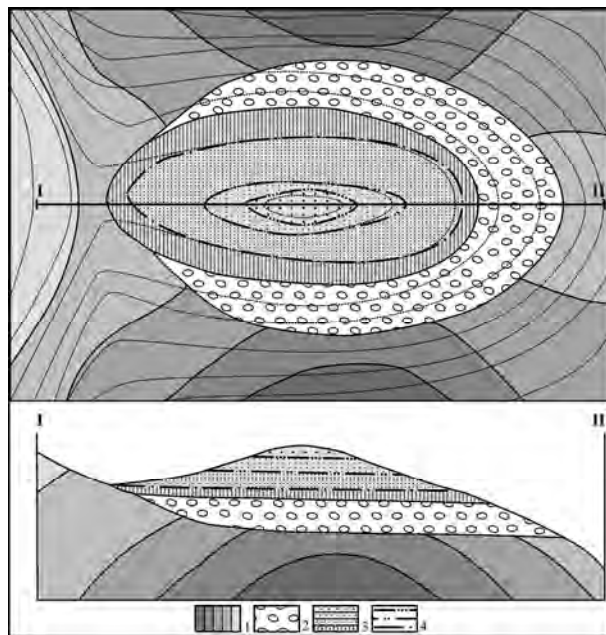


Рис. 3.8. Принципиальная схема крупномасштабного картирования образований покровного генетического комплекса на речной террасе

1 — дочетвертичные дислоцированные отложения цоколя террасы; 2 — аллювий террасы; 3-4 — образования покровного генетического комплекса: 3 — разновозрастные лессы, 4 — разновозрастные горизонты погребенных почв.

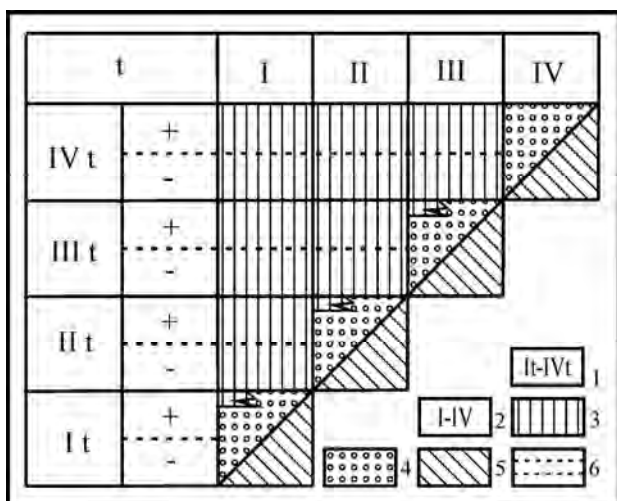


Рис. 3.9. Принципиальная схема корреляции разновозрастных покровных толщ

t — ритмохронологическая шкала: 1 — эрозионно-аккумулятивные циклы и их фазы: (-) — холодная, плувиальная; (+) — теплая, аридная; 2 — номера циклов, которым отвечают схематические колонки аккумулятивных чехлов террас; 3 — покровные толщи; 4 — аллювиальные толщи; 5 — эрозионные фазы (перерывы в осадконакоплении); 6 — изохронные корреляционные линии.

сложное. Его расшифровка требует особых методов. В большинстве случаев для этого используются педологические методы, направленные на разделение почвенных и лессовых горизонтов. Широко используются и биостратиграфические методы, особенно палинологический [Веклич, 1982; Лазаренко и др., 1977; Додонов, 2002 и др.]. Последний, наряду с педологическим, позволяет выделять в покровных толщах климатостратиграфические единицы [Болиховская, 1995 и др.].

Следует отметить, что разрезы покровных образований полнее разрезов террасового генетического комплекса, в которых редко сохраняются осадки, отвечающие эрозионным фазам эрозионно-аккумулятивных циклов (рис. 3.9). Поэтому именно покровные толщи наиболее благоприятны для установления палеоклиматической шкалы антропогена. Но для палеотектонической его шкалы, безусловно, продуктивнее анализ террасового комплекса, который позволяет фиксировать этапы развития горного рельефа и наметить иерархию стратиграфических подразделений [Несмеянов, 1971_{1,2}, 1977; 2012].

Возрастной диапазон покровных толщ, перекрывающих разновозрастные террасы, не одинаков. Нижний возрастной предел его определяется временем завершения формирования соответствующей террасы, а верхний — обычно достигает современности, если терраса не подвергается размыву. В некоторых регионах, например, среднеазиатских, начало формирования покровных отложений охватывает эоплейстоцен и даже плиоцен [Додонов, 2002 и др.].

Естественно, что соотношение покровных толщ между собой меняется в соответствии с различиями в строении террасового комплекса. В интенсивно воздымающихся структурах при больших перепадах высот между террасовыми уровнями покровные толщ разобщены (см. рис. 3.2.Б). В областях, характеризующихся слабыми воздыманиями, где террасовые уровни сближены, происходит сопряжение и перекрытие разновозрастных покровных толщ (см. рис. 3.2.А). Поэтому покровные толщ равнин, переходя с одного террасового уровня на другой, маскируют их. В результате, расчленение и картирование террасового комплекса равнин, особенно его древней части и в лессовых районах, встречает значительные трудности. Расчленение обычно реализуется на геологических профилях, обеспеченных бурением или горными выработками.

Все вышеизложенное существенно отличает покровный генетический комплекс от бассейнового.

Поскольку расчленение покровного генетического комплекса опирается на выделение климатостратиграфических подразделений, в строении последнего для разных климатических зон вероятно выделение не однотипных подразделений. Так, в одних регионах почвенные горизонты могут соответствовать потеплению климата, а в других, например, плювиальным эпохам при более или менее равноценной теплообеспеченности плювиалов и аридов. Представляется, что само формирование погребенных почв может быть различным в лессовых областях и за их пределами.

3.2.2.2. Горно-долинный подкомплекс

Горно-долинный подкомплекс характеризуется повышенным содержанием склоновых образований, шлейфы которых обычно опираются на речные, озерные или морские террасы. Здесь линзовидные слои и пачки различных гравитационных склоновых отложений переслаиваются с делювиальными, эоловыми и пролювиальными покровными отложениями на этих террасах. В склоновых отложениях наблюдаются различия, связанные, по Н.П. Костенко [1975], с экстрагляциальной, перигляциальной и гляциальной зонами горных долин. В экстрагляциальной зоне преобладают осыпные, обвальные и оползневые образования, а в перигляциальной и гляциальной зонах к ним добавляются различные коллювиальные образования (солифлюксий, курумы и др.). Н.П. Костенко различает: 1) элювиально-коллювиальные покровы горных водоразделов, 2) коллювиальные потоки и конусы крутых склонов в горных долинах и 3) коллювиальные покровы пологих склонов.

Характер крутосклонного осадконакопления она иллюстрирует примером фрагмента долины р. Гунт на Памире (рис. 3.10). Здесь представлены коллювиальные потоки (11) и разнообразные конусы. Выделяются различные элементарные конусы без желоба стока (1 и 2) и с желобом стока (3), а также конусы с хорошо развитой нишей отрыва (4). Древовидные обводненные конусы накопления представляют собой формы наиболее полного развития линейного сноса коллювия (10). В зависимости от основного источника обломочного материала выделяются солифлюкционные (5 и 6), солифлюкционно-гравитационные (10) и моренно-гравитационные конусы накопления (8 и 9). Кроме того, “флювиальные отложения горных ручейков — фанлювиальные конусы (7) — имеют местную область питания в верхней части склона — небольшую эрозионную долинку и конус выноса в устье ручья у основания склона” [Костенко, 1975, с. 63].

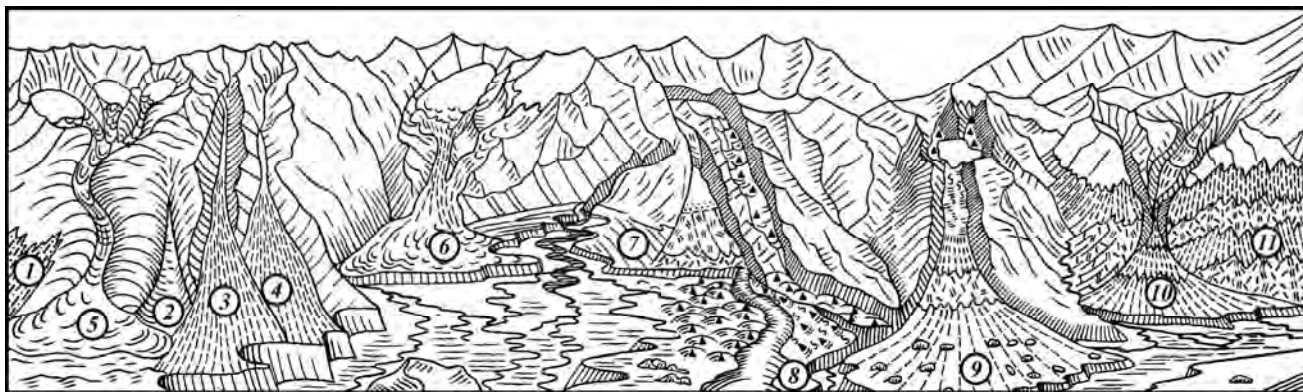


Рис. 3.10. Линейные формы накопления коллювия
(полевые зарисовки в верховьях р. Гунт на Центральном Памире, 1-11 — см. в тексте) [Костенко, 1975]

3.2.2.3. Проблема стратификации склоновых отложений

Выше уже было показано, что в областях со слабыми воздыманиями происходит перекрытие склонов между сближенными террасами преимущественно делювиальными, эоловыми и почвенными отложениями, которые развиты и на поверхностях смежных террас (см. рис. 3.2А). В этом случае развитые на террасах почвенные и лесовые или глинистые горизонты прослеживаются и на склонах, где сохраняется их стратиграфическая последовательность (рис. 3.11) [Константинова, 1967; Лебедева, 1965, 1972 и др.].

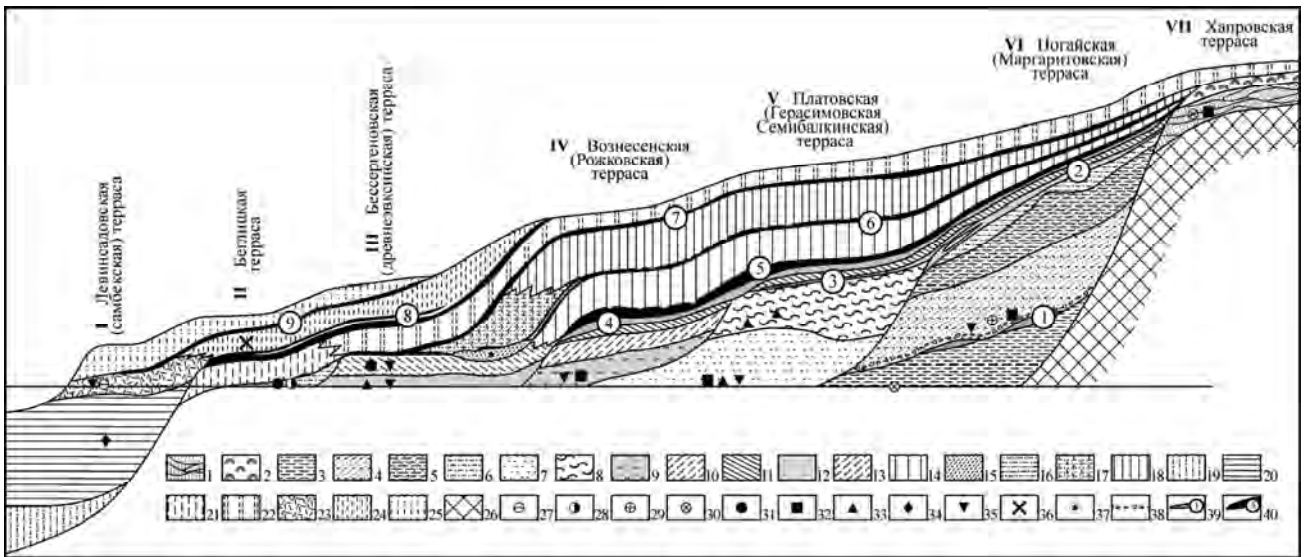


Рис. 3.11. Стратифицированный чехол покровных отложений, перекрывающий комплекс террас Северного Приазовья [Лебедева, 1965].

1 — $Q_1^{хав}$ аллювиальные пески и галечники хапоровской террасы; 2 — $Q_1^{хав}-Q_1^{там}$ красно-бурые и зеленовато-серые скифские глины; 3 — $Q_1^{хав}$ озерно-аллювиальные глины и алевриты нижнего эоплейстоцена; 4 — $Q_1^{там}$ аллювиальные пески и галечники ногайской террасы; 5 — $Q_1^{там}$ аллювиальные глинистые пески и супеси ногайской террасы; 6 — $Q_1^{там?}$ озерные или озерно-лиманные серые глины и алевриты верхних горизонтов толщи ногайской террасы; 7 — $Q_1^{там}-Q_1^{тип(1)}$ лиманно-морские пески платовской террасы; 8 — $Q_1^{тип(1)}$ лиманно-морские ленточно-слоистые глины и алевриты платовской террасы; 9 — $Q_1^{тип(2)}$ аллювиальные и лиманные алевриты, пески и галечники вознесенской террасы; 10 — $Q_1^{тип(2)}$ аллювиально-озерные глины и алевриты вознесенской террасы; 11 — $Q_1^{тип(2)тип(3)}$ серые глины, озерные и озерно-делювиальные; 12 — $Q_1^{тип(3)}$ лиманно-морские пески древнеэвксинской террасы (палудиновые слои); 13 — $Q_1^{тип(3)}$ лиманные алевриты и глины древнеэвксинской террасы; 14 — $Q_1^{тип(3)}$ лесовидные суглинки, делювиальные буровато-палевые; 15 — $Q_2^{лих}$ озерные голубовато-серые глины и алевриты; 16 — $Q_2^{лих}$ озерно-лиманные глины и алевриты беглицкой террасы; 17 — $Q_2^{лих}$ аллювиально-пролювиальные пылеватые обессованные пески и супеси; 18 — $Q_2^{лих}$ лесовидные делювиальные палево-коричневые суглинки; 19 — $Q_2?$ пески нижних горизонтов переуглубленных долин; 20 — $Q_2?$ морские глины и алевриты переуглубленных долин; 21 — $Q_2^{мос}$ лиманно-аллювиальные пылеватые пески, алевриты и глины верхних горизонтов беглицкой террасы и переуглубленных балок; 22 — $Q_2^{мос}$ лесовидные палевые суглинки; 23 — $Q_3^{кал}$ пылеватые пески, алевриты и глины самбекской террасы и погребенных балок; 24 — $Q_3^{кал}$ лесовидные палевые делювиальные суглинки; 25 — $Q_3^{ост}$ лесовидные палево-серые суглинки; 26 — доантропогенные породы; 27 — остатки мамонта позднего типа; 28 — остатки трогонтериевого слона и мамонта раннего типа; 29 — остатки южного слона таманского типа; 30 — остатки южного слона хапоровского типа; 31 — остатки крупных млекопитающих; 32 — остатки мелких млекопитающих; 33 — морские моллюски каспийского типа; 34 — морские моллюски средиземноморского типа; 35 — пресноводные моллюски; 36 — орудия мустьерской культуры; 37 — остатки флоры; 38 — карбонатные конкреции; 39 — пестроцветные глинистые почвы эоплейстоцена и нижнего плейстоцена; 40 — черноземовидные и бурые почвы в лесовидных суглинках плейстоцена.

Арабские цифры в кружках: 1 — $Q_1^{там}$ обиточинская оранжевая погребенная почва, 2 — $Q_1^{тип(1)}$ ногайская красная погребенная почва, 3 — $Q_1^{тип(2)}$ боковская голубовато-серая погребенная почва, 4 — $Q_1^{тип(3)}$ платовская красно-бурая погребенная почва, 5 — $Q_1^{тип(3)}$ еланчикская бурая погребенная почва, 6 — $Q_2^{лих}$ красодесантская коричнево-бурая погребенная почва, 7 — $Q_2^{од}$ бессергеновская светло-каштановая погребенная почва, 8 — $Q_3^{мих}$ беглицкая черноземовидная почва, 9 — $Q_3^{мол-шек}$ самбекская бледно-палевая погребенная почва.

В узких крутосклонных долинах, свойственных областям с интенсивными воздыманиями, покровные толщи разновозрастных террас разобщены (см. рис. 3.2Б). Здесь склоновые (коллювиальные) отложения, входящие в покровный генетический комплекс, могут быть весьма разнообразны по генезису (см. рис. 3.10). Традиционно различаются три основных варианта коллювия: 1) коллювий обрушения, включающий обвалы и осыпные отложения; 2) коллювий сползания, объединяющий оползневые (деляпсий) и солифлюкционные (дефлюксий, солифлюксий) отложения и 3) коллювий смыывания — делювий [Шанцер, 1966; Кожевников, 1985].

Эта классификация не полностью отражает всю сложность реальной дифференциации склоновых отложений. Основные их типы часто обладают постепенными переходами и дополнительно членятся. Например, как вариант солифлюксия обособляется десерпций — глыбовые или щебнисто-глыбовые развалы (курумы), располагающиеся на водоразделах, склонах и террасовых поверхностях. Другой вариант — земляные глетчеры, является, вероятно, образованием, переходным от дефлюксия к оползням-потокам. Предлагаются и другие варианты фациальных переходов [Кожевников, 1985].

Для возрастного расчленения склоновых отложений важны три варианта соотношений, когда: 1) картируется несколько разновозрастных генераций одного генетического типа, 2) наблюдается чередование разнородных склоновых образований, например, глинистого делювия и более грубого солифлюксия и 3) выделяются в разрезе литологически различные “холодные” и “теплые” варианты как одного, так и разных типов коллювия. Наиболее перспективным считается палеоклиматический подход к возрастному расчленению склоновых образований, особенно осыпных шлейфов большой мощности, опирающихся на аллювиальные террасы и частично фациально замещающие аллювий в тыловой части террас. Однако временной масштаб выделяемых при этом относительно “теплых” и “холодных” подразделений установить обычно не удастся, если в разрезах не выявляются аналоги палеопочв, которые могут коррелироваться с соответствующими палеопочвами в покровных отложениях на террасах [Кожевников, 1985]. Дело в том, что непосредственная фаунистическая или абсолютная датировка склоновых отложений осуществляется очень редко. В разных широтных и высотных поясах картируемые или устанавливаемые в разрезах границы между “теплыми” и “холодными” подразделениями могут быть достаточно разновозрастными. И это определяет величину регионального возрастного “скольжения” основных палеоклиматических границ. Кроме того, в ряде случаев основные (межрегиональные) палеоклиматические подразделения бывают осложнены локальными палеоклиматическими флюктуациями, которые получают сходное литологическое отражение. И это отражение оказывается неотличимым от проявления межрегиональных палеоклиматических изменений. В южных аридных областях литологическое проявление аридных и плювиальных эпох может оказаться более интенсивным, чем смена “теплых” и “холодных” эпох. При этом корреляция палеотемпературных эпох с аридами и плювиалами трактуется не всегда однозначно.

В некоторых случаях крупные обвалы и оползни бывают связаны не с климатическими проявлениями, а с сильными землетрясениями. Тут очевидна сейсмическая, а в случае одновременных тектонических (обычно разрывных) смещений — сеймотектоническая активизация обвалов и оползней, которые рассматриваются в качестве вторичных палеосейсмодислокаций. Их целесообразно относить к сейсмогенному генетическому комплексу. Такие землетрясения обычно имеют тектоническую природу и, вероятно, чаще происходят в эпохи активизации орогенеза, субдукции и других подобных процессов.

Все вышеизложенное показывает, что повсеместное возрастное расчленение склоновых отложений — дело будущего. Но потенциальные перспективы такого расчленения уже достаточно очевидны. Важно лишь подчеркнуть, что в подавляющем большинстве случаев даже мощные склоновые шлейфы, опирающиеся на речные террасы, формировались в течение достаточно узкого временного интервала. Нижний возрастной предел этого интервала обычно ограничивается возрастом завершения аллювиальной седиментации, а верхний — началом интенсивного эрозионного расчленения рассматриваемой террасы и опирающегося на нее коллювиального шлейфа. Поэтому построение стратиграфической схемы даже всего неоплейстоцена с помощью коллювиальных отложений — весьма трудная задача.

3.2.2.4. Региональные различия покровных отложений

Существенно различается строение образований покровного генетического комплекса и в различных ландшафтно-климатических условиях. В этом отношении показательна работа Ю.В. Крылкова [1965, с. 3], который относил к покровным образованиям антропогена перигляциальную и лессовую формации. Их формирование он связывал с эпохами крупнейших материковых оледенений.

Лессовая формация (покровный комплекс лесса и мелкоземисто-лессовидных отложений [там же, с. 9]) развита в Средней Азии и южных районах Европейской России, т.е. в районах, тяготеющих к аридным и высокогорным областям [там же, с. 147]. При этом многие генетические особенности лесса (отсутствие слоистости, однородность состава, макропористость и т.д.) могут быть объяснены, по Ю.В. Крылкову [1965, с. 148], “только с позиций эоловой теории”. И далее: “холод и сухость были необходимыми предпосылками образования всеоблекающих лессовых толщ из оседавшей на поверхность земли пыли” [там же, с. 149]. “Представления об эоловом накоплении мелкозема и его криобиогенезе составляют две стороны единой концепции и выражают сущность процесса лессообразования” [там же, с. 117]. При этом он отмечает, что “нельзя отрицать возможности образования настоящего лесса в межледниковые эпохи” [там же, с. 197]. Н.И. Кригер [1965, с. 251] отмечает, что в лессе следует “различать признаки с разной степенью устойчивости. Одни признаки (гранулометрический и минералогический состав, в значительной мере — известковистость) сформировались в период седиментации, другие (влажность, легкорастворимые соли) подверглись более или менее значительному изменению в последующее время”.

Перигляциальная формация (покровный щебне-лессово-песчаный комплекс [там же, с. 9]) наиболее широко развита “на площадях, примыкающих к областям североевразийского плейстоценового оледенения” [там же, с. 147]. Она характеризуется повсеместными следами “мерзлотно-морозобойных нарушений слоев” [там же, с. 148]. Эти мерзлотно-морозобойные нарушения определялись в основном формированием полигональных ледяных жил при морозобойном растрескивании грунтового массива [Романов-

ский, 1977] и солифлюкцией. Последнюю Ю.В. Крылков [1965, с. 25], опираясь на исследования В.Л. Суходровского [1967 и др.], характеризует следующим образом: “Солифлюкция проявляется одновременно в двух взаимосвязанных формах движения: вязком течении и сползании под действием поочередного замерзания и оттаивания (режелаяции). Течение увлажненного грунта по склону предопределено в основном разжижением грунта при оттаивании его с поверхности. Под действием же процессов замерзания-оттаивания грунта то приподнимаются перпендикулярно склону при пучении, то опускаются почти по вертикали, т.е. с некоторым смещением вниз по склону, и таким образом медленно перемещаются в направлении снижения поверхности”. При этом такие отложения “в области склонов и водоразделов не облекают формы эрозионного рельефа, а выполняют их. Мелкие эрозионные врезы нацело выполнены этими отложениями...” [Крылков, 1965. с. 47].

На Северо-востоке России С.В. Томирдиаро [1980] выделил лессово-ледовую формацию. Однако, скорее это не самостоятельная формация, а фация в пределах перигляциальной формации, образующаяся в районах (поймы рек и т.п.), где солифлюкционное перемещение материала практически отсутствует.

Лессово-ледовая фация, представленная криогенно-эоловыми мерзлотно-лессовыми отложениями так называемой едомной свиты, неоднородна. Выделяются два ее варианта — едомы арктического и субарктического типов [Томирдиаро, 1990]. На севере Якутии развита едома арктического типа, мощностью до 45 м. Она на 80-90% своего объема состоит из льда, жилы которого достигают ширины 9 м. Здесь лессовые породы образуют тонкие “земляные колонны” во льду. В едоме субарктического типа преобладают кроме лесса, супеси и пылеватые пески, а ширина сингенетических ледяных жил достигает 2,5 м. [Томирдиаро, 1990].

3.2.2.5. Специфические особенности стратификации образований покровного генетического комплекса и геологического положения в них антропогенных материалов

Важно подчеркнуть, что с образованиями лессовой и перигляциальной формаций тесно связаны антропогенные отложения археологических стоянок открытого типа. Более того, особенности залегания культуросодержащих отложений в лессовых толщах побудило В.А. Ранова [Ранов, Шефер, 2000] к выделению так называемого “лессового палеолита”.

Для стратиграфии и палеогеографии палеолита, залегающего в перигляциальной формации важное значение имеет солифлюкционное перемещение материала с образованием солифлюкционных террас на пологих (крутизной 5-20°) склонах, обуславливающее смещение, как рассеянных каменных изделий, так и фрагментов “непотревоженного” культурного слоя. Обычно выделяются покровная и дифференциальная солифлюкция [Ершов, 2002, с. 411]. Покровная солифлюкция — медленное (обычно 2-10 см/год) и более или менее равномерное движение грунта по пологому (до 15°) склону без образования натечных форм. Дифференциальная солифлюкция характеризуется образованием солифлюкционных языков или террас. Солифлюкционные языки образуются от индивидуализированных потоков, которые часто начинаются в неглубоких ложбинах и заканчиваются фронтальным уступом высотой до 4 м. На Чукотке такие ложбины длиной до 150 м имеют ширину нижних частей до 60 м. Индивидуальные потоки могут сливаться в гирлянды, а те — образовывать множество рядов или солифлюкционных террас. К разновидности гирлянд относятся фестончатые уступы, окаймленные по нижнему краю бордюром из щебня и глыб [Щукин, 1964, с. 525-528].

Наиболее сложным преобразованием культуросодержащий материал подвергается при формировании солифлюкционных террас, когда за счет подворота перемещаемого верхнего горизонта происходит “сдвигание” части разреза (рис. 3.12). Таким образом, за счет подворота дерново-торфяного слоя в некоторых случаях может формироваться до пяти погребенных торфяных прослоек, имеющих мощность до 10 см. Размеры таких террас достигают 200×50-60 м при высоте фронтальных уступов до 4 м. Грунт на их поверхности может быть собран в мелкие складочки [Втюрина, 1966]. По И.С. Щукину [1964, с. 527-528], более или менее выдержанные расстояния между солифлюкционными гирляндами свидетельствует о том, что они относительно равномерно перемещаются вниз по склону. Многостадийность таких наплывов формирует сложную линзовидную слоистость с многочисленными гумусовыми прослоями. Эта слоистость в принципе может относиться как к одной геологической эпохе (обычно изучается конец позднего неоплейстоцена и голоцен), так и к нескольким. В этом случае стратификация больших вертикальных геологических разрезов должна учитывать специфику склонового осадконакопления в эпохи активизации солифлюкционных процессов. Дело в том, что множественность гумусиро-

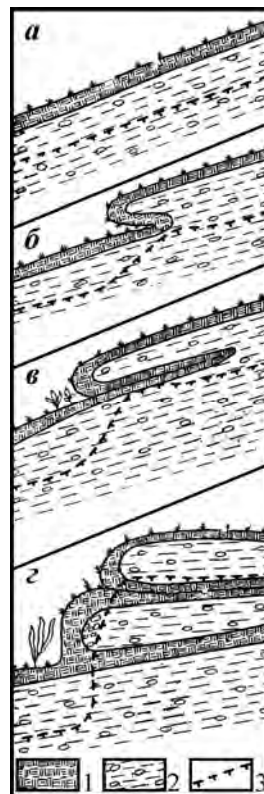


Рис. 3.12. Схема формирования мерзлотно-солифлюкционной террасы
[Втюрина, 1966].

а, б, в, г — последовательные этапы формирования террасы
1 — дерново-торфяный слой; 2 — суглинок и супесь со шкбнем; 3 — положение верхней поверхности многолетнемерзлых пород.

ванных прослоев в таких разрезах далеко не всегда является климатогенной. Здесь необходимо различать стратиграфические интервалы с различной природой переслаивания, например, суглинистых и гумусированных солифлюкционных слоев и слоев собственно погребенных почв.

Необходимо подчеркнуть, что из-за неравномерной локализации солифлюкционных наплывов количество и наборы “сдвиганий” смещенных слоев могут быть различны даже на коротких расстояниях. Поэтому литологическая корреляция разрезов всегда должна контролироваться другими методами, например, абсолютным датированием.

Дифференциальное солифлюкционное перемещение материала на пологих склонах весьма затрудняет разделение собственно культурных слоев и перемещенного культуросодержащего материала. Другим обстоятельством, осложняющим сохранение первичных культурных слоев в перигляциальной обстановке является заполнение термокарстовых или термоэрозионных полостей от вытаявающих ледовых клиньев. Оба эти фактора документально зафиксированы на многочисленных стоянках каменного века в Средней Сибири [Стратиграфия..., 1990; Каменный..., 2001].

В Стратиграфическом кодексе России [2006, с. 43-45] в значительной мере именно расчленению четвертичных и неогеновых покровных отложений посвящена “глава VIII. Климатостратиграфические подразделения”. Основной таксономической единицей региональных климатостратиграфических подразделений считается климатолит. Эта единица отвечает одному климатическому полуритму (похолоданию или потеплению, плювиалу или ариду). Климатолитам, как правило, соответствуют ступени общей стратиграфической шкалы [там же, статья VIII. 4, с. 44].

3.2.3. Террасовый генетический комплекс

Террасовый генетический комплекс является основным для возрастного расчленения рельефа. Он объединяет не только осадки речных, озерных или морских террас, но и все эрозионные формы рельефа, в которых осуществляется соответствующая аккумуляция, а также расположенные выше по рельефу древние выровненные поверхности [Несмеянов, 1971, 1977, 2012]. Это обстоятельство обуславливает существенное отличие данного комплекса от других межрегиональных генетических комплексов по методике стратиграфического расчленения и возрастной корреляции. Здесь обычные стратиграфические методики тесно соседствуют с геоморфологическими методами, которые в ряде случаев оказываются ведущими.

Строение террасового генетического комплекса существенно различается для речных долин и морских побережий. Поэтому *речной и морской террасовые ряды можно рассматривать в качестве подкомплексов данного генетического комплекса.*

Заслуживают самостоятельного рассмотрения проблемы:

- соотношения террас и поверхностей выравнивания,
- использования материалов по строению террасовых образований для реконструкций палеорельефа и анализа вертикальных тектонических движений.

3.2.3.1. Подкомплекс речного террасового ряда

Интерес к проблемам изучения строения и возрастного расчленения речных долин проявился уже в XIX веке и получил отражение в работах Ч. Ляйеля, А. Сюрреля, К. Бэра, Дж.У. Поуэла, К.Г. Джайлберта, В.В. Докучаева, С.Н. Никитина, В.М. Дэвиса, А. Пенка и др. В начале XX века большую роль в этом направлении сыграли работы В. Пенка, Н.А. Головкинского, А.П. Павлова и др.

Наиболее важными для анализируемого направления на данном этапе стали представления А. Сюрреля [Surell, 1841], сформулировавшего законы регрессивной эрозии (идет от устья к верховью) и кривой равновесия (продольный профиль русла имеет форму правильно вогнутой кривой); В.М. Дэвиса [1962] о циклах эрозии и В. Пенка [1961] о “горной лестнице” террас и методике выделения и картирования эрозионных циклов в речных долинах, а также работа А. Пенка и Эд. Брюкнера [Penk, Bruckner, 1901-1909] о 4-х кратном оледенении Альп, по существу, предопределившая создание в дальнейшем 4-членного деления четвертичного периода (неоплейстоцена и голоцена в современном понимании).

Кроме геологов и географов вопросам динамики русловых процессов (в том числе о поперечной циркуляции в русловых потоках) и речной седиментации посвящали работы гидрологи Н.С. Лялевский, В.М. Лохтин, А.И. Лосиевский, М.А. Великанов и др.

Весьма значительными для изучения строения и разнообразия террасового ряда можно считать публикации М.А. Усова [1934], С.С. Шульца [1934], Ю.А. Билибина [1938], В.В. Ламакина [1948], Н.И. Маккавеева [1971], Е.В. Шанцера [1951, 1966], Ю.А. Лаврушина [1963], Г.И. Горецкого [1964, 1966, 1970], И.С. Шукина [1960] и др.

Важнейшую роль для единообразной стратификации четвертичных отложений сыграла работа И.П. Герасимова и К.К. Маркова [1939] о ледниковом периоде на территории СССР. Сложность этой стратификации, обусловленная существенной региональной асинхронностью ряда процессов, нашла отражение в 3-х томной работе К.К. Маркова с соавторами “Четвертичный период” [1965-1967].

3.2.3.1.1. Общие положения

В изучении образований речного террасового ряда изначально наметилось два направления, которые можно назвать соответственно геоморфологическим и литологическим.

Геоморфологическое направление было нацелено на изучение формирования террасового ряда как такового, с учетом его эрозионных и аккумулятивных элементов. В этом направлении быстро оформилось представление о цикличности рельефообразования, когда в один цикл объединяются эрозионный врез (отвечает первой эрозионной фазе цикла) и выполняющие его осадки (на второй аккумулятивной фазе цикла). Соответственно террасовый ряд представляет собой набор разновысотных (и разновозрастных) эрозионно-аккумулятивных циклов. Их последовательность и разномасштабность (по величине и времени формирования) служат основой для стратификации и классификации террасовых образований.

Литологическое направление основное внимание уделяет строению аллювия, т.е. аккумулятивной части террасового генетического комплекса. Здесь стратификация опирается главным образом на расчленение толщ, которые выполняют более или менее глубокие долины. При этом учитываются вложения и прислонения разновозрастных толщ, разделяемых обычно поверхностями размыва и несогласия. Именно это направление получило наибольшее развитие в собственно стратиграфических исследованиях.

Оба эти направления важны для изучения речных террасовых рядов, которые существенно различны в *равнинной и горной зонах*.

Для стратификации террасовых образований в обеих зонах важно изучение ряда проблем, среди которых актуальны:

- строение аккумулятивных накоплений,
- влияние тектонического и климатического факторов на строение террасового ряда,
- методика пространственной корреляции террасовых рядов.

Но предварительно следует остановиться на двух общих проблемах: а) типизация террас и б) представления о строении продольного профиля долин.

а) Основные типы террас

Среди перечисленных выше исследований следует отметить важность публикации С.С. Шульца [1934], в которой наиболее четко сформулирован ряд принципиальных положений, касающихся эрозионно-аккумулятивной цикличности. Так, было предложено считать *циклом эрозии* процесс, начинающийся врезыванием реки и завершающийся выработкой нормальной кривой продольного профиля и накоплением аллювия [Шульц, 1934, с. 70].

Соответственно, террасы, связанные с эрозионными циклами, предложено называть *цикловыми* [там же, с. 71]. По С.С. Шульцу [1934, с. 71-72], *цикловой террасой* следует считать “ступенеобразный врез, состоящий из более или менее горизонтальной площадки с аллювием, ее слагающим, и с идущими вверх от нее склонами, являющимися следствием определенного цикла эрозии и протягивающийся вдоль всех долин данного цикла”. Это представление определяет единство промежутка времени накопления аллювия и образования вышележащего склона и противопоставляется обычному определению “террасы как ступени с площадкой наверху” [там же, с. 72].

Данным определением подчеркнута противопоставление морфологического и циклового понимания единства и разновозрастности террасовых элементов. В широко распространенном морфологическом (географическом) подходе основными элементами террасы считаются террасовая площадка и склон, идущий вниз от ее бровки. Как будет показано ниже, это различие в подходах к группировке террасовых элементов часто сказывается на возрастной (стратиграфической) группировке подразделений террасового ряда.

По С.С. Шульцу, цикловые террасы, имеющие региональное распространение, принципиально отличны от локальных террас врезывания и подпрудных террас.

Террасы врезывания формируются в самом начале эрозионной фазы, когда русло еще не сконцентрировалось в единый прямолинейный водоток, а меандрирует по пойме (рис. 3.13). В это время ее эрозионное углубление осуществляется, как показал С.С. Шульц [1934, с. 70], смещением вниз по течению всей системы излучин (меандр). В бортах будущего глубокого вреза сохраняются следы вершин излучин. Ю.А. Билибин [1955] называл такие террасы террасами промежуточного уровня (рис. 3.14). Каждая следующая излучина будет оставлять свой след — террасу врезывания — ниже предыдущей. А поскольку система меандр в плане синусоидная, то противоположные вершины меандр будут чередоваться в каждом сечении долины. Следовательно, в этом сечении террасы врезывания на противоположных бортах долины будут иметь разную высоту [Шульц, 1934, с. 67-68]. Эти террасы обычно

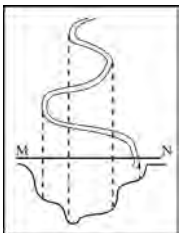


Рис. 3.13. Схема, показывающая механизм образования террас врезывания (по С.С. Шульцу [Шукин, 1960]).

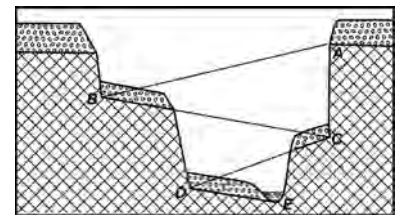


Рис. 3.14. Формирование наклонных террас промежуточного уровня [Билибин, 1955]).

не имеют полного разреза, а представлены преимущественно наиболее грубыми разностями руслового аллювия. Поэтому вложения аллювия террас врезывания в констративный аллювий “цикловых” террас могут довольно легко опознаваться.

Террасы подпруживания [Шульц, 1934, с. 76] образуются в результате перегораживания долины оползнем, обвалом, селом, лавовым потоком или быстрым выдвиганием ледника из боковой долины. Выше плотины начинается активное накопление специфических фаций аллювия [Чистяков, 1978, с. 158]. Когда река пропилит подпрудный аллювий вместе с плотиной, нормальный террасовый ряд будет нарушен поздней локальной террасой. Последняя выклинивается, снижаясь до прежнего русла, тем быстрее, чем круче был уклон первоначального русла и чем ниже была плотина. В Средней Азии террасы подпруживания известны на Хингоу, Зеравшане и в долинах других крупных рек [Шульц, 1934, с. 76; Чистяков, 1978, с. 132]. В верховьях р. Вахш подпрудная плотина, вероятно, имела высоту более 200 м, а подпрудная терраса формировалась в середине голоцена более 3,5 тыс. лет [Несмеянов, 1984, с. 397]. В фациальном отношении подпрудные отложения очень разнообразны. Русловые осадки обычно чередуются здесь с аналогами дельтовых, озерных и озерно-болотных.

В равнинных областях наиболее характерны террасы подпруживания, связанные с обширными водоемами перед фронтом ледниковых щитов, особенно позднеплейстоценовых. Следы таких водоемов широко известны на равнинах Восточной Европы [Квасов, 1975]. На юге Западной Сибири близкие по возрасту (сартанские) ледниково-подпрудные озера с террасовыми уровнями высотой до 115-125 м образовывали единую систему стока в Арало-Каспийский бассейн через Тургайскую ложбину [Астахов, Гросвальд, 1978; Палеогеография..., 1980]. Крупные позднеплейстоценовые ледниково-подпрудные озерные бассейны с тыловыми швами высотой 120 и 80 м известны на Енисее [Гончаров, 1991].

б) Строение продольного профиля долины

До настоящего времени традиционным является представление о “хордовом” характере речных террас в продольном профиле долины. Это представление распространяется и на долины различных орогенов, в том числе Кавказского [Лилиенберг, Муратов, 1968]. Считается, что террасы сохраняют постоянство своих уровней на большей части долины. Их сближение характерно для низовий и верховий долин. При выходе рек из гор в периферические (краевые или межгорные) прогибы орогена это сближение обычно сопровождается образованием “террасовых ножниц” с формированием конусов субаэральных (сухих) или субаквальных (подводных) дельт.

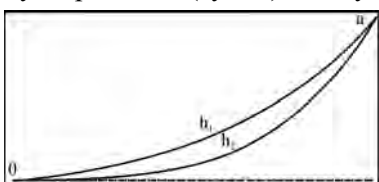


Рис. 3.15. Схема образования хордовых террас (по Н.И. Маккавееву [1955] и Ю.А. Мещерякову [1955])

Общепризнано также, что “хордовые” террасы имеют климатическую природу [Мещеряков, 1965]. Это получило экспериментальное обоснование [Маккавеев, 1955; Маккавеев, Хмелева, Зайтов, Лебедева, 1961]. В теоретической схеме образования хордовых террас (рис. 3.15) продольные профили ah_10 и ah_20 рассматриваются как профили одной и той же долины, но в разных климатических условиях: первый — в условиях холодного и сухого ледникового этапа, второй — в условиях более влажного межледниковья. При переходе от ледникового этапа к межледниковью за счет увеличения водообильности должен произойти врез, а прежний продольный профиль ah_10 станет хордовой террасой, снижающейся от среднего течения реки к верховьям и низовьям [Маккавеев, 1955].

В горных областях основным фактором террасообразования является тектонический [Пенк, 1961; Скворцов, 1941, 1961; Несмеянов 1965, 1971, 1977 и др.]. Но и на равнинах допускаются различные причины террасообразования (например, эвстатические колебания базиса эрозии и др., в том числе тектонические), преобладающие в разных конкретных ситуациях. Поэтому Ю.А. Мещеряков [1965] предложил пять вариантов спектров речных террас (рис. 3.16), обусловленных как деформациями локальных тектонических структур, так и неравномерными тектоническими движениями крупных частей речного бассейна.

Эти варианты предусматривают следующее:

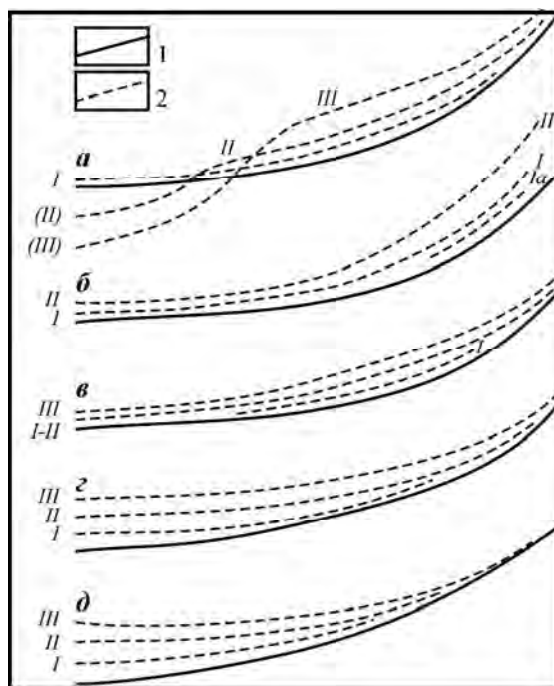


Рис. 3.16. Различные типы спектров террас в речных долинах (по Ю.А. Мещерякову [1965])

1 — кривые продольных профилей рек; 2 — продольные профили и номера террас; I-III — террасы (номера погребенных террас даны в скобках)

а) схождение террас вниз по течению с их переkreшиванием (типа “ножниц”), что является отражением погружения нижней части бассейна;

б) расхождение уровней террас вверх по течению, обусловленное поднятием верхней части бассейна;

в) схождение террас вниз по течению, без переkreшивания и глубокого погружения может объясняться различными причинами, в том числе их климатической природой, или тем, что нижняя часть речного бассейна была тектонически стабильной или характеризовалась слабым опусканием;

г) расхождение террас вниз по течению характерно для эвстатических уровней и свидетельствует либо об относительном покое, либо о поднятии нижней части бассейна;

д) схождение террас к верховьям — особенность нормального спектра террас, связанная с регрессивной эрозией и с климатическими колебаниями; по мнению Ю.А. Мецеракова, схождение террас к верховьям исключает предположение об интенсивном поднятии верхней части долины и свидетельствует либо о слабых поднятиях, либо об относительном покое в верхней части долины.

Последнее замечание подтверждает принципиальную невозможность “хордовых” террас в активно воздымающихся горных областях типа Кавказа или Средней Азии.

В действительности соотношение разновозрастных террасовых уровней в верховьях реки иное, чем предполагает схема хордовых террас. Здесь обычно наблюдается последовательное “отступление” вниз по долине тыловых частей все более молодых регрессивных врезов от оси хребта. В результате образуется “лестница” русловых перегибов (или “*русовая лестница*”), отвечающих “тыловым уступам” указанных врезов. Эта “*русовая лестница*” схожа с “террасовой лестницей” склонов поднятий или “*предгорной лестницей*”, описанной В. Пенком [1961].

Природа всех типов горных “лестниц” принципиально сходная. Они возникают при пульсирующем (прерывисто-поступательном) воздымании орогенов, особенно при воздымании с прогрессирующей скоростью, характерной для многих орогенов [Несмеянов, 1969, 1971₁]. Образование “лестниц” объясняется тем, что интенсивность воздыманий (по объему, площади и высоте) превышает при этом интенсивность денудации (в том числе боковой и глубинной эрозии). Поэтому в каждый последующий этап (эрозионно-аккумулятивный цикл) боковое подрезание склона и тыловой уступ регрессивной эрозии не достигает уровня, освоенного на предыдущем этапе. Соответственно происходит “разрастание” поднятий, суживание длинных эрозионных врезов (последовательное сужение все более низких частей долин). Оба этих процесса — разрастание площадей положительных орогенических структур (поднятий) с последовательным вовлечением в воздымание смежных частей отрицательных структур (впадин) и суживание нижних частей горных долин — детально описаны на примере развития эпиплатформенных и эпигеосинклинальных среднеазиатских орогенов [Костенко, 1972, 1985; Чедия, 1986 и др.]. С указанным преобразованием долин горных рек связано формирование и “русовых лестниц”, т.е. регрессивная эрозия характеризуется теми же закономерностями, что и “боковая” эрозия.

“*Русловая лестница*” наиболее показательна в долинах, верховья которых располагаются вдоль основных орографических и неотектонических форм, т.е. в “продольных долинах”, продольных по отношению к горным хребтам и обычно развивающихся вдоль новейших отрицательных структур. Именно такую структурно-орографическую позицию занимает, например, верхнее течение р. Мзымта на Кавказе (за исключением самих верховьев реки, спускающихся с водораздельного хребта), в пределах которого “*русовая лестница*”, формировавшаяся с олигоцена и неогена, выражена достаточно отчетливо (рис. 3.17).

Наличие “русовых лестниц” в верховьях долин не может быть замаскировано даже долинным оледенением. Как правило, крупные долинные ледники последовательно переходят с одного уступа, на другой, образуя “ледниковую (или ледовую) лестницу”, а сами эти уступы четко коррелируются с региональными террасовыми уровнями, развитыми ниже по долине. На перегибах ледников обычно развивается сеть поперечных раскрытых трещин, свидетельствующая о том, что ледник “переползает” с уступа на уступ, т.е. движется по первично неровному ложу.

“*Русловую лестницу*” в условиях долинного оледенения целесообразно также продемонстрировать на примере охваченной оледенением продольной долины. Именно такой продольной долиной по отношению к горным хребтам Западного Гиссаро-Алая в Средней Азии является долина одной из крупнейших среднеазиатских рек — Зеравшана, верховья которой заняты крупным ледником (см. рис. 2.23). Здесь строение и тектонические деформации региональных террасовых уровней зафиксированы с помощью детальных геодезических измерений [Несмеянов, 1977; Несмеянов, Бархатов, 1978].

Конечно, более молодая русловая (донная) и регрессивная эрозия проявляются и на поверхности тыловых русловых уступов, т.е. на “законсервированных” в разное геологическое время участках в верховьях речных долин. Однако по своей интенсивности (глубине) эти виды эрозии значительно уступают глубине регрессивной эрозии в основной части долины. На “законсервированных” участках эрозия по существу лишь моделирует днище речных долин, каковыми, безусловно, являются “подвешенные” долинные участки на тыловых уступах в верховьях рек. На этих участках террасовый ряд, формирующийся с момента кон-

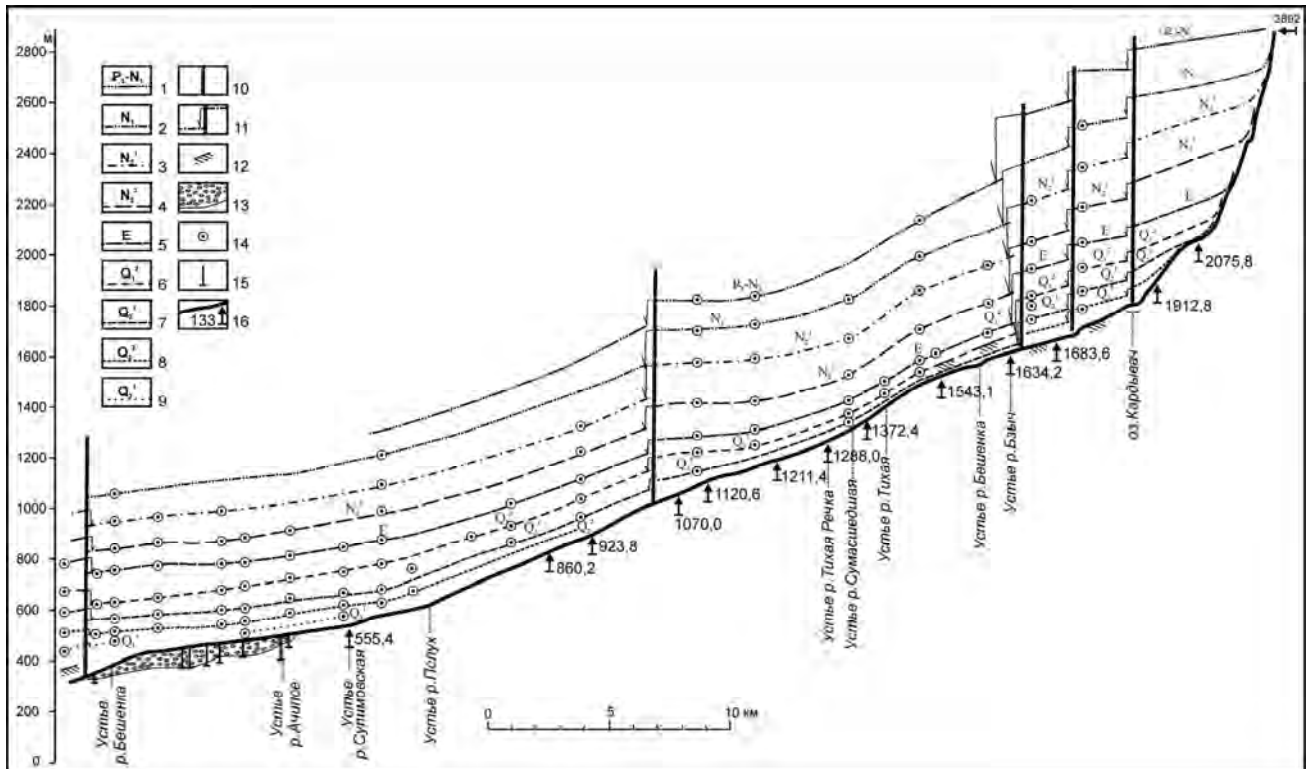


Рис. 3.17. Строение террасового спектра долины верхнего течения р. Мзымта (Кавказ).

1-9 — террасовые уровни и их возрастные индексы; 1 — P_3-N_1 , 2 — N_1 , 3 — N_2^1 , 4 — N_2^3 , 5 — E , 6 — Q_1^2 , 7 — Q_2^1 , 8 — Q_2^2 , 9 — Q_3^1 ; 10 — новейшие позднеорогенные разрывы; 11 — амплитуды вертикальных смещений геоморфологических уровней; 12 — цоколи речных террас; 13 — аллювий переуглублений русла; 14 — корреляционные отметки на поперечных геоморфологических профилях; 15 — скважины; 16 — современное русло р. Мзымты и его абсолютные отметки

сервации данного участка долины, аномально низок по относительной высоте над руслом (глубине врез). Такие ситуации неоднократно описывались в среднеазиатских орогенах, например, при рассмотрении геоморфологического положения палеолитических стоянок Тешик-Таш, Аман-Кутан и др. [Несмеянов, Ранов, 1971; Ранов, Несмеянов, 1973].

Но и подобная форма сближения молодых террасовых уровней в верховьях горных долин принципиально далека от “хордового” варианта, предполагающего стремление всех террасовых уровней к единой точке смыкания.

Таким образом, в верховьях горных долин предполагаемое “хордовой” схемой сближение разновозрастных террас отсутствует, а имеет место тектонически обусловленная “русловая лестница”. Эта лестница сопровождается расхождением речных террас к верховьям, т.е. близка к такому, предусмотренному в схеме Ю.А. Мещерякова [1955] типу, как спектр расхождения уровней террас вверх по течению, обусловленный поднятием верхней части бассейна реки (см. рис. 3.16 б)

Как было показано выше (в главе 2), строение большинства горных долин, поперечных по отношению к структурно-орографическим элементам, гораздо более сложное по сравнению со строением продольных долин. В поперечных долинах, прорезающих неотектонически дифференцированные орогены, регрессивная эрозия не всегда оказывается сквозной, а нередко активизируется одновременно вверх по долине от разрывных фасов нескольких наиболее активно воздымающихся блоков [Несмеянов, 1965, 1971, 1977].

Соответственно, в активно воздымающихся орогенах с большой дифференциацией тектонических движений осложнения террасового ряда могут быть неоднотипными и весьма значительными.

Во-первых, здесь можно наблюдать ступенчатое (разрывное или флексурное) или плавное (постепенное) изменение высоты разновозрастных террас в различно приподнятых блоках и складках, которые пересечены основной частью долины и ее регрессивной эрозией всех эрозионно-аккумулятивных циклов, до голоценовых включительно. При пликативных (безразрывных) деформациях террас данная ситуация отвечает трем последним вариантам спектров речных террас в схеме Ю.А. Мещерякова (см. рис. 3.16 в-д). Во-вторых, часто происходит не только сокращение относительной высоты террас во впадинах, но на границах поднятий и впадин имеет место сначала прислонение (вложение) разновозрастных террас, а затем их наложение (последовательное погребение), т.е. “ножницы” террас (первый вариант по упомянутой выше схеме Ю.А. Мещерякова [1965]; см. рис. 3.16 а) и переход образований террасового генетического комплекса в образования бассейнового генетического комплекса. Третья характерная ситуация — “русловая лестница” верховий и активно воздымающихся блоков, сопровож-

дающаяся спектром или расходящихся к верховьям (второй вариант по схеме Ю.А. Мещерякова [1965]; см. рис. 3.16 б) или субпараллельных террас.

В долинах, пересекающих множество новейших структур может происходить неоднократное чередование большинства перечисленных ситуаций. Поэтому о применении “хордовой схемы” к подобным долинам в целом говорить не приходится. “Хордовые” соотношения террас или их элементы могут быть применены только к отдельным участкам долин. Например, некоторое подобие “хордовых” соотношений характерно для отдельных пликативных антиклинальных поднятий. Но и здесь тектоническая природа данных соотношений обладает существенной спецификой, отличающей их от климатогенных “хордовых” образований. Тектогенная *антиклинальная* “хордовая ситуация” характеризуется выгибом террас кверху, а климатогенная — выгибом книзу [Мещеряков, 1965]. В условиях горст-антиклинальных поднятий можно говорить о тектогенных “*полухордовых*” соотношениях, проявляющихся на их пликативных сочленениях. На дизъюнктивных сочленениях блоковых структур имеют место “веерообразные” соотношения “оборванных” тектоническими разрывами террас в поднятых крыльях с погребенными в опущенных крыльях синхронными этим террасам толщами бассейновых отложений. Последние также иногда характеризуются веерообразным увеличением мощностей на приразрывных участках.

Могут возникнуть и более сложные ситуации, когда “русловые лестницы”, формируются на фазе отдельного активно воздымающегося блока, пересекаемого рекой. Тогда остальная часть такого блока может характеризоваться “законсервированным” типом террасового ряда. Но подобная ситуация возможна и в пределах “законсервированного” участка главной долины или долины, принадлежащей притоку. Именно она была описана автором для верховьев Шахристансаия — одной из небольших рек на юго-западе Ферганской впадины в Средней Азии; в ее долине расположены стоянки Ак-Таньга, Джар-Кутан и ряд других археологических местонахождений (см. рис. 2.13 и табл. 2.3) [Несмеянов, 1971₁; Ранов, Несмеянов, 1973].

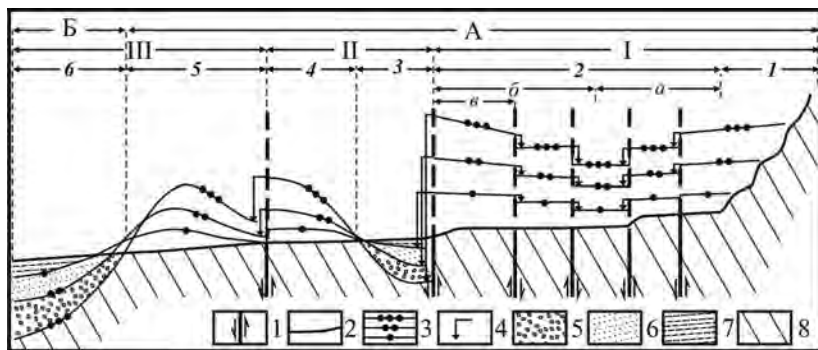


Рис 3.18. Основные типы структурно-геоморфологических зон в горных долинах со сложным составным спектром террас [Несмеянов, 1993].

1 — тектонические разрывы и ориентировка смещений по ним; 2 — русло рек; 3 — разновозрастные террасовые уровни; 4 — амплитуды смещения террасовых уровней; 5-7 — разновозрастные осадки наложенных (погребенных) террас и бассейнового генетического комплекса; 8 — складчатый цоколь.

А-Б — области: *А* — горная, *Б* — седиментационной впадины.

I-III — зоны: *I* — блоковых структурных ступеней, *II* — складчато-блоковых структур, *III* — складчатых структур.

1-6 — подзоны: 1 — подзона “русловой лестницы”, 2 — подзона ступенчатого смещения террас (вниз по долине: *а* — ступенчатое снижение террас, *б* — ступенчатое воздымание террас, *в* — приразрывный всер террас); 3 — грабен-синклинальная подзона наложенных террас; 4 — подзона горст-антиклинального “полухордового веера” террас, 5 — подзона антиклинальных “хордовых” террас, 6 — область стабильного прогибания и накопления бассейновых отложений

строением в складчатых, складчато-блоковых и блоковых воздымающихся структурах,

— с образованием “террасовых ножиц” на пликативных сочленениях поднятий и впадин и “обрывом” террас на дизъюнктивных сочленениях.

3.2.3.1.2. Речной террасовый ряд горной зоны

Суждения о строении и методике изучения и картирования террасового ряда и оледенения горных долин совершенствуются длительное время. При этом оказалось, что существует значительная специфика в представлениях об особенностях строения горно-долинного и горно-ледниково-вого вариантов этого ряда.

а) Горно-долинный вариант.

Методика изучения и расчленения образований террасового генетического комплекса горных областей наиболее эффективно разрабатывается исследователями Средней Азии начиная с 30-х годов прошлого века.

При расчленении плейстоценовых отложений террасового генетического комплекса Средней Азии анализировались этапы миграции сухих дельт (В.Н. Вебер), неодинаковая степень дислоцированности

разновозрастных осадков (Н.П. Васильковский, Ю.А. Скворцов, С.С. Шульц), циклы эрозии и соответствующие им цикловые (С.С. Шульц и Ю.А. Скворцов) или региональные (Ф.Ф. Мужчинкин) террасы.

Связь эрозионных фаз этих циклов с тектоническими импульсами принимается большинством исследователей. Как указывает Н.И. Маккавеев, ведущее значение тектонического фактора по сравнению с климатическим в развитии продольного профиля реки и формировании ее террас подтверждено гидрологическими наблюдениями и экспериментами.

Указанная связь практически с самого начала специализированных стратиграфических исследований получила подтверждение на региональном материале. Так, уже в конце 20-х годов В.Н. Вебер [1929-1930] наметил в Фергане 4 разновозрастные серии сухих дельт, которые отвечают 4-м циклам тектонических поднятий, хотя четвертичными он считал только 3 последних цикла. Позднее Н.П. Васильковский [1935] выявил 4 четвертичных тектонических цикла, которым отвечают 4 фазы денудации — сохская, ташкентская, голодностепская и сырдарьинская. При этом ташкентская фаза имеет 2 подфазы, которым отвечают 5 и 4-я террасы рек, а сырдарьинской фазе — осадки 2 и 1-ой (пойменной) террас. В дальнейшем эта 4-членная схема трудами Н.П. Васильковского, Ю.А. Скворцова, Н.П. Костенко, В.А. Васильева, О.К. Чедия и др. была распространена на весь Тянь-Шань, Памир и Таджикскую депрессию, что получило отражение в решениях ряда межрегиональных совещаний [Решение..., 1959; Рабочая..., 1961 и др.].

Таким образом, прогрессивные представления об эрозионно-аккумулятивных циклах, производных от циклов тектонических, позволили уже к началу 60-х годов создать четырехчленные региональные стратиграфические схемы неоплейстоцена и голоцена Средней Азии и Казахстана, хорошо коррелирующиеся между собой с помощью геоморфологических методов. Позднее результаты этих корреляций ряд исследователей стал трактовать с позиций климатической цикличности [Кожевников, 1985, 1989; Макарова и др., 2011].

Для областей воздымания и денудации выявление выровненных поверхностей, террас и анализ поэтапных тектонических движений опираются на возрастное расчленение орогенного рельефа, заключающееся в картировании “террасовых” образований, которые являются элементами “предгорной (или горной) лестницы”, описанной в 20-х годах В. Пенком [1961].

Идеи В. Пенка о строении террасовых “лестниц” активно развивались у нас в стране С.С. Шульцем, Н.П. Васильковским, Ю.А. Скворцовым, Н.П. Костенко и др. Особенно плодотворными оказались представления Ю.А. Скворцова [1941], который полагал, что каждая региональная терраса имеет индивидуальные черты распространения и строения, свойственные долинам определенного этапа развития гидросети, т.е. самостоятельной “террасовой долине”. А история развития рельефа горной области сводится, по его мнению, главным образом к истории ее гидросети. Эти представления ещё в 30 — 50-х годах легли в основу стратификации и корреляции террасовых образований Средней Азии и других регионов. Они же были использованы Н.П. Костенко [1961, 1972] для создания основ оригинальной методики картирования террасовых образований. Дальнейшая разработка данной методики позволила осуществить среднемасштабное картирование террасовых образований и палеореконструкций горного рельефа [Костенко, 1958; Васильев, 1966; Лоскутов, 1967; Чедия, 1971-1972; Несмеянов, 1971, 1977, 1992; Ранов, Несмеянов, 1973 и др.].

Строение аллювия и эрозионно-аккумулятивный цикл. В последнее время появились также преимущественно среднеазиатские материалы, позволяющие детализировать строение эрозионно-аккумулятивного цикла и уточнить соотношение его фаз с фазами тектонического и климатического циклов. Среди этих материалов в первую очередь обращают на себя внимание данные о закономерном строении террасовых отложений, намечившиеся в долинах многих крупных среднеазиатских рек, но особенно отчетливо выявленные в долине р. Зеравшан [Макаров, Макарова, Акинин, 1979, с. 102; Макарова, Макаров, Акинин, 1979, с. 97]. Формирование цикловой террасы расчленяется при этом на четыре стадии с самостоятельными формой и границами частных эрозионных врезов и своеобразными динамическими фазами руслового аллювия¹: инстративную, субстративную, констративную и перстративную² (табл. 3.2; рис. 3.19, 3.20).

Инстративная стадия обусловлена максимальной глубинной эрозией, когда днище узкого (у крупных рек шириной 50-150 м) вреза выполняется тальвеговым аллювием — валунно-галечными плохо сортированными и окатанными, рыхлыми или слабо и неравномерно сцементированными отложениями с большим содержанием гравийно-песчано-суглинистого заполнителя (рис. 3.21). Слоистость груба или не просматривается. Отмечаются хаотические текстуры, свойственные осадкам бурных потоков, сконцентрированных в узких ущельях. Формирование данной толщи отвечает завершению главной эрозионной фазы эрозионно-аккумулятивного цикла.

¹ Эта схема существенно отлична от ставших традиционными представлений о развитии эрозионного цикла и соотношении цикловых террас и террас врезывания [Шульц, 1934, с. 70; 1940, с. 743].

² Приводимые ниже для каждой стадии мощности осадков и величин эрозионных врезов характерны для долин крупных горных рек Средней Азии. В других орогенах они могут иметь иные, часто значительно меньшие значения, но соотношения их величин между стадиями будут, вероятно, сходными.

Мощность разных горизонтов или фаз аллювия (в метрах) в разновозрастных террасовых комплексах (даны минимальные и максимальные значения) [Макарова и др., 2008]

Динамические фазы аллювия	Возраст аллювиальных комплексов					
	QI	QII	QII2	QIII	QIII2	QIV
Перстративный (pa)	1,8-2,2	1-5	2-3,5	1,5-7	1-7	1-3
Констративный (ca)	30-80	30-100	35-90	5-170	5-50	6-12
Субстративный (sa)	2,5-3	1-1,5	1-7	2-4	0,5-3	1-1,5
Инстративный (талъвеговый) (ia)	10-80	20-80	4-36	17-50	8-25	5-10
Общая мощность аллювия	60-150	60-160-	80-90	50-170	50-60	10-40

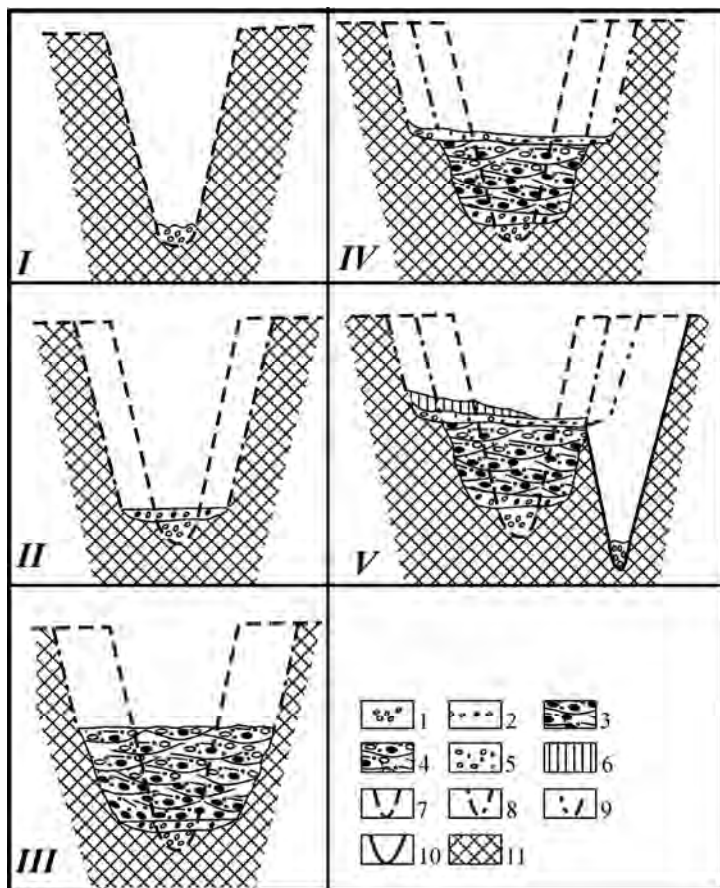


Рис. 3.19. Схема последовательности формирования цикловой террасы (по Н.В. Макаровой, В.И. Макарову и Б.Е. Акинину, 1979 с небольшими изменениями [Несмеянов, 1989]).

Стадии: I — инстративная; II — субстративная; III — констративная; IV — перстративная; V — инстративная следующего цикла.

1 — галечно-валунные отложения с глинисто-песчаным заполнителем; 2 — базальные бурые конгломераты и валунные галечники; 3 — серовато-бурые крепко сцементированные линзовидно-слоистые конгломераты и галечники; 4 — буровато-серые слабо сцементированные конгломераты и галечники; 5 — серые рыхлые (сыпучие) галечники с песком; 6 — пролювиально-делювиальные покровные отложения; 7-10 — контуры эрозионных врезов разных стадий цикла: 7 — инстративной, 8 — субстративной и констративной, 9 — перстративной, 10 — инстративной следующего цикла; 11 — коренной доколь

Субстративная стадия обусловлена боковой эрозией (“речной абразией”), формирующей широкое (до 1 км и более) плоское днище главного эрозионного вреза, на котором отлагается базальный маломощный (0,5-4 м), крепко сцементированный конгломерат с галькой разной степени окатанности и малым содержанием песчано-суглинистых фракций (рис. 3.22). Стадия отвечает динамическому равновесию между эрозионной и аккумулятивной фазами одного эрозионно-аккумулятивного цикла. В ней подстадия преобладания боковой эрозии, должна относиться к эрозионной фазе, а подстадия накопления базального аллювия — к аккумулятивной фазе. Но на самом деле эти подстадии практически одновременны.

Констративная стадия преимущественной аккумуляции знаменуется выполнением главного эрозионного вреза мощной (до 30-150 м) толщей ритмичного чередования крупно-, средне- и мелкогалечных слоев с преимущественно средней и хорошей окатанностью гальки и разной степенью ее цементации (рис. 3.23). В

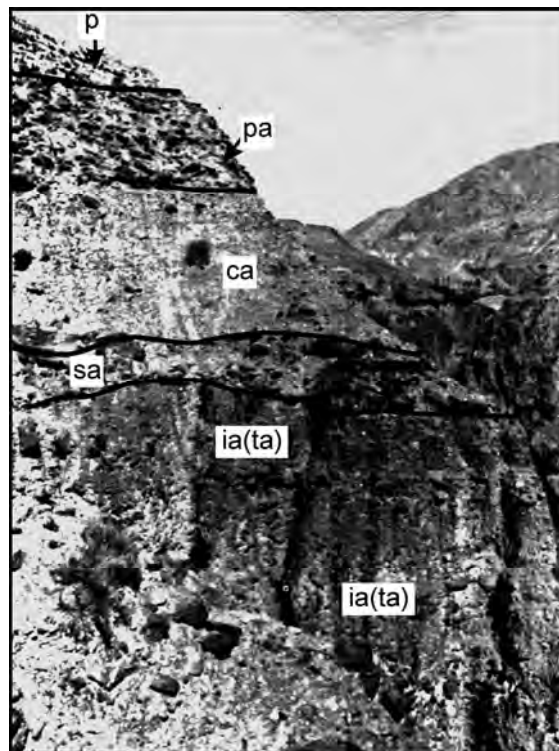


Рис. 3.20. Аллювий различных фаз, слагающий террасу р. Зеравшан в средней части ее долины [Макарова и др., 2008].

ia (ta) — инстративный (талъвеговый), sa — субстративный (базальный горизонт), ca — констративный, pa — перстративный, p — пролювий



Рис. 3.21. Молодая долина в начальной стадии расширения [Билибин, 1955].

каждом ритме базальные крупно- и среднегалечные слои имеют большую мощность, чем верхние мелкогалечные и песчано-гравийные. К верхам ритма обычно ослабевает цементация и улучшается промытость слоев. Боковая эрозия блуждающего по пойме русла незначительна. Но и она иногда создает небольшие уступы (“заплечики”) в коренных бортах долины, которые можно рассматривать в качестве своеобразных террас врезывания. Однако они образуются при восходящем (аккумулятивном) движении русла, которое в процессе осадконакопления поднимается над цоколем днища эрозионного вреза. А поэтому данные террасы могут считаться террасами “восходящего врезывания”, в отличие от упоминавшихся выше обычных террас врезывания, которые соответственно именуется террасами “нисходящего врезывания”.



Рис. 3.21. Залегание позднеплейстоценового аллювия на плиоценовых отложениях (N_2) в долине р. Бомовло (приток р. Яхсу, Южный Таджикистан) [Макарова и др., 2011].

ca — констративный (базальный), sa — субстративный аллювий

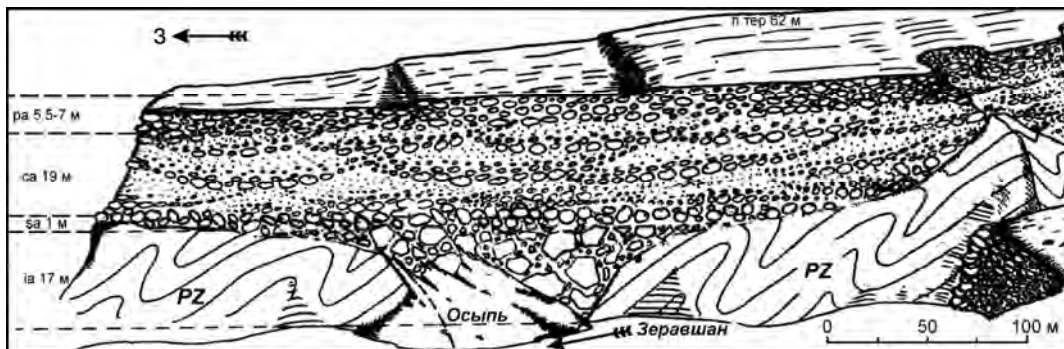


Рис. 3.23. Строение позднеплейстоценового аллювия (Q_{III}^{1-2}) р. Зеравшан [Макарова и др., 2011].

аккумулятивной фазе эрозионно-аккумулятивного цикла. Ритмичность осадконакопления свидетельствует о том, что данная фаза указанного цикла сама состоит из серии циклов более высокого порядка или порядков.

Перстративная стадия отвечает динамическому равновесию, когда русловая аккумуляция в долине завершается накоплением маломощного (2-3 м) хорошо окатанного и промытого (т.е. почти лишённого глинистых фракций) галечника с гравийно-песчаным заполнителем. Слой формируется в процессе боковой миграции русла, перебивающего верхи аллювия констративной стадии и часто способного на боковую эрозию с некоторым, а иногда и значительным расширением долины на уровне кровли аллювиального чехла цикловой террасы. К этой же стадии относится и серия сближенных по высоте террас “нисходящего врезывания”, которые обычно вложены в констративный аллювий. Перстративная стадия динамического равновесия располагается на рубеже двух смежных эрозионно-аккумулятивных циклов. Поэтому она может считаться “межцикловой” в отличие от “внутрицикловой” субстративной стадии динамического равновесия. В перстративной “межцикловой” стадии естественно обособляются две подстадии. Первая подстадия, в которую активизируется боковая эрозия и накапливается верхний слой перстративного аллювия, связана с завершением аккумулятивной фазы предшествующего эрозионно-аккумулятивного цикла. Вторая подстадия, которой отвечают террасы “нисходящего врезывания”, знаменует уже начало эрозионной фазы следующего цикла.

Таким образом, рассматриваемая четырехчленная схема руслового осадконакопления включает две основные и две переходные стадии. Соответственно аккумулятивная фаза начинается со второй подстадии субстративной стадии, включает всю констративную стадию и первую подстадию перстративной стадии. Эрозионная фаза начинается с формирования меандрирующим руслом локальных террас “нисходящего врезывания”, т.е. со второй подстадии перстративной стадии, включает образова-

О малой интенсивности боковой эрозии свидетельствует незначительная примесь местного склонового материала среди “транзитной” хорошо окатанной гальки.

Констративная стадия отвечает

ние глубокого эрозионного вреза с инстративным аллювием и завершается активизацией боковой эрозии на первой подстадии субстративной стадии.

Поскольку глубина узкого вреза, как правило, в несколько раз превышает мощность выполняющего его аллювия всех четырех перечисленных выше стадий, время его формирования с учетом “пропиливания” прочного цоколя, по-видимому, соизмеримо с продолжительностью каждой из этих стадий. Это “пропиливание” осуществляется бурным водотоком при истирающем участии валунно-галечного тальвегового аллювия, который начинает образовываться, очевидно, с момента завершения свободного меандрирования русла, т.е. с момента прекращения отложения перстративного аллювия на террасах “нисходящего врезывания”. Однако в разрезе цикловой террасы сохраняется инстративный (тальвеговый) аллювий только последнего “мгновения” глубинной эрозии.

Поскольку переходные стадии динамического равновесия начинаются с активизации боковой эрозии и расширения долины, реальный геоморфологический профиль каждого эрозионно-аккумулятивного цикла имеет более сложное строение, чем в рассмотренной выше идеализированной схеме, предложенной в 30-х гг. С.С. Шульцем. Днище (площадка) главного эрозионного вреза часто осложнено узким переуглублением, выполненным инстративным аллювием, а борта (склоны) главного вреза — перегибами на уровне кровли аллювия, перекрытыми перстративным аллювием или покровными отложениями.

Следует отметить, что в горных долинах пойменный аллювий, представленный тонкослоистыми песками, супесями и суглинками, обычно не образует сплошного покрова, а развит спорадически на перстративном аллювии или образует линзы в констративном аллювии [Макаров, Макарова, Акинин, 1979, с. 100]. В констративном аллювии он обычно завершает седиментационные циклы. Их анализ может дать ключ к детальной корреляции аллювиальных толщ.

Некоторыми авторами подчеркивается, однако, хотя и ритмичный, но линзовидный характер слоистости констративного аллювия, объясняемый ее образованием блуждающими разветвленными русловыми протоками [Макарова, Макаров, Акинин, 1979, с. 98]. Но эта линзовидность лишь маскирует основную цикличность руслового осадконакопления. Поэтому при достаточно хорошей обнаженности констративного аллювия, в нем удастся проследить пачки слоев, отвечающие седиментационным циклам. Последние нередко разделяются поверхностями размыва, свидетельствующими о приостановках седиментации, т.е. кратковременных второстепенных фазах динамического равновесия с активизацией боковой эрозии. При этом иногда образуются упоминавшиеся выше “запечки” в бортах заполняемого аллювием широкого эрозионного вреза (террасы “восходящего врезывания”).

Рассмотренная выше схема строения эрозионно-аккумулятивного цикла свидетельствует, таким образом, о существовании в горных долинах террасовых уровней разной природы. Поэтому при геоморфологическом расчленении и корреляции необходимо отличать от региональных (цикловых) террас *три типа дополнительных террасовых уровней*, формирующихся в разные фазы эрозионно-аккумулятивного цикла:

1) *террасы “нисходящего врезывания”* с перстративным аллювием, образованные смещением меандр вниз по долине во время начавшегося сужения долины в самом начале эрозионной фазы главного эрозионно-аккумулятивного цикла;

2) *“уровни расщепления” региональных террас*, обусловленные проявлением иерархической цикличности эрозионного расчленения рельефа, т.е. террасы с инстративным аллювием, отвечающие стадийности углубления долины в основной части эрозионной фазы главного цикла;

3) *террасы “восходящего врезывания”* с констративным аллювием, образованные планацией, аккумулирующих (аккумулятивно воздымающихся) русел.

Террасы “нисходящего врезывания” образуются, очевидно, только при эрозии относительно рыхлых толщ аккумулятивного чехла цикловой террасы, когда углубляющееся русло сохраняет еще широкую пойму и способно смещать по ней свои меандры. Врезаясь в более прочные породы, особенно в цоколь, русло концентрируется, либо, спрямляясь, либо, образуя врезанные, т.е. “мертвые” меандры. В этих условиях и формируются “уровни расщепления”.

Террасы “восходящего врезывания”, являясь элементом строения самой цикловой террасы, имеют высотную последовательность (чем выше, тем моложе), обратную последовательности остальных региональных и локальных террас (чем выше, тем древнее).

Рассмотренная выше стадийность формирования каждого эрозионно-аккумулятивного цикла позволяет уточнить традиционную методику восстановления исходных террасовых уровней на геоморфологических профилях и их дальнейшей корреляции. Дело в том, что при подобной корреляции на эрозионных гребнях по аналогии с хорошо сохранившимися террасами обычно используется бровка террасовидного останца (1 на рис. 3.24 А). Но если использовать данные о строении исходных террас,

этот перегиб оказывается существенно заниженным по отношению к первоначальной бровке цоколя террасы (3 на рис. 3.24 А).

В большом числе реальных обнажений хорошо сохранившихся террас, цоколь, перекрываемый субстративным аллювием (ss на рис. 3.24 А), обычно практически горизонтален. Даже при значительных перекосах долин, днища древних террасовых уровней оказываются наклонены незначительно (редко с уклонами порядка 0,01). Поэтому использование бровок на сильно денудированных гребнях дает существенно искаженную информацию о современном положении древних террасовых уровней.

Если сравнить исходное положение террасового уровня и обычно остающиеся его древние останцы (см. рис. 3.24 А), то окажется, что наиболее достоверную информацию о современном положении цоколя древней террасы несет перегиб между останцом борта и останцом днища эрозионного вреза (2 на рис. 3.24 А), т.е. перегиб внутри “лапки” на картах возрастного расчленения рельефа.

Как будет показано ниже (см. главу 8), именно этот перегиб целесообразно использовать при реконструкциях палеорельефа. Правда для особенно широких и длительно формировавшихся долин допускается, что такой перегиб может располагаться на уровне констративного аллювия (cs) в центре подобной долины. Но центральные части широких древних долин практически никогда не сохраняются в современном рельефе и не используются при реальной геоморфологической корреляции террасовых образований. А в их прибортовых частях данные перегибы также близки к цоколям в подошве субстративного аллювия, как и в относи-

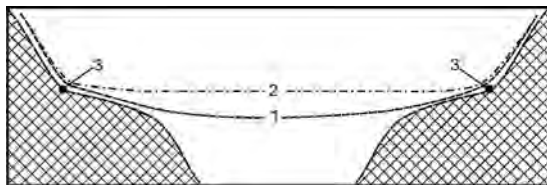


Рис. 3.25. Соотношение традиционного (1) и рекомендуемого (2) вариантов трассировки днищ палеодолины; (3) точки тылового перегиба склона.

б) Горно-ледниковый вариант

Идея о закономерном строении ледниковых образований (по схеме в проксимальном направлении: зандр — конечная морена — холмистый рельеф ледникового бассейна) возникла еще в XIX веке при изучении языковых бассейнов ледников подножия в предгорьях Альп. И только потом она была перенесена на покровно-ледниковые образования равнин Средней Европы [Асеев, 1974]. Но в дальнейшем изучение деталей строения горно-ледниковых образований замедлилось. В настоящее время оно заметно уступает их изученности у равнинно-ледниковых, т.е. покровно-ледниковых массивов. Поэтому сейчас некоторые детали распределения горно-ледниковых отложений восстанавливаются по аналогии с равнинно-ледниковыми образованиями.

Кроме того, строение, развитие и условия формирования горных ледников имеют существенную специфику. Так, К.К. Марков [Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Марков, Величко, 1967] на примере гор Средней Азии показал, что рост горной страны только первоначально способствовал развитию оледенения, а последующее распространение области воздымания обусловило рост континентальности климата во внутренних частях горной страны и рост оледенения в основном по ее периферии. А из этого следовал и более общий палеогеографический вывод о том, что древнее оледенение горных стран развивалось “по совсем иным законам, чем на равнинах” [Марков, Лазуков, Николаев, 1965, с. 337]. Из сказанного, по А.А. Асееву и А.Н. Маккавееву [1976, с. 91], вытекает “положение о неприемлемости критериев отличий ледниковых и межледниковых эпох, выработанных для областей покровных оледенений равнин, для подразделения истории горного оледенения. Таким образом, при рассмотрении размещения гляциальных форм рельефа в горах во всех случаях следует иметь в виду тектонический, общеклиматический и местный климатический факторы оледенения”. Тем не менее,

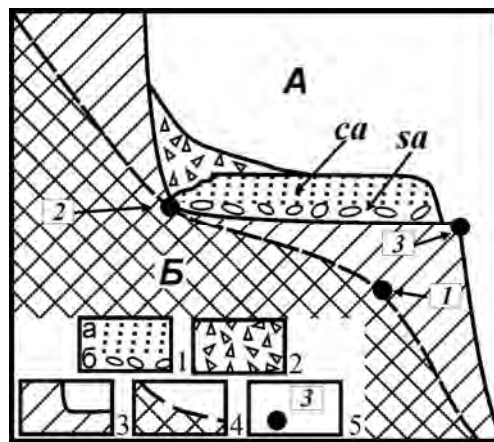


Рис. 3.24. Сопоставление геоморфологических профилей: А — исходной террасы, Б — современного перегиба на эрозионном гребне.

1 — аллювий: а — констративный (са), б — субстративный (sa); 2 — склоновые гравитационные отложения; 3 — коренные породы склона и цоколя террасы; 4 — коренные породы, слагающие эрозионный гребень; 5 — точки перегибов склона: 1-2 — на террасовидном останце (1 — бровка, 2 — тыловой перегиб), 3 — бровка цоколя террасы.

тельно узких долинах. Поэтому при геоморфологической корреляции древних террасовых уровней рационально использовать именно тыловые перегибы, отвечающие сочленению борта эрозионного вреза с его днищем (рис. 3.25).

Следует также отметить, что при оценке глубин поэтапных эрозионных врезов используется именно днище обычно картируемого широкого вреза и не учитывается его переуглубление, выполненное инстративным аллювием.

не следует преуменьшать и общих черт равнинного и горного оледенений, хотя специфика их, вероятно, действительно существенна.

При типизации обстановок седиментации в зонах горного оледенения целесообразно выделить следующие подзоны:

- горно-покровного оледенения,
- горно-долинного оледенения,
- горно-фиордового оледенения.

Подзона горно-покровного оледенения слабо развита в настоящее время, поскольку большая часть высоких горных сооружений интенсивно расчленена, а слабо расчлененные сооружения обычно невысоки и их поверхность не достигает уровня снеговой линии. Напротив, в начале антропогена (плейстоцена) для многих горных стран было характерно именно покровное оледенение. Но его следы фрагментарны. Поэтому столь же фрагментарны и наши представления о специфике покровного оледенения горных областей.

По А.А. Асееву и А.Н. Маккаеву [1976, с. 107], к данной категории может быть отнесено “оледенение типов плоских ледниковых покровов, ледников подножий, ледниковых шапок и куполов... Общим признаком, объединяющим все эти разнородные ледниковые образования, является растекание льда под давлением собственной тяжести, тогда как движение линейных горных ледников осуществляется, главным образом, благодаря наличию уклона их ложа”. Такие ледники известны в настоящее время в Тянь-Шане и на Алтае, в Португалии (плоскогорье Серра-да-Эттрела) и в других регионах. Для них конечные и боковые морены выражены слабо, а характерным признаком ледников плоских вершин служат трогги небольших выводных ледников и их конечные морены. “Отличаясь сравнительно малой мощностью и слабой подвижностью плоские ледниковые покровы всех видов по сравнению с долинными ледниками имеют слабую экзарационную способность. Сглаживающая роль горных ледниковых покровов отступает на второй план перед их консервирующим влиянием. Вполне закономерно, что на месте обширных фирновых бассейнов и ледниковых шапок следов древнего оледенения почти не сохраняется. Ледниковые чехлы препятствовали образованию нивальных форм рельефа и, в частности, каров” [Асеев, Маккаев, 1976, с. 107-108; см. также Шумский, 1955]. Тем не менее, ряд исследователей допускает существенную роль таких ледников в формировании поверхностей выравнивания. Так, А.А. Савельев [1966] считает денудационными поверхностями ледникового происхождения сглаженные пологосклонные водоразделы Полярного Урала, а, по мнению Е.А. Мининой [1973], в горах Южного Алтая, наряду с реликтами древних поверхностей выравнивания, существуют так называемые эквипланы — поверхности, выровненные нивально-экзарационными процессами. Именно в горах Юга Сибири М.А. Усов [1934] выделил эквиплан (платформу цирков) как денудационную поверхность, образовавшуюся в результате слияния каров противоположных склонов возвышенности [Щукин, 1980; Тимофеев, Маккаев, 1986]. Тем не менее, по А.А. Асееву и Н.А. Маккаеву [1976, с. 108], не доказана возможность значительной площадной экзарации в горах. Но у многих горных сооружений Азии (хребты Верхоянский, Кодар, на Анадырской и Ванкаремской низменностях и др.) и Северной Америки (горы Святого Ильи) даже в позднем неоплейстоцене существовали обширные ледники подножий, нередко формировавшиеся при слиянии языков горно-долинных ледников. Тогда от них сохранялись боковые, срединные и конечные морены, камы, зандры, а также западинно-моренные ландшафты [там же, с. 109].

Покровное оледенение гор обычно сопровождается, а затем и полностью сменяется горно-долинным. По А.А. Асееву и А.Н. Маккаеву [1976, с. 112], “подобные территории характеризуются комплексом форм, состоящих как из форм материкового типа, так и горного оледенения. Разделить их трудно из-за взаимного наложения и разрушения последним оледенением форм первого”.

Подзона горно-долинного оледенения. Формы ледниковой деятельности в горах разнообразны. Эрозионная деятельность здесь может быть связана как с самим ледником (кары, трогги), так и с водными потоками — приледниковые и подледниковые каналы стока ледниковых вод. При этом, если ярусность каров объясняется множеством факторов — стадийностью оледенения, его спецификой на склонах разной экспозиции и стадийностью воздымания горной страны [Асеев, Маккаев, 1976], то для ярусности трогов последний фактор наиболее очевиден, так как объясняет корреляцию их днищ с днищами эрозионных врезов в долинах (см. рис. 3.17) [Несмеянов, 1977, 1999; Несмеянов, Бархатов, 1978; Макарова и др., 1980]. Во всяком случае, этот фактор в горах является ведущим и выражен он существенно ярственнее, чем в долинно-ледниковой подзоне равнин.

Специфическими являются и каналы стока ледниковых вод в горных долинах [Асеев, Маккаев, 1976]. Так, при участии этих вод могли формироваться выровненные площадки на склонах трогов. Эти площадки могут считаться своеобразными флювиогляциальными террасами врезывания. “Эрозионная деятельность талых вод, текущих от борта ледника к днищу трога и вдоль борта трога под ледником вызвала образование ложбин подледникового стока” [Асеев, Маккаев, 1976, с. 97]. Такие

ложбины могут принадлежать как магистральному водотоку главного ледника, так и боковым водотокам, связанным с боковыми ледниками. Их эрозия может осложнять поперечный профиль трога, особенно, если он связан с “законсервированной” частью горной долины или с тектонически опущенным локальным ее участком. Именно такие ситуации, очевидно, имеют в виду А.А. Асеев и Н.А. Маккавеев [1976. с. 97], когда описывают “погребенные каналы стока ледниковых вод”, то есть “древние покинутые русла, образованные ледниковой эрозией и подледниковыми водами и часто целиком заполненные мореной и аллювием”, известные в Альпах (область Валле-д-Аоста в Италии, район Боденского озера). Здесь подобные ложбины и котловины заполнены средне- и позднеплейстоценовыми (рисс, вюрм) отложениями мощностью 50-200 м.

Соотношение разновозрастных трогов имеет много общего с соотношением разновозрастных эрозионных врезов.

Для горных ледников, особенно их горно-долинных разновидностей, характерны перегибы ложа, обуславливающие неравномерную скорость их движения. Возникающие при этом продольные давления нередко превосходят предел упругости льда на сдвиг и вызывают его пластические деформации вплоть до сжатия в складки. На пологих участках наблюдается и повышение мощности льда, а на перегибе к крутому участку — его поперечное растрескивание и уменьшение мощности [Лаврушин, 1976, с. 16; Макарова и др., 1980, с. 50].

Скорость движения ледников обычно составляет несколько десятков метров в год, но может превышать и километр в год. Максимальные скорости долинных ледников обычно приурочены к их центральной части. По краям ледника лед часто пассивно вовлекается в его общее движение. В вертикальном разрезе скорость максимальна у поверхности ледника. Скорость его движения у ложа обычно составляет 10-25% от скорости у поверхности. Если при пластическом течении льда горизонтальные напряжения превышают упругость льда, они разряжаются с образованием поверхностей среза, субпараллельных ложу или слабо наклонных навстречу движению льда. При проскальзывании льда по этим поверхностям движение приобретает характер послойно-дифференцированного пластического течения с образованием (за счет послойного таяния) прослоев чистого голубоватого режеляционного льда (“голубые ленты”). При этом в вертикальном профиле долинных ледников прослеживаются две зоны:

— верхняя зона сложена пассивно движущимся хрупким льдом, нарушенным разнообразными трещинами;

— нижняя зона более мощная и с активно движущимся льдом характеризуется текстурами пластического течения.

Но покров первично-пассивного льда обычно существует только в верховьях долинных ледников, в пределах фирнового бассейна и на некотором расстоянии ниже фирновой линии. В области абляции этот покров постепенно уничтожается стаиванием и ниже по течению на поверхность выходит лед, ранее входивший в состав нижней, активно движущейся зоны. Поэтому лед в низовьях ледника целиком характеризуется текстурами пластического течения. Но затем образуется зона вторично-пассивного льда, где эти текстуры являются реликтовыми. На конце ледника эта зона охватывает всю его маломощную толщу.

В условиях горно-долинного оледенения Ю.А. Лаврушин [1976] выделяет два способа обогащения льда моренным материалом. Первый из них — вынос обломочного материала снежными лавинами и горными обвалами как в область долинного языка, так и в пределы фирнового бассейна. Этот материал постепенно погружается в лед, переносится ледником в его концевую часть, где вследствие таяния (абляции) он вновь появляется на поверхности глетчера, образуя боковые, срединные и поверхностные морены. Появление срединных морен возможно либо при наличии нунатаков, либо боковых ледников, впадающих в основной глетчер. Эти морены являются преимущественно абляционными.

Второй способ обогащения ледника моренным материалом связан с экзарационной деятельностью на контакте ледника с ложем. Он обуславливает формирование мореносодержащего льда и донной или основной морены. Ю.А. Лаврушин выделяет несколько зон различной динамики процессов моренообразования в продольном профиле простого долинного ледника (рис. 3.26).

Ряд зон сходен с выделяемыми А.А. Асеевым [1974] у равнинных ледниковых щитов:

- преобладающей экзарации;
- преобладающего транспорта;
- преобладающей аккумуляции;
- чешуйчато-надвигового строения;
- мертвых льдов;
- конечной морены.

Отличием служит характерное для горных речных долин наличие перегибов русла, обособляющее их “законсервированные” участки, а также большая роль склонового материала в составе абляционной морены.

Существуют и другие схемы строения горных ледников. Движение ледниковых масс в горных долинах может быть сложным. Как отмечает А.А. Асеев [1974], возможно налегание разновозрастных ледниковых потоков один на другой. Так, на Памире, по наблюдениям К.К. Маркова [1936], на леднике Грум-Гржимайло белый лед покоится на загрязненной поверхности зеленоватого льда, отделяясь от него резкой границей. Наложенные ледники известны на Аляске и в Каракоруме [Асеев, 1974]. Это наложение аналогично наложению или вложению разновозрастного аллювия в законсервированных частях речных долин.

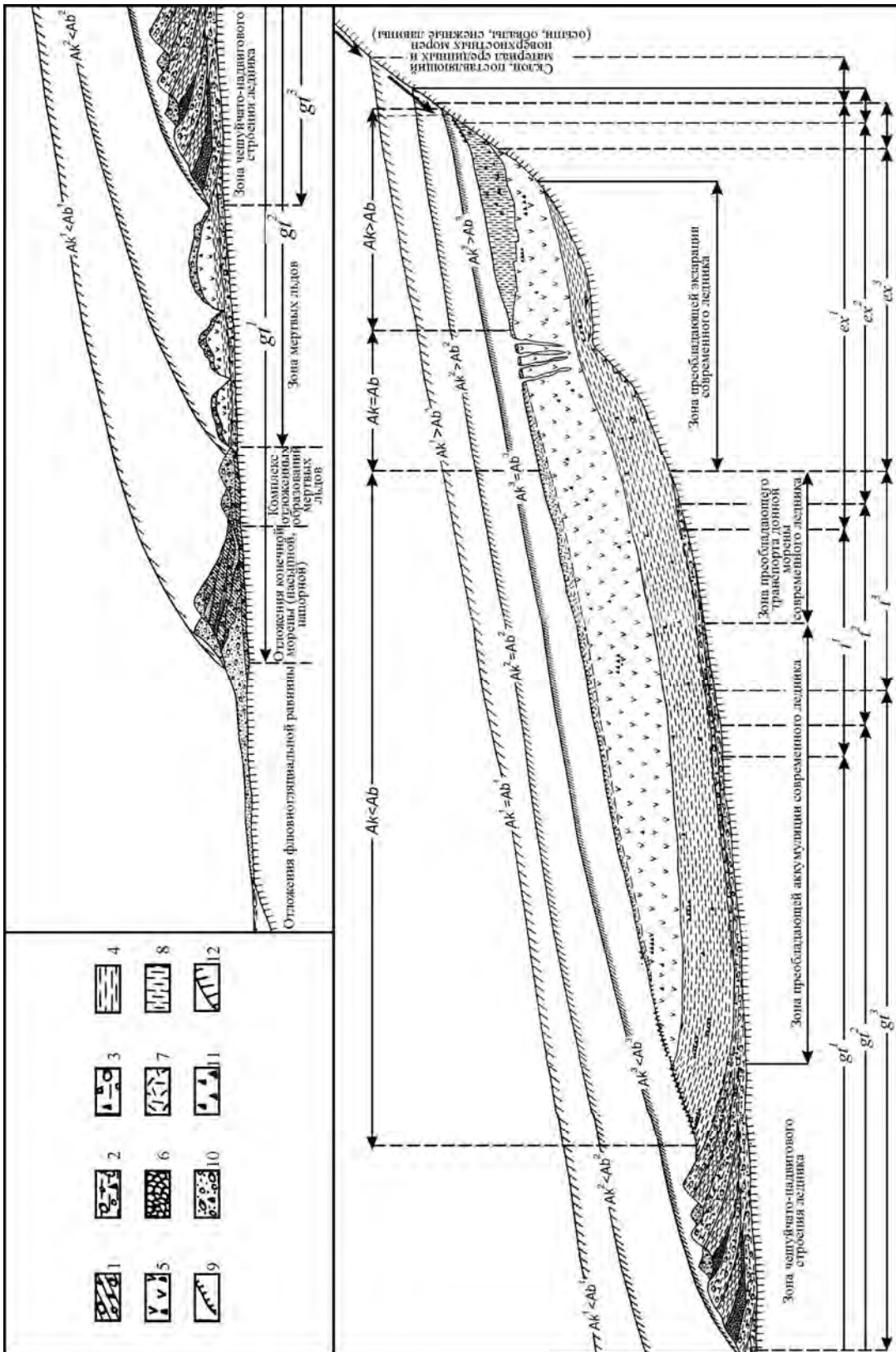


Рис. 3.26. Принципиальная схема строения долинного ледника и динамика накопления ледниковых отложений [Лаврушин, 1976]

1 — донная отложенная морена; 2 — ледяная отложенная морена; 3 — движущаяся морена; 4 — глетчерный «жесткий» лед, движущийся пассивно (первичные осадочно-метаморфические льды); 5 — глетчерный «мягкий» лед, движущийся пассивно (вторичные осадочно-метаморфические льды); 6 — ледяные брекчи (фрикционно-режационный лед); 7 — инфильтрационный лед; 8 — фирн и первичные осадочно-метаморфические льды; 9 — «кора» таяния глетчера (диструкционный лед); 10 — абляционный покров (флювиогляциальные отложения, вытравившие осадки средних и поверхностных морен и т.д.); 11 — обломки коренных пород и вытравившие средние и поверхностные морены; 12 — коренные породы; $Ак > Ab$ — область аккумуляции твердых атмосферных осадков (баланс положительный); $Ак = Ab$ — область переменного накопления и таяния льда (аккумуляция-абляция); $Ак < Ab$ — область абляции (баланс отрицательный); $Ак^1, Ак^2, Ак^3$ и т.д. — последовательные стадии развития ледника; ex, ex^1, ex^2, ex^3 и т.д. — смещение зоны эскарации и зоны аккумуляции донной морены в зависимости от динамики движения ледника.

Аккумулятивная деятельность ледников горных долин также специфична. И эта специфика связана, по А.А. Асееву и А.Н. Маккаеву [1976, с. 97-98], «с тем, что только часть транспортируемого ледниками материала откладывается у их концов, тогда как остальной моренный материал подвергается дальнейше-

му водному преобразованию. В основном аккумулятивные образования приурочены к понижениям: долинам, котловинам, а также предгорьям. Это конечные и боковые морены, формы рельефа мертвого льда, водноледниковые образования. Они существенно отличаются по составу от генетически близких форм материковых оледенений на равнинах, с одной стороны, значительным участием оползневых, осыпных, селевых и других неледниковых процессов, с другой стороны, значительной промытостью моренного материала благодаря большим скоростям талых вод. При особенно активной переработке и выносе моренного материала тальными водами конечно-моренные образования сокращающегося ледника очень незначительны¹. Гораздо более объемны конечные морены, создававшиеся наступающим ледником. Они сходны по механизму образования с напорными моренами материковых (равнинно-покровных) оледенений.

Гляциодислокации, связанные с горными ледниками, существенно меньше по масштабам, чем у равнинных ледников. Здесь они наблюдаются почти исключительно в долинно-ледниковой подзоне, так как покровные горные ледники обычно характеризуются слабой динамической активностью за счет малых мощностей и площадных размеров.

Л.Г. Бондарев [1975, с. 111] отмечает, что “в долинах горных ледников формы выдавливания часто бывают вытянуты линейно в направлении движения льда. Они представлены прямолинейными валами, высота и ширина которых обычно не превышает 1 м, а длина измеряется многими десятками метров. Лишь в отдельных случаях высота валов достигает более значительных размеров — до 6 м”. Подобные формы описываются в разных странах под названиями “моренные хвосты”, “валы донных трещин” и др. Их тектоническими аналогами Л.Г. Бондарев [1975, с. 112] считает дайки.

Большую специфику горных ледников определяет тектоника, влияющая на неравномерную локализацию ледников, пути их движения и даже мощности. Последние могут весьма значительно увеличиваться в условиях тектонического подпруживания ледосборных бассейнов. Специфика импульсно-воздымания горного сооружения может определять число и возраст ледниковых стадий, в том числе их метакронность [Бондарев, 1975]. Последнее практически невозможно для равнинных ледников, особенно покровных, климатическая природа которых очевидна.

Подзона горно-фиордового оледенения. С геологической деятельностью шельфовых ледников связаны величайшие на Земле экзогенные долинные формы — фиорды гористых побережий и гигантские желоба-троги. Они нередко обладают взаимными переходами. Лучше изучены фиордовые ледники — ледники подтопленных морем горных долин. По-существу, это формы, переходные между горно-долинными и шельфово-долинными образованиями.

Ю.А. Лаврушин [1969], изучавший фиордовые побережья Шпицбергена, разработал принципиальную схему седиментации в условиях фиордового ледника. Он выделяет три пояса (зоны) различной седиментации:

1) пояс накопления подводной морены¹ под находящимся на плаву ледником в самой вершинной части фиорда; здесь из основания ледника вытаскивается разнообразный несортированный материал, накапливающийся при полном отсутствии волновой деятельности, а потому не обладающий ясными следами седиментационной дифференциации; валуны здесь характеризуются ледниковой штриховкой, свойственной донным моренам;

2) пояс, расположенный у края находящегося на плаву ледникового языка, где происходит отделение айсбергов (характерные глубины порядка 20-50 м, иногда до 100 м); здесь происходит сбрасывание в море большого количества обломочного материала, находящегося на поверхности льда в виде срединной и поверхностной (абляционной) морен или флювиогляциального материала, отложенного внутриледниковыми реками (материал обычно находится на поверхности глетчерного льда в незамерзшем состоянии и сгруживается в море при перевертывании только что отделившихся от ледника айсбергов); эти отложения Ю.А. Лаврушин предлагает именовать “абляционной подводной мореной”;

3) пояс айсберговых ледниково-морских отложений в относительно глубоководной центральной части фиорда, свободной от ледникового языка (глубины 100-350 м); здесь по мере таяния айсбергов валуны и мелкозем оседают на дно.

Кроме того, также как и в покровно-шельфовых ледниках, Ю.А. Лаврушин отмечает на своей схеме аналоги покровно-шельфового ледника, скользящего ниже уровня моря по дну фиорда и отлагающего, как и горно-долинные ледники, основную морену.

Таким образом, выделяются, по-существу, четыре пояса фиордово-ледниковой седиментации. Данная схема осложняется в результате периодического стаивания ледника (в межледниковые эпохи и интерстадиалы), переходными ситуациями вплоть до безледниковой аллювиально-морской зональ-

¹ Следует отметить, что некоторые исследователи именуют подводной мореной обычную субаэральную морену, которая оказалась под водой в результате трансгрессии моря [Лисицын, 1958]. Правильнее этот термин использует Ю.А. Лаврушин [1969] для ледниковых отложений, формировавшихся в субаквальных условиях.

ности. В результате разрезы отложений той части фиорда, где ледник не касался дна, могут обладать сложным чередованием всех этих поясов.

* *
*

Приведенное выше описание горно-долиных, горно-ледниковых и горно-фиордовых образований позволяет в большинстве случаев однозначно коррелировать различные элементы террасового ряда горной зоны.

3.2.3.2. Подкомплекс морского террасового ряда

Террасовые ряды морских побережий могут иметь различную природу. На морских побережьях в большинстве случаев решающее влияние на террасообразование оказывают климатогенные эвстатические колебания уровня моря. А они по своему вертикальному размаху нередко превышали в неоплейстоцене 100 м. Поэтому низовья рек здесь также развиваются под влиянием эвстатических колебаний. Импульсивность вертикальных тектонических движений обычно сказывается на террасообразовании выше по долинам рек, часто за фасом первого активизированного разрыва. Но на гористых побережьях и собственно эвстатические террасы могут расщепляться и деформироваться под влиянием тектонических движений.

Методика реконструкции тектонических движений на побережьях отличается от таковой в речных долинах, где первично горизонтальными уровнями являются сами террасы. Эта методика рассматривается ниже на примере черноморского побережья Кавказа [Несмеянов, Измайлов, 1995].

На побережьях террасы исходно наклонены в сторону моря, а первично горизонтальными уровнями являются древние береговые линии, отвечающие геологически мгновенным моментам максимумов трансгрессий. Именно эти уровни и используются для выявления тектонических деформаций на побережьях.

Необходимо остановиться на некоторых терминах и, в частности, на понятиях “побережье” и “береговая зона” [Зенкович, 1962; Бадюков, 1982; Несмеянов, Балабанов, Измайлов, 1987; Несмеянов, Измайлов, 1995]. Оба эти элемента считаются верхней частью шельфа [Айбулатов, 1982].

Побережьем нередко именуют часть суши, где развиты береговые линии. Однако береговые линии могут быть и затопленными. Поэтому побережье должно включать всю зону, где развиты древние береговые линии. В унаследовано воздымающихся побережьях их ширина будет существенно зависеть от возрастного интервала рассматриваемых береговых линий. Полезно, следовательно, различать неоплейстоценовое, антропогеновое (четвертичное), позднеорогеническое и новейшее побережья, отвечающие главным этапам новейшей геологической истории. В пределах побережья целесообразно различать приморье, как подзону поднятых береговых линий, и прибрежье — подзону распространения ныне затопленных береговых линий.

Береговая зона объединяет все одновременно абразионные и аккумулятивные береговые элементы, каковыми обычно считаются берег, пляж и подводный береговой склон. Если в береговой зоне хорошо обособляется вдольбереговой вал, то можно говорить о “пляже полного профиля” (рис. 3.27). Если же в тыловой части пляжа нет обратного уклона, то пляж считается прислоненным к абразионному уступу — клифу, т.е. является “пляжем неполного профиля”. Обычно с сокращением ширины пляжа, уменьшается и его высота. По характеру литодинамики и перегибу в рельефе целесообразно относить верх подводного склона к подводной части пляжа, которая в неприливном Черном море опускается до глубин 3-5 реже 7 м. Нижняя часть подводного склона, где также накапливаются осадки, связанные с волновой деятельностью (преимущественно пески и алевриты), ограничивается в Черном море глубинами 20-30, реже 40 м. На океанических побережьях эти параметры могут быть иными.

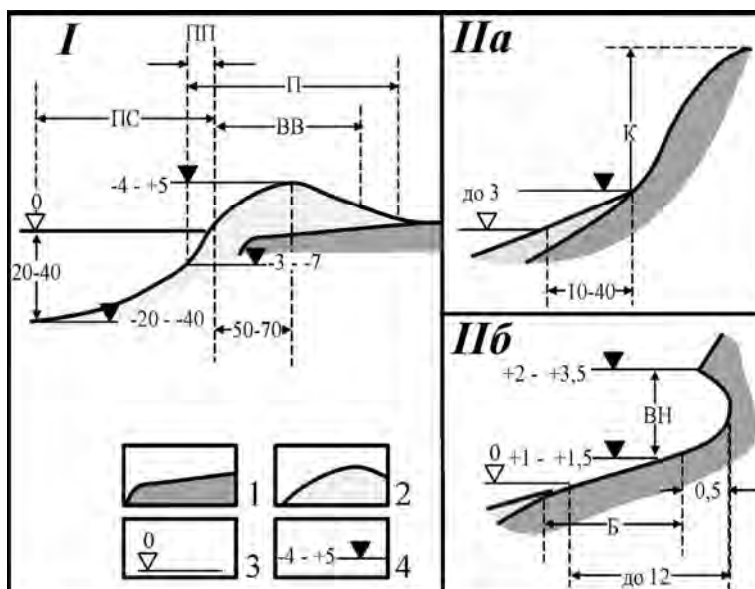


Рис. 3.27. Береговая зона и максимальные параметры ее элементов (в м) для Черноморского побережья Кавказа [Несмеянов, Измайлов, 1995].

П — пляж: *I* — полного профиля, *II* — неполного профиля: а — клифом (К) без ниш, б — с волноприбойной нишей (ВН); ПС — подводный склон; ПП — подводная часть пляжа; ВВ — вдольбереговой вал; Б — бенч.

1 — коренные породы клифа и абразионной платформы; 2 — современные осадки береговой зоны; 3 — средний уровень моря; 4 — различные гипсометрические уровни в метрах.

Активное формирование береговой зоны обусловлено, следовательно, волновой деятельностью. Достаточно определенно фиксируется только ее верхняя граница, совпадающая с линией максимального заплеска, высота которого в Черном море не превышает 5 м. Нижняя граница данной зоны определяется либо, как глубина, на которой начинает сказываться воздействие волновых движений на дно водоема, либо условно проводится на глубине, равной трети длины наиболее крупных волн или их двойной высоте. Ясно, что вертикальный интервал береговой зоны будет существенно различаться у приливных (открытых) и неприливных (внутренних) морей. Разной будет и точность фиксации береговой линии (табл. 3.4), а соответственно и точность выявления тектонических смещений на побережьях.

Таблица 3.4.

Точность определения высоты древней береговой линии (палеоуровня моря) по абразионным и аккумулятивным образованиям морских террас.

Типы элементов строения террас	Формы рельефа и типы осадков		Поправки в (м) для разных типов акваторий	
			Неприливные	Приливные
абразионные	клиф	формы растворения известняка	до -1— -2 м	до десятков метров
		основание волноприбойной ниши	0 — -1,5	-4
	платформа	подошва клифа или тыловой шов платформы	0 — -3	
		абразионные котлы, ниши подтачивания и другие абразионные скульптурные формы	+10	
аккумулятивные	поверхность любых прибрежных морских отложений		-(2-5)	
	осадки пляжа и верхней части подводного склона		от -7 до +5	
	бич-рок (сцементированные карбонатным материалом пляжевые осадки тропической и субтропической зон), формирующийся в приливной зоне		до -2	±10м?
	осадки приливо-отливных равнин — мелкие пески, алевриты, глины, отлагавшиеся между низшим уровнем малой воды и средним уровнем полной воды		+1?	±5?
	лагунные и лиманные осадки — тонко и мелкокослоистые илы, карбонаты, соль и т.п.		+1 — +3 иногда до +10	+2 — +5?
	торф, накапливающийся выше среднего уровня малой воды		0 — -1	
	оолиты тропических и субтропических мелководий			+10 — +15

Различаются геологические, биологические и археологические признаки древних береговых линий. В данном случае основной интерес представляет первая группа, включающая геоморфологические и литофациальные признаки, на основании которых чаще всего практически выделяются разные элементы абразионных и аккумулятивных морских террас [Несмеянов, Измайлов, 1995].

3.2.3.2.1. Абразионные формы

Абразионная терраса включает два крупнейших элемента (макроформы): клиф и абразионную платформу, которая своей тыловой частью (тыловым швом) примыкает к клифу. Д.Д. Бадюков [1982, с. 39] полагает, что “единственным приемлемым способом определения положения уреза в момент формирования абразионной террасы является определение гипсометрического положения тылового шва террасы”. Это можно считать первым приближением, т.к. по В.П. Зенковичу [1962], подошва клифа всегда располагается выше среднего уровня прилива (т.е. среднего уровня полной воды), а соответственно и среднего уровня моря. Высота этой подошвы (т.е. тылового шва террасы) над уровнем моря будет зависеть от волновой экспозиции и прочности пород, слагающих клиф. Высота самого клифа варьирует от десятков сантиметров до десятков метров, а в Черном море достигает нескольких метров.

П.А. Каплин [1973] полагает, что наиболее точным индикатором уровня моря на абразионном побережье являются волноприбойные ниши, располагающиеся в основании клифа. Процесс формирования такой ниши считается начальной стадией формирования клифа. Для образования волноприбойных ниш благоприятны: положение клифа на открытом побережье, достаточно большие уклоны абразионной платформы или аккумулятивного подводного склона (т.е. приглубость подводного склона), запасы галечного материала на этом склоне и у подножия клифа, волновая экспозиция и сила волнений, литология и трещиноватость, определяющие абразионную устойчивость скальных пород, в которых вырабатывается клиф. В зависимости от сочетания перечисленных факторов волноприбойная ниша и подошва клифа могут располагаться почти на уровне моря или на 1-3 м выше него. Их высота вообще, по-видимому, редко превышает 4 м [Цейнер, 1963].

Абразионная платформа может использоваться для определения положения древнего уровня моря только при наличии признаков близости ее тылового шва (клифа). Такими признаками служат эрозионные котлы, ниши подтачивания и другие мелкие абразионные скульптурные формы рельефа, которые обычно образуются до глубин порядка 10-20 м [Зенкович, 1962; Каплин, 1973].

Поскольку в зоне заплеска и межприливной зоне известняки подвергаются наиболее активному растворению, формы их прибрежного растворения также могут служить индикатором древнего уровня моря [Гильшер, 1959].

3.2.3.2.2. Аккумулятивные формы и фации

Поверхность аккумулятивной террасы в момент своего образования обычно находится несколько выше уровня моря, и ее высота зависит от гидродинамических условий, а также от мощности и гранулометрического состава наносов во вдольбереговом потоке. Рост аккумулятивной формы осуществляется за счет приращения вновь образующегося берегового вала к мористому склону более древнего вала (регрессивная серия осадков). В результате аккумулятивный чехол такой террасы представляет собой серию разновозрастных береговых валов, каждый из которых в момент своего формирования был пляжем. На его мористом склоне располагался урез воды. За высоту положения уровня моря относительно поверхности аккумулятивной террасы предлагается принимать среднюю высоту вала или генерации одновозрастных валов, из которой должно быть вычтено превышение гребня вала над урезом воды. Например, для Черноморского побережья Кавказа эта величина в условиях современного гидродинамического режима не превышает 4-5 м. Кроме того, необходимо учитывать конфигурацию древней береговой линии, т.к. ее изменение приведет к изменению гидродинамических параметров.

При быстрой регрессии могут обнажиться террасовые осадки, формировавшиеся ниже уровня моря. В этом случае глубина моря (высота его среднего уровня) реконструируется обычно по биогенным критериям — биоценозам морских организмов, раковинам в положении прижизненного роста, наличию ходов илоедов и т.п.

Пляжные осадки образуют надводную часть аккумулятивной террасы, формируясь в зоне прибоя. Их характерными чертами являются в грубых наносах хорошая окатанность и меньшая сортированность, по сравнению с отложениями подводного склона, а также четко выраженная косая слоистость. Для зоны подводных валов обычно сочетание ритмической и косослоистой текстур. В зависимости от палеодинамических условий отложения пляжа и верхней части подводного склона образуются в пределах от +(1-2) до +10 м выше формировавшегося их уровня моря и от -(1-2) до -20 м ниже этого уровня [Бадюков, 1982]. В неприливном Черном море эти величины составляют от +4 и до -7 м.

Нижняя часть поверхности приливо-отливных равнин, на которых отлагаются тонкозернистые осадки, находится, как правило, между минимальным уровнем малой воды и средним уровнем полной воды. Здесь располагается илистая, лишенная растительности осушка, затапливаемая во время приливов [Зенкович, 1962]. В лагунах и лиманах осадконакопление (преимущественно тонкослоистые илы) происходит, как правило, на глубинах 1-3 м, реже более.

Прибрежные болота низинного типа, режим которых тесно связан с морем, обычно имеют уровень на 1-1,5 м выше среднего уровня неприливногo моря. Так, на Черноморском побережье Кавказа (полуостров Пицунда) кровля неосушенных торфяников располагалась на 1,2 м выше этого уровня. После осушения болот она оказалась на высотах от +0,2 м до -0,5 м. Однако на отдельных участках торф формируется на высотах до 5-6 м (Имкатское болото в Колхиде).

Таким образом, присутствие различных абразионных и аккумулятивных форм рельефа, литологических типов и характера слоистости отложений позволяет с неодинаковой точностью оценивать высоту древних береговых линий. Эта погрешность очень редко становится меньше, чем $\pm 2-5$ м.

Нужно иметь в виду и то, что отчетливо выраженные береговые формы рельефа и разрезы, вскрывающие клиф и приклифовые отложения, встречаются редко (рис. 3.28). Обычно они либо уничтожены последующей эрозией, либо скрыты под чехлом покровных образований. Поэтому необходимы специальные геометрические построения для определения местоположения тылового шва древней морской террасы (рис. 3.29).

Фрагментарность хороших обнажений делает необходимым комплексный анализ всех имеющихся материалов. Часто нужны и некоторые палеореконструкции, позволяющие оценить характер побережья (извилистость, расположение изучаемого обнажения в бухте или на мысу, высоту и крутизну надводного склона и т.п.). Это может существенно уточнить фациальные интерпретации разрезов, а соответственно и используемые оценки.

В некоторых случаях появляется возможность установить высоту древней береговой линии по нескольким параметрам. Тогда при равной их достоверности, она характеризуется по критерию, имеющему наибольшую точность. Например, для случая, стратотипа среднеплейстоценовой древнеэвксинской (Криницкой) террасы Черноморского побережья Кавказа, высота береговой линии от поверхности грубых морских отложений в приклифовой зоне требуют поправки —(2-6) м, а по подошве клифа —0-(-3) м. Последняя цифра как более точная обычно и учитывается (рис. 3.30) [Несмеянов, Измайлов, 1995].

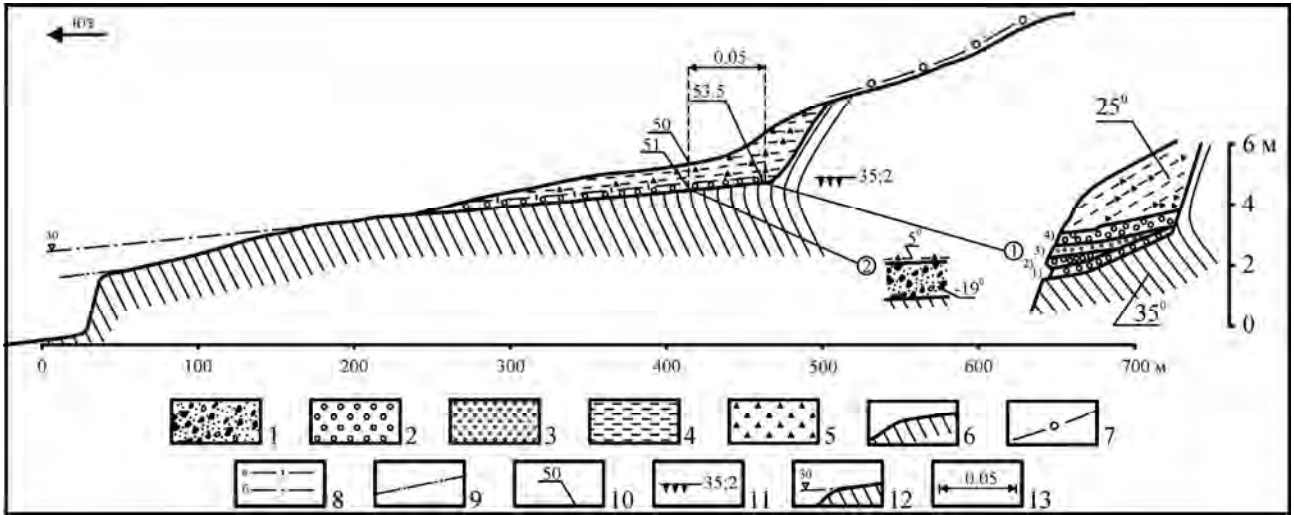


Рис. 3.28. Среднеплейстоценовая криничкая (древнеэвксинская) морская терраса на левобережье р. Пшада [Несмеянов, Измайлов, 1995].

1-6 — литологические подразделения: 1 — валунный галечник или валунный конгломерат, 2 — галечник или конгломерат, 3 — песок или песчаник, 4 — суглинок или глина, 5 — щебень и глыбы, 6 — скальный цоколь; 7-9 — корреляционные линии морских террас: 7 — позднечаудинской, 8 — криничкой (а — кровли морских отложений, б — кровли скального цоколя), 9 — пшадской (узунларской); 10 — измеренная абсолютная высота в м; 11 — уровень древней береговой линии и точность его определения в м; 12 — высота проекции уровня террасового цоколя у современной береговой линии; 13 — средний уклон поверхности террасы на указанном стрелкой интервале.

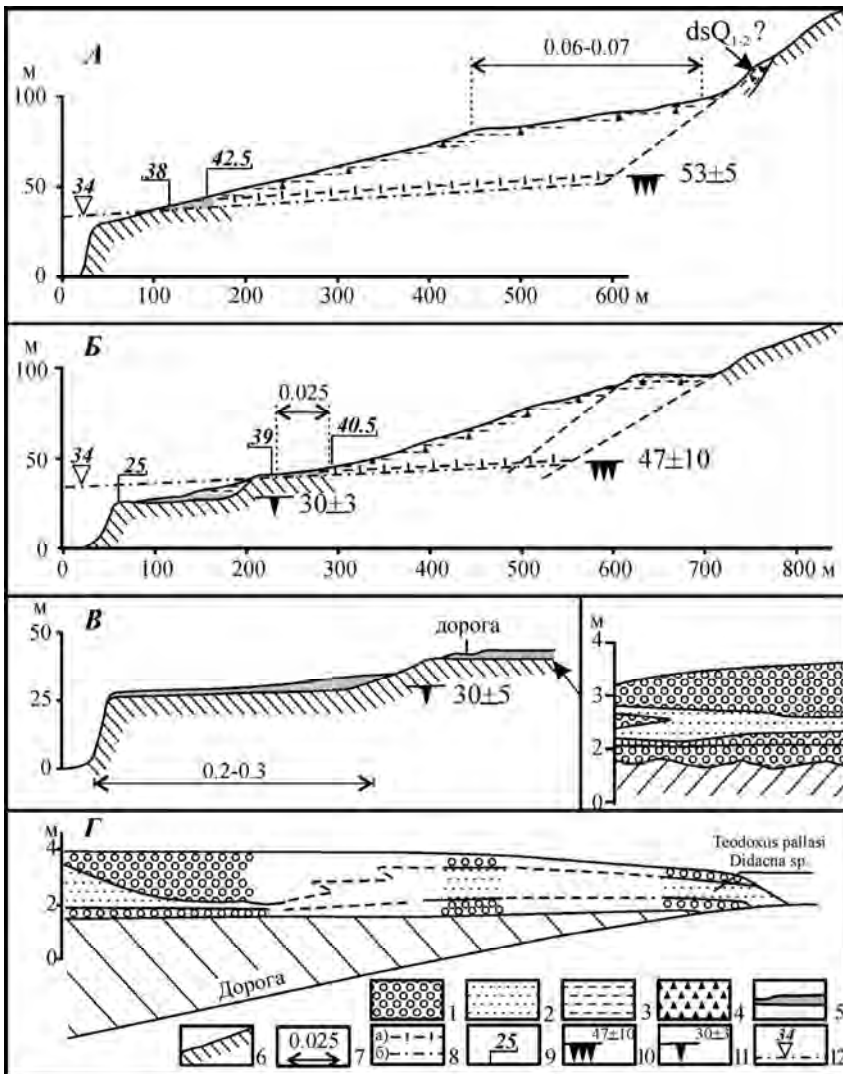


Рис. 3.29. Построения для расчета высоты древней береговой линии среднеплейстоценовых морских террас на Черноморском побережье Кавказа [Несмеянов, Измайлов, 1995].

А — правый борт щели Мокрида, Б — правый борт оврага между щелями Мокрида и Культурная, В — правобережье щели Культурная, Г — левобережье щели Культурная.

1-5 — литологические подразделения: 1 — галечник или конгломерат, 2 — песок или песчаник, 3 — суглинок и глина, 4 — щебень и глыбы, 5 — разнофациальные маломощные морские отложения (в тех местах, где невозможно отразить реальную литологию); 6 — скальный цоколь террасы; 7 — средний уклон террасы на отрезке, указанном стрелкой; 8 — корреляционные линии криничкой (древнеэвксинской) морской террасы (а — кровля морских отложений, б — кровля цоколя); 9 — геодезически измеренная абсолютная высота в м; 10-11 — уровень древней береговой линии и точность его определения в м: 10 — криничкой, 11 — пшадской; 12 — высота проекции уровня террасового цоколя у современной береговой линии в метрах.

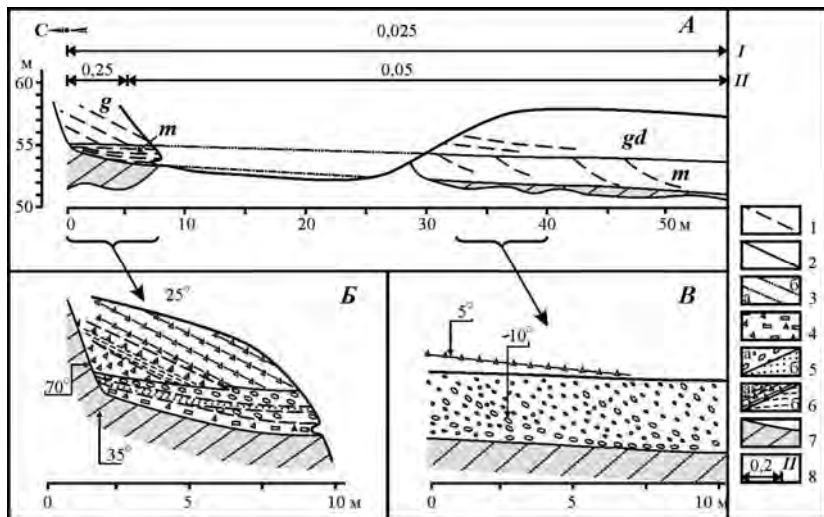


Рис. 3.30. Строение тыловой части древнеэвксинской террасы у северо-западной окраины сел. Криница

[Несмеянов, Измайлов, 1995].

A — общая схема строения разреза аккумулятивного чехла террасы; буквами обозначены отложения: *m* — морские, *g* — гравитационные, *gd* — гравитационно-делювиальные;

Б — фрагмент северной части обнажения; *В* — фрагмент южной части обнажения.

1-2 — границы: 1 — слоев, 2 — пачек; 3 — корреляционные линии: а — кровли морских отложений, б — кровли цоколя террасы; 4 — грубые гравитационные и морские отложения (глыбы и щебень); 5 — морские отложения: а — валунно-галечные, б — средне- и мелкогалечные; 6 — делювиальные и гравитационные отложения: а — щебнисто-суглинистые, б — преимущественно суглинистые; 7 — цоколь террасы; 8 — уклоны: I — кровли морских отложений, II — цоколя террасы.

3.2.3.2.3. Уклоны террас

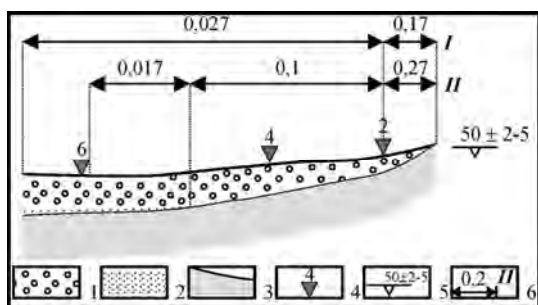


Рис. 3.31. Уклоны тыловой части древнеэвксинской морской террасы на правобережье р. Вулан

[Несмеянов, Измайлов, 1995].

1-2 — морские отложения: 1 — галечники, 2 — пески и песчаники с включениями гальки и валунов; 3 — цоколь террасы; 4 — расчетные мощности морских отложений (в м); 5 — оценка высоты высоты древней береговой линии (в м); 6 — уклоны: I — кровли морских отложений, II — цоколя террасы.

Таблица 3.5

Уклоны недеформированных морских террас

[Несмеянов, Балабанов, Измайлов, 1987]

Элементы террас	Расстояние от клифа (м)	Морские отложения	Средний уклон
поверхность цоколя (абразионная плат форма)	более 500	пески и галечники	0,005
	100 – 500 иногда до 10	галечники	0,05
	от 100-200 до 5-15	галечники	0,1
	5-15	галечники с валунами	0,2-0,3
поверхность морских отложений	более 15	галечники и пески	0,02-0,03
	до 5-15	галечники с валунами	0,15-0,3

3.2.3.2.4. Соотношение террас и поверхностей выравнивания.

Представления о типах поверхностей выравнивания совершенствовались в течение, по крайней мере, двух столетий. В настоящее время наиболее дифференцированная их схема предложена Д.А. Тимофеевым [1979, с. 22] и включает четыре основных понятия: пенеплен, педилен, пенепедилен и педимент. Их основные характеристики сводятся к следующему [там же, с. 22, 23, 27].

Пенеплен — полигенетическая, но в основном денудационная обширная равнина, формирующаяся за счет преобладающей роли постепенного и прогрессивного выполаживания склонов, снижения междуречий (вертикальная планация) и расширения долин. Вырабатывается пенеплен на неактивизированных платформах и особенно хорошо в условиях умеренно-гумидного или холодно-гумидного приокеанского климатов. В ходе эволюции рельефа он сменяет педилен.

Педилен является полигенетической, в основном денудационной обширной равниной, формирующейся при сочетании процессов параллельного отступания крутых склонов и прогрессивного выполаживания и расширения пологих базальных склонов — педиментов (боковая или горизонтальная планация). Повторные поднятия и эрозионные врезы приводят к формированию серии ступенчатых педиментов, что невозможно при пенепленизации. Педилены вырабатываются на платформах и в орогенетических областях, наиболее хорошо в условиях семиаридного и умеренно-гумидного, холодного и резкоконтинентального климатов.

Пенепедилен — переходное образование, формирующееся при сочетании во времени и пространстве процессов пенепленизации и педиленизации. Пенепедилены, по-видимому, широко распространены в различных морфоструктурных и климатических условиях. К ним относятся равнины, формирующиеся в условиях гумидно-тропического климата при сочетании явлений глубокого химического выветривания, течения грунтов, эрозии, отступания и выполаживания склонов.

Педимент — пологий денудационный склон с маломощным слоем транзитных рыхлых отложений. Его формирование происходит при участии различных комплексов экзогенных процессов за счет разрушения и отступления в глубь междуречий тыловых крутых склонов и одновременной плоскостной денудации поверхности самого педимента. Педименты образуются в различных морфоструктурных и климатических условиях. Наиболее характерны долинные или притеррасные педименты.

В этой классификации, по-видимому, излишней является жесткая привязка отдельных типов поверхностей выравнивания к определенным структурным и климатическим условиям. На самом деле степень выравнивания территорий зависит в основном от ее тектонической стабильности и длительности денудации. Но этот процесс почти никогда не приводит к полному выравниванию обширных территорий и пенепплены, по В. Пенку [1961], являются остаточными поверхностями с островными возвышенностями. Так, И.П. Герасимов [1943], даже характеризуя типичный пенепплен Центрального Казахстана, полагает, что это — равнина с горно-островными останцовыми возвышенностями, а Д.А. Тимофеев [1979, с. 42] отмечает существование на его территории нескольких поверхностей выравнивания.

Само противопоставление пенепплена и педимента, формирующихся один за счет преимущественно денудации “сверху”, а второй — за счет денудации “сбоку” кажется слишком академичным, трудно различимым в реальной природе, так как останцовые возвышенности на пенепплене не могли возникнуть без денудации “сбоку”. В то же время моделировка поверхности педимента в значительной мере осуществляется денудацией “сверху”. Во времени эти процессы также часто взаимосвязаны. Так, Д.А. Тимофеев [1979, с. 21] пишет: “два пути выравнивания рельефа суши — пенеппенизация и педиппенизация... могут сменять друг друга в ходе геоморфологической истории и могут сосуществовать одновременно и в пространстве”. Совмещение этих процессов на одной территории привело его к выделению промежуточной категории — педиппенеппена. Однако, реальное отделение этой категории от пенепплена и педипплена, вызывает очевидные затруднения.

Действительно, реальное картирование позволило выделить на всей территории бывшего СССР только два типа поверхностей выравнивания: 1) поверхности, сформировавшиеся в условиях длительного денудационного выравнивания и корообразования, и 2) поверхности, сформировавшиеся в условиях прерывистого денудационно-аккумулятивного выравнивания [Поверхности..., 1974]. Детализируя это деление, группа ведущих советских геоморфологов (Горелов С.К., Дренов Н.В., Мещеряков Ю.А. и др. [1970]) отмечают, что при составлении карты поверхностей выравнивания СССР масштаба 1:2 500 000 все многообразие поверхностей выравнивания, с точки зрения их происхождения, делится на 2 группы:

1) древние денудационные поверхности типа пенеппленов и педиппленов, сформировавшиеся в мезозое и в домезозойское время в условиях относительной тектонической стабильности (до наступления геоморфологического этапа); с конца мезозоя и в кайнозое они испытали значительные тектонические деформации;

2) геоморфологические уровни (ярусы рельефа), формирование которых происходило, в основном, в кайнозое (в течение геоморфологического этапа развития Земли). Среди них выделяются: а) полигенетические (денудационно-аккумулятивные) поверхности, б) денудационные ступени рельефа — педименты, крупные ступени денудационного выравнивания горных областей, в) аккумулятивные поверхности — равнины и террасы морской, озерной, аллювиальной аккумуляции [Горелов и др., 1970, с. 31-32].

Указанная разновозрастность различных типов поверхностей выравнивания и террасовых уровней нашла отражение в представлении И.П. Герасимова [1970] о макроциклах формирования разновозрастных поверхностей выравнивания в пределах геоморфологического этапа развития земли.

В геоморфологическом этапе развития Земли (поздний мезозой-кайнозой), когда сформировался в своих главных чертах рельеф современной поверхности Земли и современное распределение на ней суши и моря [Герасимов, Мещеряков, 1964], выделены 3 макроцикла [Герасимов, 1970]:

1) макроцикл формирования базальной поверхности выравнивания (*глобального пенепплена*), происходившее в течение мезозоя (юра-мел);

2) макроцикл формирования неотектонического денудационного ярусного рельефа (геоморфологических уровней — ярусов рельефа) кайнозойского возраста. Выделяется от трех (Русская равнина) до пяти (Кавказ) таких уровней: палеогенового, миоценового, мио-плиоценового, плиоценового, позднеплиоценового и позднеплиоцен-раннеплейстоценового (т.е. эоплейстоценового) возраста. Этот макроцикл И.П. Герасимов [1970, с. 24] считает “циклом формирования *денудационно-ярусного* (в возвышенных районах) и *аккумулятивно-пластового* (в пониженных районах) рельефа”.

3) макроцикл формирования *террасового геоморфологического развития*, связанный с оледенениями и значительными колебаниями уровня Мирового океана. По И.П. Герасимову [1970, с. 25], “в течение четвертичного периода были периодические (по крайней мере, четырехкратные) колебания уровня Мирового океана с амплитудой до 100м”, сопряженные с ледниковыми эпохами. Соответственно, формировались аллювиальные террасы, которые в горах сопрягались с моренами, а на морских побережьях — с морскими террасами.

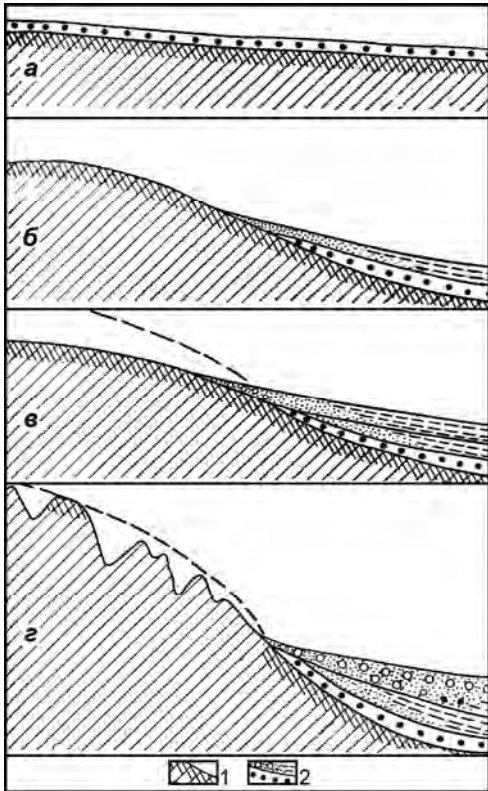


Рис. 3.32. Схема развития рельефа при выгибании древнего пенеплена [Шульц, 1948].

1 — палеозойское основание. 2 — мезокайнозойский покров

а — первоначальное положение пенеплена, **б** — изгибание пенеплена, вызвавшее в области поднятия выход на поверхность отпрепарированного денудацией палеозойского основания,

в — дальнейшее изгибание, вызвавшее в области поднятия выработку нового денудационного среза палеозойского основания (прежняя поверхность его показана пунктиром),

г — более интенсивное изгибание с линейным расчленением области поднятия.

В области опускания во всех случаях идет непрерывное накопление осадков.

На поднятиях этот пенеппен часто перекрывается меловыми или палеогеновыми доновейшими отложениями. Соответственно, в этих районах пенеппен считался меловым, как, например, в некоторых районах Южной Ферганы (рис. 3.33) [Несмеянов, 1971, с. 102], либо палеогеновым, как это имеет место в долине р. Сумсар — Чаткало-Кураминская горная система Северо-Западного Тянь-Шаня (рис. 3.34) [Шульц, 1948, с. 88]. При формировании обширных обычно довольно слабо дислоцированных пенеппенов смена перекрывающих его разновозрастных толщ происходит практически без эрозионных перегибов с образованием единой поверхности выравнивания.

Следует отметить, что в схеме, предложенной С.С. Шульцем, последний этап развития рельефа (см. рис. 3.32г) отражен недостаточно полно. Он полагал, что воздымающееся горное сооружение, как было сказано выше, будет расчленяться речной эрозией только вдоль речных долин. Еще

Отмеченные выше два основных типа поверхностей выравнивания: 1) древние денудационные поверхности типа пенеппенов и педиппенов и 2) геоморфологические уровни (ярусы рельефа) и собственно террасы, определяют и два основных типа соотношения денудационных и аккумулятивных образований.

Первый тип — образование обширных денудационных поверхностей путем преимущественной денудации “сверху” был детально рассмотрен С.С. Шульцем (рис. 3.32) [Шульц, 1948, с. 113]. Он писал: “Представим себе, что древний пенеппен, покрытый толщей рыхлых осадков, медленно выгибается, причем одна из его частей поднимается выше современного ей базиса денудации, другая же опускается. В опускающейся части поверх более древнего рыхлого покрова будут накапливаться все новые и новые слои более молодых осадков. В поднимающейся части в первую очередь будет снесен рыхлый покров (рис. 3.32 б), а затем начнется денудация и выходящего на поверхность более плотного цоколя древнего пенеппена. При этом мыслимы два случая: либо поднимающаяся часть будет все время оставаться пенеппеном, вскрываясь агентами денудации на все большую глубину (рис. 3.32 в), либо она будет расчленяться эрозией лишь вдоль речных долин, а водораздельные участки будут расти в относительной высоте, создавая на месте бывшего пенеппена горную страну (рис. 3.32 г)” [Шульц, 1948, с. 112-114].

С.С. Шульц предложил эту схему, опираясь на материалы по Тянь-Шаню. Здесь во многих крупных впадинах древний (исходный) пенеппен, выработанный обычно по размытой поверхности дислоцированных разновозрастных литифицированных палеозойских пород, перекрывается терригенными, часто угленосными триас-юрскими отложениями.

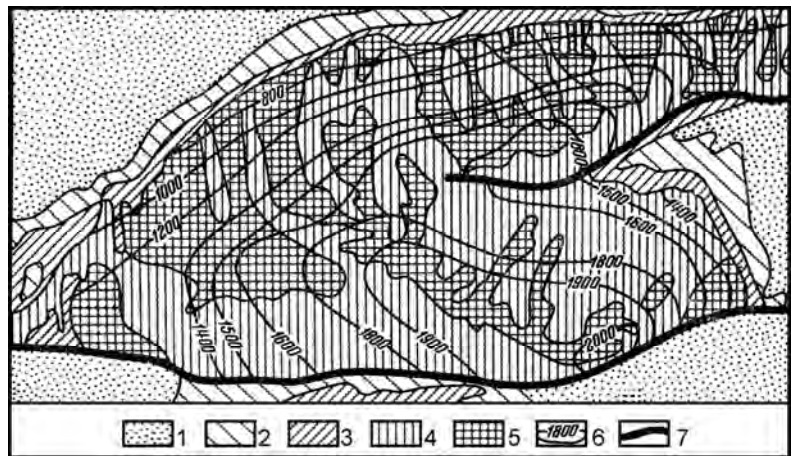


Рис. 3.33. Дислокации предмелового пенеппена в южноферганском Каратау [Несмеянов, 1971,].

1 — олигоцен-четвертичные молассы; 2 — палеоцен и эоцен; 3 — меловая система; 4 — палеозойская группа; 5 — останцы предмелового пенеппена; 6 — изолинии поверхности пенеппена; 7 — разрывы

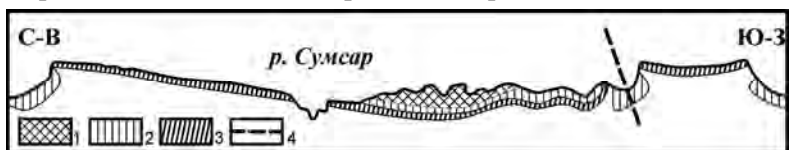


Рис. 3.34. Схематический геологический профиль долины р. Сумсар ниже урочища Шакаптар (по А.С. Аделунгу [Шульц, 1948]).

1-3 — отложения: 1 — неогеновые, 2 — олигоценые, 3 — верхнеэоценовые, 4 — разрыв.

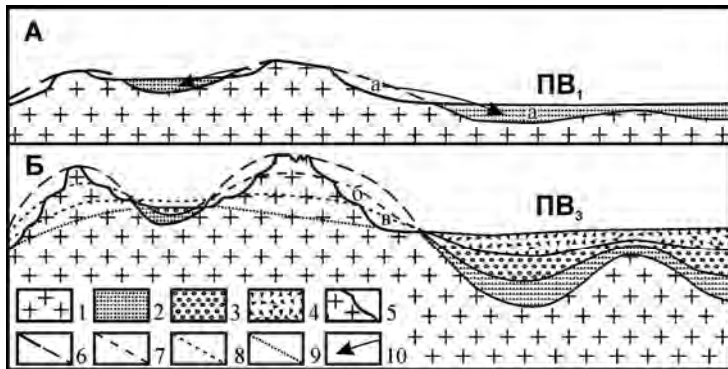


Рис. 3.35. Принципиальная корреляционная схема циклов эрозионно-денудационного расчленения антиклинальных складок основания и аккумуляции обломочного материала в сопряженных межгорных (справа) и внутригорных (слева) синклиналиных прогибах (по В.И. Макарову [1980])

А — начальный цикл с формированием орогенной полигенетической поверхности выравнивания, она же поверхность несогласия (репер PB_1);

Б — условно 3-й цикл с формированием нового репера PB_2 (предшествующие реперные поверхности деформированы).

1 — покровно-складчатые комплексы древнего основания; 2-4 — разновозрастные отложения новейшего орогенического комплекса (а, б, в — последовательные циклы расчленения поднятий и аккумуляции продуктов их разрушения); 5 — эрозионно-денудационные ступени, моделирующие тектонический изгиб основания; 6 — предороженный пенепплен (крупнейшая поверхность стратиграфических и структурных несогласий); 7-9 — корреляционные линии разновозрастных орогенных поверхностей; 10 — направление перемещения обломочного материала

дователями среднеазиатских орогенов. Соответственно, на геолого-геоморфологических профилях удается четко выявлять различные элементы террасового генетического комплекса и сопоставлять их с коррелятными отложениями во впадинах (рис. 3.35).

В. Пенк [Penk, 1924] показал, что по периферии любого горного сооружения формируется “предгорная лестница” педиментов и террас. Он же [Пенк, 1961, с. 256, 259 и др.] заложил основы метода корреляционного анализа толщ осадочных образований и поверхностей выравнивания в смежных структурах. Исходя из данного метода Б.Л. Личков [1948] сформулировал закон сопряженного создания денудационных поверхностей гор и наземных аллювиальных околоторных равнин материков. В соответствии с этими представлениями картируемые системы педиментов обычно сопоставляются с крупными комплексами осадочных образований, разделенных размывами и несогласиями. При этом возраст таких несогласий коррелируется с возрастом эрозионных фаз врезания, которые отвечают заложению педимента, как элемента террасового ряда. Время накопления толщи, залегающей на данной поверхности размыва и несогласия, отвечает времени моделировки террасовидной поверхности педимента.

Эта концепция была воспринята исследователями среднеазиатских орогенов. Соответственно, на геолого-геоморфологических профилях удается

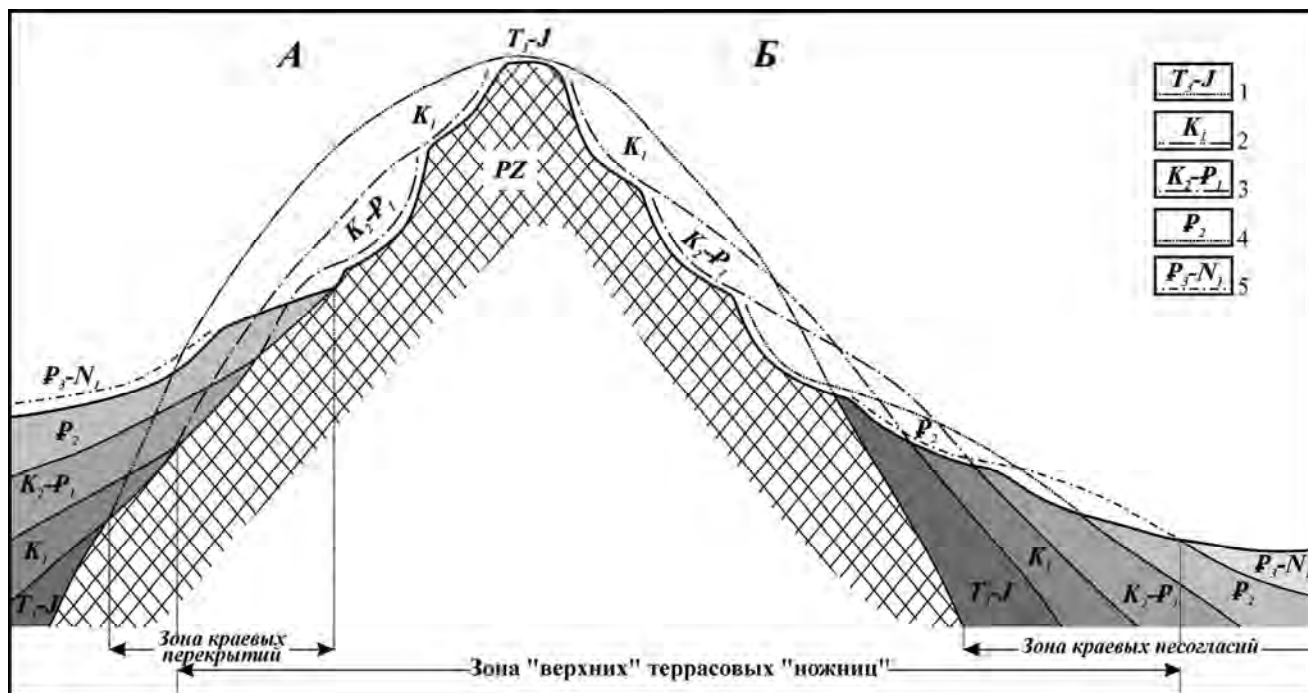


Рис. 3.35. Варианты привершинной части “ножниц” террасовых уровней в условиях поднятых горных хребтов.

А — вариант краевых перекрытий части педиментов;

Б — вариант соотношения краевых несогласий с педиментами

1-5 — возраст корреляционных уровней.

Более сложная ситуация с образованием денудационного ярусного рельефа наблюдается при длительном воздымании относительно узких хребтов. Здесь в доновейшей части ярусного рельефа намечаются два варианта (рис. 3.35). Один из них можно назвать вариантом краевых перекрытий, когда разновозрастные педименты перекрываются соответствующими отложениями. Второй вариант отражает для привершинных уровней обычные, но “верхние” террасовые “ножницы”, когда педименты коррелируются с толщами, разделенными в смежных впадинах краевыми несогласиями.

Примером краевого перекрытия поверхности палеозойского педимента на северном склоне Туркестанского хребта (Южный Тянь-Шань) может служить налегание на палеозойский цоколь эоценовых (сузакские и алайские слои) грубых терригенных фаций подводной дельты с зубами акул, скатов, крокодилов, щитками черепах и костями грызунов и крупных млекопитающих (аминодонтов, *Deperetella ferganica* Bel.), чередующихся с морскими известняками, включающими раковины устриц у кишлака Андарак (Андаракское фаунистическое местонахождение) [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Здесь, очевидно, имеет место налегание древней дельты реки палео-Андарак и морских слоев на фрагмент относительно небольшого педимента. Учитывая, что данные соотношения зафиксированы в средней части северного склона хребта, его рост как сравнительно узкой орографически выраженной возвышенности начался значительно раньше.

Сходные соотношения, но с перекрытием довольно широкого педимента также датированными эоценовыми отложениями наблюдаются в Кунгей-Заилийском горном сооружении у северо-западного борта Иссыккульской впадины. Здесь на нижнепалеозойские граниты налегают карбонатные и терригенные отложения и базальты общей мощностью до 60 м. Базальты имеют абсолютную датировку около 55 млн. лет, а перекрывающие их озерные отложения содержат кости среднеэоценовых млекопитающих *Deperetella kungeica* Tar., *Protiracodon zhukovi* Tar., *Teleolophus* sp., *Gobiotherium mirificum* Osb. et Grang., *Lophialetes expeditus* Matt. et Grang. — Торуйайгырское фаунистическое местонахождение [Несмеянов, Решетов, Шмидт, 1977; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Но западнее в урочище Кок-Муйнак в Боомском ущелье переотложенные кости меловых динозавров известны из красноцветных конгломератов, которые террасовидно прислонены к палеозойским отложениям, перекрывая педимент [Ефремов, 1944; Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Таким образом, в северных хребтах Центрального Тянь-Шаня также существовали доновейшие возвышенности с ярусным рельефом.

При отсутствии датированных перекрытий, как было отмечено выше, возраст педиментов обычно устанавливается с помощью геолого-геоморфологических корреляций. Для горных хребтов, сопрягающихся с длительно развивавшимися межгорными или предгорными впадинами, намечается сложная система педиментов и террас, практически все элементы которой находят отражение в образованиях бассейнового генетического комплекса (рис. 3.37). Характерно, что новейшая часть этого террасового ряда (начиная с этапа P_3-N_1), даже с учетом некоторой разновозрастности отдельных внутриконтинентальных орогенических областей, сохраняет практически все свои элементы. Это достаточно хорошо было прослежено, например, для орогенов Средней Азии и Большого Кавказа [Несмеянов, 1971, 1977, 1992]. Во всяком случае, примерно одновозрастны раннеорогенные и позднеорогенные молассы, отвечающие основным этапам орогенеза, по Е.Е. Милановскому [1968 и др.]. В позднеорогенных геоморфологических уровнях обычны подразделения с индексами: N_1^2 — (“сарматский”), N_1^3 или N_2^1 — (часто именуемый “понтическим”), N_2^3 — (“акчагыльский”) и E (или раньше — $N_2^3-Q_1^1$ — эоплейстоценовый). Для неоплейстоценового этапа обычна двучленность комплексов низких (Q_3) и средних (Q_2) террас [Макарова и др., 2011; Несмеянов, 1977, 1992, 2012].

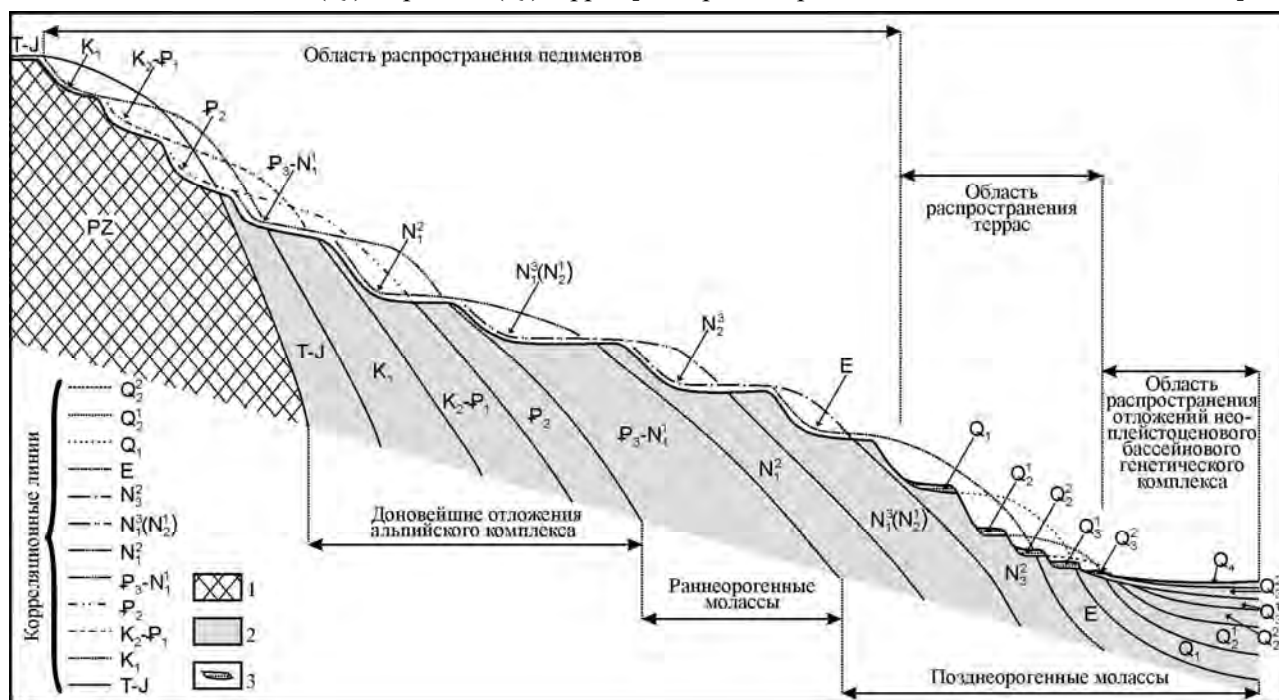


Рис. 3.37. Принципиальная схема соотношения образований террасового и бассейнового генетических комплексов на сочленении длительно формировавшихся сопряженных горного сооружения и впадины

1 — палеозойский фундамент; 2 — отложения альпийского бассейнового комплекса; 3 — отложения террасового генетического комплекса

Для далеких межрегиональных корреляций террасовых образований (в том числе и педиментов) важно представление И.П. Герасимова [1970, с. 26] о том, что влияние эвстатических колебаний “сдвигалось во времени для различных частей речных бассейнов и осложнялось влиянием многих других факторов (геологических, климатических и т.д.)”. Учитывая, что формирование поверхностей выравнивания самым существенным образом зависит от тектонического режима территорий, данное положение перекликается со следующим представлением А.А. Асеева, Н.С. Благоволина, А.Г. Доскач и Л.Р. Серебрянного: “Анализ материала показывает, что рубежи этапов общего тектонического развития, как правило, не совпадают с границами хроностратиграфических подразделений четвертичной системы... Кроме того, при общем соответствии сами этапы не являются полностью синхронными и одинаковыми по абсолютной продолжительности в разных, удаленных друг от друга частях территории, что отражает дифференцированность развития отдельных морфоструктур...” [Асеев и др., 1972, с. 20]. Следовательно, при подобных корреляциях вполне ожидаемо определенное возрастное “скольжение” коррелируемых подразделений. Но при малой точности подобных датировок вполне приемлемо для многих горных сооружений обособление намеченных И.П. Герасимовым [1970] палеогенового, миоценового, мио-плиоценового, плиоценового, позднеплиоценового и позднеплиоцен-раннеплейстоценового (т.е. эоплейстоценового) уровней типа педиментов или высоких террас. Близкие к указанным по возрасту педименты, как было отмечено выше, выделяются, например, в горах Средней Азии и Кавказа [Несмеянов, 1971₁, 1977₁, 1992].

Общая наиболее распространенная масштабно-возрастная иерархия всего террасового ряда, включая собственно террасы, педименты и пенеппен достаточно очевидна:

- собственно террасы обычно локализуются в пределах неоплейстоцена и характеризуются продолжительностью эрозионно-аккумулятивных циклов в пределах от тысяч до первых сотен тысяч лет;
- циклы педиментообразования имеют продолжительность в миллионы лет и формировались до эоплейстоцена, начиная с различного времени, когда стали проявляться орографически выраженные поднятия;
- пенеппен (исходный пенеппен, включая все стадии своего развития) формировался, по видимому, более 100 млн. лет (обычно от триаса или юры до эоцена).

Эта же иерархия определяет, очевидно, и потенциальные перспективы совершенствования стратификации древнейших элементов террасового генетического комплекса. Они заключаются в следующем:

- в пределах педиментов, по крайней мере, в наиболее молодых из них, вероятно выявление слабо выраженных элементов реликтовых цокольных террас с продолжительностью формирования в сотни тысяч лет;
- в пределах пенеппена, особенно на останцовых возвышенностях иногда намечаются педиментоподобные уровни; эти реликтовые элементы террасового ряда могут рассматриваться в качестве образований, отвечающих стадийности пенеппенообразования с продолжительностью отдельных стадий в десятки миллионов лет.

Выводы

1. Террасовый генетический комплекс связан с воздымающимися неотектоническими структурами и характеризуется образованием ярусного рельефа с серией речных, озерных и морских террас. Террасовый комплекс объединяет не только осадки различных террас, но и все эрозионные формы рельефа, в которых осуществляется соответствующая аккумуляция, а также расположенные выше по рельефу древние выровненные поверхности. Намечаются два основных типа поверхностей выравнивания: 1) древние денудационные поверхности типа пенеппенов и педиппенов и 2) геоморфологические уровни — педименты (или ярусы рельефа) и собственно террасы.
2. При изучении террасового генетического комплекса традиционные стратиграфические методики тесно соседствуют с геоморфологическими методами, которые в ряде случаев оказываются ведущими.
3. Каждая толща террасовых отложений отвечает завершению эрозионно-аккумулятивного цикла (аккумулятивной его фазе), в начале которого, в результате импульса тектонических воздыманий, особенно в горных областях, формируется эрозионный врез (в эрозионную фазу цикла).

Террасы, связанные с эрозионно-аккумулятивными циклами, считаются цикловыми, имеющими региональное распространение и являются основными для стратификации образований террасового генетического комплекса. Цикловые террасы принципиально отличаются от локальных террас врезывания и подпруживания.

Цикловые террасы в областях со спокойной тектоникой характеризуются хордовым строением террасового ряда. В долинах, пересекающих дифференцированные тектонические структуры, террасовый ряд обладает составным строением.

В строении речного террасового ряда горных областей намечаются горно-долинный и горно-ледниковый варианты. При типизации обстановок седиментации в зоне горного оледенения целесообразно выделение подзон горно-покровного, горно-долинного и горно-фиордового оледенения.

На морских побережьях террасы исходно наклонены в сторону моря. Здесь для выявления тектонических деформаций обычно используются первично горизонтальные древние береговые линии, отвечающие максимумам трансгрессий.

4. Основные черты строения речного террасового ряда и в равнинных, и в горных областях определяется воздействием тектонического фактора (в основном вертикальной составляющей тектонических движений).

В активных поднятиях наблюдается обратная по сравнению с другими генетическими комплексами вертикальная последовательность террасовых толщ (при нормальной стратификации пачек и слоев внутри этих толщ). В структурах, воздымающихся менее интенсивно или испытавших вертикальные тектонические движения переменного знака, разновозрастные террасы расположены на близких гипсометрических уровнях, т.е. прислонены одна к другой или даже вложены одна в другую.

На границе сочленения зон поднятия и прогибания формируются “террасовые ножницы” с переходом эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас в отложения бассейнового генетического комплекса. При этом эрозионным врезам в образованиях террасового генетического комплекса соответствуют региональные или краевые несогласия и перерывы в осадконакоплении в областях бассейновой седиментации.

При образовании денудационного ярусного рельефа, связанного с длительным воздыманием относительно узких хребтов, намечается два варианта соотношений: 1) вариант краевых перекрытий, когда разновозрастные педименты перекрываются соответствующими отложениями, и 2) вариант привершинных (или “верхних”) террасовых “ножниц”, когда педименты коррелируются с толщами, разделенными в смежных впадинах краевыми несогласиями.

5. Стратификация отложений террасового генетического комплекса связана с классификацией разномасштабных эрозионно-аккумулятивных циклов и учитывает их иерархию, которая в наиболее активных поднятиях обуславливает “расщепление” региональных террас. При этом во многих случаях намечается общность собственно климатических (температурно-влажностных), эвстатических и тектонических циклов. Это свидетельствует о частом возникновении единой тектонико-климатической этапности геологического развития и единой цикличности развития речных и морских террасовых рядов. Но многофакторность региональных эвстатических и других климатических колебаний определяет региональную специфику эрозионно-аккумулятивных циклов и возрастное “скольжение” границ коррелируемых подразделений террасового генетического комплекса.

6. Общая масштабно-возрастная иерархия всего террасового ряда, включая собственно террасы, педименты и пенеппен достаточно очевидна:

- собственно террасы обычно локализуются в пределах неоплейстоцена и характеризуются продолжительностью эрозионно-аккумулятивных циклов в пределах от тысяч до первых сотен тысяч лет;
- циклы педиментообразования имеют продолжительность в миллионы лет и формировались до эоплейстоцена, начиная с различного времени, когда стали проявляться орографически выраженные поднятия;
- пенеппен (исходный пенеппен, включая все стадии своего развития) формировался, по видимому, более 100 млн. лет (обычно от триаса или юры до эоцена).

Эта же иерархия определяет, очевидно, и потенциальные перспективы совершенствования стратификации древнейших элементов террасового генетического комплекса. Они заключаются в следующем:

- в пределах педиментов, по крайней мере, в наиболее молодых из них, вероятно выявление слабо выраженных элементов реликтовых цокольных террас с продолжительностью формирования в сотни тысяч лет;
- в пределах пенеппена, особенно на останцовых возвышенностях иногда намечаются педиментоподобные уровни; эти реликтовые элементы террасового ряда могут рассматриваться в качестве образований, отвечающих стадийности пенеппенообразования с продолжительностью в десятки миллионов лет.

7. Изучение образований террасового генетического комплекса дает основной материал для возрастного расчленения рельефа и региональных или локальных количественных реконструкций палеорельефа, а также для анализа естественной иерархии четвертичных стратиграфических подразделений, отражающей преимущественно иерархию тектонической ритмичности.

3.3. Роль различных генетических комплексов в датировке этапов рельефообразования.

Как было показано выше, выделение этапов рельефообразования опирается на возрастное расчленение рельефа, то есть на выделение, корреляцию и масштабную классификацию террасовых образований. Каждому этапу рельефообразования соответствует фаза эрозионного врезания водотоков и фаза выравнивания и накопления осадков в эрозионном днище или на поверхности выравнивания.

Фазы активизации эрозии связываются с фазами активизации тектонических воздыманий, которым отвечают фазы формирования размывов и несогласий в бассейнах седиментации и на плакорях. Данная корреляция фаз изменения интенсивности эрозионных и аккумулятивных процессов определяет принципиальные возможности комплексного использования стратификации образований различных генетических комплексов для возрастной датировки этапов рельефообразования. Реальные возможности такого датирования определяются конкретной спецификой пространственного и временного (возрастного) распространения образований различных генетических комплексов.

Различные генетические комплексы континентальных отложений распространены неодинаково не только в настоящее время, но и в различные геологические эпохи. Поэтому их значение для датировки этапов рельефообразования также неодинаково. В то же время методика использования образований различных генетических комплексов для датировки разновозрастных элементов рельефа представляет собой достаточно сложную и слабо разработанную проблему. Поэтому данный вопрос нуждается хотя бы и кратко, но разностороннем рассмотрении.

3.3.1. Некоторые общие замечания

Стратиграфическое использование генетических комплексов континентальных отложений зависит, с одной стороны, от распространенности образований соответствующего комплекса, а с другой, от специфики датируемых объектов.

3.3.1.1. Распространенность групп генетических комплексов

По своему площадному распространению выделенные группы генетических комплексов различаются весьма существенно:

- межрегиональные комплексы в соответствии с общим характером своего оротектонического проявления распространяются в пределах всего или большей части континента; ограничением их распространения служат обычно проявления региональных генетических комплексов;
- региональные комплексы распространяются в пределах крупных (проценты или первые десятки процентов площади континента) территорий, именуемых обычно областями или регионами;
- локальные комплексы занимают, как правило, незначительные территории — районы или участки, соизмеримые с различными населенными пунктами.

Подразделения межрегиональных комплексов достаточно хорошо известны (обычно под именем осадочных комплексов, серий, свит, толщ, пачек бассейновых, покровных и террасовых отложений) и изучаются при стратиграфических исследованиях и в большей своей части при геологической съемке (но с весьма ограниченным и обычно весьма обобщенным картированием подразделений покровного комплекса).

Образования региональных генетических комплексов также достаточно изучены в целом, но результаты их изучения нередко рассматриваются совместно с материалами одного из межрегиональных генетических комплексов. Только в отдельных случаях их стратиграфия получает адекватное самостоятельное отражение.

Подразделения локальных генетических комплексов обычно не получают отражения даже в региональных стратиграфических схемах.

3.3.1.2. Некоторые общие черты современных стратиграфических исследований

Главными особенностями современной стратиграфии являются глубокая проработка биостратиграфических методов и привлечение физических методов абсолютного датирования и палеомагнетизма. Но континентальные отложения обычно бедны органическими остатками. Их стратиграфическая корреляция опирается на данные литологии и фациального анализа, которые предполагают сопоставление естественно обособляющихся толщ.

Таким сопоставлением занимались две школы советских исследователей. Сибирская школа, возглавлявшаяся академиком М.А. Усовым, рекомендовала биостратиграфическую корреляцию формаций, что, как известно, во многих случаях нереально. Среднеазиатская школа во главе с академиком В.И. Поповым пропагандировала ритмостратиграфию, опирающуюся на комплексный анализ литологических и палеонтологических материалов. Это прогрессивное направление должно, по мнению автора, базироваться на прослеживании единых тектоно-климатических рубежей. Такие рубежи специфичны в областях поднятия и прогибания, где формируются разные генетические комплексы отложений [Несмеянов, 1977]. Как известно, биостратиграфические методы, анализ палеомагнетизма и ис-

пользование различных физических методов абсолютного и относительного датирования отложений, сами по себе не могут обеспечить выделения естественных этапов геологического развития крупных территорий. Для этой цели важнее литолого-фациальный и геоморфологический методы, позволяющие обособлять единые тектоно-климатические этапы в образованиях бассейнового, террасового и покровного генетических комплексов [Несмеянов, 1977].

Принципиально возможен двойной подход к естественно-исторической периодизации осадочных образований. Одно направление формационное. Оно заключается в выделении комплексов пород, которые отвечают главным фазам геотектонического цикла развития регионов в определенном режиме (платформенном, орогеническом и др.). Другое направление стратиграфическое. С его помощью разделяются толщи, соответствующие более мелким тектоно-климатическим этапам, которые являются общими для областей с различным режимом развития. При этом следует помнить, что практически все естественные геологические границы “скользят” во времени, т.е. не идеально изохронны на обширных территориях. Но величины такого “скольжения” различны у границ разной природы [Несмеянов, 1977]. Формационные границы отличаются большим, чем стратиграфические, диапазоном возрастного “скольжения”. Вкrest крупных прогибов и при переходе из одного региона в другой формационные границы нередко как бы “секут” границы стратиграфические. Поэтому детально разработанная стратиграфия позволяет датировать величину изохронности формаций и тектонических режимов.

Обособление формационных литокомплексов имеет целью наметить однотипные этапы развития разновозрастных структурных форм в пределах области с одинаковым режимом тектонических движений. Разновозрастность формационных подразделений, определяя региональную неоднородность строения тектонических структур, отражает региональную же специфику развития эндогенных процессов.

Обособление стратиграфических литокомплексов должно наметить общие (единые) этапы развития региональных структур, опираясь на упорядоченность периодизации тектонических движений и климатических изменений.

Следовательно, формационные и стратиграфические подразделения находятся в противоречивых (диалектических) соотношениях. Они смыкаются, когда дело идет о периодизации тектонических движений одного участка, и расходятся, когда рассматриваются неравномерно развивающиеся структуры. Использование анализа тектоно-климатической этапности позволяет увязать между собой формационную и стратиграфическую периодизацию геологической истории.

Поскольку палеогеографические изменения находят определенное отражение в развитии органического мира, принципиально возможна увязка тектоно-климатической этапности с этапностью палеобиологической.

Эти принципиальные позиции являются исходными для разработки конкретных методов выделения этапов рельефообразования.

3.3.2. О рациональном использовании генетических комплексов для датировки этапов рельефообразования.

Опираясь на вышеизложенное можно сформулировать ряд общих положений, по датировке основных этапов рельефообразования [Несмеянов, 2012].

3.3.2.1. Специфика новейшего этапа геологического развития

Формирование основных черт современного рельефа орогенических областей связано с новейшим этапом геологического развития. Этот этап в большинстве внутриконтинентальных орогенических областей Евразии начался активизацией тектонических движений в конце олигоцена или начале миоцена (Николаев, 1988; Милановский, 1968 и др.).

Для отражения специфики седиментационных процессов новейший этап геологического развития предоставляет особые возможности. Они определяются сохранностью не только отрицательных структур (бассейнов седиментации), но и положительных структур (зон поднятия). Такие зоны поднятия для более древних эпох практически полностью уничтожены позднейшей денудацией. Поэтому для новейшего этапа возможно изучение наибольшего разнообразия отложений, формировавшихся в различных обстановках седиментации.

3.3.2.2. Основа стратиграфических схем новейших отложений

Основную стратиграфическую значимость имеют результаты расчленения образований межрегиональных генетических комплексов. Но их роль в стратиграфии не одинакова. Покровные образования предпочтительны для расшифровки палеоклиматической этапности, террасовые — для установления палеотектонической этапности, а в бассейновых отложениях фиксируются как палеотектонические, так и палеоклиматические изменения.

Разновозрастные стратиграфические шкалы и схемы опираются на изучение образований различного набора генетических комплексов. Полный набор межрегиональных генетических комплексов может использоваться для стратиграфического расчленения только отложений новейшего этапа геологического развития. Именно для этого этапа возможно надежное изучение положительных структур, выраженных в рельефе.

Общая и региональные стратиграфические шкалы новейшего этапа должны комплексировать материалы по всем межрегиональным генетическим комплексам (бассейновому, террасовому и покровному), для каждого из которых целесообразно построение самостоятельной частной стратиграфической схемы.

3.3.2.3. Использование материалов региональных генетических комплексов

В ряде регионов существенная роль в создании стратиграфической шкалы принадлежит также региональным покровно-ледниковому, вулканогенному и шельфовому генетическим комплексам.

3.3.2.3.1. Покровно-ледниковый генетический комплекс.

Образования покровно-ледникового генетического комплекса обычно связаны с равнинными областями. Эти образования формировались в эпохи похолоданий, с которыми связано и расширение горного оледенения. Поэтому *палеоклиматические корреляции часто используются для датировки горно-ледниковых стадий и соответственно для определения возраста этапов формирования орогенного рельефа.*

При датировке этапности формирования орогенного рельефа полезно учитывать следующие обстоятельства:

1. Неоднократное изменение стратиграфии четвертичного периода с уточнением количества и абсолютного возраста похолоданий и оледенений приводило к необходимости пересмотра датировок стадийности орогенного рельефообразования.

2. В ледниковья на большей части занятых ледниковым щитом равнин и шельфов ледниковая денудация почти нацело уничтожает более древние четвертичные (гляциальные и аквагляциальные) отложения. При этом намечается определенная тенденция в строении аккумулятивного выполнения погребенных ложбин. Эта тенденция заключается в нарастании при движении от центра оледенения к его периферии: 1) стратиграфического объема погребенных отложений за счет все более полного представительства древнеплейстоценовых и неогеновых отложений; 2) количества и мощности пачек разнообразных флювиогляциальных и лимногляциальных отложений; 3) мощности и стратиграфического интервала плейстоценовых отложений, перекрывавших долины и водоразделы.

3. В настоящее время можно считать установленным соответствие основных эпох плейстоценовых оледенений регрессиям Мирового океана и связанных с океанами морей [Четвертичная..., 1982, 1984; Боуэн, 1981; Зубаков, 1986; Былинский, 1996 и др.]. Но это соответствие может быть уточнено для моментов максимального продвижения ледниковых лопастей. Дело в том, что к моменту появления фронтальных лопастей в ледниковые шапки уходила значительная часть океанических и морских вод. Снижение уровня Черного моря на 60-120 м в регрессивные фазы [Федоров, 1963, 1978 и др.], безусловно, порождало мощные всплески регрессивной эрозии в долинах основных рек. В максимумы регрессии эта эрозия углубляла речные долины, выходящие к Черному морю, практически на всем их протяжении, по-видимому, вплоть до ледникового щита. Регрессивные врезы, подходя к краю ледникового щита, создавали благоприятные условия для спуска в эти понижения ледниковых массивов, распространявшихся затем вдоль долины в виде языков или лопастей. Образно говоря, края ледника в виде лопастей “проваливались” в подходявшие к ледниковому щиту эрозионные врезы регрессивных фаз. Но достаточно длительный процесс распространения ледниковых лопастей захватывал и время начала потеплений и связанных с ними подъемов уровня моря. Это приводило к ингрессивному подпруживанию речных долин и частичному “всплыванию” фронтальных элементов ледниковых языков, описанного Г.И. Горецким [1982] для долины пра-Дона. Сказанное определяет стратификационную роль фронтальных ледниковых лопастей, которые, очевидно, формировались в эпохи максимумов регрессий и начала трансгрессий, т.е. эпохи конца оледенений и начала межледниковий.

3.3.2.3.2. Шельфовый генетический комплекс.

Материалы по стратификации шельфовых отложений важны, во-первых, для палеоклиматических корреляций, а во-вторых, — для датировки морского террасового ряда у орогенов, граничащих с морскими впадинами.

Шельф рассматривается как пониженная краевая часть континента, сработанная морской (океанической) абразией или шельфовым ледником в среднем до минус 130 м и затапливаемая в трансгрессивные фазы эвстатических циклов. Эта зона занимает сейчас (в трансгрессивную фазу Мирового океана) промежуточное положение между стабильно субэвральная частью суши и бровкой, отделяющей шельф от глубоководья океанического типа. Современный шельф представляет собой значитель-

ную часть континента (региональную его зону) поскольку характерен как для активных, так и пассивных континентальных окраин средней шириной 78 км (реально от первых километров до 400 км и более), т.е. соизмерим с такими региональными структурами, как, например, орогены.

Формирование шельфовой зоны континентов в целом представляет собой многоактный процесс, происходивший в соответствии с рядом тектонических (в том числе орогенических) циклов преимущественно в мезозое и кайнозое. Современное распределение шельфов оформилось на новейшем тектоническом этапе (около 30 ± 10 млн. лет), а их окончательное моделирование — в результате серии неоплейстоценовых трансгрессий и регрессий (около 1 млн. лет). Завершение же этой моделировки с образованием современной бровки шельфа относится преимущественно к последней ледниковой эпохе, максимум которой датируется в 18 тыс. лет назад.

Шельф как самостоятельная геоморфологическая зона возникает и поддерживается в результате регрессивно-трансгрессивных колебаний уровня Мирового океана и образуется в результате разнообразных воздействия воды и льда. Поэтому “нормальным” можно считать тектонически стабильный шельф, который в крупные регрессивные фазы полностью (до самой бровки) осушается, а в трансгрессивные фазы — полностью заливается.

Соответственно, аномальными в геоморфологическом и седиментационном аспектах можно считать части шельфа активно воздымающиеся или прогибающиеся.

Активно воздымающиеся шельфы (в том числе приорогенические части шельфовой зоны) выходят из под уровня моря и превращаются в субаэральные палеошельфы. Здесь даже в трансгрессивные фазы эвстатических циклов собственно шельфовая седиментация прекращается или проявляется локально на отдельных пониженных элементах рельефа (бухты, каньоны и т.п.). Следовательно, “нормальный” шельф преобразуется здесь в субаэральный палеошельф.

Активно прогибающиеся шельфы (части шельфовой зоны), как все другие континентальные прогибы делятся на компенсированные и некомпенсированные. Компенсация шельфовых прогибаний обычно осуществляется дельтами крупных рек. При этом собственно шельфовыми могут считаться только дельты, которые в трансгрессивные фазы становятся субаквальными. Стабильно субаэральные дельты по характеру седиментации являются континентальными образованиями.

Шельфовый генетический комплекс субаквальных отложений принципиально отличается от бассейнового генетического комплекса чрезвычайной площадной мозаичностью и возрастной нестабильностью распределения мощностей мелководноморских отложений, обуславливающей наслоенно-прислоненное соотношение разновозрастных толщ (пачек). При этом максимальная мощность отложений каждого возрастного подразделения может быть близка к мощности всего разреза шельфовых отложений. Эта фациальная пестрота усугубляется субаэральными отложениями, наслаивающимися на субаквальные и вложенными в них (выполнение эрозионных врезов) в регрессивные фазы (стадии) регрессивно-трансгрессивных циклов. Все это создает неповторимую специфику окраинно-континентального, т.е. шельфового типа седиментации. **В нем можно проследить** рудиментарные проявления стабильно региональных типов континентальной седиментации:

- бассейнового — при наслоении субаквальных и субаэральных толщ,
- террасового — при прислонении субаквальных толщ и вложении в них субаэральных толщ на нормальном шельфе и на террасовой лестнице в поднятых шельфах,
- и покровного — при наслоении субаэральных склоновых и эоловых толщ на нормальном и поднятом шельфах.

Подводные каньоны являются субаквальными аналогами эрозионных речных долин, а многие формируются в регрессивные эпохи как продолжение наземных долин. Эвстатическая цикличность развития шельфа обуславливает цикличность формирования каньонов, расчленяющих шельф. Поэтому здесь вероятны аналоги наземных террасовых образований аллювиального типа, выявление которых представляет задачу будущих исследований. В субаквальном состоянии (в трансгрессивные эпохи) рассматриваемые каньоны используются мутьевыми потоками, оползнями и обвалами как трассы транзитного материала через шельф с побережья на большие глубины.

Предложена принципиальная схема соотношения разновозрастных толщ на поднятом (осушенном) и нормальном шельфах, с субэрозионными врезами в подводных каньонах и турбидитовыми флишевыми конусами подножий (рис. 3.38) [Несмеянов, 2012].

3.3.2.3.3. Вулканогенный генетический комплекс.

Вулканогенные отложения используются для стратиграфической корреляции и датировки этапов рельефообразования поскольку они благоприятны для палеомагнитной характеристики и абсолютного датирования (разными методами). Полезны для этого ритмичность проявления вулканизма, смена типов вулканических пород, а также появление маркирующих тефровых и лавовых прослоев в терригенных и других отложениях различных генетических комплексов.

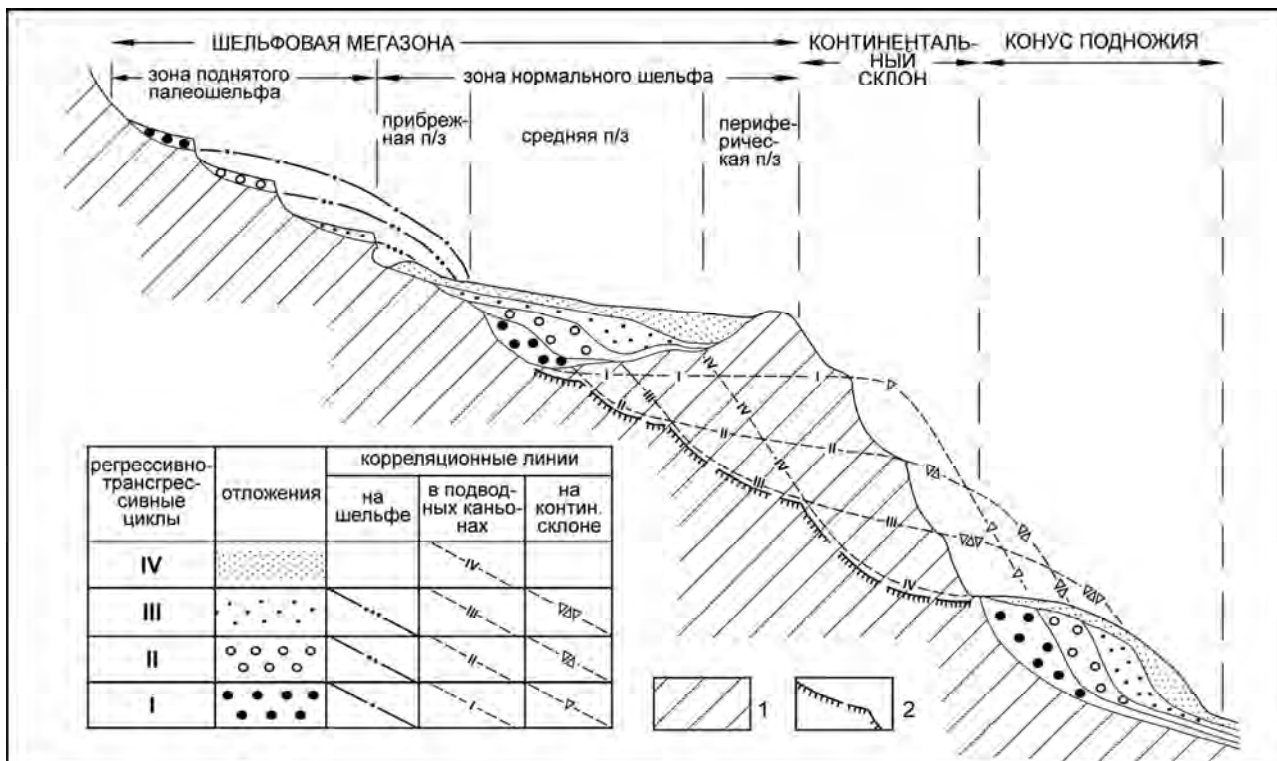


Рис. 3.38. Принципиальная схема строения тектонически стабильного приорогенного шельфа, не имеющего аваншельфа, и его соотношений с континентальным склоном и конусами подножий, сформированными материалом из подводных каньонов.

1 — цоколь (более древние образования), 2 — профиль тальвега подводного каньона.

Основной особенностью вулканогенного генетического комплекса является мгновенность появления на земной поверхности огромных масс эндогенного материала, характеризующегося своеобразными формами транспортировки (эксплозивной, эффузивной и экструзивной) и нередко кардинально меняющего рельеф местности на значительных пространствах. Мгновенность преобразования рельефа определяется: взрывным механизмом (эксплозивный генетический тип) и высокой скоростью (до 30-60 км/час) наземной транспортировки при эффузивном механизме (генетическом типе) перемещения больших масс обломочного и жидкого материала. Наиболее существенными формами вулканического рельефа, нарушающими ход межрегиональных и других региональных типов континентальной седиментации, являются лавовые плато, стратовулканы, пирокластические плащи и лавовые потоки, перекрывающие неглубокие речные долины и водоразделы, а также лавовые потоки, локализующиеся в глубоких речных долинах. Медленная садка тефры может создать специфические чередования слоев и пачек в субаквальных и субэаральных толщах. Основное влияние на площадной характер седиментационных процессов могут оказывать только эффузивный и эксплозивно-пирокластический варианты вулканизма.

Региональное (преобладающее) значение свойственно только некоторым вариантам островодужного и платобазальтового подкомплексов вулканогенного генетического комплекса. При этом обычно подавляются покровный и террасовый межрегиональные типы континентальной седиментации. Платобазальтовый вулканизм может стать ведущим в бассейновом типе седиментации на региональном уровне, а орогенный и рифтовый вулканизм — на локальном уровне.

В разных типах вулканических областей может накапливаться широкий диапазон вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований как во впадинах, долинах, так и на водоразделах. Соответственно, эти толщи либо превалируют, либо участвуют в бассейновой, террасовой и покровной седиментации. При бассейновой седиментации вулканогенный материал создает самостоятельные толщи и формации или участвует в вулканогенно-осадочных формациях. В областях преобладания террасовой или покровной седиментации вулканическая деятельность может в корне изменить характер осадконакопления, например, выполнение лавовыми потоками озерных впадин, речных долин с перераспределением гидросети; перекрытие ими водоразделов или поверхностей выравнивания; перераспределение водоразделов; создание подпрудных бассейнов и т.д. или привести к появлению специфических парагенетических ассоциаций при сохранении региональных типов седиментации (туфовые прослойки в покровных, озерных, склоновых отложениях и т.д.).

В областях активного вулканизма проявление межрегиональных типов седиментации (бассейнового, террасового и покровного) носит ограниченный характер. Вулканогенная седиментация на значительных территориях становится преобладающей. В некоторых местах она оказывается конкурирующей с межрегиональными и другими периодически-региональными типами седиментации, например с покровноледниковым или шельфовым, если вулканизм проявляется под ледником или на шельфе. При совместном проявлении разных типов седиментации формируются своеобразные парагенетические ассоциации вулканогенно-осадочных отложений. Наконец, по периферии зон активного вулканизма садка вулканогенного материала из воздуха может существенно изменить облик образований бассейнового, террасового, покровного, шельфового и др. генетических комплексов.

Стратиграфическая значимость образований локальных проявлений вулканизма повышается, когда они переслаиваются с образованиями межрегиональных бассейнового, террасового и покровного генетических комплексов. При этом важна дальность распространения маркирующих тефровых слоев в терригенных и других отложениях.

Сам вулканический материал во многих случаях благоприятен для палеомагнитной корреляции и абсолютного датирования (калий-аргоновый, трековый, уран-иониевый методы). Для этих же целей целесообразен тефрохронологический метод с радиоуглеродным датированием почвенно-пирокластических чехлов. Для корреляции используются также активационный анализ вулканического стекла, электронное микронзондирование для изучения микроэлементов в вулканическом стекле, определение содержания редких элементов, изучение вещественного состава тефры, показателя преломления вулканического стекла и фенокристаллов и т.д. В разных странах (США, Юго-Восточная Азия, Япония и др.) прослеживаются маркирующие горизонты тефры. В Средиземноморской области на тысячи километров прослежена тефра кальдерообразующих извержений Флегрейских полей в Италии (30-40 тыс. лет назад) и вулкана Санторин в Греции (25 и 3,4 тыс. лет назад). Допускается также по сходству химического состава, что пепел Флегрейских полей фиксируется в покровных отложениях Украины и юга Европейской России. На Камчатке используются 12 маркирующих горизонтов тефры разных вулканов (с возрастом 1; 1,5; 2; 2,3; 2,5; 3,5; 4,5; 6-6,5; 7,5; 7,7; 8 тыс. лет назад) [Методическое..., 1987].

3.3.2.4. Использование материалов локальных генетических комплексов

Группа локальных генетических комплексов включает пещерный, диапировый, сейсмогенный, натечный (или источниковый) и техногенный комплексы. Результаты их изучения иногда принимаются во внимание при составлении комплексных местных стратиграфических схем и определении возраста этапов рельефообразования. Этому способствует значительная детальность стратификации отдельных стратиграфических подразделений.

3.3.2.4.1. Пещерный генетический комплекс.

Детально изученные пещерные отложения (например, на пещерных археологических стоянках) часто отличаются высокой степенью абсолютного возрастного датирования. Палеоклиматические материалы позволяют коррелировать основные этапы пещерной седиментации с этапами рельефообразования. Ярусность пещерных систем часто связана с ярусностью рельефа горных долин.

Пещерный генетический комплекс отличается малой мощностью толщ, их чрезвычайно большой фациальной изменчивостью (микрофациальностью), присутствием специфических осадков, не встречающихся или редких на земной поверхности (сталактиты, сталагмиты, обвальные продукты постепенного обрушения сводов, озерно-кольматационные глины и др.), а местами и аномальным соотношением разновозрастных толщ (вложение, прислонение).

В крупных карстовых системах отложения характеризуются, во-первых, существенным различием набора генетических типов и их ассоциаций во внешней, привходовой и внутренней зонах сухой части пещер и в их обводненной части; а, во-вторых, — сложной историей формирования, тесно связанной с главными эпохами карстообразования (фреатической, вадозной и сухой), причем сами главные эпохи многостадийны.

Для синхронизации пещерных толщ, кроме палеомагнитных, абсолютных, палеонтологических и археологических датировок, могут использоваться проявления климатической ритмичности и результаты корреляции пещерных и наземных эрозионно-аккумулятивных циклов террасообразования. Такие материалы выявляются в основном для вадозной и сухой зон карстовых систем (и эпох карстообразования). Наличие подобных материалов открывает широкие *принципиальные возможности для возрастной корреляции отложений локального пещерного генетического комплекса с лучше изученными отложениями главных (межрегиональных) бассейнового, террасового и покровного генетических комплексов континентальных отложений.*

Реальная связь ярусов карстовых галерей или их групп с конкретными (местными) эрозионными врезами довольно отчетливо проявляется по мере детализации геоморфологических и спелеологических исследо-



Рис. 3.39 Соотношение террасовых и карстовых уровней Учлетской долины и восточной части Велуантского гребня на правобережье р. Джорджори в районе Кударского пещерного комплекса [Несмеянов, 1999]

1 — местные террасовые уровни и эрозионные врезы (N_2^3 вл — велуантский, Е ч — часавальский, Q_1^1 вэ — верхнеэцкерский, Q_1^2 нк — надкударский, Q_2^1 кд — кударский, Q_2^2 ф — фасрагский, Q_3^1 ш — шагатский, Q_3^2 х — харасайский, Q_4 кв — квайсинский); 2 — тальвег промоины, в которую выходят устья пещер Кударо I-III; 3 — пещеры; 4 — уровень древнего дна мертвой Учлетской долины, сопрягающийся с верхнеэцкерским эрозионным врезом; 5 — продольный профиль современного закарстованного дна Учлетской долины; 6 — глубокие вертикальные карстовые полости (шахты) в днще (1) и на северном борту (2) Учлетской долины (по З.К. Тинтилозову [1976]); 7 — предполагаемый уровень карста, отвечающий надкударскому террасовому уровню; 8 — аллювиальные (а) и гравитационные (б) отложения квайсинского этапа

ваний во многих карстовых областях. Для примера можно вновь привести район Кударского пещерного комплекса (рис. 3.39). Здесь достаточно отчетливо видна связь древнего дна мертвой Учлетской долины с верхнеэцкерским террасовым уровнем (Q_1^1), основания глубоких карстовых шахт с надкударским террасовым уровнем (Q_1^2), пещер Кударо I, II, III с кударским эрозионным врезом (Q_2^1), а также пещер, связанных с фасрагским (Q_2^2) и шагатским (Q_3^1) эрозионными врезами [Несмеянов, 1999].

3.3.2.4.2. Диapiroвый генетический комплекс.

Отложения диapiroвого генетического комплекса лишь в редких случаях используются для датировки отложений других генетических комплексов.

По характеру извержений в диapiroвом генетическом комплексе целесообразно выделить два подкомплекса: 1) соляно-гипсовый и 2) грязевулканический и нефтекировый.

Методы стратификации соляно-гипсовых молодых отложений, являющихся результатом диapiroизма, не разработаны. Гораздо больше информации имеется по проявлениям диapiroизма и грязевого вулканизма в нефтеносных регионах.

Сложность стратификации грязекаменных потоков обусловлена тем, что обломочный материал представлен всей гаммой пород, слагающих кровлю глубоких грязевых резервуаров. В ряде случаев грязевые извержения сопровождаются истечением или фонтанированием нефти, минеральных вод и газовыми проявлениями. В данном парагенезе особенно интересны нефтепроявления, при затвердевании которых образуются кыры. Они представляют собой породу, образованную “смесью загустевшей нефти или асфальта с песчаным или глинистым материалом. Кировые отложения в форме натечных покровов образуются обычно на выходе нефтей с асфальтовым основанием” [Геологический..., 1960, с. 318].

Именно нефтекировые образования в отдельных случаях уже получают стратиграфическую значимость. Достаточно напомнить известное Бинагадинское местонахождение, по-видимому, средне- и верхненеоплейстоценовой разнообразнейшей фауны и флоры на Апшеронском полуострове, в 7 км к северу от Баку [Джафаров, 1961; Бинагадинское..., 1951-1955; Громов, 1948; Верещагин, 1959 и др.].

3.3.2.4.3. Сейсмогенный генетический комплекс.

Определенное стратиграфическое значение могут иметь следы наиболее крупных сейсмических катастроф, которые, вероятно, связаны с тектоническими импульсами, сказывающимися и на обновлении речной сети.

Подтверждением подобной связи эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов с фазами тектонической и сейсмической активизации служит залегание обвальных сейсмогравитационных образований непосредственно на эрозионном цоколе плейстоценовых террас [Несмеянов, 1990] или в эрозионных переуглублениях [Кожевников, Рыбакова, 1978, с. 51]. В результате они оказываются древнее соответствующего аллювия, а в тылу оползневых массивов часто возникают подпрудные озера, отложения которых нередко примыкают непосредственно к обвальным массивам [Кожевников, 1985, с. 38].

Примеры подобных образований достаточно детально изучены в Западном Гиссаро-Алае, особенно в долине р. Зеравшан. Конечно, приниматься во внимание могут только наиболее грандиозные и заведомо сейсмогенные образования. Таковыми могут считаться, например, громадные обвальные массы (объемом в сотни млн. m^3), смещенные на большие расстояния (1,5-2,0 и более километров) и переброшенные на противоположный борт долины. Подобным образованием может, например, считаться поздненеоплейстоценовый оползень скольжения у кишлака Парз на р. Зеравшан, объемом более 200 млн. m^3 , перемещенный

на расстояние до 146 м с расчетной скоростью до 100 м/с [Федоренко, 1988, с. 98], перекрывший 120-метровую террасу на противоположном берегу реки [Кожевников, 1989, с. 152]. Его сейсмогенная природа подтверждается также наличием на материнском склоне сейсмогенных трещин и захватом оползнем бокового водораздела [Федоренко, Никулин, Калинин, Липилин, 1979, с. 32].

Сходную картину в том же регионе имел, по-видимому, и сейсмогравитационный оползень у кишл. Магиан, объемом около 100-200 млн. м³, смещенный примерно на 1700 м с расчетной скоростью до 75 м/с [Федоренко и др. 1979; Федоренко, 1988] на 30-40-метровую террасу противоположного борта долины.

Не исключено, что подобные сейсмогенные образования отвечают тектогенным палеогеографическим рубежам — эрозионным фазам эрозионно-аккумулятивных циклов, несогласиям в разрезах и т.п., имеющим в орогенах тектоническую природу [Несмеянов, 1971₁, 1977]. Поэтому очень важна датировка сейсмогенных образований, для которой в настоящее время уже используются различные методы. Так, А.А. Никонов [1981] предлагает использовать следующие методы:

1) по оценке скорости денудации и аккумуляции молодых отложений, позволяющий датировать со сравнительно низкой точностью [Палеосейсмогеология, 1979];

2) лихенометрический метод, эффективный лишь для последней тысячи лет при наличии разрывных поверхностей, на которых непрерывно могли произрастать лишайники [Никонов, Шебалина, 1978];

3) радиоуглеродный метод датирования, наиболее эффективный в двух случаях: а) определения возраста сейсмогравитационных образований по соседним слоям, б) определения возраста аналогичных образований по возрасту подпрудных озерных отложений, формировавшихся за сейсмогенными завалами. В последнем случае могут привлекаться и археологические материалы [Никонов, 1981₂].

Другим характерным типом сейсмогенных образований являются грабены и сбросовые уступы, образовавшиеся в результате смещений, вызванных катастрофическими землетрясениями, в зонах крупнейших разрывных нарушений. В тех случаях, когда в подобных грабенах и тектонически подпруженных долинах возникают озера, иногда удается радиоуглеродным методом датировать слои, обогащенные органическим веществом [Трифонов, 1985]. Момент возникновения подобных озер, очевидно, может датировать землетрясение и тектонический импульс.

В отдельных высокосейсмичных регионах накопление подобных материалов может способствовать датировке стратиграфических рубежей горноаллювиального подкомплекса террасового генетического комплекса.

3.3.2.4.4. Натечный генетический комплекс.

Натечные образования приобретают стратиграфическую значимость, когда они содержат важные палеонтологические материалы и устанавливается их корреляция с террасовыми образованиями.

Разнообразные натечные образования, например мощные известковистые туфы, широко известны. А.В. Кожевников [1985, с. 134] различает их обычные разновидности, формирующиеся в теплые эпохи, и перигляциальные (холодные), загрязненные терригенным материалом туфы горных и предгорных областей (обстановок). Травертины (известковистые туфы или пресноводные известняки) образуются путем осаждения карбоната кальция из горячих и холодных источников углекислых минеральных вод. Но мощное травертинообразование обычно отсутствует в высоких широтах и южнее в условиях холодного климата (из-за растворения углекислоты в холодной воде).

Во многих случаях из травертинов извлекаются важные для плейстоценовой стратиграфии фаунистические остатки. Наиболее представительны в этом отношении мощные травертины Минераловодского района [Иванова, 1946; Николаев, 1948; Четвертичная..., 1984 и др.]. Породы эти локализованы на небольшом пространстве (рис. 3.40). Но в ряде случаев удается установить их прямую или косвенную корреляцию с террасовыми образованиями (рис. 3.41). Поскольку травертины здесь

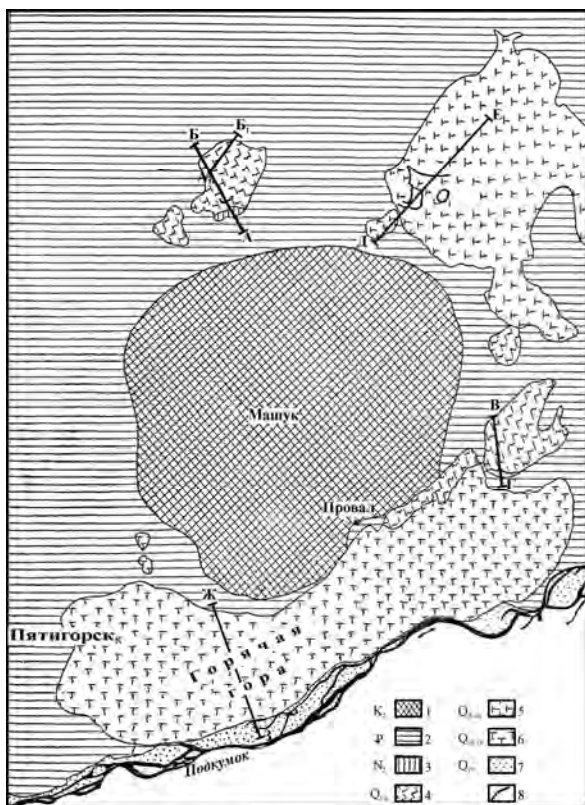


Рис. 3.40. Схематическая карта распространения травертинов разного возраста по склонам г. Машук [Иванова, 1947].

1 — известняки и мергели верхнего мела (K₂), 2 — мергели, песчаники и глины палеогена (P), 3 — травертины верхнего плиоцена (N₂), 4 — травертины миндельского и миндель-рисского века (QI-II), 5 — травертины рисского, рисс-вюрмского, вюрмского века (QII-III), 6 — травертины рисс-вюрмского, вюрмского и послевюрмского времени (QIII-IV), 7 — современные аллювиальные отложения Подкумка (QIV), 8 — крупнейшие каменоломни по добыче травертинов.

формировались весьма длительное время, они используются для стратификации образований террасового генетического комплекса [Четвертичная..., 1984, с. 161, 167, 168, 176, 184; Лукина, 1981, 1985].



Рис. 3.41. Схематические разрезy четырех разновозрастных травертиновых комплексов по склонам Машукa и их высотные соотношения с террасами Подкумка [Иванова. 1947].

1 — травертины верхнего плиоцена (N_2 — эоплейстоцена, по современному стратиграфическому расчленению — С.Н.), 2 — травертины миндельского и миндель-рисского века (Q1-II), 3 — травертины рисского и рисс-вюрмского века (QII-III), 4 — травертины рисс-вюрмского, вюрмского и послевюрмского времени (QIII-IV), 5 — место находки остатков *Elephas meridionalis*, 6 — место находки *Elephas aff. antiquus*.

Так, эоплейстоценом датируются травертины Лермонтовского холма на северном склоне г. Машук. В линзе известковистого песка среди туфов присутствует бивень южного слона, а для травертина имеется датировка 1,25 млн. лет по методу неравновесного урана. Эти травертины коррелируются с армянской террасой Подкумка [Иванова, 1946, 1947; Николаев, 1948], которая, в свою очередь, сопоставляется с XI или XII террасами Кумско-Кубанского водораздела.

Несколько иную корреляцию травертинов и террас этого района дает Н.В. Лукина [1981, 1985]. Так, она, вслед за А.П. Герасимовым и А.Л. Рейнгардом, относит армянскую (VIII) террасу Подкумка к нижнему неоплейстоцену, т.к. в травертинах вершины Лермонтовского холма присутствует челюсть *Equus sussenbornensis*, а упомянутые выше эоплейстоценовый бивень и абсолютная дата относятся к линзе подстилающего травертины известковистого песка.

Нижнеэоплейстоценовая (а по Н.В. Лукиной — среднеэоплейстоценовая) невинномысская (горячеводская) терраса (VI) сопоставляется с травертинами южного склона г. Машук, содержащими остатки *Palaeoloxodon aff. antiquus* F. et C., *Cervus elaphus* и др. и облекающими поверхность и уступ горячеводской террасы.

Верхнюю границу среднего неоплейстоцена фиксируют травертины с *Cervus ex gr. elaphus*, *Equus sp.*, “*Elephas*” sp., Bovidae, перекрывающие джамагатскую (VIII, а по другим схемам V) террасу у восточного склона Машукa. Эта терраса является наиболее молодой из комплекса террас (VIII, VII) средних высот.

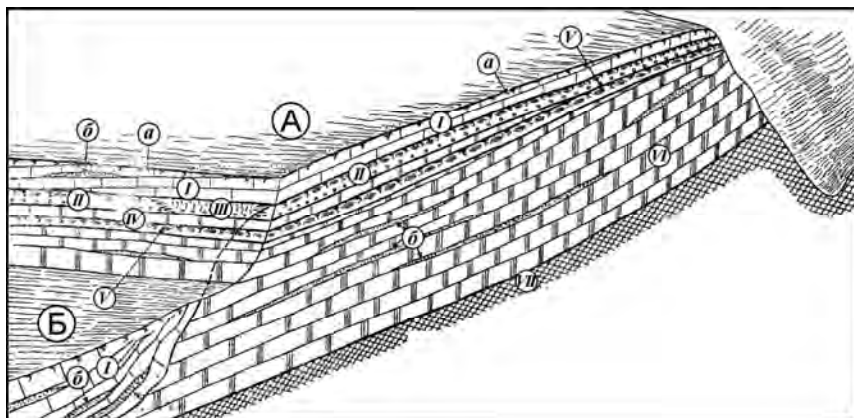


Рис. 3.42. Разрез травертинов на северо-западном склоне г. Юца [Островский и др., 1982].

Уровни террас: А — Армьянской (N_2^3 ар), Б — Лысогорской или Горячеводской (Q1). Г — травертины предположительно нижнечетвертичного возраста; Д — верхний красноцветный погребенный почвенный горизонт со скоплением карбонатных конкреций в основании; Е — “болотная” иловая глина, в кровле — со скоплением замещенных травертином стеблей травянистой растительности; Ж — линзовидный слой травертинов внутри педокомплекса; З — нижний редуцированный бурочувствительный почвенный горизонт; И — палеогеновые отложения; К — современная почва; Л — линзовидные слои элювиально-делювиального “рухлякового” травертина.

К верхнему плейстоцену относятся травертины Горячей горы у подножья Машукa, содержащие остатки мамонта позднего типа.

Детальные последующие исследования травертинов Минераловодского района [Тузиков, 1961; Островский и др., 1982] показали, что их четыре возрастные генерации сопоставляются с основными тектоно-климатическими ритмами. При этом толщи разновозрастных травертинов разделены не только поверхностями размыва, но и пачками делювиально-почвенных образований (рис. 3.42). Поскольку травертины на южном склоне г. Машук цементируют конгломераты низов аллювия, т.е. “холодный аллювий”, А.Б. Островский и его соавторы

[1982, с. 68] делают вывод, “что активизация травертинообразования происходила в эпохи похолоданий, связанных с фазами оледенений”. И далее: “процесс травертинообразования развивался дискретно во времени, отражая, по-видимому, тектоно-климатическую ритмичность различных порядков” [там же, с. 69].

Изложенное выше достаточно наглядно показывает, насколько большую стратификационную роль могут играть при благоприятных обстоятельствах натечные травертины. Следует также помнить, что значительная часть натечных образований локализуется в подземных полостях — пещерах (натечные корки, сталактиты, сталагмиты и т.п.). Поэтому в соответствующих условиях с их помощью может производиться стратификация образований и пещерного генетического комплекса.

3.3.2.4.5. Антропогенные отложения и техногенный генетический комплекс.

На современном уровне исследований наиболее общим термином считаются “антропогенные культурносодержащие отложения”. Они включают в себя и часто датируют как образования, связанные с покровным и пещерным генетическими комплексами, так и самостоятельный техногенный генетический комплекс.

Все культурносодержащие отложения делятся на три основных разновидности: 1) отложения культурных слоев *sensu stricto* — или собственно антропогенные отложения, 2) техногенные отложения и 3) естественно перемещенные культурносодержащие отложения и образования. При этом синонимом термина “антропогенные” отложения может служить понятие “культурный слой *sensu lato*” (как это делают инженеры-геологи). Соответственно, понятие “культурный слой *sensu stricto*” — это культурный слой, как его понимают археологи-палеолитчики [Несмеянов, 2012].

Культурный слой — природно-антропогенное тело, сложение которого подтверждает участие человеческой деятельности в слоеобразовании. Традиционно “культурными” формами деятельности считаются хозяйственно-производственная, хозяйственно-бытовая, хозяйственно-ритуальная (“духовная”). Культурные слои стоянок и поселений открытого типа принадлежат покровному генетическому комплексу, а культурные слои пещерных стоянок — пещерному генетическому комплексу.

Техногенные отложения формируют покров древних и современных разновозрастных форм рельефа и образуют самостоятельный техногенный генетический комплекс. В техногенных образованиях часто наблюдается близкое к естественному субгоризонтальное наслоение при намыве грунта, а также последовательное заполнение отрицательных форм рельефа природных (овраги, речные долины озерные и болотные понижения) и искусственных (котлованы, выемки) от бортов к центру с последовательным прислонением наклонных слоев, близким к клиноформному. Типично также и формирование разнообразных положительных форм рельефа — насыпей (конусообразных или линейных), которое имеет некоторые аналогии по типу седиментации, но не по материалу, как в вулканогенных образованиях. Но наиболее специфическим является накопление хаотических масс в природных и техногенных отрицательных формах рельефа. Широко представлены различные меланжи (смеси) собственно техногенных образований. Среди них по преобладанию тех или иных материалов могут обособляться бытовая, строительный, различные производственные и др. меланжи. Многие из них по размерности и форме составляющих их элементов близки к крупнообломочным или разнообломочным брекчиям. Особую категорию представляют сохранившиеся в первоначальном положении и современном погребенном состоянии фрагменты фундаментов древних зданий и сооружений.

3.3.2.5. Наравноценность датировки разновозрастных этапов рельефообразования

Для новейшего этапа геологической истории (обычно начиная с конца олигоцена до современности) в большинстве орогенических областей характерна смена ведущей роли разных генетических комплексов в датировке разновозрастных этапов рельефообразования и в составлении региональных стратиграфических схем. Для голоцена и неоплейстоцена возможна стратификация образований всех трех межрегиональных генетических комплексов при ведущей роли террасового комплекса, для эоплейстоцена, палеоплейстоцена и плиоцена — покровного и бассейнового генетических комплексов, а для более древних этапов обычно доступен анализ преимущественно бассейновых отложений.

Общая иерархия этапов новейшего орогенического рельефообразования опирается на анализ образований террасового генетического комплекса. Поэтому для голоцена и неоплейстоцена детальность реконструкций палеорельефа соизмерима с детальностью членения региональных стратиграфических шкал. Начиная с эоплейстоцена, детальность палеоклиматической информации обычно значительно превышает возможности палеоорграфических реконструкций. Поэтому расчленение неогеновых и более древних отложений в большинстве случаев опирается на палеоклиматические критерии. Соответственно возникают сложности с палеоклиматической характеристикой эоплейстоценовых и плиоценовых этапов рельефообразования, поскольку каждому такому этапу отвечает по несколько климатических фаз.

Для датировки олигоцен-неогеновых этапов рельефообразования наибольшее значение имеет корреляция этапов седиментации в зонах прогибания с этапами воздымания зон поднятий. Поскольку на древних геоморфологических уровнях обычно не сохраняется чехол образований соответствующего подразделения террасового генетического комплекса, датировка олигоцен-неогеновых этапов рельефообразования опирается на датировку коррелятивных подразделений бассейнового генетического комплекса.

Общие геохронологическая и стратиграфическая шкалы новейшего этапа геологического развития, отражающие естественно-историческую этапность (стадийность) с рубежами на основных фазах перестройки рельефа и колебаний уровня Мирового океана должны:

- ❖ опираться на комплексную эвстатическую — покровно-ледниковую — эрозионно-аккумулятивную ритмику, отражающие в целом тектоно-климатическую ритмичность;
- ❖ рубежи основных подразделений плейстоцена (особенно неоплейстоцена) должны опираться на начало более кратких и резких регрессивных — ледниковых — эрозионных стадий, определяющих основные преобразования палеорельефа и коррелирующихся с основными тектоническими перестройками.

3.3.3. Специфика стратиграфических исследований разновозрастных образований новейшего этапа геологического развития

Одной из главных сложностей в стратиграфическом обеспечении обособления палеогеографических и палеотектонических этапов являются различия в форме проявления тектоно-климатических этапов в разновозрастных образованиях бассейнового, террасового и покровного генетических комплексов [Несмеянов, 1977].

В бассейновом комплексе олигоцен-неогеновых отложений и покровном комплексе четвертичных отложений ярче выражены и легче прослеживаются различные литологические проявления климатического фактора. Соответственно подбираются подходящие частно-литологические методы корреляции.

В террасовых четвертичных образованиях, напротив, отчетливее видны проявления тектонического фактора, фиксируемые геоморфологическими методами. Однако тектонически обусловленные наиболее крупные угловые несогласия и перерывы в бассейновом осадконакоплении, как правило, совпадают с рубежами климатических этапов, а климатические рубежи, проявляющиеся, например, в пульсациях ледников и изменениях растительности, близко совпадают в горных областях с границами тектонически обусловленных эрозионно-аккумулятивных циклов. Это позволяет обособлять единые этапы формирования областей воздымания и опускания, используя для корреляции не один считающийся универсальным метод, а *частно-корреляционный подход*. Правильно подобранные частные корреляционные методы дают возможность проанализировать такие черты строения отложений, которые отражают естественно обособляющиеся этапы тектоно-климатической периодизации геоморфологической истории рассматриваемой территории.

Некоторое возрастное “скольжение” выделенных таким образом стратиграфических границ свидетельствует о принципиальной возможности не полной синхронности коррелируемых региональных подразделений. Эта разновозрастность отражает, очевидно, реальную специфику тектоно-климатической периодизации геологической истории отдельных регионов. Сказанным обуславливается необходимость сохранения региональных стратиграфических схем даже при наличии сводной межрегиональной стратиграфической схемы. Следует, однако, отметить, что современные стратиграфические материалы в большинстве случаев не достаточно детальны, чтобы установить наличие и реальные размеры возрастного “скольжения” стратиграфических границ.

Корреляция отложений с учетом тектоно-климатической периодизации геологической истории открывает возможности для масштабного, т.е. циклического анализа региональных стратиграфических схем. При этом стратификация разновозрастных континентальных отложений опирается на различные климатогенные и тектогенные критерии [Несмеянов, 1977].

3.3.3.1. Стадийность орогенеза и особенности седиментации и рельефообразования

Орогенез связан с активизацией вертикальных тектонических движений. А поскольку при этом происходит дифференциация тектонических структур, то активизируются как воздымания, так и прогибания. Но эта активизация неравномерна. Е.Е. Милановский [1968] на примере Кавказа выделил две стадии новейшего этапа: 1) раннеорогенную, олигоцен-миоценовую, когда преобладали отрицательные тектонические движения, и 2) позднеорогенную, позднемиоценово-четвертичную с явным преобладанием воздыманий. Позднее эти стадии стали выделяться и в других орогенах. С.А. Несмеянов [1971, 1977] на примере орогенов Средней Азии показал, что в пределах позднеорогенной стадии целесообразно выделять две подстадии. На первой из них (позднемиоценово-эоплейстоценовой) отрицательные тектонические движения, хотя и меньшие по амплитудам, чем положительные, проявляются во впадинах. На второй подстадии (в основном неоплейстоценовой) впадины “втягиваются” в воздымания и отрицательные тектонические движения практически отсутствуют. При этом скорость воздыманий в поднятиях резко возрастает. Дифференциация тектонических структур в это время определяется в основном различной скоростью воздыманий, на фоне которых во впадинах может продолжаться осадконакопление.

Рубеж смены эпох преобладания прогибаний на преобладание воздыманий в среднеазиатских и кавказском орогенах связан с началом эоплейстоцена (1,8 млн. лет), а рубеж существенного (на один-два порядка величин) увеличения скорости воздыманий — с началом неоплейстоцена (обычно от 0,8 до 0,5 млн. лет). [Несмеянов, 1971, 1977, 1992].

Намеченная *стадийность орогенеза* проявляется на противоречивом фоне двух факторов: общей направленности и цикличности структурообразования, седиментации и рельефообразования. При этом именно проявления взаимосвязанной цикличности обуславливают присутствие периодизации указанных процессов, определяющей возможности стратиграфической периодизации и корреляции, а соответственно - датировки этапности рельефообразования.

Цикличность структуро- и рельефообразования наиболее ярко проявляется в изменениях интенсивности тектонических движений и в строении террасового комплекса. Цикличность строения бассейновых отложений выражается главным образом через приуроченность к рубежам крупных толщ важнейших перерывов в осадконакоплении и угловых несогласий и в меньшей мере через подобие строения самих толщ. Климатические циклы проявляются в аридных областях преимущественно пльвиальными импульсами на фоне прогрессирувавших в позднем кайнозое похолодания и иссушения климата. И только в четвертичном периоде ярко выражена повторяемость — цикличность температурных колебаний.

Изменение ориентировки преобладающих тектонических движений и скоростей воздыманий сопровождалось изменением литологического состава отложений во впадинах, сокращением площадей бассейнового осадконакопления и расширением зон террасового и покровного осадконакопления. Важно также отметить, что параллельно на фоне ускорения орогенеза происходило сокращение продолжительности этапов рельефообразования и бассейнового осадконакопления. Общий диапазон такого сокращения может достигать трех порядков величин [Несмеянов, 1977].

В соответствии с развитием орогенеза менялось *соотношение площадей и мощностей отложений межрегиональных генетических комплексов*. Накопление толщ бассейнового генетического комплекса обычно резко превалировало в олигоцене, когда преобладали прогибания, а террасового и покровного комплексов — в неоплейстоцене и голоцене, с которыми часто связано общее воздымание территорий. Ранний антропоген, включающий палеоплейстоцен и эоплейстоцен, отвечал при этом переходному этапу, когда площади всех трёх типов континентальной седиментации были соизмеримы. Это, однако, ещё не свидетельствует о соизмеримости объемов осадков различных генетических комплексов. Дело в том, что мощности разнородных осадков оставались существенно различными. Так, в крупнейших среднеазиатских депрессиях максимальные мощности раннеантропогеновых толщ бассейнового генетического комплекса достигают километра, террасового — как правило, не превышают первых сотен метров, а покровного обычно не выходят за пределы нескольких десятков метров. Следовательно, при равном распределении площадей разных типов седиментации объемы разновозрастных осадков соответствующих генетических комплексов могут различаться на порядок величин.

Менялся и *характер молассовой седиментации*. Это особенно хорошо видно на примере межгорных и предгорных прогибов Карпат, Кавказа, Средней Азии, Казахстана и многих районов Юга Сибири и Монголии [Несмеянов, 1971, 1977, 1978, 1992].

В олигоцене и неогене максимальные поэтапные амплитуды опусканий были больше, чем амплитуды воздыманий. Поэтому соответствующие поднятия были невысокими, уклоны рек малыми, а осадки, особенно для олигоцена и миоцена, преимущественно глинистыми и мелкообломочными.

В эоплейстоцене амплитуды поднятий и прогибаний сравниваются между собой и даже начинается преобладание воздыманий. Для этого времени в бассейновом генетическом комплексе часто преобладают грубые отложения, в том числе и конгломераты.

С раннего неоплейстоцена максимальные амплитуды воздыманий существенно, иногда в несколько раз превышают амплитуды прогибаний. Со среднего неоплейстоцена в ряде высоких, т.е. активных орогенов абсолютные отрицательные тектонические движения прекращаются даже в межгорных впадинах. Поэтому в неоплейстоцене и голоцене резко возрастает площадь поднятий и распространения осадков террасового и покровного генетического комплексов.

Районирование палеорельефа также не оставалось неизменным. Параллельно с отмеченными выше изменениями ориентировки и интенсивности тектонических движений происходит расширение зон воздымания и последовательное “втягивание” в этот процесс сначала краевых, а затем и центральных частей впадин. Поэтому предлагавшаяся Н.П. Костенко [1972, 1975] геоморфологическая зональность горных стран с выделением внутренней и внешней горных, а также предгорной и подгорной зон, не является стабильной во времени. Границы этих зон смещались по мере расширения поднятий и сокращения впадин.

С разрастанием воздыманий возрастала стратиграфическая роль террасового генетического комплекса. Разновозрастные террасовые образования не только различны по длительности формирования своих разновозрастных подразделений, но их террасовые чехлы обычно сохраняются в основном на неоплейстоценовых и голоценовых уровнях, а на более древних встречаются преимущественно четвертичные покровные накопления. Только в некоторых уникальных ситуациях встречаются отложения на террасовых уровнях неогена и более древних эпох. Так, на Тянь-Шане известны случаи сохранности отложений, позволяющих датировать эоценовые террасовые уровни [Дмитриева, Несмеянов, 1982, Несмеянов, 2012].

Намеченные тенденции изменения знака и интенсивности тектонических движений обусловили специфику построения *разновозрастных стратиграфических схем*.

Для палеогена и неогена, когда в орогенах и на смежных платформах преобладали области прогибания, основу стратиграфических схем составляют толщи пород бассейнового генетического комплекса. Такой подход обычен также для более древних периодов, если денудацией уничтожены соответствующие поднятия, в которых формировались осадки террасового и покровного генетических комплексов.

Для эоплейстоцена, когда области прогибания и воздымания соизмеримы, сопоставимы по стратиграфической значимости и материалы всех трех главных генетических комплексов, для каждого из которых необходима своя *частная стратиграфическая схема и их корреляция при формировании комплексной региональной стратиграфической схемы*.

А для неоплейстоцена и голоцена наиболее представительны образования террасового и покровного генетических комплексов. Но покровные образования предпочтительны для расшифровки палеоклиматической, а террасовые — для расшифровки палеотектонической цикличности. Тем не менее, и для *неоплейстоцена в каждом регионе целесообразно создание трех самостоятельных стратиграфических схем, отвечающих расчленению образований каждого из межрегиональных генетических комплексов*.

Важно, однако, не противопоставлять эти схемы, а использовать их как *взаимодополняющие при построении сводной стратиграфической схемы региона*. В последней нужно отразить неравноценность стратиграфических рубежей, считая наиболее важными те из них, которые фиксируются в схемах всех трех комплексов. Такие рубежи отвечают, как правило, границам наиболее крупных сводных подразделений и межрегиональной стратиграфической схемы.

Естественно, что все описанные выше изменения сказываются на характере материалов, используемых для датирования этапов рельефообразования. Как правило, в орогенических областях изначально были существенно различными подходы к стратификации олигоцен-эоплейстоценовых и неоплейстоцено-голоценовых образований. Наиболее полно эти различия были проанализированы на примере орогенических областей Средней Азии [Несмеянов, 1977; Дмитриева Несмеянов, 1982; Ранов, Несмеянов, 1973].

3.3.3.2. Особенности стратификации олигоцен-эоплейстоценовых образований

Стратификация олигоцен-эоплейстоценовых континентальных отложений опирается на климато-генные и тектогенные критерии.

Для расчленения континентальных олигоцен-неогеновых отложений бассейнового генетического комплекса ранее предлагались обобщенно-литологический, псефитовый (Н.Б. Вассоевич) и ритмостратиграфический (В.И. Попов и др.) методы. Однако ни один из них не позволил дать повсеместно единообразного расчленения этих отложений.

Тектонический фактор, обуславливающий прогрессирующую дифференциацию и контрастность структур и рельефа, сказывается в проявлении несогласий и в погрубении толщ вверх по разрезу. Но фациальный тип возрастного “скольжения” приводит к значительной (десятки млн. лет) разновозрастности однотипных по составу толщ. Поэтому из тектогенных критериев важнее региональные несогласия.

Климатический фактор проявляется в изменениях физико-химической и ландшафтной обстановок осадконакопления. Он сказывается преимущественно на составе сингенетичных (аутигенных) минералов и окраске глинистых и пылеватых пород. По мнению И.Д. Зхуса, Ж. Милло и др., разделение разновозрастных глинистых пород по составу сопряжено с чрезвычайно большой трудностью выделения сингенетичных минералов из обычно генетически сложного минералогического состава глин, особенно в горных областях. Напротив, окраска континентальных глинистых пород — наиболее устойчивый и ярко выраженный климатогенный признак. Достаточно сказать, что в Тянь-Шане олигоценовые красноцветы при переходе от нормально морских фаций к континентальным меняют лишь оттенок. Например, как показал Н.М. Грамм, в Южной Фергане олигоценовые глины малиновых оттенков из морских раннеолигоценовых сумсарских слоев фациально замещаются глинами кирпичных оттенков из монотонно-красноцветной толщи низов массагетской свиты.

Весь стратиграфический материал из платформенных и орогенных областей Средней Азии и Казахстана позволяет утверждать, что границам главных разновозрастных толщ отвечают как тектогенные перерывы и несогласия, так и рубежи смены климатогенных окрасок. Это свидетельствует о совпадении тектогенных и климатогенных рубежей, т.е. о единстве тектоно-климатических этапов.

С помощью упомянутых критериев, т.е. применения соответствующих частных корреляционных методов, удалось, например, во всех региональных стратиграфических схемах проследить толщи, отвечающие шести горизонтам межрегиональной стратиграфической схемы олигоценовых и неогеновых отложений Средней Азии и Южного Казахстана (табл. 3.6). Данная схема была распространена также на Центральный и Северный Казахстан, Монголию и юг Западной Сибири [Несмеянов, 1977]. Принципиально важно то, что все кондиционные находки млекопитающих, палеомагнитные материалы и термолюминесцентные датировки подтверждают правильность литологических корреляций [Дмитриева, Несмеянов, 1982; Несмеянов, 1977; Путеводитель, 1977].

Таблица 3.6

Корреляция региональных стратиграфических схем континентальных третичных отложений Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии (по [Дмитриева, Несмеянов, 1982])

Афгано-Таджикская депрессия		Гиссаро-Алай		Ферганская депрессия		Приташкентский и Арысский прогибы		Нарынская система впадин		Иссыккульская система впадин		Чуйская впадина		Илийская впадина		Межрегиональная схема													
								Аксайская впадина		Атбашинская впадина		Нарынская впадина		Кочкорская впадина		Иссыккульская впадина		Серафимовский разрез		Северная (внешняя) часть впадины		Илийская впадина		серии		горизонты			
Плоизакская куляб-Кулябская свита		Каратепинская свита		Коктурлюкская свита		Кокчуромская свита		шарпылдагская свита		шарпылдагская свита		шарпылдагская (Норузская) свита		кокурюмская свита		хоргосская свита		каракайльская свита		каракайтагский									
Кулябская свита		Гузарская свита		Палея толща		Аксака-Тайская свита																							
Тавилдаринская свита		Магианская свита		Аксакайская свита		Буряя толща		Бельдерсайская свита		Богустанская свита		Свита мустава		Актальская свита		Верхняя подсвита		Куль-Мейская свита											
Хинтоуская свита		Обильская свита		Оледно-пестроцветная толща		Чаткальская свита		Актайская свита		Верхняя подсвита		Нарынская свита		Средняя подсвита		Шарыбкольская свита		Согутинская свита		Джельдисуйская свита		Сарыагачская свита		Андасайская свита		Илийская свита			
Большедуанская свита		Камолинская свита		Чельдаринская свита		Пестро-красноцветная свита		Кельесская свита		Кибрайская свита		Кызылбулакская свита		Кызылбулакская свита		Верхняя подсвита		Нижняя подсвита		Бижинская свита		Джетьюгузская свита		Верхняя подсвита		Серафимовская свита		Асказансорская свита	
Сумсарские слои		Шурысайская свита		Кашутская свита		Красно-цветная свита		Сумсарские слои		Киргизская свита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Нижняя подсвита		Кокомеренская свита		Боктыкарынская свита		Актауская свита		Усунская		Асказансорский	
Морской эоцен и палеоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен		Морской эоцен	

3.3.3.3. Особенности стратификации неоплейстоцен-голоценовых образований

При расчленении неоплейстоценовых отложений террасового генетического комплекса связь эрозионных фаз этих циклов с тектоническими импульсами принимается большинством исследователей. Как указывает Н.И. Маккаев, ведущее значение тектонического фактора по сравнению с климатическим в развитии продольного профиля реки и формировании ее террас подтверждено гидрологическими наблюдениями и экспериментами. Прогрессивные представления об эрозионно-аккумулятивных циклах, производных от циклов тектонических, позволили уже к началу 60 х годов создать четырехчленные региональные стратиграфические схемы Средней Азии и Казахстана, хорошо коррелирующиеся между собой с помощью гео-

морфологических методов. Это подтвердил ряд республиканских совещаний по корреляции региональных стратиграфических схем. Прослеживание террасовых уровней из региона в регион по сквозным долинам (рис. 3.43) позволило предложить для плейстоценовых отложений более детальную (6-ти членную за счет двучленности двух этапов) межрегиональную стратиграфическую схему (табл. 3.7), датированную фаунистическими и археологическими местонахождениями [Несмеянов, 1977, 2012; Ранов, Несмеянов, 1973].



Рис. 3.43. Районирование бассейнов четвертичного осадконакопления юго-восточной части Средней Азии [Несмеянов, 1977]

Границы: 1 — макрорегионов, 2 — систем регионов, 3 — регионов. А — Южноаральский макрорегион; а — Амударьинская система регионов, регионы: 1 — Восточно-Памирский, 2 — Западно-Памирский, 3 — Алайский, 4 — Афгано-Таджикский, 5 — Зеравшанский, 6 — Кашкадарьинский; с — Сырдарьинская система регионов, регионы: 7 — Нарынский, 8 — Ферганский, 9 — Голодностепский; ч — Чуйская система регионов, регионы: 10 — Иссыккульский, 11 — Чуйскомулюнкусский; Б — Южнобалхашский макрорегион, регионы: 12 — Илийский, 13 — Прибалхашский; Т — Таримский макрорегион

Таблица 3.7

Сопоставление стратиграфических схем четвертичных отложений [Несмеянов, 1977]

Амударьинской системы регионов						
Зеравшанский регион	Афгано-Таджикский регион		Западно-Памирский регион	Восточно-Памирский регион	Межрегиональная схема	
макро-комплекс	макро-комплекс	комплекс	макрокомплекс		горизонты	подгоризонты
Зеравшанский	Амударьинский	Нурекский Туткальский	Амударьинский		Сырдарьинский	Ходжаягонинский Туткаульский
Сукайтинский	Душанбинский	Термезский Шугноуский	Бадахшанский	Аличурский	Голодностепский	Самаркандский Шугноуский
Карнабский	Илякский	Карабуринский Ялгызкакский	Бартагский	Мургабский	Ташкентский	Джаркутанский Караджальский
Аскамарский	Вахшский		Восточно-Памирский		Кошкурганский	
Сырдарьинской системы регионов						
Ферганский и Голодностепский регионы		Нарынский регион		Межрегиональная схема		
макро-комплексы	комплексы	макро-комплексы	комплексы	горизонты	подгоризонты	
Сырдарьинский	Ходжаягонинский Кайраккумский	Нарынский	Терекский Камышановский	Сырдарьинский	Ходжаягонинский Туткаульский	
Голодностепский	Ходжагорский Охнинский	Кассанский	Беловодский Аламединский	Голодностепский	Самаркандский Шугноуский	
Ташкентский	Джаркутанский Шахристанский	Онарчинский	Афлатунский Алабукинский	Ташкентский	Джаркутанский Караджальский	
Нанайский (кошкурганский)		Чаткальский		Кошкурганский		
Южно-Балхашского макрорегиона						
Илийский регион		Североджунгарский регион		Межрегиональная схема		
рабочая схема, 1961 г.	Н.Н. Костенко, 1964 г.	рабочая схема, 1961 г.		горизонты	подгоризонты	
Современный комплекс (Ag ₄)	Современный комплекс (Q ₄ = Ag ₄)	Современный комплекс (Ag ₄)		Сырдарьинский	Ходжаягонинский Туткаульский	
Алмаатинская свита; комплекс нижних надпойменных террас (Ag ₃)	Алмаатинская свита (Q ₃ = Ag ₃)	Комплекс нижних надпойменных террас (Ag ₃)		Голодностепский	Самаркандский Шугноуский	
Боролдайская свита (Ag ₂)	Боролдайская свита (Q ₂ = Ag ₂)	Дзержинская свита Басканская свита	(Ag ₂)	Ташкентский	Джаркутанский Караджальский	
Котурбулакская свита (Ag ₁ ²)	Котурбулакская свита (Q ₁ = Ag ₁ ²)	Котурбулакская свита Верхнеобийский конгломерат	(Ag ₁ ²)	Кошкурганский	—	

Каждая региональная стратиграфическая схема неоплейстоценовых отложений, отвечающая бассейну осадконакопления (впадине) вместе с его областью питания или сноса (горным обрамлением), в свою очередь является схемой корреляции местных стратиграфических схем, которые отражают строение разреза отдельных структурно-фациальных зон.

Строение впадин существенно зависит от расположения в них главных рек. Это сказывается в первую очередь на фациальном составе бассейнового генетического комплекса. При наличии крупной продольной водной артерии обычно выделяют: 1) пролювиальные щебнисто-галечные конусы сухих дельт, 2) мелкоземистые придельтовые осадки, также относимые к пролювию и 3) песчано-глинистые или песчано-галечные осадки осевых аллювиальных равнин. Во впадинах, пересекаемых глубоко врезанными поперечными долинами, речные террасы узки, а аллювиальные отложения маломощны. Если же поперечные водотоки не врезаны, то при входе во впадину их террасы веерообразно разворачиваются, пре-

вращаясь в систему конусов выноса, наложенных или вложенных друг в друга. Поэтому такие впадины, пересекаемые поперечными водотоками, практически нацело выполнены пролювиальными отложениями. Бассейновый генетический комплекс преобладает и во впадинах, занятых озерным водоемом.

Предгорные конусы выноса обычно располагаются на границе областей распространения бассейнового и террасового генетических комплексов. Участки вложения разновозрастных конусов относятся, к террасовому генетическому комплексу, а наложения их — к бассейновому.

Поскольку в процессе общего воздымания горной страны периферические части впадин “втягиваются” в поднятие, граница между зонами формирования бассейнового и террасового генетических комплексов постепенно смещается к центру впадин. Процесс этот не равномерен. Отмеченное выше резкое увеличение интенсивности тектонических движений и преобладание поднятий в антропогене привели к значительному увеличению контрастности рельефа и распространению плейстоценовой эрозии на большую часть не только межгорных и предгорных впадин, но и равнинных областей. В результате *геоморфологический анализ террасового комплекса является ведущим методом корреляции континентальных неоплейстоценовых и голоценовых отложений и изучения этапов развития рельефа и тектонических структур.*

Обособление покровного генетического комплекса требует расчленения террасовых чехлов и отдельной корреляции осадков, принадлежащих террасовому и покровному генетическим комплексам [Несмеянов, 1977, 2012]. Соответственно в качестве основных террасовых уровней следует рассматривать кровлю аллювия и фациально замещающих его отложений.

Детальное расчленение покровных образований ограничивается обычно отдельными разрезами на водоразделах и террасах. Их корреляция с разрезами террасовых образований разработана слабо. Но ряд палеогеографических данных (например, формирование эрозионных врезов и почв в пльвиальные эпохи) свидетельствует о реальности выделения общих стратиграфических подразделений, естественно обособляющихся в террасовых и покровных образованиях.

Материалы по среднеазиатскому плейстоцену и голоцену однозначно свидетельствуют о том, что древние почвы, торф и обогащенные гумусом и углистым материалом культурные слои стоянок каменного века обычно синхронны наиболее важным стратиграфическим рубежам в террасовом генетическом комплексе или чуть моложе их. В других регионах соотношения могут быть иными.

Сопоставление схемы расчленения плейстоценовых покровных отложений с межрегиональной стратиграфической схемой образований террасового генетического комплекса Средней Азии и Казахстана позволяет сделать некоторые выводы, полезные и для других областей, во всяком случае, аридных.

Первое, на что следует обратить внимание в данном сопоставлении, это — обычное соответствие числа педокомплексов числу эрозионно-аккумулятивных циклов, выделяемых при наиболее дробном их расчленении в голоцене и второй половине плейстоцена.

Датировка большинства педокомплексов ещё недостаточна для детальных корреляций из-за малой точности термолюминесцентных определений (большой разброс дат и перекрытие диапазонов датировок из смежных частей разреза). Тем не менее, важно, что предложенная корреляция не противоречит датировкам, связанным с палеомагнитными рубежами, и указывает на вероятность расчленения расчленения образований террасового генетического комплекса.

Дальнейшая детализация педологического изучения покровных отложений позволяет выявить “теплые” и “холодные” лессы и почвы. Это существенно усложняет схему расчленения покровных отложений и ее корреляцию со схемой террасовых образований.

Сравнение стратиграфической схемы плейстоценовых покровных отложений со стратиграфической схемой террасовых образований свидетельствует также о различной детальности этих схем в разных геохронологических интервалах. В голоцене и конце плейстоцена климатические изменения были либо незначительны, либо слишком кратковременны для того, чтобы получить заметное отражение в разрезе покровных толщ. Тектонические импульсы, напротив, достаточно четко фиксировались эрозией. Соответственно, для данного интервала времени стратиграфическое расчленение опирается на материалы по террасовому генетическому комплексу. Для большей части неоплейстоцена детальность расчленения обоих схем сопоставима. Для раннего антропогена явно детальнее схема расчленения покровного генетического комплекса.

В неоплейстоценовых и голоценовых отложениях бассейнового генетического комплекса, как показывает изучение пролювиальных шлейфов по периферии Ферганской депрессии, выделяются только самые крупные стратиграфические подразделения, отвечающие горизонтам межрегиональной стратиграфической схемы. Аналогичные подразделения, представляющие собой седиментационные циклы, которые начинаются более грубообломочными породами, видны и в разрезах глубоких центральноферганских скважин.

3.4. Очередные проблемы

Очередные проблемы, возникающие при датировке этапов орогенного рельефообразования, связаны в основном с несовершенством определения возраста и сложностью корреляции образований различных генетических комплексов.

3.4.1. Проблемы датировки и корреляции образований различных межрегиональных генетических комплексов

Проблема совпадения эпох активизации эрозии и эпох перерыва седиментации.

Это — проблема надежности существующей корреляции образований бассейнового и террасового генетических комплексов. Она сводится к анализу сопоставимости возраста и продолжительности эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов в областях воздымания и фаз, отвечающих времени формирования размывов и угловых несогласий в областях прогибания. Здесь же встают вопросы о повсеместности так называемых региональных несогласий в пределах впадин и, если они повсеместны, то где накапливался материал, срезаемый эрозией в зонах воздыманий.

Проблема соотношения продолжительности эрозионной и аккумулятивной фаз в эрозионно-аккумулятивном цикле.

Эта проблема сопровождается необходимостью установления иерархии эрозионно-аккумулятивных циклов, поскольку все больше материалов свидетельствует о наличии определенной кратности в иерархии геологической цикличности [Несмеянов, 1977].

3.4.2. Проблемы, связанные со строением региональных и общей стратиграфических шкал четвертичного периода

Проблема корреляции образований террасового и покровного генетических комплексов.

Это — проблема сопоставимости лессово-почвенной ритмики с ритмикой эрозионно-аккумулятивной. Такая сопоставимость обычно связывается с однотипностью климатической характеристики определенных фаз разнородных ритмик. Например, почвенные и эрозионные фазы Средней Азии часто сопоставляются с гумидными (и обычно более холодными) климатическими фазами. Однако появляется все больше материалов по выделению как “холодных”, так и “теплых” лессов.

Проблема сопоставимости эпох равнинного и горного оледенений.

Данная проблема связана с обычным привлечением возраста эпох материкового оледенения для датировки коррелятивных эпох горного оледенения, которые в свою очередь связываются с эрозионными фазами террасообразования. Однако не ясно полностью ли совпадают ритмики равнинного и горного оледенений, а тем более, геологические моменты их начала и завершения.

Проблема сопоставимости эпох рельефообразования с основными подразделениями общей стратиграфической шкалы

Как известно, эрозионные фазы эрозионно-аккумулятивных циклов в общих чертах совпадают с регрессивными фазами эвстатических циклов и в свою очередь разновозрастны ледниковым фазам ледниково-межледниковых циклов материкового оледенения. Соответственно, основные этапы рельефообразования начинаются с эрозионных, регрессивных и ледниковых фаз, когда происходят основные перестройки рельефа. Поэтому рубежи рельефообразования принципиально не совпадают с основными стратиграфическими рубежами неоплейстоцена, начинающимися межледниковьями.

Проблема детализации общей стратиграфической шкалы четвертичной системы

Кроме того, что стратиграфический объем четвертичной системы постоянно пересматривается в сторону его увеличения, изменяются не только объемы ее более мелких подразделений (отделов, ярусов и др.), но усложняется и палеоклиматическая ритмика. Это в свою очередь усложняет корреляцию фаз активизации равнинного оледенения с фазами оледенения горного, связанного с обычно более стабильной ритмикой формирования региональных речных террас.

3.4.3. Проблемы, связанные с различиями в этапности орогенеза

Проблема разновозрастности новейшего этапа

Разновозрастность начала новейшего этапа фиксируется достаточно определенно. Так, А.А. Наймарк для Юга Азии отмечал три возрастных рубежа начала проявления новейших тектонических движений. Он полагал, что в разных регионах они начались “приблизительно в олигоцене — начале миоцена, во второй половине миоцена и плиоцене — начале антропогена” [Новейшая..., 1984, с. 126]. Эта разновозрастность в свою очередь порождает проблемы определения степени разновозрастности раннеорогенной и позднеорогенной стадий орогенеза, величины возрастного “скольжения” коррелируемых геоморфологических уровней и т.п.

Проблема трансрегиональной корреляции геоморфологических уровней

Как отражается возрастное “скольжение” однотипных геоморфологических уровней на их корреляции из одного орогена в другой? Как сказывается на такой корреляции различие количества реально фиксируемых геоморфологических уровней в смежных орогенах?

ГЛАВА 4.

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ ТЕРРАСОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Расчленение и датировка террасовых образований в орогенах отличаются определенной спецификой, которую целесообразно рассмотреть подробнее.

4.1. Специфика этапности террасообразования

Для стратиграфического расчленения важную роль играют отмеченные выше общие¹ закономерности и тенденции развития ряда новейших орогенов и выявленные в связи с этим закономерности тектонической цикличности [Несмеянов, 1971₁, с. 51, 140; 1978, с. 35].

Общие тенденции развития орогенного рельефа прямо связаны с изменением ориентировки преобладающих вертикальных тектонических движений в областях орогенеза [Несмеянов, 1971₁, с. 67; 1978, с. 23]. В олигоцене и неогене максимальными были поэтапные амплитуды опусканий. К эоплейстоцену амплитуды поднятий и прогибаний сравниваются между собой и даже начинается преобладание воздыманий. С раннего неоплейстоцена максимальные амплитуды воздыманий существенно, иногда в несколько раз, превышают амплитуды прогибаний, а со среднего неоплейстоцена в ряде активных орогенов абсолютные отрицательные тектонические движения прекращаются даже в межгорных впадинах. Разрастание площади поднятий в неоплейстоцене совпало с увеличением на один-два порядка величины скоростей преимущественно положительных тектонических движений [Несмеянов, 1977]. Это подтверждается также расчетами А.К. Трофимова, О.К. Чедия [1970, с. 167], В.В. Лоскутова [1969, с. 39] и др.

Главной особенностью новейшего орогенеза является разномасштабность орографического проявления и длительности формирования выделяемых в нем этапов. Они разнятся по продолжительности на несколько (до четырех) порядков величин.

Так, для олигоцена и неогена обычны этапы длительностью в несколько и даже более десяти миллионов лет, для раннего антропогена — в первые миллионы лет, для раннего и среднего неоплейстоцена — в сотни тысяч лет, для позднего неоплейстоцена — в десятки тысяч лет, а для голоцена — в тысячи лет.

Естественно, что соответствующие им эрозионно-аккумулятивные циклы получают существенно различное геоморфологическое выражение. Действительно, неогеновые, палеоплейстоценовые и эоплейстоценовые эрозионно-аккумулятивные циклы характеризуются обширными выровненными поверхностями (педиментами, педипленами), разделенными довольно значительными по высоте склонами, обычно существенно более высокими, чем между неоплейстоценовыми террасами и эрозионными уровнями. Поэтому неогеновые и раннеантропогеновые террасовые уровни повсеместно достаточно легко обособляются от неоплейстоценовых. Именно расчленение последних составляет, как правило, главную трудность стратиграфического деления и корреляции.

4.2. Проблемы создания местных стратиграфических схем террасовых образований неоплейстоцена

Создание местных стратиграфических схем террасовых образований в орогенах отличается от такового на равнинах. Здесь обычно приходится проследивать не отдельные террасы, а террасовые комплексы с переменным количеством террас в разных частях долин. А это в свою очередь должно отражаться в их индексации.

4.2.1. Проблема выделения разномасштабных террасовых комплексов

Для областей воздымания и денудации выявление выровненных поверхностей, террас и анализ поэтапных тектонических движений опираются на возрастное расчленение орогенного рельефа, заключающееся в картировании “террасовых” образований, которые являются элементами “предгорной (или горной) лестницы”, описанной в 20-х годах прошлого века В. Пенком [1961].

Идеи В. Пенка о строении террасовых “лестниц” активно развивались в XX веке у нас в стране С.С. Шульцем, Н.П. Васильковским, Ю.А. Скворцовым, Н.П. Костенко и др. Особенно плодотворными оказались представления Ю.А. Скворцова [1941], который полагал, что каждая региональная терраса имеет индивидуальные черты распространения и строения, свойственные долинам определенного этапа развития гидросети, т.е. самостоятельной “террасовой долине”. А история развития рельефа горной области сводится, по его мнению, главным образом к истории ее гидросети. Эти представления ещё в 30-х — 50-х годах легли в основу стратификации и корреляции террасовых образований Средней Азии и других регионов. Они же были использованы Н.П. Костенко [1961, 1972] для созда-

¹ Хотя распространение данных закономерностей на все орогены Евразии еще преждевременно, но материалы автора и других исследователей показывают, что они проявляются не только в разнородных орогенах Средней Азии, но и восточнее — в горах юга Сибири и Северной Монголии, и западнее — на Кавказе и, по-видимому, в Карпатах.

ния основ оригинальной методики картирования террасовых образований. Дальнейшая разработка данной методики позволила осуществить среднемасштабное картирование террасовых образований и палеореконструкций горного рельефа [Костенко, 1958; Васильев, 1966; Лоскутов, 1967; Чедия, 1971-1972; Несмеянов, 1971₁, 1977₁, 1992; Ранов, Несмеянов, 1973 и др.].

Связь эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов с тектоническими импульсами принимается большинством исследователей. Как указывает Н.И. Маккавеев [1971], ведущее значение тектонического фактора по сравнению с климатическим в развитии продольного профиля реки и формировании ее террас подтверждено гидрологическими наблюдениями и экспериментами. Прогрессивные представления об эрозионно-аккумулятивных циклах, производных от циклов тектонических, позволили уже к началу 60-х годов создать четырехчленные региональные стратиграфические схемы неоплейстоцена и голоцена Средней Азии и Казахстана, хорошо коррелирующиеся между собой с помощью геоморфологических методов.

Упомянутая связь эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов с тектоническими импульсами практически с самого начала специализированных стратиграфических исследований получила подтверждение на региональном материале. Так, уже в конце 20-х годов В.Н. Вебер [1930] намечил в Фергане 4 разновозрастных серии сухих дельт, которые отвечают 4-м циклам тектонических поднятий, хотя четвертичными он считал только 3 последних цикла. Позднее Н.П. Васильковский [1935] выявил 4 четвертичных тектонических цикла, которым отвечают 4 фазы денудации — сохская, ташкентская, голодностепская и сырдарьинская. При этом ташкентская фаза имеет 2 подфазы, которым отвечают 5 и 4-я террасы рек, а сырдарьинской фазе — осадки 2 и 1-ой (пойменной) террас. В дальнейшем эта 4-членная схема трудами Н.П. Васильковского, Ю.А. Скворцова, Н.П. Костенко, В.А. Васильева, О.К. Чедия и др. была распространена на весь Тянь-Шань, Памир и Таджикскую депрессию, что получило отражение в решениях ряда межрегиональных совещаний [Решение..., 1959; Рабочая..., 1961 и др.].

Таким образом, прогрессивные представления о эрозионно-аккумулятивных циклах, производных от циклов тектонических, позволили уже к началу 60-х годов прошлого века создать четырехчленные региональные стратиграфические схемы Средней Азии и Казахстана, хорошо коррелирующиеся между собой с помощью геоморфологических методов. Позднее результаты этих корреляций ряд исследователей стал трактовать с позиций климатической цикличности [Кожевников, 1985, 1989; Макарова и др., 2011].

Поскольку стратиграфические подразделения неоплейстоцена и голоцена весьма различны по продолжительности, эта разномасштабность естественно отражается в пропорциональных по величине (глубине, ширине) эрозионных врезках речных систем. Это хорошо видно на конкретном фактическом материале. Например, в средних частях крупных речных долин в горах Средней Азии глубины голодностепских (Q_3) эрозионных врезок часто составляют несколько десятков метров, ташкентских (Q_2) — около сотни метров, а кошкурганских (Q_1) — обычно более одной-двух сотен метров. Пропорционально различаются эти врезки и по ширине. Конечно, в разных долинах и в различных частях каждой из крупных долин реальные величины глубин перечисленных эрозионных врезок будут различными, но пропорции величин разновозрастных эрозионных врезок, как правило, сохраняются. Поэтому разделение разновозрастных групп эрозионных врезок в большинстве случаев не вызывает разногласий.

Аналогичная ситуация характерна для Кавказа и других альпийских орогенов. Более того, масштабное различие по размерам эрозионных врезок и продолжительности формирования основных подразделений террасового генетического комплекса горных областей с нарастанием этих величин вниз по стратиграфической шкале является характерной чертой неоплейстоцена и соответствует соотношению продолжительности основных подразделений неоплейстоцена общей геохронологической шкалы.

Соответственно, основные этапы рельефообразования в разных орогенах могут изучаться путем выявления разномасштабных по величине комплексов (групп) эрозионно-аккумулятивных циклов. На этом основывается *метод выявления естественно обособляющихся комплексов близких по глубине и ширине эрозионных врезок, рассматриваемых в качестве основных стратиграфических подразделений террасового генетического комплекса неоплейстоцена в орогенах.*

Выделение естественно обособляющихся разномасштабных комплексов террас позволяет сопоставить разновозрастные этапы развития различных долин и разных по удаленности от гор частей одной долины. И действительно, опыт среднеазиатских и южноказахстанских исследований уже в 60-годах прошлого столетия показал [Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Несмеянов, 1971₁, 1977₁, Ранов, Несмеянов, 1973, с. 34], что для неоплейстоцена обычны четыре стратиграфических горизонта, т.е. *четыре стратиграфических комплекса (группы) эрозионно-аккумулятивных циклов, естественно обособляющихся по сходной в пределах каждого комплекса и различной для разных комплексов величине (глубине, ширине) объединяемых эрозионных врезок и специфике строения своих аккумулятивных чехлов.*

4.2.2. Проблема генетического и морфологического подходов к стратификации террасового ряда

Принципы выделения цикловых террас, предложенные еще в 30-х годах прошлого столетия С.С. Шульцем [1934], сказались на необходимости разделения эрозионно-цикловых (генетических) и морфологических элементов террасового ряда (рис. 4.1).

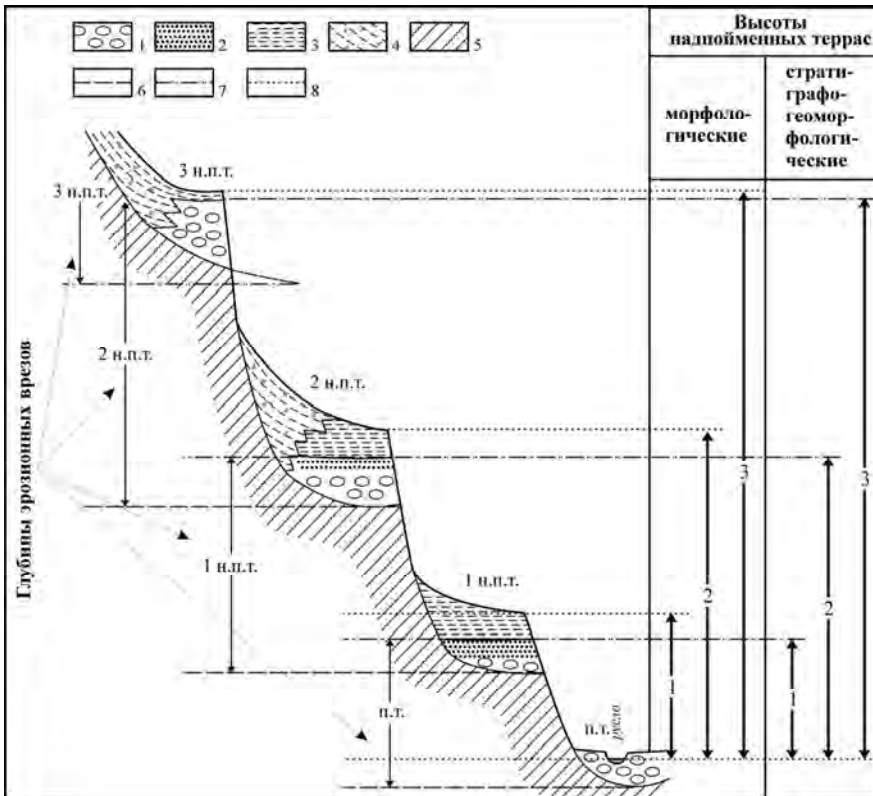


Рис. 4.1. Принципиальная схема соотношения основных элементов речных террасовых образований

1-4 — отложения: 1 — руслового аллювия, 2 — пойменного аллювия, 3 — покровные, суглинистые, 4 — покровные гравитационные, 5 — коренной цоколь террас; 6-8 — геоморфологические уровни: 6 — цоколя эрозионных врезов, 7 — кровли аллювия, 8 — морфологических бровок террас.
н.т.п. — надпойменная терраса, п.т. — пойменная терраса.

аллювия (пойменного у рек равнинных областей и обычно перстративного аллювия в горных областях). Соответственно, датировка подошвы покровных отложений может в первом приближении приниматься за возраст завершения накопления аллювия рассматриваемой террасы. Следует помнить, однако, что более грубообломочные склоновые отложения (осыпные, обвальные и др.) могут фациально замещать аллювий в прибортовых частях эрозионных врезов. Поэтому начало их накопления может отличаться от начала формирования покровных суглинистых отложений.

Стратиграфическая группировка эрозионно-цикловых и морфологических элементов речных террасовых рядов также существенно различны (рис. 4.2).

Морфологический подход определяет широко распространенное представление о естественной группировке разновысотных террас. При этом различаются группы (комплексы) прирусловых, низких, средних и высоких четвертичных террас.

Эрозионно-цикловый подход обуславливает группировку разномасштабных по глубине (амплитуде врезания) эрозионных врезов. Здесь также в подавляющем большинстве случаев проявляется 4-членность неоплейстоценовых террасовых образований. Эта четырехчленность естественно является региональной, отражающей, главным образом, разномасштабность ритмики тектонических воздыманий. Она может быть не полностью синхронной в удаленных друг от друга регионах.

Важным различием морфологической и эрозионно-цикловой группировок террасовых образований является обычная разновозрастность террасовых элементов на рубеже, с одной стороны, низких и средних террас, а с другой, — групп врезов относящихся к датируемым как Q_3 и Q_2 . Дело в том, что по относительной высоте над руслом наиболее молодая терраса из группы Q_2 сближена с более низкими террасами, но существенно отличается от них по величине своего эрозионного вреза. В результате она при морфологическом подходе часто включается в группу низких террас, которая оказывается 3-членной. Однако по величине эрозионных врезов к группе Q_3 обычно относятся две цикловых террасы. Также обычно двучленна и группа террас Q_2 .

Разделение собственно террасовых (аллювиальных) и покровных элементов в отложениях, залегающих на эрозионном цоколе, определило также различие морфологических и стратиграфо-геоморфологических высот террас. Первые учитывают высоту над современным руслом морфологической бровки террасы, а вторые — высоту собственно террасовых, т.е. кровли аллювиальных отложений.

Эрозионно-цикловые элементы, по С.С. Шульцу, характеризуют глубины эрозионных врезов, которые обычно определяются разницей высот между кровлей аллювия вышележащей террасы и подошвой аллювия анализируемой террасы. При этом считается, что покровные суглинистые обычно делювиальные или делювиально-эоловые и др. отложения, перекрывающие аллювий, могли формироваться от момента завершения накопления

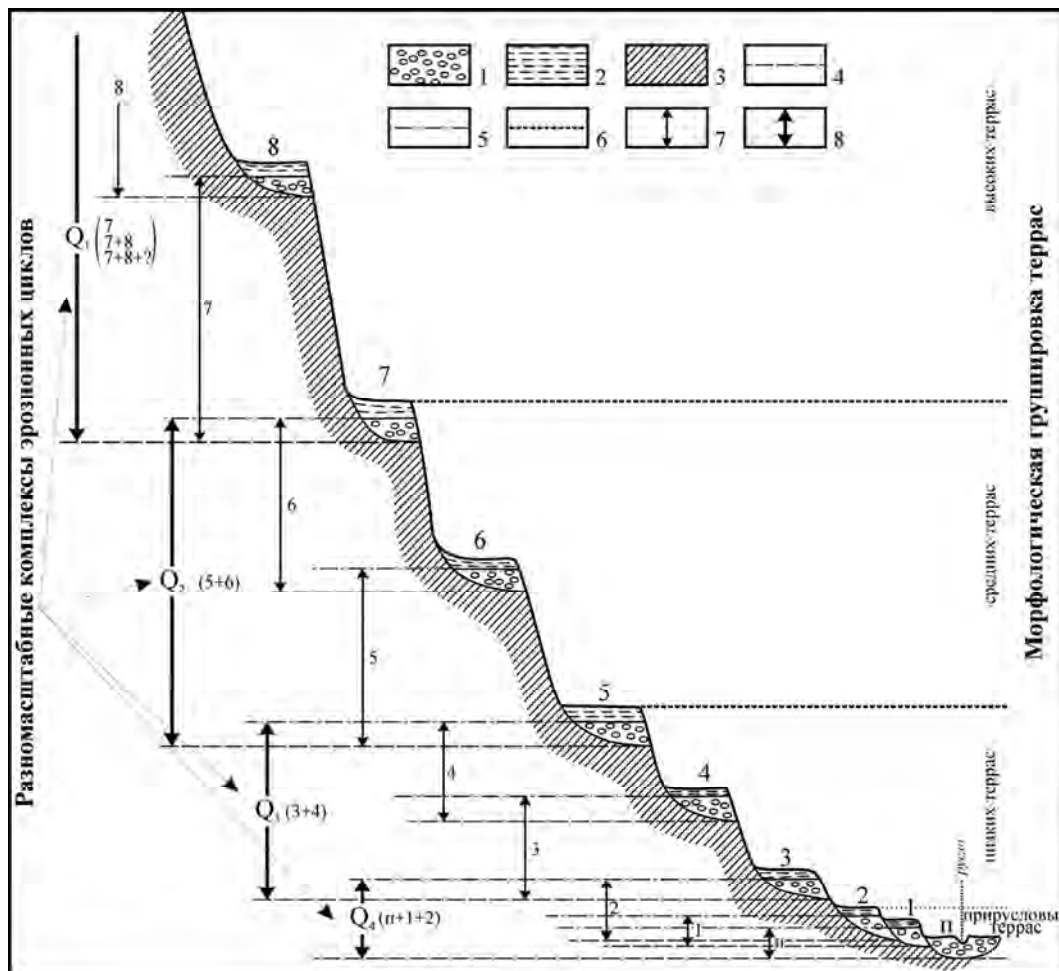


Рис. 4.2. Принципиальная схема соотношения морфологических и эрозионно-цикловых элементов речного террасового ряда

1-3 — отложения: 1 — аллювиальные, 2 — покровные, 3 — коренной цоколь террас, 4-5 — геоморфологические уровни: 4 — цоколей эрозионных врезов, 5 — верхней части эрозионных врезов (границы аллювиальных и покровных отложений более древнего эрозионного цикла), 6 — границы морфологических групп террас, 7 — величины отдельных эрозионных врезов, 8 — величины групп эрозионных врезов.
Цифры — номера надпойменных террас и соответствующих эрозионных врезов, n — пойменная терраса.

Естественно, что предложенные С.С. Шульцем принципы выделения цикловых террас, с учетом их современной детализации, более соответствуют необходимости выделения естественно обособляющихся разномасштабных террасовых стратиграфических подразделений. Поэтому эрозионно-цикловая группировка террасовых образований, т.е. генетический подход к стратификации террасового ряда, явно предпочтительнее при его стратиграфическом расчленении и корреляции.

Между тем для многих регионов (особенно восточносибирских) стратификация террасовых образований до настоящего времени опирается на их морфологическую группировку. Не исключено поэтому, что применение эрозионно-циклового подхода позволит не только уточнить расчленение террасовых рядов, но и выявить их региональную специфику, которая полнее отразит специфику тектонической и эвстатической цикличности. А это, в свою очередь, поможет усовершенствовать районирование территорий по особенностям этапности рельефообразования.

4.2.3. Проблема рациональной индексации террасовых рядов неоплейстоцена и голоцена

Для характеристики этапов рельефообразования основную роль играет обособление разномасштабных террасовых комплексов, рассматриваемых в качестве стратиграфических горизонтов. При межрегиональной корреляции каждый из трех молодых горизонтов включает чаще всего по две террасы, которые принято именовать “цикловыми” или “региональными” террасами. Их рассматривают в качестве подразделений выделяемых горизонтов, обуславливающих необходимость учета иерархии стратиграфических подразделений. В результате у большинства крупных равнинных рек и у многих горных рек в межгорных и предгорных впадинах выделяется по 5-6 неоплейстоценовых и 1-2 эоплейстоценовых террас. Кроме того, в горных долинах характерно появление ряда локальных террас, связанных с различными местными факторами: расщеплением региональных террас на участках активных поднятий, формированием стадийных морен, спуском подпрудных озер и т.п. [Макарова и др., 2011].

Особого внимания заслуживает явление тектонически обусловленного “расщепления” террас и эрозионных врезов. Это “расщепление” часто возникает при пересечении рекой наиболее интенсивно воздымающихся блоков.

Появление локальных террас обуславливает неодинаковое число террас в разных сечениях одной или смежных горных долин. Поэтому обычно используемая на равнинных территориях *последовательная нумерация террас и террасовых эрозионных уступов не удовлетворяет их корреляции и стратиграфическому расчленению в орогенах, где реки пересекают блоки с разной интенсивностью и направленностью вертикальных движений.*

Для обозначения основных стратиграфических подразделений (горизонтов) целесообразны индексы (типа Q_1, Q_2, Q_3, Q_4). Используя их, следует помнить об исходном несоответствии границ основных подразделений существующих стратиграфических шкал неоплейстоцена и реальных этапов рельефообразования. Поэтому данные индексы отражают только их относительную возрастную последовательность, и вовсе не подразумевают соответствия подразделениям общей стратиграфической шкалы четвертичного периода, обозначаемым индексами для неоплейстоцена и голоцена типа QI; QII, QIII, QIV.

Для учета локальных террасовых уровней необходимо всю реально намечающуюся сложность иерархии террасовых образований учесть в индексации плейстоценовых террасовых комплексов.

Тектонически обусловленное расщепление отдельных террас важно для характеристики этапов рельефообразования. Соответственно при корреляции террас и их индексации нужно фиксировать, какая именно из региональных террас расщепляется, особенно в случаях тектонической неравномерности движения отдельных блоков. Соответственно намечается иерархия эрозионных врезов и стратиграфических подразделений. И это обстоятельство следует учесть в индексации плейстоценовых террасовых комплексов, например, в последовательности соподчинения $Q_3^2; Q_3^{26}$ и т.д. Такая система индексации эффективна при любом варианте последовательного, тектонически обусловленного расщепления геоморфологических уровней и любом их числе. Она наглядно раскрывает и характер реального деления каждого комплекса террас. Соответственно, появляется возможность отразить специфику неравномерности проявления тектонических движений в каждом тектоническом блоке, а самого блока — в рельефе. При этом возраст наиболее древнего расщепления региональных террасовых уровней, очевидно, датирует начало активизации воздыманий данной структуры, увеличение дробности расщепления является следствием повышения интенсивности воздыманий и т.п.

В настоящее время намечаются типичные схемы возрастного расчленения неоплейстоценовых террасовых образований в горных областях. Так, в горах Средней Азии и Казахстана хорошо обособляются шесть неоплейстоценовых цикловых террас, отвечающих подразделениям $Q_1, Q_2^1, Q_2^2, Q_3^1, Q_3^2, Q_4$ [Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962; Макарова, Макаров, Акинин, 1979, с. 94; Несмеянов, 1965, с. 141]. По мнению автора, здесь достаточно часто могут выделяться также террасы $Q_4^1, Q_4^{2a}, Q_4^{26}$ [Несмеянов, 1971₁, 1977₁, 2004], а иногда и уровни $Q_2^{1a}, Q_2^{16}, Q_2^{2a}, Q_2^{26}$. Аналогичные террасовые уровни наблюдаются и на Западном Кавказе. Это сходство расчленения свидетельствует об общности тектонической ритмики в формировании удаленных орогенов. Не следует, однако, исключать возможности некоторого “возрастного” скольжения рубежей однотипных стратиграфических подразделений при переходе от одного орогена к другому.

Суммируя сказанное по датировке и индексации террасовых образований неоплейстоцена и голоцена, следует отметить следующее:

- часто применяемая последовательная нумерация террас, непригодна для горных областей, поскольку она не позволяет отражать результаты “расщепления” террас и строения террасовых комплексов;
- современное геологическое датирование весьма несовершенно из-за неоднозначности используемых корреляций и необходимости частого пересмотра таких датировок.

Поэтому реальное преимущество используемой иерархической индексации выделяемых террасовых комплексов и отдельных региональных и локальных террас определяется:

- стабильностью этой индексации, поскольку она учитывает сложность строения террасовых комплексов и реальное “расщепление” конкретных террасовых уровней;
- возможностью выявления эпох активизации орогенических воздыманий;
- возможностью учета и неоднократного пересмотра разнообразной (относительной и абсолютной) геологической датировки при сохранении выявленной иерархии и сложности строения террасовых комплексов;
- при достижении надежной датировки выявленных террас и их комплексов в различных регионах появляется возможность оценки величины возрастного “скольжения” орогенических движений и этапов рельефообразования.

4.3. Проблемы возрастной датировки этапов рельефообразования

Возрастная датировка этапов новейшего рельефообразования необходима для различных вариантов неоструктурного районирования, количественных реконструкций палеорельефа и для оценки скоростей движений земной коры. Для определения скоростей, особенно поэтапных, важна абсолютная датировка продолжительности выделяемых этапов. Сравнение скоростей разновозрастных воздыманий или разрывных смещений позволяет количественно оценить тенденции изменения интенсивности движений. А это, в свою очередь, может служить базой, например, для прогноза современных дифференцированных движений.

Масштабное различие по размерам эрозионных врезов и продолжительности формирования основных подразделений террасового генетического комплекса горных областей с нарастанием этих величин вниз по стратиграфической шкале является характерной чертой неоплейстоцена и соответствует соотношению продолжительности основных подразделений неоплейстоцена общей геохронологической шкалы.

4.3.1. Стратиграфическая шкала и этапность четвертичного рельефообразования

Традиционным основным отличием четвертичного периода считалось наличие покровных равнинных оледенений и близкая синхронность с ними горных оледенений. На равнинах поздние оледенения в значительной мере стирают следы предшествующих, а в горах с их ярусным рельефом разновозрастные морены часто сохраняются на разновысотных геоморфологических уровнях. Поэтому раньше появилась, созданная еще в начале прошлого века А. Пенком и Э. Брикнером [Penck, Bruckner, 1901-1909], так называемая Альпийская шкала с миндельским, рисским и вюрмским неоплейстоценовыми оледенениями, часть из которых была двустадийными или обладала более сложной иерархией ледниковых фаз, стадий и пр. Эта схема уже в 30-х годах прошлого века эффективно использовалась для стратификации четвертичных отложений Европейской России и других областей [Герасимов, Марков, 1939] и сохранила свое основополагающее значение до настоящего времени.

Первоначально легче удавалось датировать межледниковые отложения, а потому с них начинались основные подразделения (отделы) неоплейстоцена, каждый из которых включал соответственно межледниковье и последующее оледенение. На противоречивость подобных принципиальных схем, где плейстоцен завершался вюрмским (или валдайским) оледенением, а начинался то с миндельского оледенения, то с гюнц-миндельского межледниковья, неоднократно указывал К.К. Марков [Марков, Величко, 1967]. Тем не менее, именно подобная схема, но с включением в четвертичный период эоплейстоцена (т.е. практически всего бывшего апшеронского яруса), получила широкое распространение на территории бывшего СССР. Она опубликована со всеми региональными вариантами (местными стратиграфическими схемами) в капитальной двухтомной монографии [Четвертичная система, 1982, 1984] и длительное время использовалась при геологическом картировании масштабов 1:200 000, 1:50 000, 1:25 000. В настоящее время в четвертичный период, по-видимому, под наименованием палеоплейстоцен (для него условно используется индекс Q_p) включена и верхняя часть акачагыльского века [Тесаков и др., 2014]. При этом для выделения более мелких подразделений в неоплейстоцене и палеоплейстоцене, т.е. в большей части четвертичного периода, уже не столь важно распределение ледниковых и межледниковых стадий. А сами такие подразделения по продолжительности существенно больше многих отделов неоплейстоцена.

Активное изучение океанических осадков и широкое внедрение физических методов (особенно палеомагнетизма, разнообразных методов абсолютного датирования) повысило корреляционную значимость рубежей палеомагнитных зон, инверсий, эпизодов и пр., а также кислородных изотопных стадий, обусловленных изменением состава вод Мирового океана. Появилась возможность фиксации одновозрастных опорных стратиграфических уровней в разнородных морских и континентальных отложениях. Такие уровни оказываются существенно более выдержанными, чем многие палеонтологические возрастные рубежи (асинхронные за счет миграции фаун, их фациальности, рекуррентности и пр.). Поэтому они все шире привлекаются для датировки рубежей общей стратиграфической шкалы четвертичного периода. Но при этом все чаще выявляется некоторая асинхронность реальных региональных стратиграфических и палеоклиматических рубежей, а соответственно и реальной этапности регионального рельефообразования. Следовательно, стратиграфические рубежи общей стратиграфической шкалы по своей абсолютной датировке не совсем отвечают реальной палеогеографической этапности, в том числе и этапности рельефообразования, особенно орогенического. Данное обстоятельство приводит к тому, что датировка местных этапов рельефообразования практически всегда будет в той или иной степени отличаться от датировки близких интервалов общей геохронологической шкалы. Этот тип различий можно отнести за счет *региональной специфики геологического развития*.

Но существует и принципиальное отличие возраста этапов рельефообразования от возраста сходных стратиграфических подразделений, объединяющих, как было отмечено выше, стадию потепления (межледниковья, интерстадиала и т.п.) и последующего похолодания (оледенения, ледникового стадиала и т.д.).

Существуют принципиальные разногласия по поводу палеоклиматической характеристики эрозионных фаз на равнинах. Для Русской равнины часто принимается их связь с теплыми фазами, когда водообильность рек повышается за счет таяния ледниковых щитов. При этом упускается из виду, что практически все крупные реки впадают в моря, уровень которых определяется в основном эвстатикой. У морей, связанных с Мировым океаном, регрессии отвечают холодным эпохам, а, главное, материковым оледенениям, когда большие массы воды поглощаются ледниковыми щитами. Глубина этих регрессий нередко достигала 100-150 м. Соответственно в регрессивные эпохи уклоны основных рек сильно увеличивались. А поскольку в известной формуле живой силы потока ($mv^2/2$) скорость течения (v) используется в квадрате, очевидно, что ее изменении вносит большой вклад в эрозионную способность водотоков, чем изменение величины стока или массы воды (m).

Крупнейшие реки и их притоки своими верховьями достигают центральных частей Северной Евразии. Современные русла крупнейших равнинных рек (русла р. Волги у Нижнего Новгорода и р. Оки в районе Серпухова т.е. практически в центре Русской равнины на расстоянии порядка 1 500—2 000 км от моря располагаются на абсолютных отметках, близких к 100 м) практически вдвое меньше обусловленных эвстатикой при снижении базиса эрозии в регрессивные фазы. Соответствующие им глубокие эрозионные врезки должны были обуславливать коренное преобразование рельефа Русской, Западно-Сибирской и Туранской равнин в холодные ледниковые эпохи. Не могли они не повлиять и на активизацию речной эрозии в смежных орогенах, особенно приморских. Перестройки рельефа дополнялись также значительными опусканиями обширных территорий под мощными шапками равнинных оледенений и активизацией роста высоты рельефа Скандинавии в межледниковья.

Соответственно основные перестройки их рельефа должны приходиться на холодные ледниковые фазы. Определенные отличия касаются бассейна р. Волги, впадающей в Каспийское море, эвстатический режим которого во многие эпохи отличался от аналогичного режима Черного моря и Мирового океана. Степень этих различий трактуется по разному и неоднократно пересматривалась. Но и у других морей, омывающих Евразию, границы фаз эвстатических циклов не вполне синхронны [Свиточ, 2003, 2012 и др.]. Все это указывает на возможность определенного *возрастного “скольжения” рубежей рельефообразования*.

Как показывают самые общие стратиграфические корреляции развития речных систем таких горных стран, как орогены Средней Азии и Кавказа, их эрозионные фазы, начинающие формирование этапов рельефообразования, отвечают тектоническим импульсам, пльвиалам, похолоданиям, фазам или стадиям наступания ледников, регрессивным стадиям Мирового океана и сопряженных с ним морей и пр. [Несмеянов, 1977, 2012]. Следовательно, и в орогенах основные этапы рельефообразования начинаются в холодные, ледниковые фазы.

Таким образом, этапность реального рельефообразования, когда основные перестройки рельефа начинают этап, а морские трансгрессии и эпохи (фазы, стадии) выравнивания рельефа и террасообразования его завершают, по определению разновозрастны с рубежами большинства современных геохронологических схем четвертичного периода.

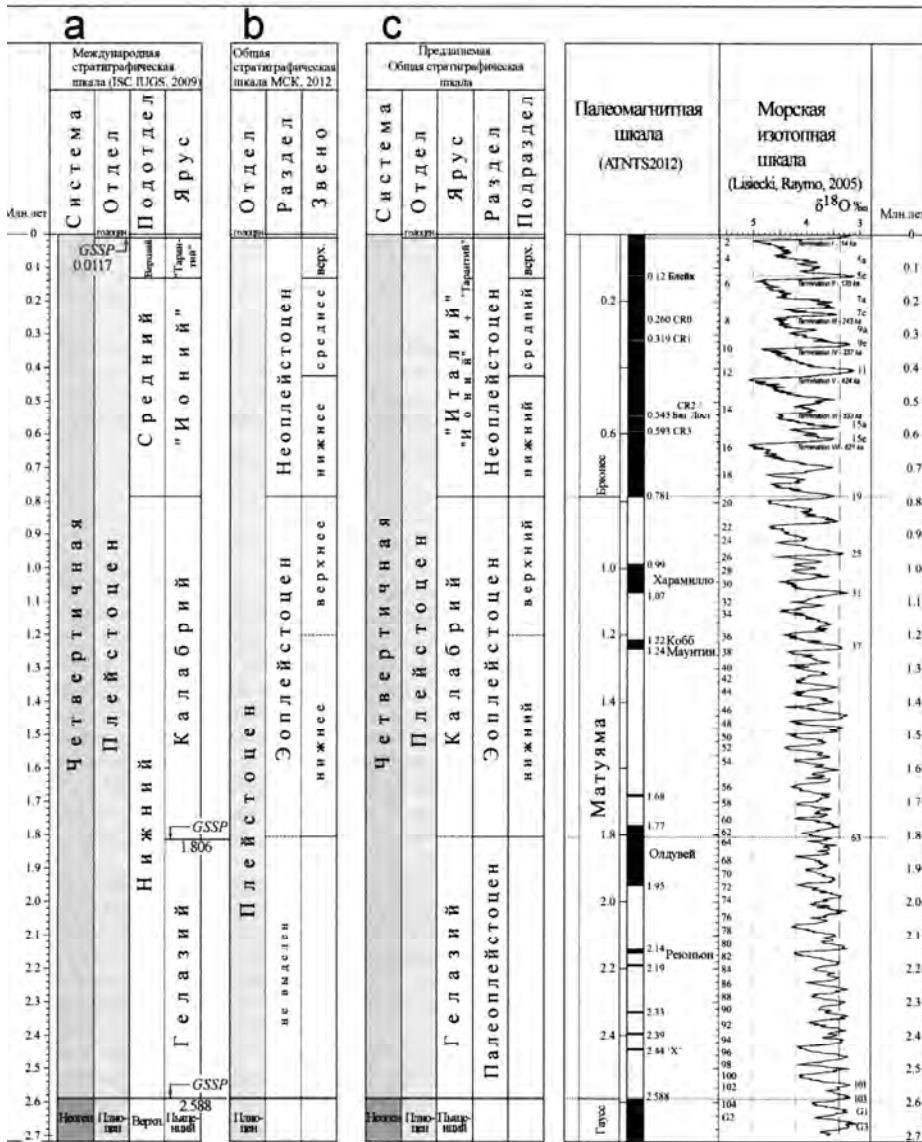
Исходная разновозрастность основных рубежей рельефообразования и подразделений стратиграфической шкалы неоплейстоцена обуславливают сложность геологической возрастной индексации и абсолютного датирования местных этапов рельефообразования.

Для возрастной датировки рассматриваемых этапов привлекаются как местные материалы, так и данные различных далеких корреляций, в том числе и сопоставление с подразделениями общей стратиграфической шкалы. Местные материалы включают стратотипы, фаунистические и др. местонахождения, данные абсолютного датирования и т.п., имеющиеся в исследуемом районе. Специфика датировки этапов рельефообразования в областях новейших или молодых (четвертичных) воздыманий заключается, как было показано выше, в необходимости вывода на все подобные объекты элементов региональной сети геоморфологических (геолого-геоморфологических) профилей [Несмеянов, 1971, 1992, 2012; Несмеянов, Бархатов, 1978; Несмеянов, Измайлов, 1995; Ранов, Несмеянов, 1973; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Макаров, 1977 и др.].

В большинстве случаев местных материалов оказывается недостаточно для абсолютной датировки всех этапов рельефообразования. Поэтому необходимы различные корреляции, особенно сложные применительно к четвертичному периоду, стратиграфическая и геохронологическая шкалы которого постоянно модернизируются, часто весьма значительно. Например, в последние десятилетия нижняя граница четвертичного периода (антропогена) неоднократно перемещалась в интервале 0,8-2,6 млн. лет. Претерпела кардинальные изменения стратиграфия плиоцена, верхний (апшеронский) и часть акчагыльского ярусов исходной схемы которого переведены в четвертичный период (с датировкой его начала 1,8, а затем 2,6 млн. лет), а нижний — понтический ярус переведен в миоцен. Преобразуется и внутренняя структура четвертичного периода. При этом существующая и предлагаемая российские стратиграфические схемы отличаются от основных зарубежных схем (табл. 4.1) [Тесаков и др., 2014].

Таблица 4.1

Подразделения четвертичной системы в Международной стратиграфической шкале [по Cohen, Gibbard, 2011] (а), в Общей стратиграфической шкале России (б) и предлагаемой обновленной шкале (с) [Тесаков и др., 2014].



Все это создает определенные трудности при геологической и абсолютной датировке местных этапов рельефообразования, которые, естественно, могут обладать определенной региональной спецификой (некоторой разновозрастностью).

Необходимость более или менее однотипного подхода к подобным корреляциям и датировкам заставляет определить в ряде принципиальных позиций.

4.3.2. Тектоническая и палеоклиматическая характеристика эрозионно-аккумулятивных циклов.

Связь эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов с тектоническими импульсами в орогенах принимается большинством исследователей. Как указывает Н.И. Маккавеев [1971], ведущее значение тектонического фактора по сравнению с климатическим в развитии продольного профиля реки и формировании ее террас подтверждено гидрологическими наблюдениями и экспериментами. Прогрессивные представления об эрозионно-аккумулятивных циклах, производных от циклов тектонических,

позволили уже к началу 60-х годов прошлого века создать четырехчленные региональные стратиграфические схемы неоплейстоцена и голоцена Средней Азии и Казахстана, хорошо коррелирующиеся между собой с помощью геоморфологических методов.

Детальная корреляция эрозионно-аккумулятивных циклов с тектоническими и климатическими циклами невозможна без анализа иерархии и соотношения их фаз. Исследования в этом направлении еще только начинаются. Но уже получены обнадеживающие результаты, на которых следует остановиться.

Особенности строения рассмотренных выше динамических фаз (стадий формирования) горного аллювия позволяют уточнить соотношение эрозионно-аккумулятивного цикла с тектоническим и климатическим циклами (табл. 4.2).

Как уже отмечалось, границу смежных эрозионно-аккумулятивных циклов, отвечающую началу фазы глубинной эрозии, целесообразно совместить с рубежом подстадий преобладания боковой и глубинной эрозии в перстративной стадии, а границу эрозионной и аккумулятивной фаз внутри цикла — с началом накопления субстративного аллювия, т.е. в середине субстративной стадии.

Тектонический цикл в эпоху орогенеза начинается фазой активизации воздыманий. Нарушая профиль равновесия, активизация воздыманий очень скоро находит отражение в приостановке аккумуляции и активизации глубинной эрозии. Тем не менее, самое начало повышения тектонической активности может несколько опережать начало глубинной эрозии. Но и сама эта эрозия начинается не мгновенно по всей долине, а развивается регрессивно (“пятящаяся эрозия”) вверх по долине. Однако, как было показано выше, в областях дифференцированных поднятий регрессивная эрозия начинается не только от главного ба-

зиса эрозии или края орогена, но и от фаса каждого относительно активнее воздымающегося блока или складки [Несмеянов, 1965, с. 138]. Поэтому нельзя исключать, что начало тектонической активизации хотя и может отвечать еще концу аккумулятивной фазы, по крайней мере, началу ее перстративной стадии, но вряд ли это опережение будет более значительным.

Таблица 4.2

Схема соотношения фаз эндогенной и экзогенной цикличности плейстоцена Средней Азии
(Заливка — активные фазы циклов)

Тектонические циклы	Проявления эрозионно-аккумулятивного цикла		Проявления климатического цикла			Горноледниковый цикл	
	Фазы	Эрозия	Аллювий в цикловой террасе	В аллювии		Фазы увлажнения	Температурные фазы
окраска				карбонатность			
активная	углубляющая	перстративный	серая	слабая	?	холодная	наступления
?							
пассивная	боковая	инстративный	желто-бурая	слабая	аридная	теплая	отступления
		субстративный	бурая	интенсивная			
?	углубляющая	перстративный	серая	слабая	?	холодная	наступления
активная							
?					плuviальная		

Климатический цикл обычно проявляется в колебаниях температуры и увлажненности. Рубежи этих производных циклов могут не совпадать между собой и не исключено, что в разных регионах планеты характер их соотношения меняется. Имеющийся материал, по-видимому, представлятелен для Средней Азии и прилегающих областей, а некоторые исследователи допускают синхронность климатических изменений во всей афро-азиатской части пустынного пояса северного полушария [Мамедов, 1985, с. 11].

Для разновозрастного аллювия Средней Азии отмечается однотипность изменения окраски при смене стадий аккумуляции. У инстративного аллювия окраска желто-бурая, у субстративного — бурая, у констративного — серовато-бурая, а у перстративного — серая. Поскольку красноватые и бурые окраски традиционно считаются показателями теплого климата, а серые — холодного, указанная последовательность смены окрасок интерпретируется как принадлежность инстративного, субстративного и констративного аллювия к теплой фазе, т.е. межледниковьям и интерстадиалам, а перстративного — к холодной [Макаров, Макарова, Акинин, 1979; Макарова и др., 2011]. При этом максимум красноцветности приходится на время накопления субстративного аллювия, а завершение холодной стадии происходило, очевидно, перед накоплением сохранившегося в разрезе цикловой террасы инстративного аллювия. Следовательно, *холодная фаза температурного цикла значительной своей частью и, очевидно, максимумом совпадала с эрозионной фазой эрозионно-аккумулятивного цикла* или, точнее, с ее первой половиной и лишь незначительно захватывала своим началом самый конец аккумулятивной фазы эрозионно-аккумулятивного цикла, т.е. первую подстадию перстративной стадии. В таком случае *холодная фаза температурного цикла оказывается весьма близкой к активной фазе тектонического цикла*.

Карбонатная цементация, максимальная у субстративного аллювия и значительная у констративного, интерпретируется как показатель теплого и сухого, т.е. аридного климата. Как показали палеоклиматические исследования верхнего плейстоцена и голоцена Северной Африки и Юго-Западной Азии, влажные (плuviальные) фазы были более короткими, чем аридные, и соответствовали преимущественно эпохам распада ледниковых покровов в субарктическом и умеренном климатических поясах. А в периоды максимального разрастания таких покровов в примыкавшем к перигляциальной зоне пустынном поясе устанавливался, вероятно, прохладный, но сухой климат. Межледниковья также были преимущественно сухими [Мамедов, 1985, с. 11]. Поэтому эпоха накопления перстративного аллювия вряд ли была влажной.

Рассматривая сохранившиеся в рельефе эрозионные врезы с учетом схемы стадийности аллювиальной седиментации приходится констатировать, что в пределах каждого эрозионно-аккумулятивного цикла в горных областях эти врезы формируются двустадийно. В каждой эрозионной фазе следует выделять две разобщенных подфазы: подфазу углубления вреза и подфазу его расширения. Эти подфазы имеют разную природу и значительную продолжительность.

Подфаза углубления эрозионного вреза имеет в основном тектоническую природу и развивается за счет увеличения уклонов русла рек после каждого орогенического импульса и соответствующего значительного повышения живой силы воды при увеличении квадрата скорости руслового потока. Такой поток стремился к восстановлению профиля равновесия за счет активизации глубинной эрозии. Эта подфаза начинается в конце

перстративной стадии формирования аллювия и заканчивается перед его инстративной стадией. Данная подфаза длительна, поскольку она сопровождается размытием значительного массива скальных пород, служащих цоколем аллювиальных накоплений. Величина поэтапного вреза в горных долинах оценивается для поздне-неоплейстоценовых врезов несколькими десятками метров, а у средненеоплейстоценовых — сотнями метров. Глубина таких врезов многократно, часто на порядок величин превышает мощность аллювиальных отложений.

Подфаза углубления эрозионного вреза отвечает в основном холодной фазе климатического цикла или смежным частям холодной и теплой климатических фаз. В аридной зоне она завершается также пльвиальной фазой, повышающей дополнительно и водообильность этого потока. Орогенический импульс, частично предшествовавший началу активизации глубинной эрозии, скорее всего более или менее совпадал с перстративной аллювиальной и холодной температурной фазами.

Вторая подфаза эрозионной фазы эрозионно-аккумулятивного цикла, обуславливающая расширение долины за счет боковой эрозии, формируется после завершения инстративной аккумуляции и, очевидно, параллельно с накоплением субстративного аллювия.

Расширение первоначально узкого эрозионного вреза (подфазы углубления) начинается после завершения орогенического импульса и достижения рекой профиля равновесия. В этот геологический момент русловой поток в разных тектонических блоках, которые он пересекает, располагался на эрозионном ложе наиболее активных поднятий или на инстративном аллювии разной мощности в блоках воздымавшихся менее интенсивно. Мощность инстративного аллювия изменяется от 5-1 до 30-40 м, а в некоторых случаях достигает и более 80 м [Макарова и др., 2011, с. 6, 8]. Это различие соответствует, очевидно, величине дифференцированности в воздымании блоков на данном этапе орогенеза. Но эти различия, как правило, многократно меньше общего воздымания при соответствующем импульсе орогенеза.

Расширение эрозионного вреза в поперечном сечении долины осуществляется по практически горизонтальному цоколю. И это расширение реализуется параллельно с началом отложения относительно маломощного преимущественно валунно-галечного субстративного аллювия (его обычная мощность 1-4 м [Макарова и др., 2011, с. 6]). Грубость и характер сортировки данного аллювия свидетельствуют о большой мощности и сконцентрированности водного потока. Увеличение мощности водотока, как уже было сказано выше, определялось таянием ледника при потеплении климата.

Сразу после завершения отложения инстративного аллювия данный водный поток следовал вдоль оси долины и был практически прямолинеен. Этот поток мог осуществлять боковую эрозию за счет своего искривления. Как указывал И.С. Щукин [1960, с. 238] “экспериментальные исследования М.А. Великанова [1951] показали, что меандры образуются даже водотоком, текущим первоначально в прямолинейном русле” за счет поперечной циркуляции. Считается также, что начало меандрирования обуславливается случайными обстоятельствами — отклонениями потока препятствиями, неровностями дна или впадением боковых притоков [Экспериментальная..., 1969, с. 13--14]. При этом сказывается прямая зависимость радиуса кривизны излучин от мощности водотока [Щукин, 1960, с. 244], а интенсивность боковой эрозии значительно усиливается, когда водоток ориентирован косо к борту долины, особенно на повороте в вершине излучины. Здесь увеличение живой силы потока в среднем составляет 50%, а в редких случаях почти удваивается [Экспериментальная..., 1969, с. 13]. На форме эрозионного вреза в период накопления субстративного аллювия сказывается и обычный процесс смещения всей системы излучин реки вниз по долине [Щукин, 1960, с. 247]. Это смещение обуславливают “циркуляционные течения на изгибе русла и своеобразное распределение поступательных скоростей по живому сечению потока при его повороте”. “Следствием подобного распределения скоростей в верхнем крыле излучины является эрозия внутреннего (выпуклого) берега и наращивание внешнего, а в нижнем крыле, наоборот, — аккумуляция у внутреннего и подмыв внешнего берега. Поэтому вся излучина перемещается вниз по реке” [Экспериментальная..., 1969, с. 30].

Расширение днища долины в подфазу активизации боковой эрозии, также как и в подфазу углубляющей эрозии, сопровождалось эрозией значительного массива скальных горных пород и потому не могло быть кратковременным.

Таким образом, углубление эрозионного вреза в горных долинах имело в основном тектоническую (орогеническую) природу, а расширение вреза и формирование его картируемого ныне днища — природу климатическую. Данная схема, с одной стороны, подтверждает единство тектоно-климатической этапности орогенического рельефообразования [Несмеянов, 1977, 2012], а с другой — свидетельствует не о простом чередовании эрозионной и аккумулятивной фаз эрозионно-аккумулятивного цикла, а о более сложном чередовании подфаз этих фаз.

Ледниковые фазы горного и равнинно-материкового оледенений совпадали не полностью. Неоплейстоценовые материковые ледниковые щиты Северной Евразии исчезали в межледниковья, а крупные горно-долинные ледники только сокращались. Но фазы наступания и равнинных и горных ледников, очевидно, отвечали холодным фазам климатического цикла. Значит, у горных ледников эти фазы хотя бы частично совпадали с подфазой углубления эрозионного вреза.

В охваченные оледенением верховья рек регрессивная эрозия могла проникнуть позже, в самом конце эрозионной фазы. Эрозия последующего цикла обычно не достигала пределов эрозии предшествующего цикла. Тем самым в тыловой части горных долин формировалась повсеместно наблюдаемая ледниковая лестница. Соответственно многие ледники сначала продвигались по поверхности более древней террасы предшествующего эрозионно-аккумулятивного цикла. В этом случае ледниковой обработке подверглись только борта долины. Но в тех случаях, когда под ледником имеется мощный водоток, регрессивная эрозия могла предшествовать максимальному продвижению ледника. Тогда ледниковый язык, спускавшийся с одного террасового уровня на другой, оказывается в днище синхронного эрозионного вреза. В этом случае троговый облик приобретают не только борта, но и днище долины. Подобная ситуация подтверждается широко распространенным сопряжением днищ долинных трогов с цоколями аллювиальных террас [Несмеянов, 1977₁, с. 123]. Следовательно, продвижение горных ледников могло продолжаться и в подфазу эрозионного расширения долин, т.е. захватывало, по крайней мере, относительно теплую эпоху накопления инстративного аллювия. Естественно поэтому предположить, что в ледниковой фазе граница подфаз нарастания и распада горного оледенения близка к эпохе наиболее теплого и сухого климата, отвечающей времени накопления субстративного аллювия.

В разработанных частях горных долин разновозрастные морены, флювиогляциальные и аллювиальные отложения располагаются на соответствующих разновысотных геоморфологических уровнях. В законсервированных верховьях долин можно наблюдать соотношение молодого ледника с аллювием предшествующего эрозионно-аккумулятивного цикла. Так, на Восточном Кавказе в верховьях Кизику-Мухского Койсу описывается фациальное замещение перстративного аллювия флювиогляциальными отложениями и перекрытие флювиогляциальных отложений мореной, а в верховьях Сурхоба и других среднеазиатских рек — налегание на констративный аллювий флювиогляциальных галечников, которые, в свою очередь, перекрываются мореной долинного ледника [Макарова, Макаров, Акинин, 1979, с. 99; Макарова, Макаров, Соловьева, 1980, с. 53]. Следовательно, максимальное продвижение ледника и формирование конечной морены реализовывалось после накопления перстративного аллювия и совпадало с подфазой углубляющейся эрозии.

Для голоцена и позднего плейстоцена совпадение этапов похолодания, увеличения общей увлажненности и понижения уровня Мирового океана было установлено А.В. Шнитниковым [1969, с. 66]. Близость главных пльвиалов, оледенений и похолоданий в антропогене опирается и на палинологические данные [Пахомов, Пенькова, Ершова, 1980, с. 17].

Как отмечает К.В. Никифорова [Четвертичная..., 1982, с. 105], многие зарубежные «исследователи считают, что эрозионные фазы совпадают с эвстатическим понижением уровня моря и ледниковой экспансией. Ж. Бельсторфом (1978 г.) установлено, что серия ледниковых подвижек в Северной Америке находится в хронологическом согласии с эрозионными фазами, прослеженными в Италии», с этими же фазами коррелируются и регрессии в Марокко. На этом основании она заключает: «таким образом, совпадающее с усилением эрозии и климатическим похолоданием понижение уровня моря можно проследить в глобальном масштабе» [там же].

В целом подтверждается отмечавшаяся ранее [Несмеянов, 1977₁, с. 125] сближенность фаз усиления тектонических движений, глубинной (углубляющейся) эрозии, оледенения, похолодания и увлажнения рассматриваемой территории, т.е. относительно кратковременных активных начальных фаз соответствующих циклов. При этом, как было сказано выше, общепринято совпадение ледниковых эпох с регрессиями Мирового океана, определявшими эрозионно-аккумулятивную ритмичность развития речных долин многих равнинных и прибрежных горных территорий.

Соответственно если общность тектонической ритмичности развития орогенов действительно имеет общеконтинентальное или планетарное распространение, то принципиально возможна и единая шкала стратификации террасовых образований. Но коль скоро эрозионно-аккумулятивный цикл начинается с эрозионной фазы, которая совпадает и в горах, и на равнинах с ледниковыми фазами, то границы подразделений такой шкалы будут смещены относительно границ главных подразделений современной общей шкалы плейстоцена, начинающихся, как известно, с межледниковий и интерстадиалов [там же, с. 133]. Но решению данного принципиального вопроса препятствует недостаточная изученность террасового генетического комплекса большинства горных стран и сложность абсолютной датировки многих фациальных разностей четвертичных отложений, особенно грубообломочных.

Проведенная корреляция позволяет сделать два основных вывода: во-первых, принципиальная однотипность сопоставления фаз разновозрастных эрозионно-аккумулятивных, тектонических (орогенических) и климатических циклов позволяет утверждать единую *тектоно-климатическую природу эрозионно-аккумулятивных циклов*; а во-вторых, признавать существование определенного *смещения (неполного совпадения) фаз этих разнородных циклов. Величина такого смещения, очевидно, может иметь региональную специфику.*

4.3.3. Современные корреляционные возможности датировки основных этапов орогенного рельефообразования в неоплейстоцене

Поскольку эрозионные фазы основных эрозионно-аккумулятивных циклов близки по возрасту к эпохам регрессий Мирового океана, формирования ледниковых щитов и центральноазиатских плювиальных палеопочв, целесообразно рассмотреть палеоклиматические данные, позволяющие датировать основные этапы рельефообразования в неоплейстоцене. Но предварительно следует кратко остановиться на современной характеристике общей стратиграфической шкалы.

Общая стратиграфическая шкала неоплейстоцена, опирающаяся на палеоклиматические материалы, неоднократно модернизировалась. По мнению В.Г. Гербовой и И.И. Краснова [Гербова, Краснов, 1982, с. 43-44], в итоге сопоставления многочисленных схем “хорошо видна общая тенденция усложнения и увеличения числа выделяемых в схемах подразделений, соответствующих ледниковьям и межледниковьям (криомерам и термомерам), а также тенденция к расширению хронологического диапазона того отрезка геохронологической шкалы, который изучается четвертичной геологией. Многие исследователи в последние годы составляют схемы в масштабе абсолютной геохронологии, что способствует значительному упорядочиванию стратиграфической номенклатуры, поскольку это позволяет классифицировать выделяемые подразделения по их стратиграфической значимости и хронологическому объему. Этим уточняется ранговая позиция ряда подразделений и намечаются более обоснованные границы их”.

В последующие десятилетия намеченные выше тенденции продолжились проявляться. Принципиально важным при этом стало использование для абсолютной возрастной датировки выделяемых подразделений их корреляции со стадиями изотопно-кислородной шкалы океанических осадков. Их абсолютная датировка для подразделений всего неоплейстоцена дается в настоящее время с точностью до тысячи лет [Борисов, 2013 и др.]. Эта точность, очевидно, является среднестатистической, поскольку сами абсолютные датировки, особенно для раннего и среднего неоплейстоцена обычно приводятся с точностью до десятков тысяч лет.

Совершенствуется и иерархия стратиграфических подразделений. В плейстоцене, рассматриваемом в качестве надраздела (отдела четвертичной системы), предлагается выделять неоплейстоценовый раздел (подотдел), его нижнее, среднее и верхнее звенья, многие из которых делятся на подступени. Подступени дифференцируются на криомеры (к/м), термомеры (т/м), криостадиалы (к/с), термостадиалы (т/с), субкриомеры (субк/м), субтермомеры (субт/м) и субкриостадиалы (субк/с). Эти подразделения в нижнем и среднем неоплейстоцене непосредственно скоррелированы с морскими изотопными ярусами (MIS). 18 подступеней верхнего неоплейстоцена отвечают двум (2 и 3) MIS, а 6 MIS делится на 3 подступени [Борисов, 2013]. Намечается, следовательно, дальнейшая иерархическая дифференциация климатостратиграфических подразделений. Не исключено, что данный процесс продолжится по мере детализации палеоклиматических исследований.

В данной схеме многие холодные подразделения не сопровождаются оледенениями, а тем более формированием мощных ледниковых щитов. Ряд оледенений делится на стадии, разделенные интерстадиалами (типа т/с, субт/м).

Применительно к выделению рубежей основных этапов рельефообразования следует учитывать только настоящие оледенения, создававшие мощные ледниковые щиты и совпадавшие с эпохами наиболее значительных (глубиной порядка 100 и более м) регрессий Мирового океана. Можно полагать, что именно этим эпохам достаточно близко соответствуют по времени эпохи наступания горных оледенений в большинстве орогенов.

4.3.3.1. Эпохи основных материковых оледенений

Схема материковых оледенений, сформировавших ледниковые щиты и региональные моренные ряды, менялась сравнительно мало. Первоначально эта схема опиралась на схему альпийских оледенений. Но уже к середине прошлого века была создана самостоятельная схема. Так, например, К.К. Марков пишет: “Русская равнина пережила четыре эпохи оледенения: окскую, днепровскую, московскую (установлена в ограниченном числе пунктов) и валдайскую” [Марков и др., 1965, с. 126]. В дальнейшем поздннеоплейстоценовое (валдайское) оледенение было разделено на позднюю — осташковскую и калининскую стадии, московское и днепровское оледенения отнесены к среднему неоплейстоцену, а в раннем неоплейстоцене кроме окского выделено донское оледенение, морена которого ранее относилась к днепровскому оледенению (рис. 4.3) [Антонов и др., 2004]. Существующие разногласия по поводу наименования и ранга перечисленных оледенений [Шик, 2008; Шик и др., 2004] не меняют общую их схему.

В настоящее время существует целый ряд стратиграфических схем с данными по абсолютной возрастной датировке упомянутых оледенений (табл. 4.3) [Сейсмогеология..., 2009; Шик и др., 2004, Борисов, 2013 и др.].

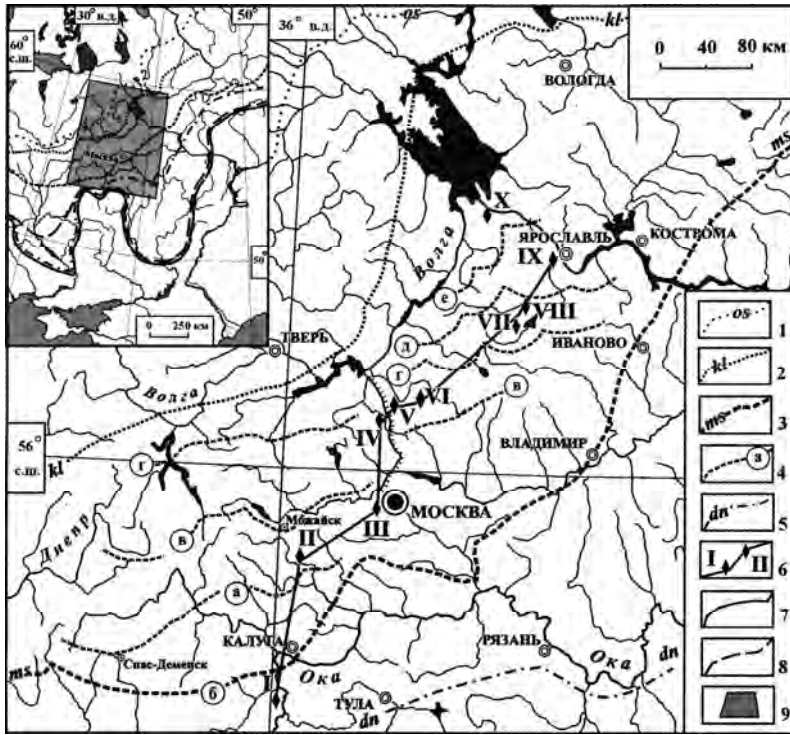


Рис. 4.3. Границы плейстоценовых оледенений в центре Русской равнины
[Антонов и др., 2004].

Границы оледенений: 1 — поздневалдайского (осташковского), 2 — ранневалдайского (калининского) 1 и 2 по Зарриной, Квасову, Краснову, [1965]; 3 — московского; 4 — краевые стадияльные и фазияльные образования московского оледенения (а — боровская; б — максимальная; в — можайская; г — шаховская-петровская (икшинская по Москвитину, [1967]), д — кимрско-ярославская, е — калязин-даниловская); 5 — днепровского по Величко и др., [2001]; 6 — линия корреляционного профиля, опорные страторайоны и разрезы (I — Чекалин, Бряньково, II — Сатино и окрестности (Боровск), III — Москва, IV — Спас-Каменский (Икша), V — Дмитров, VI — Кунья (Краснозаводск — Сергиев-Посад), VII — Черемошник, VIII — Шурскол (Ростов Великий), IX — Ярославль, Печегда (см. рис. 4), X — Рыбинск. На карте-врезке: границы оледенений: 7 — днепровского по Маркову и др., [1965], 8 — донского по Величко и др., [2001]; 9 — территория исследования. Граница московского оледенения вне территории исследования дается по Зарриной, Квасову, Краснову [1965].

Датировка основных этапов оледенения Русской платформы [Сейсмотектоника..., 2009, Борисов, 2013]

Таблица 4.3

Стратиграфическая схема				Абсолютные даты (тыс лет)												
надраздел	раздел	звено	надгоризонт	горизонт	Четвертичная система, 1982, 1984	Никифорова и др., 1989	Васильев, 1997	Красенков и др., 1997	Датировки морен в Ростовской котловине [Алешинская, Гунова, 1997; Проблемы..., 2001]	Борисов, 2013	Диапазон датировок стратиграфических рубежей	принятые датировки стадий оледенения				
												начало	максимум	окончание	продолжительность оледенения	
Плейстоцен	Неоплейстоцен	верхнее	Валдайский	голоценовый (последниковоье)	10	10	10,2			11,7	10-10,2					
				Верхневалдайский (Осташковский)	24	23-24	21			24	21-24	22	19	10	12	
				Средневалдайский (Молого-Шекснинский, Мончаловский, Ленинградский)	50	56	50		49,3±7,2—26,7±0,5	57	50-57					
		среднее	Среднерусский (Днепровский)	Ранневалдайский (Калининский, Дмитровский, Волжский)	70	75	90		52,7±6,4	71	70-90	80	65	53	27	
				Микулинский	110	120-130	140	~140	95±115	126	110-140					
				Московский	130		185		195±24—110±14	186	130-185	160	140	125	35	
		нижнее	Южно-воронежский	Окский	Чекалинский (Одинцовский)	180		230		256±29	242	180-230				
					Калужский (Вологодский, Днепровский)	240	260	300	~240	284±33	301 (364)	240-300	270	230	200	70
					Лихвинский	380	380	420	~250		427	250-420				
					Окский						474	420-474	474	~450	420	~55
					Мучкапский						528					
					Донской						568		~570	~550	~530	~40
					Окатовский						621					
					Сетунский						659					
Южно-воронежский	Ликовский	Акуловский					712									
		Перопаповский						760								
									787							

В данной таблице отчетливо видна разномасштабность (с различиями в разы) ледниковых эпох по их продолжительности. Действительно, днепровское оледенение (с продолжительностью 70 тыс. лет), по видимому, близко по продолжительности к окскому (около 55 тыс. лет) и практически вдвое продолжительнее донского (40 тыс. лет), московского (35 тыс. лет) и калининского (27 тыс. лет) оледенений, а последнее в свою очередь вдвое продолжительнее осташковского оледенения (или ледниковой стадии — 12 тыс. лет).

Эти пропорции сходны с соотношениями продолжительности основных подразделений четвертичного периода, в котором палеоплейстоцен (около 0,8 млн. лет) и эоплейстоцен (около 1 млн. лет) существенно продолжительнее раннего (0,36 млн. лет) и среднего (0,3 млн. лет) неоплейстоцена и в свою очередь значительно продолжительнее позднего неоплейстоцена (0,114 млн. лет).

Вся эта разномасштабность перекликается с разномасштабностью как временных параметров формирования, так и размеров разновозрастных террасовых образований горных стран.

4.3.3.2. Основные эвстатические колебания и датировка морских террас (общая и черноморская схемы).

Учитывая упомянутые выше корреляции, подтверждающие близкие совпадения тектонических и ледниковых (холодных, плювиальных) фаз, кажется бесспорным влияние эвстатических колебаний на общую этапность континентального рельефообразования с повсеместным близким совпадением начальных фаз этих этапов и океанических регрессивных фаз [Несмеянов, 1977₁].

Геоморфологическим проявлением эвстатических колебаний можно считать морские террасовые ряды, классификации и датировке которых посвящена обширная литература [Каплин, 1977; Каплин, Селиванов, 1987; Купцов, 1986; Былинский, 1985; Несмеянов, Измайлов, 1995; Селиванов, 1996].

Для обширных территорий юга Европейской России большое значение имеют колебания уровня Черного моря, изученные довольно детально (табл. 4.4) [Федоров, 1974, 1988; Островский, 1967, 1968₁, 1968₂, 1974; Несмеянов, Измайлов, 1995, Несмеянов, 1999 и др.].

Таблица 4.4

Корреляция горизонтов стратиграфической схемы плейстоцена Восточной Европы с морскими террасами Мирового океана и Черноморского побережья Кавказа [Несмеянов, Измайлов, 1995]

Датировка трансгрессий Мирового океана (тыс. лет) по Е.Н. Былинскому, 1985, 1988; П.А. Каплину, А.О. Селиванову, 1987; Х.А. Арсланову, 1987 и др.		Номера кислородно-изотопных стадий	Горизонты стратиграфической схемы плейстоцена Восточной Европы [Четвертичная..., 1982; Никифорова и др., 1989]		Индекс Альпийской шкалы	Региональные морские террасы Черноморского побережья Кавказа
			горизонт	ориентировочные даты (тыс. лет)		
		2	Верхневалдайский (Осташковский)	10-23	W3	
25-62 (30-50)		3	Средневалдайский (Молого-Шекснинский)	23-50 (23-56)	W2	Сочинская (Sch)
		4	Нижневалдайский (Калининский)	50-70	W1	
74-140	80-110 (74-117)	74-85	Микулинский	70-110 (75-130)	RW	Агойская (Ag)
		5a				
		5b				
		5c				Шахейская (Sh)
	90-105	5d				
	120	118-122			?	Ашейская (Ash)
		130-140				
		6	Московский	110-130	R2	
190-245 (200-230)		7	Одинцовский	130-180	R1/2	Пшадская (Psh) (Узунласская)
		8	Днепровский	180-240	R1	
282-337 (290-350)		9	Лихвинский	240-380	MR	Криницкая (Kr) (Древнеэвксинская)
		10				
362-408 (380-408)		11				
		12				
453-507		13	Окский	380-500	M	Позднечаудинская (Ch ₂) (Идукопасская, Гезельдеринская)
		14				
549-623		15	Колкотовский	500-?		
		16	Платовский	?-730	GM	Раннечаудинская (Ch ₁) (Дедеркойская)
685-712		17				
		18				
742-787		19	Михайловская			

Самостоятельный материал по датировке планетарных холодных и теплых фаз океанических вод получен на основании корреляции кислородно-изотопных стадий, которые в настоящее время изучены для четвертичного периода достаточно детально, хотя имеется несколько различных схем их абсолютной датировки [Былинский, 1985; Селиванов, 1996 и др.]. Холодные стадии кислородно-изотопной шкалы обозначаются четными числами, теплые — нечетными. Независимо от вариаций современного наименования ледниковых и межледниковых стадий можно наметить следующую схему корреляции эвстатических колебаний Мирового океана и Черного моря с оледенениями и межлед-

никовьями Восточной Европы (см. табл. 4.4) [Несмеянов, Измайлов, 1995]. Эта схема достаточно легко может быть скоррелирована с региональными стратиграфическими схемами не только России, но и всей Северной и Центральной Евразии [Четвертичная..., 1982, 1984].

Важно подчеркнуть, что шкала эвстатических колебаний уровня Мирового океана (шкала Вейла) и, имеющая также климатическую природу, шкала изотопно-кислородных стадий связывают в единый ряд этапность планетарного рельефообразования в четвертичном периоде, плиоцене, миоцене и олигоцене независимо от периодически меняющихся представлений о возрастном положении границ и внутреннего расчленения этих подразделений новейшего этапа геологической истории.

4.3.3.3. Соотношение этапности материковых оледенений, глубоких регрессий Мирового океана и континентального рельефообразования в неоплейстоцене.

Приведенные выше материалы позволяют сопоставить современные представления о возрасте эпох материковых оледенений и глубоких регрессий Мирового океана, оцениваемых как промежутки между трансгрессиями (табл. 4.5). В общих чертах можно обнаружить сходные эпохи. Однако рубежи их не всегда совпадают. Если допустить, что современные материалы отвечают действительности, то калининское, окское и донское оледенения несколько опережали соответствующие регрессии, а ошашковское, московское и днепровское отставали от начала регрессий.

Таблица 4.5

Соотношение рубежей ледниковых и эвстатических циклов с этапами континентального рельефообразования

Общая стратиграфическая шкала неоплейстоцена			Материковые оледенения		Глубокие регрессии Мирового океана	Обобщенные границы континентального рельефообразования					
индекс	начало	продолжительность	название	абсолютные датировки		рубежи	продолжительность		индекс		
QIV	12										
QIII	126	114	Ошашковское	10-22	?-25	22	10	62	Q ₃ ²	Q ₃	
			Калининское	50-80	62-74	74	52		Q ₃ ¹		
QII	427	300	Московское	125-160	140-190	160	85	195	Q ₂ ²	Q ₂	
			Днепровское (Калужское)	200-270	245-282	270	110		Q ₂ ¹		
QI	787	360	Окское	420-475	408-453	475	205	425	Q ₁ ²	Q ₁	
			Донское	530-570	507-549	550	75		220		Q ₁ ¹
						685	135				
							623-685?				

Можно также принять, что обобщенные рубежи основных этапов континентального рельефообразования отвечают моментам, когда начинали совместно проявляться указанные оледенения и регрессии. Это позволяет оценить продолжительности таких этапов с использованием индексов, применяемых к подразделениям террасового генетического комплекса. Сравнение этих продолжительностей позволяет увидеть и разномасштабность. Последняя наиболее ярко проявляется при сравнении продолжительностей этапов, отвечающих основным разномасштабным террасовым комплексам. Действительно, продолжительность комплекса Q₁ примерно вдвое больше продолжительности комплекса Q₂, а его продолжительность почти втрое больше продолжительности комплекса Q₃.

Таблица 4.6

Этапность плейстоценового формирования Средней Азии и Кавказа

Индексы этапов плейстоценового орогенеза	Абсолютный возраст рубежей орогенеза, тыс.лет	
	Эпиplatformенные высокие орогены Средней Азии	Эпигеосинклинальный среднегорный ороген Западного Кавказа
Q ₄		
Q ₃ ²	16±0,7	15-20
Q ₃ ¹	35±06	60-70
Q ₂ ²	55±6	около 120
Q ₂ ¹	140±6	150-200
Q ₁ ²	220±45	300-400
	500±45	около 700

Производившаяся ранее в разное время датировка террасовых рядов некоторых орогенов показала их не полную синхронность. В качестве примера можно привести сопоставление террасовых рядов высокоактивных орогенов Средней Азии и среднеактивного орогена Большого Кавказа (табл. 4.6) [Несмеянов, 1971₁, 1977₁, 1990, 1992, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995]. Отличаются их рубежи и продолжительности этапов и от приведенных выше у обобщенных этапов континентального рельефообразо-

вания. Конечно, данные различия могут быть связаны с различием разновозрастных корреляционных материалов. Однако скорее они отражают и некоторую реальную региональную специфику этапности террасообразования.

4.3.3.4. Датировка конца неоплейстоцена и голоцена в среднеазиатских орогенах.

В активно воздымавшихся (высоких) среднеазиатских орогенах удается выявить более детальную этапность рельефообразования [Несмеянов, 2012]. Для этих орогенов в самом конце неоплейстоцена и голоцене при безусловном приоритете стратиграфической значимости террасового генетического комплекса вновь возрастает стратиграфическая значимость лессово-почвенных образований покровного генетического комплекса. В этом возрастном интервале почвенные образования выражены слабо, но их палеоклиматическая позиция меняется по сравнению с более древними частями плейстоцена. Здесь почвенные образования и слои карбонатного корообразования скорее отвечают увлажненным и, по-видимому, более прохладным эпохам (ледниково-плювиальная модель), которые сопоставимы с эрозионными фазами эрозионно-аккумулятивных циклов [Амосова и др., 1991; Несмеянов, 1971, 1977; Ранов, Несмеянов, 1973; Pias, 1976, 1977]. Эта ситуация отвечает палеогеографическим построениям А.В. Шнитникова [1957, 1969], который оперировал данными преимущественно по голоцену.

В Средней Азии по строению образований террасового генетического комплекса сырдарьинский горизонт делится на древний туткаульский и молодой ходжаягонинский подгоризонты, а ходжаягонинский подгоризонт — на древний кызыласкерский и молодой коккуракский этапы террасообразования или слои (табл. 4.7 [Амосова и др., 1991]). В самом кратком виде материалы по датировке границ этих подразделений следующие.

Таблица 4.7

Датировка стратиграфических рубежей конца неоплейстоцена и голоцена в Средней Азии
(по С.А. Несмеянову [Амосова и др., 1991])

Террасовый генетический комплекс				Возраст почв, кор выветривания и культурных слоев в покровном генетическом комплексе и обвалов в пещерах тыс. лет				Трансгрессии озера Тянь-Шаня, тыс. лет
Горизонты	Подгоризонты	Слои	Датировка рубежей, тыс. лет	Афганистан и юг Таджикистана	р. Зеравшан	Фергана	Почва в Прииссыкулье	
Сырдарьинский Q ₄	Ходжаягонинский	Коккуракские	2,5	2,6	8,7	8,5; 8-6	6,8	>2,2
		Кызыласкарские	8	8; 7,5; 6,5				
	Туткаульский	16	16-14	16,6				
Голодно-степский	Самаркандский							

- ❖ Граница голодно-степского и сырдарьинского горизонтов близка к 16 тыс. лет назад по сумме следующих данных:
 - на Самаркандской верхнепалеолитической стоянке эта граница, по-видимому, заключена в интервале от 20 до 15 тыс. лет, а каменный инвентарь культурного слоя, залегающего у подошвы покровной тощи, сходен с инвентарем слоя, имеющего на стоянке Аккупрук Б в северном Афганистане радиоуглеродную датировку $16\ 615 \pm 215$ лет;
 - в Ферганской депрессии на стоянке Ходжагор возраст данной границы более 14 тыс. лет, но вряд ли больше 17 тыс. лет;
 - трансгрессия оз. Чатыркуль на Тянь-Шане началась около 16 тыс. лет.
- ❖ Граница туткульского и ходжаягонинского подгоризонтов имеет возраст около 8 тыс. лет:
 - в Ферганской депрессии пойменный аллювий туткаульской террасы мог накапливаться в интервале 13-9 тыс. лет; на стоянке Актаньга связанные с тектонической активизацией обвалы имеют возраст 8-6 тыс. лет;
 - на р. Зеравшан аллювий туткаульской террасы перекрыт покровной толщей с культурными слоями стоянки Учащи-131, датируемыми по археологическим материалам возрастом 8-7 тыс. лет;
 - в Афгано-Таджикской депрессии на стоянке Туткаул в основании покровной толщи туткаульской террасы неолитический культурный слой имеет радиоуглеродную дату 8080 ± 170 лет, а в пойменном аллювии этой террасы присутствуют переотложенные мезолитические изделия, имеющие возраст 13-12 тыс. лет.
- ❖ Граница кызыласкарского и коккуракского этапов террасообразования — 2,5 тыс. лет:
 - в Ферганской депрессии обживание берегов кызыласкарского русла Сыр-Дарьи прекратилось 2,5 тыс. лет в связи с тектонически обусловленным появлением более молодого русла (рис. 4.4);
 - в низовьях р. Зеравшан рубеж двух этапов развития его дельты по археологическим материалам имеет возраст менее 3 тыс. лет;
 - Аму-Дарья примерно 2,5 тыс. лет назад в очередной раз повернула от Узбоя к Аральскому морю;
 - начало Бозбулунской трансгрессии оз. Иссыкуль имеет возраст более 2,2 тыс. лет.

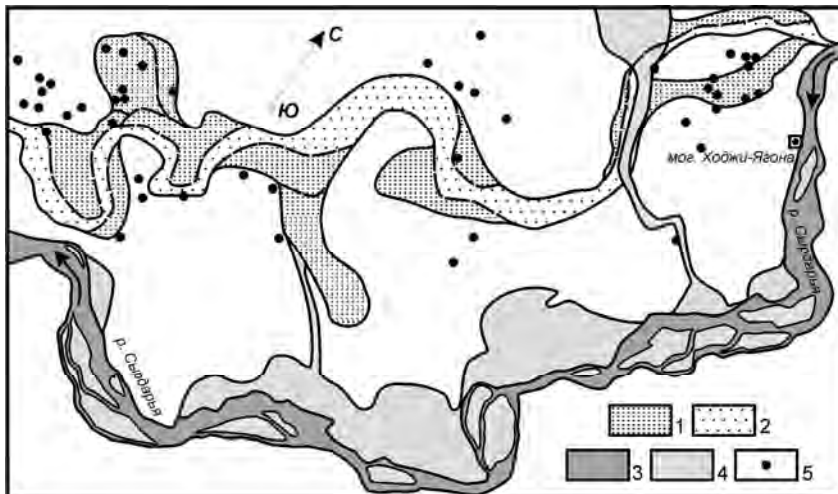


Рис. 4.4. Расположение на Кайракумской равнине (Западная Фергана) современного и отмершего русел р. Сыр-Дарьи [Несмеянов, Ранов, 1975].

1-4 — образования позднесырдарьинского (ходжаягонинского) подгоризонта; 1-2 — отложения отмершего русла р. Сыр-Дарьи (кызыласкарские слои ходжаягинского подгоризонта Q_4^{2a}): 1 — останцов древней протоки, 2 — более молодой протоки; 3-4 — современная долина р. Сыр-Дарьи (коккуракские слои ходжаягинского подгоризонта Q_4^{2b}) 4 — пойменные террасы, 3 — русло; 5 — места поселений и рудоплавильных центров бронзового и раннего железного веков, связанные с функционированием древнего, ныне отмершего русла р. Сыр-Дарьи.

- в юго-восточной Фергане гумусированные прослои на туткаульской террасе р. Кунасай имеют даты $6\ 665 \pm 115$, $7\ 490 \pm 150$, $8\ 525 \pm 85$ лет.

❖ Границе кызыласкарского и коккуракского этапов террасообразования — (2,5 тыс. лет) близка по возрасту эпоха корообразования в Афганистане датируемая в 2,6 тыс. лет.

Таким образом, в качестве субрегиональных (проявляющихся лишь в некоторых орогенах) террасовых элементов могут выделяться образования, связанные с более краткими тектоно-климатическими циклами, с рубежами в 16, 8 и 2,5 тыс. лет.

4.5. Очередные проблемы

Особенности стратиграфии террасовых образований определяются спецификой строения террасового генетического комплекса и связанных с ним проблем.

Проблема различия неогеновых и четвертичных террасовых рядов

Различие неогеновых и четвертичных (особенно неоплейстоценово-голоценового) террасовых рядов определяется в первую очередь временной разномасштабностью выделяемых этапов. Эта разномасштабность влияет и на характер комплексности факторов, определяющих рубежи этапов рельефообразования. Сказывается и различный характер абсолютного датирования. При выделении более продолжительных и менее точно датируемых этапов может возникнуть видимость повышенной синхронности древнего рельефообразования, по сравнению с четвертичным.

Так, датировка древних поверхностей выравнивания различных орогенов обычно трактуется как более сходная [Поверхности..., 1974]. Это обстоятельство часто интерпретируется в пользу существования единых трансрегиональных поверхностей выравнивания. Решение вопроса также зависит от детальности региональной датировки местных рядов террасовых образований. В то же время сами рубежи более крупных этапов рельефообразования, очевидно, не могут отвечать “геологическим мгновениям”, а имеют достаточно сложную структуру и продолжительность [Несмеянов, 1977.]. Поэтому само представление о синхронности подобных рубежей нуждается в специальной дальнейшей проработке.

Общность принципиальной четырехчленной схемы строения неоплейстоцен-голоценовых орогенических террасовых рядов и влияние на эту ритмику эвстатических колебаний уровня Мирового океана свидетельствуют о существенной упорядоченности планетарного (в том числе континентального) рельефообразования. Определенная асинхронность рубежей молодого рельефообразования может зависеть от разных факторов. С учетом реальных различий в удаленности от связанных с океаном морей можно предполагать, что Западный Кавказ и Центральноазиатские орогены характеризуют области с наиболее значительно, если не максимально различными плейстоценовыми террасовыми рядами.

Важно оценивать точность определения разновозрастных рубежей террасообразования, т.е. разновозрастных эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов.

В покровных образованиях (по разным данным [Амосова и др., 1991; Мамедов, 1980; Серебрянный и др., 1976; Шнитников и др., 1980; Pias, 1976, 1977]):

❖ Границе туткаульского и ходжаягонинского подгоризонтов (8 тыс. лет) близки:

- в Прииссыккулье — погребенная почва с радиоуглеродной датой $6\ 850 \pm 110$ лет;
- в низовьях р. Зеравшан — учащинский торфяной горизонт с радиоуглеродной датой $6\ 590 \pm 130$ лет;
- эпоха карбонатного корообразования в Афганистане возрастом 7,5-6,5 тыс. лет;
- в Бешкентской долине Южного Таджикистана — погребенная почва с гипсовыми образованиями, имеющая корреляционный возраст 6-4 тыс. лет;

Проблема комплексной природы рубежей этапов рельефообразования

Активизация эрозии в разных орогенах и на разных временных отрезках зависит от взаимодействия различного набора тектонических и климатических факторов. Кроме того, в каждом таком наборе роль отдельных факторов может быть различной. Поэтому необходимо детальное изучение природы активизации эрозионной активности в разных орогенах и на разных стадиях их рельефообразования.

Поскольку активизация эрозии зависит от активности и степени синхронности проявления ряда факторов (орогенических импульсов, климатической увлажненности, активизации оледенения, морских регрессий), необходимо выявлять роль и время активизации каждого из этих факторов, а также степень влияния каждого из них на повышение эрозионной способности рек.

Проблема природы и величины возрастного “скольжения” рубежей этапов рельефообразования

Природа комплексности факторов регионального рельефообразования не изучена. При этом рубежи разнородных этапов при их общей сближенности могут быть несколько разновременными. Не исключено, что в разных регионах вклад разных тектонических и климатических факторов в результаты проявления эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов может быть разным. Поэтому такие рубежи могут исходно различаться по возрасту. Величина таких различий определяет диапазон возрастного “скольжения” каждого конкретного стратиграфического рубежа в этапности рельефообразования.

В ряде случаев асинхронность может оказаться частично связанной со сложностью абсолютных датировок. Так, не исключено, что возрастные отличия этапности формирования среднеазиатских и кавказских орогенов определяются как спецификой проявления тектонических импульсов, так и разной удаленностью этих территорий от океанов и связанных с ними морей в четвертичном периоде.

Очевидна необходимость детальной возрастной датировки региональных схем террасовых образований. Датировка подобных схем с привлечением только далеких и общих корреляций может привести к существенным искажениям оценок изменения и тенденций интенсивности тектонических движений.

Проблема точности абсолютных датировок и возраст рубежей этапов рельефообразования

Следует отметить различную точность реальных абсолютных датировок и датировок принятых для рубежей в современной изотопно-кислородной шкале.

Точность реальных датировок существенно различается для разных методов определения. Но всегда указывается допустимый интервал точности установленной даты.

В современной изотопно-кислородной шкале для всего неоплейстоцена указываются датировки с точностью до одной тысячи лет. Это — статистические датировки и они могут меняться в зависимости от появления новых определений. Кроме того, сами фиксируемые данным методом рубежи могут оказаться неодновременными на разных широтах, поскольку реальные границы разнотемпературных интервалов, по-видимому, не полностью синхронны во всех частях Мирового океана.

Соответственно возникают две проблемы:

- насколько синхронны региональные разнородные климатические рубежи и рубежи, зафиксированные в изотопно-кислородной шкале;
- насколько синхронны климатические рубежи с рубежами эрозионно-аккумулятивных циклов в разных регионах.

Проблема иерархии цикличности в этапности рельефообразования.

Можно считать достаточно определенно установленными:

- циклический характер этапности орогенического рельефообразования, определяемый периодически проявлением эрозионных фаз, а также
- разномасштабность выделяемых этапов с различиями в разы по продолжительности.

Все это свидетельствует об иерархичности и циклической природе орогенического рельефообразования. А потому к этому процессу вполне приложим анализ иерархической цикличности, который может, во-первых, способствовать прогнозу некоторых процессов, а во-вторых, изучению внутреннего строения отдельных фаз циклических процессов.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ.

ПРИМЕНЕНИЕ ОРОТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕТОДА.

Оротектонический метод уже нашел эффективное применение в ряде методических и прикладных направлений.

Среди методических направлений наиболее важными можно считать:

- ❖ картирование морфоструктур и неоструктурное районирование,
- ❖ изучение активных разрывов,
- ❖ количественные реконструкции палеорельефа,
- ❖ выделение коровых сейсмогенерирующих структур и оценка значимости палеосейсмодислокаций.

Основными прикладными направлениями использования методических направлений оротектонического метода являются:

- ❖ инженерные изыскания и строительное проектирование,
- ❖ поиски орографически выраженных нефтегазоносных и водоносных структур,
- ❖ поиски мест для подземных хранилищ и захоронения высокотоксичных материалов
- ❖ поиски россыпей,
- ❖ поиски и разведка рудных месторождений,
- ❖ палеогеографические и палеоэкологические реконструкции в инженерной геологии и археологии.

Поскольку прикладные направления нашли достаточно подробное отражение в литературе, они будут охарактеризованы кратко. Основное внимание будет уделено методическим направлениям, которые могут иметь и иные прикладные направления использования.

ГЛАВА 5.

КАРТИРОВАНИЕ МОРФОСТРУКТУР И НЕОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ С УЧЕТОМ ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА

Оротектонический метод существенно расширяет возможности выявления морфологически выраженных в рельефе тектонических структур и неоструктурного районирования за счет материалов по возрастному расчленению рельефа. Это позволяет учитывать различие морфологии структурных форм на разных стадиях развития, а также определять некоторые количественные параметры, например, величину воздымания поднятий или амплитуду вертикальных разрывных смещений за определенный этап и т.п.

Сначала следует остановиться на картируемых особенностях основных типов орографически выраженных структур, затем на структурно-геоморфологических методах картирования и, наконец, на характеристике разномасштабного картирования и учете преобразования орографически выраженных структурных форм.

5.1. Картируемые морфоструктуры

Традиционно выделяется три основных типа структурных форм: складчатые, блоковые и разрывные. При этом для картирования наиболее сложными являются разрывные структуры, не только в силу их разнообразия, но и потому, что их расположение определяет морфологию блоковых структур. Кроме того, в орогенических поднятиях, как правило, резко преобладают блоковые структуры, ограничением которых служат разрывные нарушения.

Складчатые структуры обычно развиваются преимущественно в пределах молодых прогибов, выполненных новейшими отложениями. Характер проявления в рельефе разномасштабных “мертвых” и “живых” складчатых структур достаточно подробно описан в трудах Н.П. Костенко [1972; Костенко и др., 1999 и др.] и кратко рассмотрен в главе 1.

Наибольшую сложность в картировании орогенических образований представляет выявление и характеристика именно разрывных структур. Поэтому ниже основное внимание уделяется разрывным нарушениям и блоковым структурам.

5.1.1. Разрывные нарушения

Классификации разрывных нарушений разнообразны. Характер изучения любых тектонических структур существенно зависит от масштаба и цели исследований.

5.1.1.1. Специфика разномасштабных исследований

Планетарные и трансрегиональные исследования учитывают, как правило, только крупнейшие разрывные нарушения типа зон Заварицкого-Беньофа (зон субдукции) и глубинные разломы, разделяющие литосферные плиты и основные блоки земной коры. Применительно к поставленным задачам, концентрирующим внимание на районировании приповерхностных структур, глубинные разломы, безусловно, представляющие мощные объемные и обычно сложные геологические тела, должны классифицироваться с учетом их протяженности, внутреннего строения, морфологии (кинематики), истории формирования (древности заложения и сложности взаимодействия разделяемых ими блоковых структур).

При региональных исследованиях основное внимание обращается на глубинные разломы и верхнекоровые разрывы. Они изучаются как элементы, разделяющие крупные блоковые структуры и складчатые системы и зоны. Для классификации этих разрывных структур важны протяженность, ширина, морфологический тип (кинематика), внутреннее строение зоны и история ее развития. Иногда учитываются древность их заложения и степень молодой активизации.

Для крупномасштабных и детальных исследований основной интерес представляют разрывы, трещинные зоны и отдельные крупные трещины.

При возрастном расчленении рельефа морфологическая классификация разрывных нарушений может быть предельно простой. Обычно достаточно ограничиться выделением сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов, а также их сочетаний. В некоторых регионах, например в Тянь-Шане, сместители большинства новейших надвигов по мере заглубления становятся более крутыми. Такие надвиги обычно именуется “kozyрьковыми” надвигами и могут считаться взбросо-надвигами. Учитывая обычную ограниченность площадей крупномасштабных исследований (от нескольких до первых сотен квадратных километров), в категорию надвигов могут быть включены элементы крупнейших морфологически сходных структур, т.е. покровов и шарьяжей.

В последнее время наблюдается тенденция к детализации кинематики разрывных нарушений. Так, Л.М. Расцветаев [1987] различает четыре основных геомеханических типа дизъюнктивных структур: 1) отрывы — зоны раздвижения в условиях активного или относительного растяжения; 2) сколы — диагональные зоны скольжения с деформацией хрупкого скалывания в условиях сжатия или растяжения; 3) срезы — продольные зоны скольжения, отвечающие деформации вязкопластического скольжения в условиях действия пары сил; 4) сдвиги — зоны сплющивания, соответствующие упруго-пластической деформации в условиях сжатия. Однако картирование подобных разновидностей весьма затруднительно. В реальных условиях обычно обнаруживаются признаки, как сжатия, так и сдвигоподобных (сдвиговых, сбросовых, взбросовых) относительных смещений крыльев разрыва. Поэтому традиционная схема кинематики разрывов явно предпочтительнее.

Следует отметить также, что в орогенических областях часто повышенная крутизна склона бывает связана с разрывными нарушениями, но может зависеть от других причин. Склоны, приуроченные к древним и не обновленным разрывным нарушениям, обычно обусловлены денудационной препарировкой разрывной зоны и размывом одного из крыльев. У новейших разрывных нарушений фас поднятых крыльев, сложенных метаморфизованными или магматическими породами, нередко представлен обрывистым склоном, а опущенные крылья и тектонически передробленные породы часто бывают перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями.

5.1.1.2. Типизация разрывных структур (принципиальная схема)

С принципиальных позиций достаточно простая схема деления разрывных нарушений на глубинные разломы, разрывы и трещины. Эта схема, несмотря на отдельные терминологические разногласия, стала общепринятой в современных учебных пособиях по геотектонике [Белоусов, 1971, 1976; Буялов, 1955; Хаин, 1964, 1973 и др.].

Как будет показано ниже, данная схема предполагает не только и не столько количественные (по длине, ширине и амплитуде смещения) различия между выделенными тремя основными категориями разрывных структур, но и качественные (по существенным особенностям строения) различия между ними. Кроме того, данная схема является иерархичной, т.е. трещины могут входить в структуру разрывов (разрывных зон), а разрывы являются обычными элементами шовных зон (зон глубинных разломов).

К глубинным разломам обычно относятся наиболее крупные (протяженные и сложно построенные) разрывные структуры, важнейшими чертами которых являются глубокое проникновение в земные недра, а также длительное и многофазное развитие [Хаин, 1971; Справочник..., 1970 и др.]. Такие разломы выделяются в литосфере в основном геофизическими методами. На поверхности они представлены поясами сгущения разрывов, распространения крупных надвигов, увеличения интенсивности складчатости, появления вулканических интрузивных тел и т.д. Для наименования всех этих приповерхностных структур, фиксирующих присутствие новейшего глубинного разлома, в последнее время используется термин *“шовные зоны”* [Милановский, 1962; Несмеянов, 1970, 1971, 1972; Несмеянов, Бархатов, 1978; Хаин, 1973, с. 322].

Исходя из сказанного, представляется целесообразным при оротектонических исследованиях различать среди приповерхностных разрывных структур трещины, разрывы, шовные зоны, в том числе зоны смятия.

В геологической литературе трещинами обычно называются разрывные нарушения без смещения или без существенного смещения, что отличает их от разрывов¹ [Белоусов, 1971; Биллингс, 1949; Буялов, 1955; Деннис, 1971; Левитес, 1965; Хаин, 1964, 1973; Хиллс, 1967 и др.]. Однако у трещин смещения обычно столь же соизмеримы с длиной, как и у разрывов. Кроме того, важно подчеркнуть, что длительные разрывные смещения приводят, как правило, к образованию различных по ширине и строению зон тектонического дробления и приразрывной трещиноватости, т.е. разрывных зон. Поэтому *разрывы следует рассматривать в качестве объемных геологических тел* разрывной природы. Соответственно к трещинам, формировавшимся в большинстве случаев кратковременно или единовременно (здесь речь идет только о тектонической трещиноватости) целесообразно относить разрывные структуры, вдоль сместителя которых, не развиты тектонически передробленные породы. Следовательно, трещины — это разрывные структуры без разрывных зон² [Тектонические..., 1982; Несмеянов, 2004].

¹ Наряду с этим широко распространено представление об отсутствии принципиальных различий между разрывными нарушениями разной протяженности. Предполагаются прямые зависимости между протяженностью и шириной разрывных структур, а также амплитудой смещений по ним. Более того, при всех видах динамических разрывных смещений предполагается соответствующее по величине сейсмическое излучение [Рац, Чернышев, 1970; Рац, 1973 и др.]. При таком подходе все разрывные нарушения должны считаться сейсмогенерирующими, а все динамические подвижки — связанными с очагами землетрясений. Данная позиция представляется слишком схематичной, не отражающей всей сложности соотношения реальных явлений, и в первую очередь специфики разномасштабных структур. Именно существование такой специфики обусловило необходимость отражения качественных различий между главными типами разрывных нарушений [Несмеянов, 2004].

² Отдельные широко раскрытые трещины бывают заполнены гидротермальным жильным или обломочным материалом, но последний имеет не тектоническое, а гравитационное происхождение.

Таким образом, трещины являются либо элементами повсеместной нарушенности скальных массивов горных пород, либо элементами разрывных зон; а разрывы, в свою очередь, могут быть как самостоятельными структурами, так и элементами строения шовных зон или зон смятия. Шовные зоны представляют собой пояса сгущения складок и разрывов, которые могут достигать ширины в десятки километров.

Общеизвестно, что соподчинение разрывов разной протяженности обусловлено тем, что они сами служат разграничением разномасштабных блоков и складок. Связано оно также с постепенностью формирования разрыва. Обычно вдоль края блока сначала сгущаются трещины, а затем образуются мелкие разрывы, вытянутые в цепочку или расположенные кулисообразно. Такие первичные разрывы постепенно сливаются. При дальнейших подвижках, т.е. при нарастании амплитуды смещения по разрыву, в его крыльях образуются мелкие оперяющие разрывы и дополнительные разрывы, субпараллельные главному [Белоусов, 1952; Гзовский, 1975; Рац, Чернышев, 1970].

Рассмотрение реальных соотношений между протяженностью разрывов и амплитудой новейших смещений активных (высоких) новейших орогенов по материалам исследований в Гиссаро-Алае (Южный Тянь-Шань) и Кунгей-Заилийском регионе (Северный Тянь-Шань) подтверждает реальность выделения региональных и локальных разрывов. В активном эпиплатформенном орогене Тянь-Шаня региональные новейшие разрывы не только располагаются на сочленении региональных складчатоглыбовых структур, но по своей протяженности соизмеримы с антиклинориями и синклинориями [Несмеянов, 1971, 1975; Несмеянов, Бархатов, 1978].

Так, в Гиссаро-Алае подавляющее большинство локальных новейших разрывов имеет протяженность до 80 км и амплитуду вертикальных смещений в десятки и сотни метров (обычно до 500 м), а все региональные разрывы протяженностью 120-200 км — амплитуду таких смещений от одного до нескольких километров. Сравнительно немногочисленные разрывы длиной 80-120 км могут иметь амплитуду как в сотни метров, так и в несколько километров. Аналогичные соотношения имеют место и для разрывов Кунгей-Заилийского региона [Бархатов, Несмеянов, 1981]. В обоих случаях резкое увеличение амплитуд вертикальных смещений тяготеет к середине указанного выше интервала 80-120 км, т.е. около 100 км. Эту величину можно считать формальным рубежом для разграничения региональных и локальных разрывов.

Реальность принятого деления подтверждается и различной длительностью формирования региональных и локальных разрывов. Как показали исследования в Гиссаро-Алае, все региональные разрывы имеют палеозойское заложение, а большинство локальных новейших являются новообразованными [Кухтиков, 1968; Несмеянов, Бархатов, 1978]. Региональные разрывы имеют, как правило, сложное строение и, по-видимому, глубокое проникновение. Во всяком случае, к некоторым из этих разрывов тяготеют эпицентры коровых землетрясений.

Таким образом, выделение региональных и локальных разрывов опирается на комплекс данных, поскольку разрывы указанных категорий различаются по амплитуде смещений, сложности строения, древности заложения и глубине проникновения. Исходя из предшествующего рассмотрения, *главным классификационным критерием разрывов для целей оротектоники, очевидно, следует считать особенности строения разрывных зон.*

Следует отметить, что рассмотренная выше типизация разрывных структур является принципиальной, т.е. затрагивает лишь самые общие элементы их классификации (табл. 5.1). Но выделенные основные типы часто подлежат более дробному делению, поскольку рассматриваются в первую очередь как объемные и сложно построенные тела и зоны.

Таблица 5.1.

Типизация приповерхностных разрывных структур в инженерной геотектонике.

Тип разрывных структур	Тип приповерхностных зон	Типичные размеры		Практическое значение	
		длина	ширина		
Глубинный разлом	Шовные (разломные) зоны	Сотни и тысячи километров	Километры и десятки километров	Рассматриваются в качестве сейсмогенерирующих структур, являющихся тектонической основой большинства зон возникновения опасных землетрясений (зон ВОЗ)	
Разрыв	Разрывы (разрывные зоны)	Десятки и сотни километров	Сотни метров, реже первые километры	В активных разрывах возможен крип, опасный для различных инженерных сооружений. Возможно повышение сейсмической бальности.	Многие зоны отличаются пониженной прочностью, повышенной проницаемостью, геопатогенностью, локализацией опасных экзогенных процессов (линейная эрозия, карст, суффозия, оползнеобразование и т.п.) и сейсмодислокаций.
Трещина	Диаклазовые швы	Десятки километров, реже более 100 км	Первые сотни метров	Микродеформации могут нарушать функционирование прецизионных сооружений	
	Трещинные зоны	Сотни метров, километры	Десятки метров	В отдельных случаях возможны: опасный крип и вредные микродеформации.	

Трещины, как правило, представляют собой две сомкнутые (закрытая трещина) или разошедшиеся (раскрытая трещина) разрывные поверхности (стенки трещины), возникшие одновременно и постепенно, или импульсно разраставшиеся при нарушении сплошности породы, когда последняя делилась на блоки. Такой подход еще четче подчеркивает качественные и генетические различия между разрывами и трещинами, поскольку наличие приразрывного дробления и трещиноватости является прямым следствием характерных именно для разрывов, т.е. существенных и, главное, длительных смещений вдоль разрывной структуры. Вместе с тем данный подход позволяет относить к трещинам и сколы со смещениями различной ориентировки. Смещения по трещинам могут быть и значительными, но недлительными, т.е. не приводящими к формированию разрывных зон. Существование качественных различий в строении трещин и разрывов упрощает их диагностику.

5.1.2. Разрывные зоны

Существует определенный разнобой в трактовке строения разрывных зон, рассмотренный в ряде публикаций [Комплексные..., 1990; Рац, Погребиский, 1966; Тектонические..., 1982]. В результате рассмотрения различных вариантов наиболее приемлемым для картирования представляется понимание “разрывной зоны”, как трехмерного (объемного) тела, которое может включать в себя подзоны сместителя, аномальной трещиноватости и тектонического клина [Несмеянов, Бархатов, 1975, 1978; Бархатов, Несмеянов, 1981; Тектонические..., 1982; Несмеянов, 2004]. Это понимание отражает строение разрывных зон у разрывов всех кинематических типов и величин протяженности и амплитуд смещения.

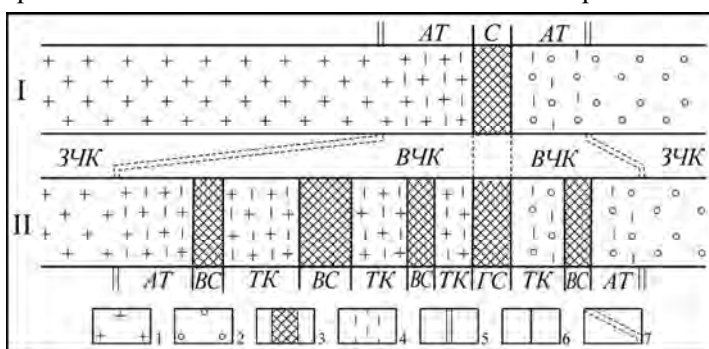


Рис. 5.1. Принципиальная схема строения поперечного сечения простых (I) и сложных (II) разрывных зон [Тектонические..., 1982].

1-2 — породы разных крыльев разрыва, тектонически не раздробленные; 3 — раздробленные (тектонокластические) породы подзон сместителя; 4 — участки с аномально повышенной трещиноватостью; 5-7 — границы: 5 — разрывных зон, 6 — подзон, 7 — частей крыльев разрыва.

АТ — краевые подзоны аномальной трещиноватости, С — подзона сместителя, ГС — подзона главного сместителя, ВС — подзона второстепенного сместителя, ТК — подзона тектонического клина, ВЧК — внутриразрывная часть крыла разрыва, ЗЧК — заразрывная часть крыла разрыва.

Тектонические клинья формируются только за счет дробления одного из крыльев. Клинья, выколотые из разных крыльев, могут существенно различаться между собой не только по составу, но и по размерам, морфологии, времени формирования и т.п. Соответственно меняется характер оперения главного сместителя. Поэтому важно анализировать характер процесса расклинивания каждого из крыльев разрыва.

Простые разрывные зоны:

- Подзона сместителя,
- Две краевые подзоны аномальной трещиноватости

Сложные разрывные зоны:

- Подзона главного сместителя,
- Подзона (или подзоны) второстепенного (оперяющего) сместителя,
- Подзона (или подзоны) тектонического клина,
- Две краевые подзоны аномальной трещиноватости.

Предлагаемый подход к описанию разрывных зон позволяет вскрыть сложность соотношений между такими понятиями, как “разрыв” и “крыло разрыва”. Представляется целесообразным различать в крыле разрыва его внутриразрывную и заразрывную части. Во внутриразрывную часть крыла объединяются тектонические клинья, выколотые из данного крыла, разделяющие их второстепенные сместители и краевая подзона аномальной трещиноватости, которые одновременно являются и элементами разрывной зоны. В некоторых случаях “сфера влияния” крыльев, т.е. сопрягающихся по разрыву блоков или складок, прослеживается и в пределах подзоны главного сместителя. В последней иногда удается проследить краевые фации брекчий дробления пород каждого из крыльев и обычно очень узкую (десятки сантиметров — первые метры) фацию или пояс сместителя, в которой породы перетерты [Несмеянов, Бархатов, 1975, с. 63]. В простых разрывных зонах внутриразрывной части крыла отвечает только соответствующая подзона аномальной трещиноватости. Заразрывная часть

крыла начинается уже за краевой подзоной аномальной трещиноватости, т.е. характеризуется фоновой трещиноватостью.

Новейшие разрывы, как правило, выражены уступом в рельефе, и их опущенное крыло бывает перекрыто шлейфом ненарушенных разрывом рыхлых молодых отложений. Под шлейфом часто скрыта и подзона сместителя. Последняя хорошо обнажена или даже препарируется денудационными процессами в тех случаях, когда тектонически раздробленные породы позднее сцементированы гидротермальным или другим вторичным материалом. Подобная ситуация более характерна для древних, необновленных разрывов.

5.1.3. Шовные (разломные) зоны

Шовные зоны разнообразны, характеризуя типологические, масштабные и возрастные различия при поверхностного выражения глубинных разломов. Так, разновидностью шовных зон являются зоны смятия, рифтовые зоны, а также сложные сочетания мегаструктур над зонами Бенъофа или субдукции, т.е. наклоненными под континенты глубинными разломами континентальных окраин Тихоокеанского типа.

Используемая типизация разрывных нарушений равноценно удовлетворяет как фиксистским, так и мобилистским построениям. Поэтому она представляется достаточно обоснованной при наличии четких качественных различий между основными подразделениями.

Типизация шовных зон

Шовные зоны представляют собой пояса сгущения закономерно сочетающихся складчатых и глыбовых структур, формировавшиеся в условиях максимальной контрастности и дифференцированности тектонических движений. Они обычны для новейших тектонически высокоактивных областей, особенно для эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов [Милановский, 1962; Несмеянов, 1970; Хаин, 1973].

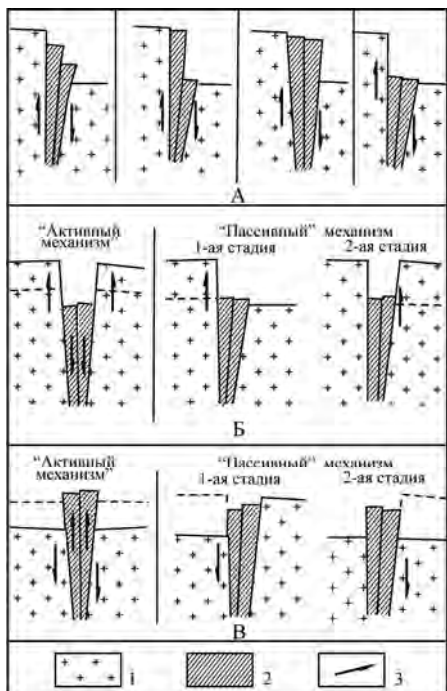


Рис. 5.2. Шовные зоны

эпигеосинклинального орогена,
по Е.Е. Милановскому [1962].

Зависимость движений в шовных зонах от направления движения смежных блоков:

А — при разнонаправленных движениях смежных блоков,

Б — при поднятии смежных блоков,

В — при опускании смежных блоков.

1 — блоки земной коры, смежные с шовными зонами, 2 — тектонические клинья шовной зоны, 3 — относительное направление вертикальных движений.

Зоны смятия — это также пояса, в которых процессы длительного динамометаморфизма и магматизма маскируют внутреннюю структуру зон глубинных разломов [Забродин, 1977]. Они характерны для древних, не обновленных глубинных разломов. Поэтому зоны смятия здесь детально не рассматриваются. Предлагаются достаточно сложные морфологическая и кинематическая классификации зон смятия. Однако в самом общем виде они делятся на джагдинский и иртышский типы в зависимости от связи с одиночными или парными глубинными разломами. В джагдинском типе наиболее метаморфизованные породы расположены в приосевой части зоны, а в иртышском — они тяготеют к краям зоны. Обычная длина зон смятия — сотни, реже тысячи километров, ширина от 2-3 до нескольких десятков километров. Глубина их формирования оценивается интервалом 1-7 км.

Строение шовных зон определяется морфологией и характером смещений по глубинным разломам, которые в свою очередь зависят от тектодинамической обстановки их формирования. В.В. Белоусов [1975, 1976] предлагает различать глубинные взрезы, сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги и раздвиги. Первые два типа отличаются возможностью знакопеременных движений.

Примером *глубинного взреза* является Тырныаузский глубинный разлом на северном склоне Большого Кавказа (Тырныауз-Пшекишская шовная зона). Его изучение позволило Е.Е. Милановскому [1962] предложить классификацию соответствующих шовных зон в зависимости от направления смещений, сопрягающихся по разлому глыб земной коры (рис. 5.2).

Типичными примерами сейсмоактивных *глубинных сдвигов* могут служить разломы Сан-Андреас в Калифорнии и Талассо-Ферганский в Тянь-Шане [Белоусов, 1975; Никонов, 1977; Трифонов, 1983; Хаин, 1973]. Широко известны описания вариантов соотношения различных приповерхностных структур при сдвиговых деформациях [Лукьянов, 1965; Лукьянов, Щерба, 1972; Геодина-

мика..., 2009], но достаточно полной классификации сдвиговых шовных зон не разработано.

К *общекоровым раздвигам* относятся трещины, выполненные глубинным магматическим материалом. Примером их могут служить Великая дайка Родезии — интрузия основных и ультраосновных пород шириной 5-10 км и длиной 500 км [Белоусов, 1975] и Срединно-Исландская зона раздвигания и

молодого вулканизма, в которой наблюдается несколько сгущений раздвигов, сбросов и сдвигов, сопровождаемых трещинными излияниями и цепочками вулканов; эта зона рассматривается и как рифт, служащий наземным продолжением срединно-океанической рифтовой системы [Трифонов, 1983].

В.Е. Хаин [1973] считает *рифты* глубинными грабенами, раздвигами планетарного масштаба. Однако, В.В. Белоусов [1975] относит рифты к общекоровым сбросам, которые он также считает следствием растяжения земной коры. Изучение рифтогенеза постоянно расширяет круг порожденных им структур. Е.Е. Милановский [1983] выделяет два главных типа таких структур на платформах: древние — авлакогены и молодые (начавшие формироваться не ранее позднего палеозоя) — собственно рифты. Им предложена сложная классификация приповерхностных рифтовых структур (т.е. рифтовых шовных зон), отражающая циклы и стадии развития рифтогенеза при поли- и моноциклическом развитии этих структур с наличием или отсутствием инверсионности (рис. 5.3). Строение и стадии развития древних и молодых рифтовых зон принципиально сходны. Но многие молодые рифтовые зоны еще не завершили полного цикла своего развития. Поэтому классификация рифтовых шовных зон опирается в основном на материалы по изучению авлакогенов. На стадии заложения (или регенерации) в них в обстановке активного растяжения земной коры образуются грабены, грабен-синклинали и клавиатурные системы чередующихся грабенов и горстов; проявляется основной вулканизм. На стадии проседания грабены, заполняясь, постепенно преобразуются в синклиналеобразные прогибы и даже в синеклизы. На инверсионной стадии в обстановке тангенциального сжатия возникают ограниченные взбросами и надвигами осевые и краевые блоковые поднятия фундамента или валуобразные поднятия чехла, перекрывающего рифт, а иногда проявляются складчатые деформации. Е.Е. Милановский пришел к выводу, что история вертикальных и горизонтальных деформаций в рифтовых зонах качественно сходна с таковой для геосинклинальных в особенности миогеосинклинальных зон, хотя масштаб и интенсивность этих деформаций различны. Видимо, это сходство позволило Г.П. Леонову [1984] рассматривать рифтогенез лишь как одну из форм раздробления земной коры, родственную процессу развития геосинклиналей.

Цикл	Стадия	ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ				МОНОЦИКЛИЧЕСКИЕ			
		с главной инверсией в раннем цикле	с главной инверсией в позднем цикле		Позднепротерозойские		Фанерозойские		
			выраженной ослепчатостью	выраженной ростом внутреннего поднятия	с инверсией	без четко выраженной инверсии	с инверсией	без инверсии	
Гиманский тип	Донецкий тип	Кировский тип	Днепровский тип	тип Кыюноу	Пачелмский тип	тип Бенуэ	Припятский тип		
Фанерозой	инверсия								
	проседания								
	заложения								
Поздний протерозой	инверсия								
	проседания								
	заложения								

Рис. 5.3. Циклы, стадии и типы развития рифтовых шовных зон на платформах (из [Милановский, 1983]).

Типичным примером *глубинных надвигов* обычно считаются только зоны Беньофа [Белоусов, 1975, 1976; Хаин, 1973]. Они трассируются по распределению очагов землетрясений и трактуются сторонниками тектоники плит как зоны поддвига. Однако, многие сильные землетрясения в этих зонах обусловлены взбросовыми подвижками по крутым разрывам, не соответствующим модели субдукции [Балакина, 1979]. В последнее время наметилась тенденция в пользу признания надвиговой, а не подвиговой природы этих зон на восточной периферии Азии [Богданов, 1999]. К шовным зонам глубинных надвигов, проникающих в мантию, обычно относятся глубоководные желоба, островные дуги и прилегающие к ним части окраинных морей.

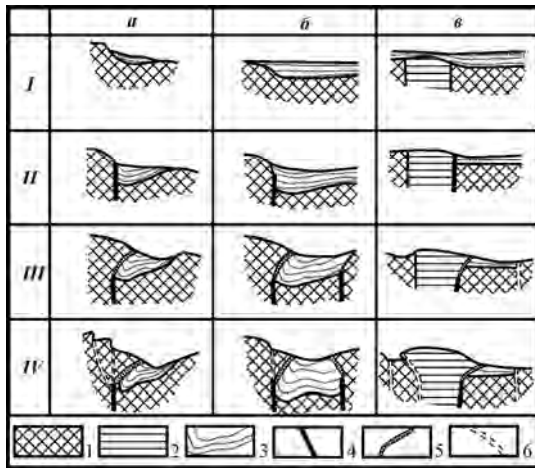


Рис. 5.4. Стадии формирования основных типов шовных зон Тянь-Шаня [Несмеянов, 1984].

а — флексурно-разрывных, **б** — шовно-депресссионных, **в** — шовно-блоковых
Стадии: **I** — первичной флексуры, **II** — структурной ступени, **III** — фронтально-го взбросо-надвига и приразрывной впадины, **IV** — тыловых разрывов
 1 — палеозойский фундамент нерасчлененный, 2 — наиболее древние палеозойские породы осевого горста шовно-блоковой зоны, 3 — мезокайнозойский чехол, 4 — осевой разрыв, обусловивший формирование структурной ступени, 5 — фронтальный взбросо-надвиг, 6 — сбросы и тыловые взбросы.

С помощью возрастного расчленения рельефа и неоструктурного районирования среди шовных зон, связанных с первичными сбросовыми и взбросовыми смещениями, намечено три главных типа: шовно-блоковый, флексурно-разрывный и шовно-депресссионный (рис. 5.4). Для всех них прослежены единообразные стадии развития. Главными

элементами всех типов шовных зон могут считаться шовные впадины (шовные грабены или грабен-синклинали), краевые разрывные швы, обычно представленные региональными разрывами и сопровождающиеся оперяющими разрывами, а также краевые поднятия. У флексурно-разрывных зон такие швы и поднятия расположены по одному борту впадины (грабен-синклинали), а у шовно-депресссионных зон — по обе стороны впадины (грабена). У шовно-блоковых зон имеются также осевые поднятия, обрамленные впадинами и расположенными далее краевыми поднятиями [Несмеянов, 1971, 1984; Несмеянов, Бархатов, 1978].

Шовно-депресссионные зоны орогенов делятся некоторыми авторами на два подтипа — рифтовый и рамповый, — обусловленных неодинаковым характером тектодинамической обстановки, в которой они формировались. В условиях преобладающего сильного поперечного сжатия осевая впадина обрамляется взбросами и надвигами (рамповый подтип), а в условиях слабого сжатия или преобладающего растяжения — сбросами (рифтовый подтип) [Чедия, 1980, 1986].

Как показывают детальные геофизические исследования, большинство глубинных разломов на континентах наклонены в соответствии с общими тектодинамическими обстановками. Так, В.Б. Соллогуб [1982, Соллогуб, Чекунов, 1983] на примере юга Европы показал, что для рифтов и авлакогенов характерны наклонные сбросы, сближающиеся на глубине, а для геосинклиналей — рамповый тип со сближением сместителей к земной поверхности. Наименьшие углы наклона характерны, по-видимому, для альпийских глубинных разломов Средиземноморского складчатого пояса [Чекунов, Кучма, 1978].

Новейшее развитие всех упомянутых выше структур может эффективно изучаться на основе возрастного расчленения рельефа.

5.1.4. Блоковые структуры

Плановое расположение сместителей в сложной разрывной зоне определяет форму тектонических клиньев и полуклиньев, а форма тектонического клина наряду с его размерами может иметь значение, например, для размещения инженерного сооружения [Тектонические..., 1982; Несмеянов, 2004].

Общий план ориентировки оперяющих сместителей по отношению к главному сместителю часто связан с ориентировкой смещения, т.е. с морфологией разрыва. Такой план изучен главным образом для горизонтальных сдвиговых смещений.

Сдвиговые сложные разрывные зоны. Оперение сдвигов характеризуется в основном односторонне примыкающими второстепенными сместителями. В соответствии с существующими идеальными схемами [Белоусов, 1976; Лукьянов, Щерба, 1972] по обе или одну сторону от главного сместителя должны выкалываться полуклинья. Однако в действительности вдоль сдвигов, даже небольших, образуются тектонические клинья.

Такие клинья часто развиты лишь на отдельных участках. Это особенно характерно для локальных сдвигов. Типичным примером подобного разрыва является детально изученный Бирюзовый сдвиг в Кураминском хребте (Карамазар). Он имеет протяженность 45 км и состоит из сегментов разного строения. Наиболее узки прямолинейные участки длиной до 5 км, где рассланцованные, окварцованные, серицитизированные и каолинизированные породы развиты в полосе шириной от первых метров до 50 м. К этим участкам местами приурочены дайки гранит-порфиров и кварцевые жилы. Прямолинейные участки расположены кулисообразно и разделяются более широкими (раскрытыми) участками длиной до 2 км и шириной до 250 м, которые выполнены магматическим материалом. На участках разветвлений образуются тектонические клинья линзовидной и треугольной формы [Левин, 1965; Парфенов, 1967; Парфенов, Кондратов, 1966].

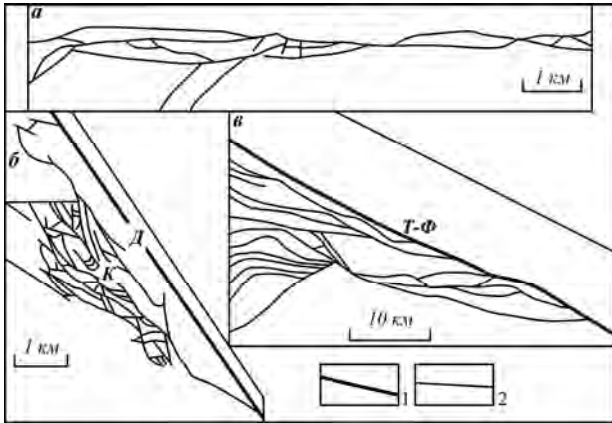


Рис. 5.5. Формы тектонических клиньев в сложных разрывных зонах сдвигов [Тектонические..., 1982].
 а — Сандыктас-Чулакский сдвиг [Войтович, 1969], б — Карадобинский (К) сдвиг у его сочленения с Главным Джунгарским (Д) сдвигом [Войтович, 1969], в — Чаткальский сектор Таласо-Ферганского (Т-Ф) сдвига [Буртман 1964];
 1 — главные сместители, 2 — второстепенные сместители.

Здесь наблюдаются линзовидные и дугообразные тектонические клинья (см рис. 5.5 в). Такие системы оперения часто трактуются как “структуры конского хвоста” [Попов 1939; Лукьянов, Щерба, 1972].

Сложные разрывные зоны сбросов. Как было показано выше, поднятые крылья сбросов оперяются циркуобразными сбросами, которые выкальвают линзовидные тектонические клинья. В некоторых случаях субвертикальные разрывы, по-видимому, сбросы, имеют оперение, сходное с характерным для сдвигов. Такой тип оперения наблюдается в западной части Предкунгейского регионального разрыва (рис. 5.6). Здесь наряду с линзовидными существуют треугольные и трапециевидные тектонические клинья. Оперяющие разрывы имеют местами ветвящийся или кустящийся рисунок в плане.

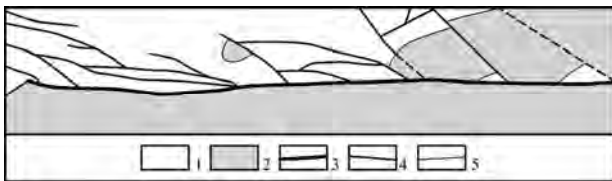


Рис. 5.6. Тектонические клинья и полуклинья в поднятом крыле западной части Предкунгейского регионального разрыва [Тектонические..., 1982].

1 — палеозойский фундамент, 2 — мезокайнозойский чехол, 3 — главный сместитель, 4 — второстепенные сместители, 5 — стратиграфические границы.

Расположение в плане шарьированных пластин обычно сложное и нередко имеет различные трактовки [Ажгирей, 1977]. Тем не менее, основные морфологические типы тектонических клиньев уже достаточно ясны. Как было показано на примере новейших разрывов Гиссаро-Алая, языки надвигов обычно нарушены либо поперечными взбросами и сбросами, либо надвигами, параллельными главному сместителю. В первом случае тектонические клинья приобретают в плане форму сегмента (фронтальный клин) либо форму трапеции. Во втором случае наиболее типична серповидная форма тектонических клиньев (см., например, [Поршняков, 1973]).

Шарьяжи и крупные надвиги характеризуются обычно серией параллельных надвиговых пластин

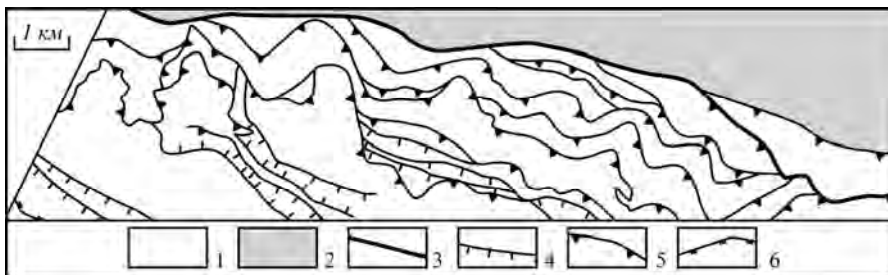


Рис. 5.7. Тектонические клинья надвигов в северной части Туркестанского хребта [Рогожин, 1977].

1 — палеозойский фундамент; 2 — мезокайнозойский чехол; 3-6 — разрывные нарушения (бергштрихи в сторону наклона сместителя): 3 — Туркестанский региональный разрыв, 4-6 — локальные разрывы 4 — взбросы, 5 — надвиги, 6 — сбросы.

Различные системы тектонических клиньев описаны В.С. Войтовичем [1969] вдоль ряда разрывов, оперяющих Главный Джунгарский сдвиг, который сам выделяется, однако, в виде единого линейного сместителя. В частности, прерывистые системы линзовидных тектонических клиньев отмечаются вдоль Сандыктас-Чулакского сдвига. Протяженность групп клиньев 7-8 км. Разделяющие их круглые сместители сопровождаются линзовидными телами тектонических брекчий шириной 0,5-4 м и протяженностью 50-100 м (рис. 5.5). Более сложные разветвляющиеся или веерообразно расширяющиеся системы тектонических клиньев характерны для участка смыкания Карадобинского и Главного Джунгарского сдвигов. Здесь форма тектонических клиньев линзовидная, иногда многоугольная (см. рис. 5.5 б).

Сходные веерообразные системы оперения характерны и для гораздо более крупных структур типа Таласо-Ферганского сдвига [Буртман, 1964].

Линзовидные тектонические клинья блоков отседания характерны и для тыловых частей взбросо-надвигов (тектонические клинья второй генерации).

Сложные разрывные зоны надвигов и шарьяжей. Шарьяжи все чаще рассматриваются как глубинные разломы, нарушающие земную кору и даже верхнюю мантию. Высказываются различные взгляды на строение их разрывных зон. Однако в большинстве случаев трассировка приповерхностных разрывов на глубину обосновывается слабо и существенно зависит от общих теоретических представлений исследователя.

Поэтому в плане такие тектонические клинья имеют извилистую форму (рис. 5.7). Если же покров расчленен, то его останцы имеют овальную или сложную форму [Белостоцкий, 1970; Буртман, 1973, 1976; Гамкрелидзе, 1977; Рогожин, 1977; Руженцев, 1971; Спенсер, 1977; Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР, 1977 и др.].

Расположение сместителей и форма тектонических клиньев в узлах пересечения крупных разрывных зон. Подобные сочленения описаны еще недостаточно, но некоторые материалы уже опубликованы. Они касаются сочленений самого различного размера. Примером может служить область сочленения Западного Саяна с Горным Алтаем. Здесь выделено несколько порядков подобных пересечений для структур с поперечником от сотен до первых километров. Выделено три типа узлов поперечных сочленений: 1) перекрестный — в узле сочленения нет границ, разделяющих разноориентированные структурные элементы; 2) торцовый — в узле сочленения границы одного из структурных элементов пересекают границы второго структурного элемента, который прерывается ими (или приключается к ним); 3) сквозной — в узле сочленения границы структурных элементов взаимно пересекаются, так что каждый из элементов прослеживается без перерыва в узле сочленения. Взаимное расположение различно ориентированных элементов определяет форму тектонических клиньев. Преобладают прямоугольные, квадратные, ромбовидные и линзовидные тектонические клинья [Боровиков, 1971].

По Е.Я. Ранцман [1979], в морфоструктурных узлах, которые образуются при пересечении или сочленении линеаментов разных простираний, формируется сложный мозаичный рельеф, усиливается контрастность тектонических движений, а активные движения по разрывам формируют молодые элементы рельефа. Здесь возникает очень сложный и разнообразный рельеф с увеличением числа и деформациями речных террас, контрастными сочетаниями мелких гряд и впадин и резкими изломами долин.

5.2. Методы картирования морфоструктур

Главными методами оротектонических исследований, безусловно, являются структурно-геоморфологические. Они образуют основное направление исследований, которое позволяет типизировать орографически выраженные структуры, определить этапы их формирования и оценить тенденции развития. Наиболее эффективным для достижения этих целей является, конечно, возрастное расчленение рельефа, которое обычно применяется в сочетании с другими методами. Большое значение при этом приобретают дистанционные методы, привлечение которых позволяет существенно ускорить процесс районирования. Это второе важное направление исследований. Третьим направлением можно считать необходимость автоматизации некоторых элементов трудоемкого процесса возрастного расчленения рельефа.

5.2.1. Структурно-геоморфологические исследования

Особенностью структурно-геоморфологических исследований при инженерно-геологическом районировании является их нацеленность на выявление самых молодых, активных приповерхностных структур, особенно получивших орографическое выражение. Поэтому наиболее эффективным следует считать собственно оротектонический метод с полным набором составляющих его элементов:

- картирование геоморфологически выраженных и погребенных структур;
- выделение генетических комплексов континентальных отложений;
- возрастное расчленение рельефа;
- иерархический, стратиграфический и циклический анализ образований террасового генетического комплекса;
- анализ тектоно-климатической этапности и количественные палеотектонические и палеогеографические реконструкции;
- анализ этапности морфоструктурного преобразования выраженных в рельефе новейших тектонических структур.

Важным направлением оротектонического метода является использование известных традиционных методов, которые могут считаться дополнительными (табл. 5.2).

Особенно широко комплекс этих дополнительных методов используется при выделении и морфологической классификации существующих в настоящее время структурных форм, как орографически выраженных, так и погребенных. Многие методы играют существенную роль при анализе новейших тектонических движений и палеорекострукциях. В таблице приведены лишь основные варианты привлечения традиционных методов. В отдельных случаях могут применяться нестандартные возможности их использования. Многое зависит от степени владения исследователем того или иного метода.

Следует обращать внимание на использование структурно-геоморфологических методов в различных структурно-орографических обстановках, где тектонические структуры и движения выявляются с использованием разных признаков (по деформациям геологических тел или геоморфологических уровней, по аномалиям в расположении орографических элементов и т.п.), т.е. набора и последовательности методов и их модификаций (табл. 5.3).

Таблица 5.2.

Основные варианты использования в оротектоническом методе материалов дополнительных традиционных методов структурно-геоморфологических исследований.

Дополнительные традиционные методы \ Основные элементы оротектонического метода	Картирование морфоструктур и погребенных структур	Выделение генетических комплексов	Возрастное расчленение рельефа	Изучение террасового генетического комплекса для анализа новейших движений	Количественные палеорекострукции	Морфологическое преобразование новейших структур
Морфоструктурный	широкое	частичное	широкое	частичное	частичное	частичное
Аэрокосмический	широкое		широкое	слабое	слабое	слабое
Анализ мощностей, фаций и формаций	слабое	слабое		слабое	частичное	частичное
Анализ деформаций стратиграфических уровней	частичное				слабое	слабое
Анализ деформаций геоморфологических уровней	частичное	слабое	частичное	широкое	широкое	слабое
Палеогеографический	слабое				частичное	частичное
Картографический	частичное		слабое	слабое	слабое	слабое
Морфометрический	слабое				слабое	

Таблица 5.3.

Использование комплексных структурно-геоморфологических методов в различных структурно-орографических обстановках

Наиболее распространенные комплексные методы	Основные структурно-орографические обстановки		
	горные и холмистые области	возвышенные равнины	низменные равнины
Оротектонический метод	О	О	ВС
Морфоструктурный метод	О	ВТ-ВС	ВТ
Аэрокосмический метод	О	О	О
Метод фаций и мощностей	ВС	ВТ	О
Метод изучения стратиграфических уровней	ВТ	О, ВТ	О
Метод изучения геоморфологических уровней	О	ВТ	ВС
Палеогеографический метод	ВС	ВТ	О
Картографический метод	ВС	О, ВТ	О
Морфометрический метод	ВС	О	О

Методы в графах: О — основные, ВТ — второстепенные, ВС — вспомогательные

При классификации структурно-орографических обстановок целесообразно разделять:

- горные и холмистые области с преобладанием новейших воздыманий и денудации и значительным эрозионным расчленением;
- возвышенные равнинные области с незначительным преобладанием новейших поднятий, сопровождающимся денудацией или аккумуляцией и слабым эрозионным расчленением;
- низменно-равнинные области с преобладанием новейших прогибаний и аккумуляции.

Области первого и третьего типов отличаются активностью, но противоположной ориентировкой вертикальных тектонически движений, а области второго типа наиболее стабильны.

Горные и холмистые области с преобладанием новейших воздыманий отличаются ярусным рельефом, т.е. широким распространением образований террасового генетического комплекса (террас и поверхностей выравнивания различного генезиса и с аккумулятивным чехлом различного строения). Картирование и геоморфологическая корреляция этих образований позволяют фиксировать и количественно оценивать разновозрастные новейшие, в том числе молодые (четвертичные) и голоценовые тектонические деформации (структуры и движения) [Несмеянов, 1971¹, 1992, 2004; Никонов, 1977; Трифонов, 1983; Костенко, 1972, 1999; Николаев, 1988 и др.]. Именно, в горных и холмистых областях известна большая часть современных разрывных смещений, а также высокоградиентные пликативные деформации (преимущественно флексурные), формирование которых также может привести к опасным тектоническим движениям. Флексуры здесь нередко переходят по простиранию в разрывы.

По тектоническому режиму горные и холмистые области с преобладанием новейших воздыманий могут относиться к:

- орогеническим областям (внутриконтинентальным и островным);
- областям рифтогенеза;
- реже к платформенным областям.

Возвышенные равнины с незначительным преобладанием новейших денудации или аккумуляции представляют собой наиболее тектонически стабильные области (преимущественно платформенные), где обычно развит маломощный (сплошной или прерывистый) чехол новейших, в основном четвертичных отложений и слабо проявляется яркость рельефа. Широким распространением здесь пользуются разнообразные по генезису покровные образования (эоловые, делювиальные и др.). Вертикальные тектонические движения отличаются знакопеременностью и минимальными скоростями. Опасные разрывные тектонические смещения здесь мало вероятны.

Низменные обычно плоские равнины с преобладанием новейшей аккумуляции и накоплением залегающих в нормальной стратиграфической последовательности часто мощных образований бассейнового генетического комплекса могут относиться к молодым платформенным плитам, в том числе к глубоким перикратонным и шельфовым областям прогибания и краевым и межгорным прогибам или впадинам.

В этих структурах:

— на суше часто фиксируется молодая инверсия вертикальных тектонических движений со слабым преобладанием воздыманий в четвертичном периоде, эти воздымания обуславливают формирование террасовых образований в речных долинах и по берегам водоемов;

— разрывные смещения чаще всего характерны для погребенных структур и проявляются у земной поверхности обычно в связи с общей инверсией вертикальных тектонических движений и развитием приповерхностных складок, преимущественно диапировой природы.

Формирование инверсионных и дисгармоничных новейших структур обуславливает существование разноглубинных структурных планов. Поэтому мало информативны карты новейшей тектоники глубоких прогибов, фиксирующие только деформации подошвы новейших отложений. Но именно такие карты преобладают в настоящее время при характеристике обширных территорий. Поэтому при детальном исследовании необходимо специальное неотектоническое районирование с учетом возрастного расчленения рельефа, отражающее приповерхностные и выраженные в рельефе структурные формы и тектонические движения.

Дифференцированные тектонические движения отмечаются в областях всех трех перечисленных типов; поэтому в каждом типе областей могут встречаться районы (структуры) с иным типом геолого-геоморфологического строения. Например:

- ❖ в горных и холмистых областях (орогенах) часто присутствуют межгорные и краевые прогибы и впадины с преобладанием новейших прогибаний; по периферии таких впадин возможны стабильные участки, являющиеся аналогами возвышенных равнин;
- ❖ в пределах низменных равнин, особенно в пределах краевых и межгорных прогибов, нередко развиваются локальные поднятия с глубоким эрозионным расчленением, а по периферии встречаются тектонически стабильные участки (блоки);
- ❖ среди возвышенных равнин, особенно по их периферии, могут формироваться как участки стабильного прогибания (впадины), так и структуры (блоки или складки), длительно воздымающиеся.

В горных и холмистых областях с преобладанием новейших воздыманий и отчетливой яркостью рельефа:

- наиболее эффективными, кроме собственно оротектонического, являются морфоструктурный, аэрокосмический комплексные методы и метод изучения геоморфологических уровней, позволяющие осуществить надежное неотектоническое районирование, провести анализ величин и тенденций развития тектонических движений и выявить активные тектонические структуры и разрывные смещения;
- структурно-геоморфологические исследования должны сопровождаться детальным возрастным расчленением рельефа и стратиграфическим расчленением образований террасового генетического комплекса; это расчленение отличается значительной региональной спецификой, что обуславливает необходимость детализации местных стратиграфических схем новейших (особенно четвертичных) отложений; поскольку для расчета скоростей тектонических движений необходимо определить продолжительность формирования региональных стратиграфических подразделений, желательно проведение палеомагнитных исследований и исследований по абсолютному возрастному датированию отложений, особенно принадлежащих террасовому генетическому комплексу;
- оценка суммарных амплитуд разрывных смещений производится по величине перемещения разорванных геологических тел и орографических форм; поэтапные величины смещений удастся оценить в тех местах, где разрыв пересекает разновозрастные элементы рельефа, например, комплекс разновозрастных террас; однако в этом случае следует особенно тщательно коррелировать террасы по разные стороны от разрыва, поскольку в воздымающемся крыле возможно расщепление террас.

В низменно-равнинных бассейнах с преобладанием новейших прогибаний и аккумуляции:

- эффективны методы анализа мощностей, фаций и формаций, анализа деформаций стратиграфических уровней, палеогеографический; их применение эффективно при достаточно густой сети бурения и детальности геофизических (особенно сейсмостратиграфических) исследований;
- для выявления приповерхностных, особенно наиболее молодых структур важны оротектонические, аэрокосмические, картографические и морфометрические исследования;
- оценка поэтапных движений обычно производится отдельно для эпохи преобладания прогибаний и эпохи преобладания воздыманий; такая методика количественных оценок поэтапного изменения высоты рельефа, амплитуды и скорости тектонических движений детально описана применительно к Обь-Иртышскому междуречью на юге Западно-Сибирской плиты [Мещеряков, 1965; Ершова, 1976].

На слабо расчлененных эрозией тектонически стабильных возвышенных равнинах, которые обычно характеризуются широким (или повсеместным) распространением маломощных (обычно до нескольких десятков метров) кайнозойских, преимущественно четвертичных отложений и меньшей или соизмеримой глубиной эрозионного расчленения:

- наиболее эффективны аэрокосмический, картографический и морфометрический методы; при широком распространении молодых толщ — метод анализа деформаций стратиграфических уровней; а при достаточном террасировании рельефа — метод анализа деформаций геоморфологических уровней;
- единообразная методика оценки поэтапных амплитуд новейших движений для областей данного типа не разработана; в зависимости от распространения стратифицированных толщ или террасовых образований рекомендуется использование приемов определения амплитуд суммарных и поэтапных вертикальных тектонических движений, применяющихся в горно-холмистых и низменно-равнинных областях;
- недислоцированность первично горизонтальных (особенно мелководноморских или озерных) доновейших мезозойских и палеогеновых отложений может служить свидетельством отсутствия новейших дифференцированных тектонических, в том числе и разрывных движений; анализ деформаций этих отложений позволяет локализовать участки возможных новейших и современных смещений;
- неровности продольного профиля дна переуглубленных особенно неоген-четвертичных речных долин могут отражать зоны дифференцированных новейших (четвертичных) движений; возраст движений может устанавливаться при датировке наиболее молодых дислоцированных аллювиальных отложений; наличие тектонических движений может получить отражение в изменениях фациального состава и мощности аллювия.

Сложность выявления активных разрывных структур и оценка тенденций изменения скоростей разрывных смещений обуславливают необходимость проведения комплекса структурно-геоморфологических исследований на возможно более обширной территории, включающей наиболее важные стратотипы новейших отложений. Это позволит:

1) развернуть сеть геодезических режимных наблюдений за подвижностью наиболее активных разрывных и флексурных структур и получить более достоверный материал по тенденциям и современной интенсивности их развития;

2) выявить перспективные территории (участки), где современные тектонические движения не представляют опасности сами и не обуславливают активизацию опасных экзогенных геологических процессов.

Для выбора рационального комплекса геодезических и геофизических исследований может оказаться полезным анализ региональных и локальных полей современных тектонических напряжений для выявления вероятной ориентировки наиболее активных разрывных смещений [Гзовский, 1975; Джекгер, 1975; Газиев, 1973; Марков, 1977; Николаев, 1972, 1988]. При этом следует учитывать, что [Варга, 1988]:

— геологическими методами редко удается отличать современные поля тектонических напряжений от древних;

— инструментальными методами трудно определить объем горного массива, для которого измеряется поле напряжений.

5.2.2. Дистанционные методы тектонического районирования

Дистанционные методы тектонических исследований становятся все более разнообразными. Наряду с аэрофотоснимками все шире применяются космоснимки. Эти фотоизображения анализируются в разных частотных диапазонах (многозональные и спектрзональные съемки). В невидимом диапазоне электромагнитного спектра осуществляют радарную (радиотепловую и радиолокационную), ультрафиолетовую и инфракрасную съемки. Разработана спектрометрическая съемка, основанная на различии спектральных коэффициентов отражения геологических объектов [Михайлов, Корчуганова, Баранов, 1993].

Наиболее распространенными методами обычно считаются: фотографические, телевизионные, сканерные, теплофизические и радиолокационные [Кронберг, 1988]. По всем этим методам существует обширная литература [Аэрокосмические..., 1979, 1985_{1,2}, 1989, 1990_{1,2}, 1992; Аэрокосмический..., 1994; Аэрокосмическое..., 1988_{1,2}; Виноградов, 1984; Геологическое..., 1978; Горный, Шилин, Ясинский 1993; Дистанционное..., 1984, 1993; Дистанционные..., 1975, 1978, 1980_{1,2}, 1983_{1,2}, 1985, 1988_{1,2,3}, 1990, 1992_{1,2}; Космогеология..., 1987; Космическая..., 1983; Многозональные..., 1981; Прокопенко, Пяткин, Нешумаев, 1984; Радиолокационные..., 1980; Шилин, 1980; Экологическое..., 1992, 1994, 1996; Яншин, 1987 и др.]. В определенном смысле дистанционными являются структурно-геоморфологические исследования, опирающиеся на анализ топографических материалов. Это же можно сказать о космогеодезическом направлении, позволяющем совершенствовать режимные измерения вертикальных и горизонтальных тектонических движений, в том числе разрывных смещений. Все больше используется разнообразных геофизических методов (дистанционное частотное зондирование, электромагнитное профилирование, методы вызванной поляризации, радиокип, магнитометрические, гаммаспектрографические и другие исследования) [Зыков, 1999; Крылов, Бобров, 1995; Мелькановицкий, 1989].

Совершенно очевидно, что любой более или менее полный обзор современных методов дистанционного зондирования может составить предмет самостоятельного монографического исследования. И такое исследование будет всякий раз оставаться неполным как из-за постоянного появления новых дистанционных методов, так и из-за расширения диапазона применения уже известных. Тем более невозможно кратко рассмотреть современную приборную базу дистанционных методов. Поэтому в данной работе целесообразно кратко остановиться лишь на некоторых принципиальных положениях по применению основных методических направлений.

Разные методы имеют свои преимущества и варианты. Аэро- и космоснимки в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах длин волн осуществляются с помощью фотографических, телевизионных и оптико-электронных сканирующих систем. Съемки в тепловой инфракрасной области спектра не зависят от освещения и могут производиться ночью. Съемки в СВЧ-диапазоне, хотя и обладают невысокой разрешающей способностью, но характеризуются высокой чувствительностью к характеристикам снимаемой поверхности и содержанию влаги в почве [Михайлов, Корчуганова, Баранов, 1993].

Определенным преимуществом сканерных методов является возможность тиражирования результатов, как в аналоговом, так и в числовом виде. В результате достигается более высокая контрастность изображений и их дешифрируемость по сравнению со спектральнозональными, узкоканальными черно-белыми, панхроматическими и цветными фотоизображениями [Кронберг, 1988].

Принципиально новые возможности дает применение радарных систем (например, системы бокового обзора), работающих в микроволновом диапазоне электромагнитного излучения и позволяющих получать результаты в виде радарного снимка или магнитной записи. Подобные съемки всепогодны, проводятся в любое время суток, т.е. при невозможности аэрофото- и сканерных съемок. Радарные изображения преувеличивают реальную контрастность рельефа, что в ряде случаев способствует дешифрированию тектонических структур и геоморфологических элементов.

Получает распространение радиолокационное зондирование (РСА-съемка), основанное на регистрации контрастов отражения радиоволн (1-100 см) природными объектами (для методических разработок использовались материалы космической станции "Алмаз-1", оснащенной локатором бокового обзора с синтезированной апертурой). Эта съемка имеет высокое пространственное разрешение (в плане 10-15 м, по высоте около 30 м) при полосе обзора 40 км и обеспечивает возможность стереоскопического дешифрирования. РСА-съемку можно вести в любое время суток и при любой погоде. Как показали методические исследования, система обладает уникальной чувствительностью к неровностям поверхности (изменение уклонов, неровности микрорельефа в лесу и т.п.), участкам вулканической активности и выходов термальных вод. Информация передается в цифровой форме по радиоканалам и может быть представлена в виде снимков различных масштабов (1:200 000, 1:100 000, с возможностью увеличения до 1:25 000) и разных зон спектра. Так, в зоне 510-600 нм ярче проявляются объекты шельфовых мелководий и прибрежной полосы, в зоне 700-850 нм — водные объекты (гидросеть, озера, пруды). Зона 600-700 нм обладает наилучшими частотно-контрастными характеристиками и рекомендуется в качестве основы для комплексного дешифрирования. Цветная спектральнозональная съемка превосходит черно-белую, в отношении дешифрирования гидрографических объектов.

Для радиолокационных исследований наиболее благоприятен зимний сезон, когда влияние растительности минимально [Клишес, 1983]. Это позволяет получать новый фактический материал в традиционно камеральный период работ.

Для проведения тепловой аэросъемки оптимальна устойчивая безоблачная погода с наименьшим количеством осадков и достаточным прогревом земной поверхности. Для съемки объектов с аномальным нагревом предпочтительно ночное время, особенно утренних и вечерних сумерек. Для объектов с различ-

ной тепловой инерцией оптимально близполуденное время в солнечные дни, когда максимальны различия в температуре объектов съемки с высокой эффективной тепловой инерцией. При использовании топографического эффекта как фактора, облегчающего дешифрирование на тепловых аэроснимках рельефа (индикатора геологического строения), благоприятны условия низкого расположения Солнца (до захода и после восхода), когда проявляются детали микрорельефа с небольшими относительными превышениями. При больших относительных превышениях во избежание образования обширных “температурных теней” эффективнее близполуденное время и мелкие масштабы аэросъемки. Для выявления тектонических структур тепловую аэросъемку лучше проводить в первой половине ночи, через 1-2 часа после захода Солнца. В это время максимальную выраженность на тепловых аэроснимках имеет растительный покров, часто фиксирующий разрывные нарушения [Горный, Шилин, Ясинский, 1993].

Каждый из масштабов КС и АФС решает определенный круг задач, поэтому необходимо их комплексное использование в сочетании с камеральным анализом имеющихся геологических материалов по району работ.

При последовательном переходе от мелких масштабов к более крупным сплошное дешифрирование заменяется выборочным, выполняемым с большей детальностью на ключевых участках, представляющих интерес для решаемой задачи.

Теоретической основой дешифрирования материалов космических и аэросъемок является ландшафтно-индикационный анализ, базирующийся на корреляционных связях между скрытыми от непосредственного наблюдения геологическими телами, явлениями, процессами и получающими отображение на снимках внешними особенностями ландшафта. Все виды дешифрирования опираются на единую методическую основу, в частности, на использование дешифровочных признаков и ландшафтных индикаторов [Методические..., 1982_{1,2}; Гудилин, Комаров, 1979; Михайлов, Рамм, 1975].

В современной практике сложились три подхода к дешифрированию: контрастно-аналоговый, ландшафтно-индикационный и комплексный [Использование..., 1986; Аэрокосмические..., 1986].

Первый подход включает площадной анализ дешифровочных признаков (фототона, рисунка, структуры), частично форм рельефа и их взаимоотношений, определяющих обобщенный образ объекта. При этом широко используется принцип аналогии.

Второй подход основан на изучении природно-территориальных комплексов (ПТК) всех рангов и использовании их в качестве индикаторов геологических объектов. Он базируется на представлениях о единстве природной среды и взаимосвязях между всеми ее компонентами.

Наиболее эффективным является комплексный подход, включающий раздельное дешифрирование по признакам и геоиндикаторам с последующим объединением результатов, оптимальным для содержательной индикации [Макаров, 1981_{1,2,3}; Бурлешин, 1987; Дистанционные..., 1988].

Опыт показывает, что операция дешифрирования в значительной степени является субъективной. Поэтому для повышения объективности результатов желательно независимое дешифрирование ключевых участков, по крайней мере, двумя дешифровщиками.

Количество информации, получаемой со снимка, может быть существенно увеличено за счет стереофотограмметрических измерений. Существует ряд способов повышения качества и достоверности аэрокосмической информации: использование разносезонных и разно-разрешающих фотоматериалов, их синтезирование, различные методы преобразования видеоинформации (оптические, фотографические, электронные). Применяется специальная аппаратура для многократного увеличения снимков, синтезирования и квантования многозональных изображений и другие современные технические средства, сопряженные с устройством ввода и вывода информации в ЭВМ [Кац, Тевелев, Полетаев, 1988; Михайлов, Рамм, 1975; Аэрокосмические..., 1986; Космическая..., 1979; Кобец и др., 1981; Подвысоцкий и др., 1979].

Сравнение различных вариантов сочетания черно-белых, цветных спектральнозональных съемок, разных каналов многозональных съемок с получением синтезированных изображений позволило сделать ряд выводов: 1) не существует единственного варианта, обеспечивающего решение всех задач дешифрирования разнообразных объектов; 2) обычно экспериментально выбираются 3-4 варианта синтеза, максимально разнесенных в диапазоне спектра и сходных по качеству для решения поставленной задачи; 3) необходим наземный контроль и использование материалов исследований и изысканий прошлых лет. Рекомендуются автоматизированное дешифрирование разномасштабных материалов различных видов космической съемки и реализация в интерактивном режиме процедуры районирования с применением ГИС-технологий. Динамика процессов исследуется с использованием разновременных съемок. При разных технологиях дешифрирования путем совмещения разновременных снимков (или результатов их дешифрирования) можно проследить развитие не только природных процессов, но и изменения окружающей среды, вызванные строительством сооружений. Особенно эффективна технология последовательного дешифрирования в интерактивном режиме с выдачей прогнозных динамических моделей на основе использования геоинформационных систем (ГИС) [Хайме, 1998].

Следует иметь в виду, что окончательная интерпретация любой аэрокосмической информации возможна только на основе рационального комплексирования аэрокосмических методов с наземными геолого-геофизическими исследованиями. Результаты дешифрирования служат основой для планирования наземных полевых работ.

Специфика использования дистанционных методов часто зависит от решения определенных практических задач. В частности при тектонических исследованиях в инженерных изысканиях для строительства важно решение трех задач [Несмеянов, 1990]:

- 1) выявление преимущественно локальных новейших и более древних тектонических структур, обуславливающих основные черты рельефа и площадного распределения литологически различающихся и разновозрастных толщ, важное для инженерно-геологического районирования разных масштабов;
- 2) изучение строения разрывных зон на участках инженерно-геологических изысканий;
- 3) выявление активизированных структур и зон с современными смещениями земной поверхности, опасных для инженерных сооружений. Такие смещения характерны преимущественно для разрывов, но не исключены и для крупных флексур. Для их изучения целесообразны периодические аэрокосмические наблюдения, связанные с аэрокосмическим мониторингом.

5.2.2.1 Дешифровочные признаки пассивных и активизированных тектонических структур

Несмотря на обширную литературу по геологическому дешифрированию, универсальные дешифровочные признаки основных типов локальных тектонических структур сравнительно малочисленны, а региональных, напротив, чрезвычайно разнообразны [Гудилин, Комаров, 1979; Методические..., 1982; Михайлов, Рамм, 1975; Петрусевич, 1962; Садов, Ревзон, 1979; Сладкопевцев, 1982 и др.].

5.2.2.1.1. Общие критерии дешифрирования главных типов тектонических структур

Дешифрирование тектонических структур предусматривает выделение складок, блоков, флексур, разрывов и иерархии их соподчинения. Каждый из упомянутых объектов определяется по сравнительно ограниченному числу традиционных признаков. При этом очень редко анализируется вопрос о степени активизации обособляемой структуры.

Конечной целью дешифрирования КС и АФС при изучении опасных разрывных тектонических смещений является ранжирование и сепарация разломов и разрывов, активных на новейшем и современном этапе, из общего числа многочисленных и разновозрастных разрывных нарушений. Основные методические приемы решения этой задачи, в особенности для горных районов, достаточно хорошо разработаны [Кац, Тевелев, Полетаев, 1988; Космогеология СССР, 1987; Использование..., 1986; Космическая..., 1983; Дистанционные..., 1988; Аэрокосмическое..., 1977, 1988; Почвенно-геологические..., 1984; Костенко и др., 1999].

Большая часть разрывных нарушений, так или иначе, проявляется в строении рельефа, гидрографической сети, характере и распространении растительного покрова и других признаках. В наиболее простых случаях наличие разломов и разрывов фиксируется по несоответствию структурных планов двух толщ, контактирующих по четко выраженным прямым линиям, зонам дробления, отличающимся по тону и структуре фотоизображения, выходам водных и грязевых источников, цепочкам древних вулканических аппаратов. Тектонические нарушения, разделяющие и ограничивающие горные массивы, отделяя их от равнин и межгорных котловин, трассируются по прямолинейным уступам, спрямленным контурам озер и болотных массивов, четким подножиям и перегибам склонов, системам депрессий, вытянутым цепочкам карстово-суффозионных западин, и других проявлений экзогенных процессов, образуя, так называемые, "линеаменты" протяженностью от первых километров до нескольких десятков и сотен километров. Следует иметь в виду, что не все дешифрируемые линеаменты имеют тектоническую природу. Часто прямолинейные элементы изображения могут быть антропогенного происхождения: участки старых дорог, каналов, границы пашни и других угодий.

Во многих случаях конфигурация разрыва позволяет установить его преобладающий морфологический тип: сдвиг, сброс, взброс или надвиг.

Относительный возраст разрывов и их активность устанавливаются по взаимоотношению с комплексами пород известного возраста, деформациям молодого рельефа и четвертичных отложений.

Активные разрывы (молодые или обновляющиеся) идентифицируются по горизонтальным и вертикальным смещениям долин ручьев, конусов выноса, водораздельных гряд и других форм рельефа. Они разграничивают районы с различными ландшафтами и типами рельефа, а также области распространения разных генетических типов четвертичных образований или служат границами их распространения. Нередко с активными разрывами связаны линейно локализованные оползни, обвалы и другие склоновые процессы, однако подобные явления могут возникнуть и под влиянием других причин.

При дешифрировании складок и флексур большое значение имеет анализ пластовых и разрывных треугольников, позволяющий оценить крутизну крыльев складок и сместителей разрывов, а также выделение и прослеживание фотомаркирующих горизонтов, которое дает возможность детализировать строе-

ние складок. Участвующие в строении складок некоторые карбонатные и соленосные породы, даже не выходя на земную поверхность, хорошо обрисовывают складки благодаря характерным карстовым формам рельефа. Выцветы различных солей, также как и цвет почвы на поверхности отдельных пластов облегчают картирование складок. В ядрах последних часто проявляется интенсивная трещиноватость, хорошо заметная на фотоизображениях, в виде характерной штриховки [Петрусевиц, 1962, с. 193].

Отражение в рельефе разрывных нарушений, т.е. границ структурных блоков дешифрируется по спрямленным подножиям склонов, узким вытянутым понижениям тектонических ложбин и долин на месте легко выветривающихся пород разрывных зон, а также по останцовым гребешкам, образованным крепкими жильными породами, выполняющими разрывные зоны.

Существенно различны возможности дешифрирования разрывов с крутыми и пологими сместителями. Лучше прослеживаются крутые сместители, обычно прямолинейные. Они трассируются по срезанию слоистости, различию фототона, характера трещиноватости, а часто и рельефа крыльев. Особенно ярко проявляются смещения по сдвигам при наличии маркирующих объектов в обоих крыльях разрыва.

Наклонные сместители образуют треугольники, аналогичные пластовым. На мелкомасштабных космических снимках зоны надвигов и чешуйчатых серий прослеживаются как серии сопряженных извилистых линий, позволяющих допускать значительные масштабы горизонтальных перемещений [Космогеология..., 1987]. Широкие разрывные зоны нередко трассируются полосами повышенной задернованности и активизации склоновых геологических процессов или по однотипным изгибам русел водотоков и приуроченности русел боковых притоков. Иногда к разрывным зонам тяготеют и крупные долины.

Разрывы часто влияют на распределение подземных вод и растительности. Как правило, опущенные крылья разрывов характеризуются повышенным обводнением, а к самим разрывным зонам могут тяготеть цепочки источников. Подобные гидрогеологические и геоботанические, а также почвенные и другие, признаки обычно хорошо дешифрируются. Поэтому при выявлении ряда тектонических структур полезны методы ландшафтного дешифрирования [Мирошниченко и др., 1971].

Орографическое проявление новейших, особенно молодых, т.е., активизированных в четвертичном периоде, разрывов общеизвестно. Оно наиболее четко отражено для разрывов с крутым сместителем. Поднятые крылья таких разрывов формируют уступы в рельефе, сужения антецендентных долин, пороги и водопады в руслах. Сдвиги опознаются по подворотам слоев и смещениям русел и других элементов рельефа в сторону, противоположную смещению, при слабом изменении общей орографии.

Следует отметить, что при высоком качестве фотоизображений нужного масштаба в областях с достаточной геологической обнаженностью уже предполетное дешифрирование позволяет получить столь детальную информацию о складчатых и разрывных структурах, которая недоступна при кратковременных наземных наблюдениях. Однако одно дешифрирование часто не позволяет однозначно интерпретировать некоторые геологические объекты. Для их опознания обязательны полевые наблюдения. Примерами таких объектов могут служить пологие надвиги, которые по фотоизображению часто неотличимы от азимутальных стратиграфических несогласий [Михайлов, Рамм, 1975, с. 93]. Однако такие пологие сместители отличаются от базальной поверхности углового или азимутального несогласия тем, что они в равной мере секут слоистость обоих крыльев, а поверхность несогласия — преимущественно более древних толщ.

Малоамплитудные новейшие сбросы в сложнодислоцированных древних толщах нередко трудно отличимы от флексур. Крупные трещины бывают аналогичны по фотоизображению разрывам с маломощными простыми разрывными зонами и т.д.

5.2.2.1.2. Региональная специфика дешифрирования

Поскольку дешифровочные признаки разновозрастных и разнофациальных толщ, а иногда и некоторых структурных форм обладают значительной региональной спецификой. Последней посвящен целый ряд исследовательских работ и методических пособий. В настоящее время такие пособия составлены для большинства горно-складчатых и некоторых равнинных областей нашей страны.

Качественное дешифрирование предусматривает хорошее знание проявлений на местности дешифровочных признаков, стратиграфической последовательности и закономерностей фациальной изменчивости развитых в регионе толщ. Особенно следует подчеркнуть важность детальной полевой проработки стратиграфического материала, т.к. только это позволяет выявить детали структурных соотношений, а иногда и правильно интерпретировать историю развития тектонических форм. Напротив, без достаточного освоения региональной стратиграфии, структурный анализ, основанный на дешифрировании фотоизображений, может оказаться формальным и даже ошибочным. Так, иногда только зная стратиграфическую последовательность и местные признаки дешифрирования конкретных разновозрастных толщ, удается выяснить синклиналь или антиклиналь дешифрируется на фотоизображении. Такие случаи встречаются в хорошо обнаженных районах с сильно сnivelированным рельефом, где опередить элементы залегания отдельных пластов не представляется возможным. Осо-

бенно эффективен признак стратиграфической последовательности для дешифрирования складок и определения поднятого и опущенного крыльев у разрыва, когда дешифрируются хорошо выдержанные по простиранию фотомаркирующие пласты, пачки или свиты. Такими пластами часто являются известняки, кремнистые породы, плотные песчаники, эффузивы и т.д. [Петрусевич, 1962, с. 193].

Важно помнить также, что возможности дешифрирования наиболее молодых структур не безграничны. Особый интерес представляют молодые структуры, которые не совпадают с более древними структурами. Эта ситуация наиболее характерна для эпигеосинклинальных орогенов, где на фотоизображениях наиболее отчетливо видны деформации толщ, относящиеся к доновой позднегоосинклинальной складчатости и характеризующиеся крупноамплитудными складками и разрывами. Новейшие орогенические структуры, часто малоамплитудные бывают отражены преимущественно в деформациях геоморфологических уровней — поверхностей выравнивания и террас и лучше выявляются при полевых наблюдениях. Именно такая ситуация имеет место, например, на Западном Кавказе [Несмеянов, 1992]. Напротив, в эпиплатформенных орогенических областях, например, в Тянь-Шане, где наиболее крупные новейшие разрывы обычно являются унаследованными, аэрокосмическое дешифрирование новейшего структурного плана весьма эффективно [Костенко, 1972, Костенко др., 1999; Несмеянов, 1971₁; Чедия, 1986 и др.].

5.2.2.2. Некоторые современные тенденции в дешифрировании дистанционных материалов

Как и любая другая сторона геологических исследований, дешифрирование фотоизображений зависит от общих теоретических позиций, занимаемых исследователем. Поэтому смена ведущих концепций может привести к существенному изменению интерпретации фактического материала. Такая смена, связанная, в частности, с распространением неомобилистских построений, привела к постановке специализированных исследований по пересмотру прежних региональных тектонических материалов (построению нового варианта тектонических карт). Одновременно пересматривались и подходы к дешифрированию фотоизображений. В первую очередь велись поиски критериев выявления крупных надвиговых и сдвиговых структур.

Поиск межрегиональных разрывных структур при дешифрировании фотоизображений обусловил повышенное внимание к “линеаментам” и “кольцевым структурам” [Космогеологическая карта, 1979, 1984; Космогеология..., 1987]. При этом нередко ослаблялось внимание к разработанным ранее методам выявления региональных и локальных структур. Такие методы представляют особый интерес при крупномасштабных исследованиях, но требуют анализа стратиграфии разрезов и их фациальной изменчивости, т.е. внимания к региональной специфике геологического и геоморфологического строения территорий.

Из сказанного ясно, что целесообразно использовать методы и критерии дешифрирования конкретных структур надвигов, сдвигов и т.п., общие как при фиксистских, так и при мобилистских построениях. Важно, однако, помнить, что некоторые новации в структурных построениях и дешифрировании еще недостаточно обоснованы и требуют осторожного использования. Это в первую очередь относится к упоминавшимся выше “линеаментам” и “кольцевым структурам”.

Дело заключается в том, что при дешифрировании космических снимков обнаруживается большое число прямолинейных и криволинейных объектов. Однако тектонической природой обладает лишь часть тех и других. И сепарация тектонических форм от нетектонических во многих случаях требует специальных исследований. В разработке методики такой сепарации сделаны только первые шаги. А ведь само по себе установление тектонической природы прямолинейных или криволинейных линий на космоснимках обычно недостаточно для решения практических задач. Необходимо знать еще, по крайней мере, три параметра: 1) морфологический тип отдешифрированной структуры; 2) затрагивает ли она приповерхностные части литосферы или локализуется на глубине и только “просвечивает” сквозь верхнюю многокилометровую толщу пород и 3) активизировалась ли она в новейшую эпоху, в плейстоцене, в голоцене или даже характеризуется современными смещениями. В большинстве случаев эти параметры остаются либо вообще не выясненными, либо устанавливаются в предположительной форме, требующей дополнительных трудоемких исследований.

Каждому из рассмотренных типов структур, дешифрируемых на космоснимках, посвящена огромная и бурно пополняющаяся литература. Важное место в ней для региональных исследований занимает сводка “Космическая информация в геологии” [1983] с обширной библиографией. Но и эта сводка не могла отразить всего разнообразия существующих методов и дать ответы на вопросы, возникающие при изучении тектонических структур для различных практических целей. Необходимый анализ существующей литературы представляет собой самостоятельную проблему. Здесь же следует остановиться лишь на некоторых выводах, сформулированных в опубликованных сводках.

5.2.2.2.1. Линеаменты

Обширная литература по выявлению тектонических линеаментов обобщена в сводке Я.Г. Каца, А.И. Полетаева и Э.Ф. Румянцевой [1986]. В ней по характеру материала, используемого при дешифриро-

вании, выделяются три крупные группы линеаментов: линеаменты географической среды, линеаменты геологической структуры и линеаменты геофизических и прочих полей. По протяженности своих трасс линеаменты и их зоны делятся на региональные, трансрегиональные и глобальные. Характерно, что здесь даже не затрагивается вопрос о локальных структурах, составляющих региональные и более крупные тектонические элементы и представляющих наибольший интерес при крупномасштабных исследованиях.

Отмечается также, что дешифрируемые зоны линеаментов, совпадающие с разрывными нарушениями, обычно длиннее и шире последних. Составление мелкомасштабных космогеологических карт позволило ряду исследователей интерпретировать основную массу линеаментов особенно в осадочном чехле платформ складчатых областей как зоны повышенной трещиноватости и дислоцированности пород, изменения их фаций и мощностей, а вовсе не как конкретные разломы [Космогеология..., 1987, с. 229]. Следовательно, идентификация линеаментов с реальными тектоническими структурами — задача сложная с еще не отработанными решениями. Обобщение характерных черт распределения линеаментов приводит авторов упомянутой монографии, как и многих их предшественников, к выводу о древности линеаментного каркаса Земли с его “приоритетностью... по отношению к элементам геологического строения” [там же с. 77]. Это обстоятельство указывает на то, что дешифрирование космоснимков и высотных аэроснимков может привести к преимущественному выявлению глубинных тектонических структур, не совпадающих с приповерхностными, которые часто представляют наибольший интерес. Очевидно, для этих исследований, особенно в горно-складчатых областях, более информативны крупномасштабные аэрофотоснимки [Несмеянов, 1990].

5.2.2.2.2. Кольцевые структуры

Проблеме кольцевых структур (КС) посвящена обобщающая сводка, составленная В.А. Бушем [1986]. Обзор обширной литературы и собственные исследования позволили автору сводки сформулировать ряд важных выводов. Большинство КС обусловлено глубинными процессами формирования и перераспределения сиалического материала. Тектоногенные КС в значительной мере вторичны. В геологической истории наблюдается определенная смена генетически разнородных КС от нуклеарных к метаморфогенным, тектоногенным и, наконец, к абиссальным. При этом тектоногенные КС тяготеют к платформенным плитам, т.е. являются в большинстве своем “просвечивающими” сквозь достаточно мощный платформенный чехол. На современном этапе космогеологических исследований принято считать, что основная масса крупных кольцевых структур отвечает стадии интенсивной метеоритной бомбардировки, через которую прошли все планеты земной группы примерно 4 млрд. лет назад. В дальнейшем эти структуры могли контролировать латеральные неоднородности в проявлении процесса теплопереноса к верхним горизонтам земной коры, что определило, например, положение древних центров гранитизации, более позднего магматизма и гидротермальной деятельности [Космогеология..., 1987, с. 229]. Из сказанного следует, что в подавляющем большинстве случаев кольцевые структуры не являются тектонически активными и в этом аспекте не имеют значения, например, для инженерных изысканий, поскольку они либо атектонические, либо древние (отмершие), либо глубоко погребенные образования. Однако в ряде случаев они могут сказываться в качестве литологически аномальных геологических тел.

Таким образом, отдешифрированные на высотных фотоматериалах линеаменты и кольцевые структуры могут быть использованы для решения практических задач после весьма тщательной сепарации. Но методы такой сепарации разработаны явно недостаточно [Несмеянов, 1990].

5.2.2.3. Пригодность дистанционных материалов для изучения тектонических структур

До недавнего времени космические снимки считались эффективными для геологического картирования в масштабах 1:2 500 000 — 1 000 000. Для карт масштаба 1:1 000 000 — 1:500 000 необходимы космические снимки с вполне достижимым разрешением на местности менее 100 м, а для карт масштаба 1:200 000 и 1:100 000 — с разрешением около 30 м [Виноградов, 1976; Космогеология СССР, 1987]. Уже в 1976 г. в отдельных экспериментах разрешающая способность космоснимков достигала 20 м [Геологическое..., 1978, с. 14]. При разрешающей способности 10 м возможно составление карт масштаба 1:50 000, а при разрешении 5 м — карт масштаба 1:25 000. При линейных изысканиях (трассы железных дорог, трубопроводов и т.п.) возможно использование детальных (масштабы 1:200 000 и крупнее) космоснимков. Последние особенно целесообразны для обнаружения активных разрывных нарушений. Но для детального изучения геологических процессов, связанных с подобными нарушениями, необходимы снимки масштаба 1:16 000 и крупнее.

Поскольку активные разрывные нарушения нередко фиксируются по гидрогеологическим признакам (например, источники, зоны подпруживания подземных вод и т.п.), характеризующиеся существенными сезонными вариациями, желательно иметь репродукции с залетов, проводившихся в разное время года. Иногда полезны и материалы разных лет, позволяющие оценить динамику геологических процессов, в том числе и тектонических.

В отдельных случаях активные разрывы контролируют локализацию радиоактивных и гелиевых проявлений. Тогда для их трассировки могут использоваться соответствующие съемки (например, гамма-съемка).

В условиях, когда новейшие дислокации малоамплитудны и дешифрируются хуже доновых, для их выявления более эффективны перспективные, а не плановые фотоизображения. Они могут быть получены с низколетящих самолетов или вертолетов, для приморских районов — с плавсредств, а для горных областей — с помощью фототеодолита. В последнем случае возможны повторные фотоизображения, особенно стереофотограмметрические, дающие возможность анализировать динамику геологических процессов с высокой точностью [Федоренко, Книжников, Никулин, Фаминцин, 1974].

Но и в орогенических областях плановые аэрокосмические фотоизображения эффективны в пределах кайнозойских, особенно новейших межгорных и предгорных впадин, а также в инверсионных поднятиях, сложенных кайнозоем.



Рис. 5.8. Технологическая схема комплексного применения космофотосъемки, многозональной и тепловой аэросъемки для оценки обводненности зон разломов по трассам строящихся туннелей [Бгатов, Олохтонов, 1990].

трещинных зон, а с другой, — для выявления особенностей движения и разгрузки подземных вод по этим зонам. Необходимо учитывать и специфику геодинамической обстановки, т.е. проявление разрывных структур в условия сжатия или растяжения. Так, для Северо-Муйского туннеля БАМ, расположенного в Байкальской рифтовой зоне, гидрогеологические условия определяются относительным латеральным растяжением. Использование многозональной аэрофотосъемки позволяет дифференцировать элементы разрывных зон по степени обводненности. Раскрытые обводненные разрывные зоны лучше видны в “красной” части спектра. Ночные тепловые (ИК) аэроснимки позволили выявить в сложной разрывной зоне в районе Северо-Муйского туннеля ряд линейных температурных аномалий, которые интерпретируются в качестве зон скрытой разгрузки холодных (4–5 градусов) подземных вод глубоких горизонтов [Бгатов, Олохтонов, 1990].

Иная схема исследований предложена для обоснования структурной обстановки формирования экзогенных геологических процессов (рис. 5.9, табл. 5.4) в оползне- и обвалоопасных районах [Бгатов, 1990]. Обобщение подобных материалов привело к необходимости создания специального ведомственного методического документа [Руководство..., 1988]. Это обусловлено разнообразием аварийных ситуаций, особенно в горных туннелях, где опасны мощные водопритоки, особенно термальные, вы-

Наблюдения, связанные с аэрокосмическим мониторингом, ведутся в масштабах, начиная от самых мелких, когда намечаются и контролируются большие активизированные структуры, и до самых крупных, при которых все с большей детальностью должны исследоваться участки современных смещений, сейсмодислокаций и зон активизации экзогенных геологических процессов.

Разрабатываются специальные технологии комплексных дистанционных методов по выявлению опасного влияния разрывных структур. Например, предложена схема исследований для обоснования благоприятных условий строительства горных туннелей, в том числе для оценки обводненности разрывных зон по трассам строящихся туннелей [Ревзон, Бгатов, 1986; Бгатов, Олохтонов, 1990]. Для решения последней задачи предложена специальная технологическая схема (рис. 5.8).

При этом используются разные варианты методов, с одной стороны, для уточнения расположения разрывных и

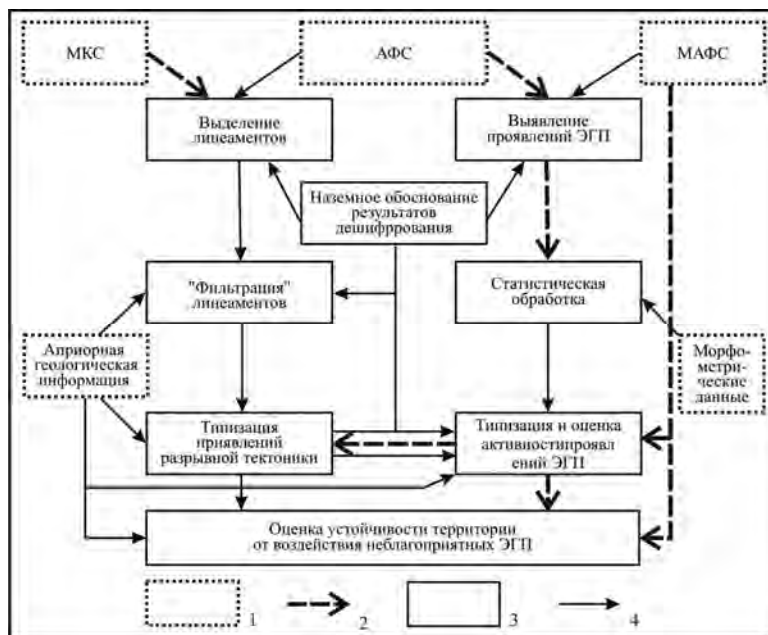


Рис. 5.9. Принципиальная схема использования материалов дистанционного зондирования для инженерно-геологической оценки условий развития ЭГП [Бгатов, 1990].

1 — блоки исходных данных; 2 — приоритетное значение данных; 3 — блоки, отражающие этапы исследования; 4 — вспомогательные данные.

валы неустойчивых горных пород, прорывы водно-грунтовых масс, проявления горного давления. Все указанные опасные процессы чаще всего связаны с разрывными зонами [Ревзон, Бгатов, 1986].

Таблица 5.4.

Задачи и виды дистанционных съемок [Бгатов, 1990]

№ п/п	Виды дистанционных съемок	Основные решаемые задачи
1	МКС среднего и крупного масштабов	Выделение и изучение разрывных тектонических нарушений, оценка тектонической раздробленности территорий. Получение оперативной информации на сравнительно большие территории о наличии проявлений экзогенных процессов, оценка поражаемости территории этими процессами
2	АФС (или II-III канал МАФС)	Детальное изучение морфологии проявлений экзогенных процессов. Изучение деталей строения крупных зон разломов, выделение мелких локальных разломов и зон трещиноватости.
3	МАФС	Определение характера дезинтеграции пород в зонах влияния разломов, оценка обводненности и разуплотненности пород зон дробления
4	МАФС	Детальное инженерно-геологическое изучение проявлений экзогенных процессов, прогнозирование возможной их активизации в результате техногенного воздействия

Разрабатывается классификация разрывов с учетом сложности строения их разрывных зон (деление на региональные и локальные, с разной шириной зон влияния), морфодинамический активности (деление на активные и пассивные), степени дезинтеграции пород в зонах (высокая, невысокая, низкая) и условий проходки тоннеля (весьма сложные, сложные, относительно простые, простые) [Бгатов, 1988]. Делаются попытки дифференциации с помощью космофотоматериалов напряженного состояния горных пород при размещении подземных сооружений [Бгатов, 1986].

Для крупнейших древних зон смятия удастся с помощью дистанционных методов выделить подзоны с различным строением. Например, в пределах Бухтарминской линейной зоны на Алтае удалось разделить подзоны: 1) милонитизации и брекчирования; 2) насыщения дайками; 3) интенсивного зеленосланцевого метаморфизма и рассланцевания; 4) интенсивного кварц-полевошпатового метосамозата, полосового брекчирования и милонитизации [Чиков, Бакланова, Горбенко и др., 1988].

5.2.2.4. Перспективные направления использования дистанционных материалов

Учитывая большое разнообразие геологических объектов, можно сформулировать четыре главных требования, позволяющих наиболее эффективно использовать дистанционные материалы для тектонического анализа [Несмеянов, 1990].

Во-первых, целесообразно использование всего доступного диапазона разномасштабных изображений, поскольку каждый масштаб дает возможность получить самостоятельную информацию об иерархии и глубинности тектонических структур. Кроме того, это позволяет применить метод многоступенчатой генерализации, заключающейся в совместном анализе снимков разных масштабов [Скарятин, 1973, 1976].

Во-вторых, поскольку различные геологические объекты и явления находят отражение в разных особенностях ландшафта, необходима многозональная съемка, осуществляемая в нескольких спектральных зонах дублирующими камерами. При этом повышение качества изображения может быть достигнуто наложением изображений, полученных в разных зонах спектра, за счет увеличения суммарного коэффициента контрастности [Геологическое..., 1978, с. 11; Кац и др., 1978]. С этой целью может быть рекомендовано дешифрирование в диалоговом режиме на автоматизированных системах с цифровой обработкой изображений [Беликова, Гендлер, Ярославский, 1981].

В-третьих, очевидна необходимость высокой разрешающей способности снимков, особенно важной для определения современных тектонических смещений. Для решения данной задачи наименее пригодны материалы сканерной космической съемки, хотя она и позволяет получить наиболее частую периодичность наблюдений. Однако для анализа тектонических смещений можно ограничиться повторяемостью наблюдений в несколько лет.

В-четвертых, для выявления активизированных структур эффективен ретроспективный анализ, т.е. изучение по возможности наиболее детальных съемок разных лет, и поскольку неравномерность тектонических смещений изучена плохо, а периодичность импульсных смещений обычно вовсе не выявлена, то желательно максимальное увеличение ретроспекции.

В перспективе намечается еще одно направление — геодинамический анализ территорий на основе космических съемок [Космогеология..., 1987]. При достижении надежных результатов, этот анализ позволит судить о напряженном состоянии мегамассивов земной коры, т.е. крупных тектонических структур. При этом важно соблюсти два условия. Первым является необходимость обособления новейших структурных элементов, по которым анализировалось бы именно наиболее позднее поле напряжений, а не поле, времени формирования наиболее развитых на данной территории, но более древних структур. Вторым условием должно быть использование всех альтернативных, а не только мобилистских построений, как это обычно делается в настоящее время. Без соблюдения указанных

условий картина современного напряженного состояния даже крупнейших массивов горных пород может оказаться искаженной. Необходимо также учитывать возможности частого варьирования ориентировки и интенсивности разномасштабных полей напряжений.

В науках о Земле уже несколько десятилетий активно используются геоинформационные технологии [Берлянт, 1999]. В геоморфологии наиболее интенсивно применяются морфометрические методы и цифровые модели рельефа (ЦМР) [Bishop, 2004; Hengl, 2009], которые могут быть использованы при проведении возрастного расчленения рельефа.

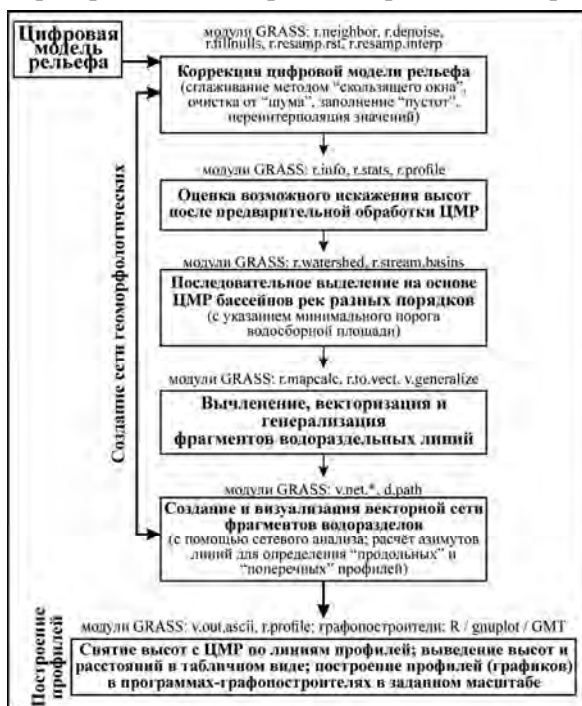


Рис. 5.10. Методика создания на основе ЦМР сети водораздельных геоморфологических профилей и их графического построения [Муры́й, 2012].

тектонических исследований на территории Северо-Западного Кавказа и показала свою эффективность.

Современные программные средства позволяют визуализировать данные с применением объемных (трехмерных) моделей рельефа. На рис. 5.11 представлен пример объемной визуализации карты возрастного расчленения рельефа на территорию фрагмента бассейна р. Мзымта (Северо-Западный Кавказ).

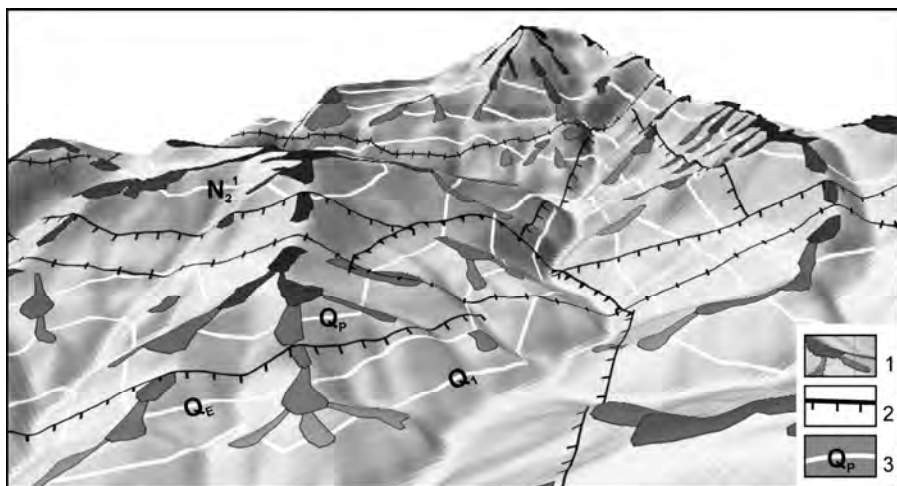


Рис. 5.11. Трехмерная визуализация фрагмента карты возрастного расчленения рельефа долины р. Мзымты (по А.А. Мурому и О.В. Воейковой)
1 — фрагменты разновозрастных террасовых уровней, 2 — новейшие активные разрывы различной кинематики, 3 — борта разновозрастных долин и их возраст.

Для этого становится доступным использование нередуцированных трехмерных картографических изображений, включающих в себя множество ракурсов и масштабов аэрокосмических материалов. Полезно соединение разнородных, разновременных изображений. Вводится понятие цифровой Земли (ЦЗ) — трехмерного образа геоцентрического пространства с целостным, а не дискретным отображением изменений объектов [Ковалева, 2013; Тикунов, Еремченко, 2015].

Имеющийся опыт [Муры́й, 2012, 2013] показал, что геоинформационные технологии и использование ЦМР позволяют частично автоматизировать некоторые трудоемкие операции по получению исходных материалов для анализа рельефа:

— при построении сетей водораздельных геоморфологических профилей разных порядков (региональных, локальных, детальных) используется бассейновый анализ гидросети на основе растровых ЦМР;

— разномасштабные сети водораздельных профилей взаимосвязываются и анализируются средствами сетевого векторного анализа в ГИС;

— графическое построение топографических профилей производится путем обработки данных по рельефу в ГИС и в подключаемых программах-графопостроителях.

При построении профилей на них выносятся не только геоморфологическая информация, но и любая другая (геологические границы, линии новейших разрывов, названия населенных пунктов и рек и т.д.).

Разработана методика (рис. 5.10), создания на основе ЦМР сети водораздельных геоморфологических профилей и их графического построения [Муры́й, 2012] с использованием ГИС GRASS [GRASS..., 2015]. Данная методика была опробована в процессе инженерно-гео-

Все применяемые алгоритмы обработки цифровых данных автоматизируются в виде специализированных модулей в ГИС.

Перспективным является более интенсивное использование не только технических, но и развитых аналитических средств ГИС. Например, с помощью анализа морфометрических характеристик рельефа на основе ЦМР (уклона, кривизны поверхности и т.д.). В перспективе возможна частичная автоматизация выделения разновозрастных эрозионных врезов и их простран-

5.3. Разномасштабное картирование

При картировании орографически выраженных тектонических структур оротектонический метод, кроме материалов возрастного расчленения рельефа, в значительной степени опирается на результаты применения традиционного морфоструктурного метода, но с учетом использования историко-тектонического и других методов [Мещеряков, 1965; Костенко, 1972; Несмеянов, 1971₁, 1995; Чедия, 1986; Макаров, 1977; Николаев, 1988 и др.]. Но особенно важно рациональное сочетание морфоструктурного подхода с возрастным расчленением и анализом этапности формирования рельефа.

5.3.1. Специфика строения и особенности картирования разномасштабных новейших разрывных структур

Совершенно очевидно, что при разных масштабах исследований будут выделяться различные преобладающие типы приповерхностных структур. Кроме того, будут различаться и подходы к анализу соотношений разрывных структур разных типов, ориентировки, активности и пр.

В процессе многолетней практики подобных исследований достаточно четко определилась необходимость трех основных разномасштабных групп:

— мелкие масштабы (1:10 000 000—1:1 000 000), используемые при составлении разнообразных сводных и аналитических карт, когда в орогенических и перирогенических областях выделяются шовные зоны глубинных разломов и региональные разрывы, а на платформах — кроме того, и крупнейшие диаклазовые швы;

— средние масштабы (1:500 000—1:50 000), отвечающие основным масштабам государственных геологических съемок, и предусматривающие картирование практически всего диапазона разрывов и диаклазовых швов;

— крупные масштабы (обычно 1:25 000—1:10 000, но включающие и более детальные исследования, например, отвечающие инженерным изысканиям), позволяющие изучать разрывы (преимущественно локальные), диаклазовые швы и зоны повышенной трещиноватости; тектонические исследования обычно сопровождаются применением геофизических методов и горных работ.

Целесообразно кратко остановиться на некоторых особенностях современных разномасштабных тектонических исследований.

5.3.1.1. Мелкомасштабное картирование

Даже при мелкомасштабном картировании крупнейшие шовные зоны проявляются на карте не единой линией, а закономерным сочетанием блоковых и разрывных структур. Поэтому целесообразна типизация подобных сочетаний, отвечающая той или иной классификации шовных зон.

Второй особенностью мелкомасштабного картирования является необходимость выделения определенных парагенезов разрывных структур, которые часто подчеркивают динамику и кинематику сочленений новейших блоковых структур. Не вдаваясь в детали многочисленных видов и результатов подобных исследований, которые достаточно широко освещаются в современных руководствах по геотектонике и структурной геологии, можно перечислить лишь основные направления, полезные для мелкомасштабного и детального районирования.

В первую очередь необходимо отметить уже достаточно отработанные схемы структурных рисунков, т.е. парагенетических ассоциаций разрывных нарушений, отвечающие различным вариантам приповерхностных тектонических движений. Полный набор таких структурных рисунков еще не установлен, но многие типы стали уже привычными. Наиболее распространенными считаются: 1) “эшелон” — кулисное расположение разрывов или их однотипных групп; 2) “конский хвост” — одностороннее разрывное оперение магистрального разрыва; 3) “елочка” — двустороннее оперение магистрального разрыва; 4) “миндалевидная виргация” — косые (правые или левые) разрывные перемычки между двумя субпараллельными магистральными разрывами [Лукьянов, Щерба, 1972]. Л.М. Расцветаев [1987] существенно расширяет набор таких структурных рисунков (рис. 5.12).

Но гораздо важнее, что он отмечает необходимость учета иерархии подобных рисунков, когда для выяснения условий формирования выявленного типа необходимо изучение природы “внешних тектонических движений” через более крупные структурные формы (парагенезы структур “низшего ранга”). А для понимания внутренней кинематики — необходимо выявлять парагенезы более мелких структур (структур “высшего ранга”). Соответственно, предлагается многоступенчатый (многограновый) парагенетический анализ. С одной стороны, это — весьма перспективное направление, нацеливающее на более глубокую проработку соотношения разномасштабных разрывных структур, а с другой — оно неизбежно привносит значительную долю субъективизма в разделение разноранговых элементов, поскольку каждый ранг реально объединяет разномасштабные структуры. Для принятия ответственных практических решений важнее изучение каждой конкретной разрывной структуры,

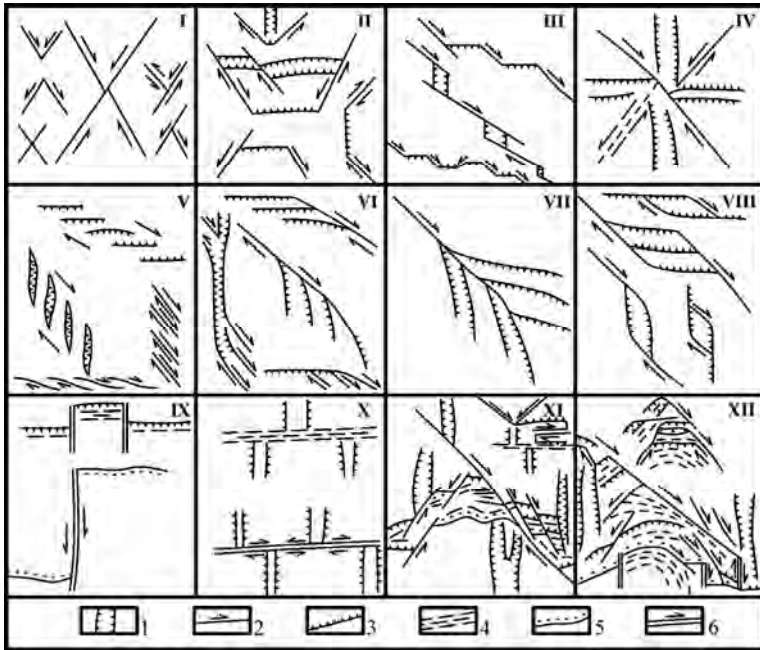


Рис. 5.12. Плановые структурные рисунки некоторых типовых парагенезов тектонических структур (по Л.М. Расцветаеву [1987]).

I-IV — сопряженные сколы и отрывы: X-образный (I), трапециевидный (II), ступенчатый (III), Ж-образный (IV) рисунки; V-VIII — типовые сочетания зон сжатия, сдвига и растяжения (по А.В. Лукьянову): V — “эшелон”, VI — “конский хвост”, VII — “ёлочка”, VIII — “миндалевидная виргация”; IX-XII — некоторые более сложные сочетания систем тектонических нарушений: IX — сочетание систем скольжения (сдвиги, покровы) с системами сплющивания и скальвания в структурах покровно-надвигового типа, X — сочетание систем раздвижения с системами сплющивания (а) и скольжения (б) в структурах трансформного типа, XI — сочетание систем скальвания, скольжения и сплющивания в складчатых областях альпийского типа, XII — то же, с участием вторичных структур (λ-образные рисунки).

1 — системы раздвижения (нормальные сбросы, раздвиги, отрывы, системы даек и жил); 2 — системы скальвания сдвигового типа (горизонтальные сдвиги, зоны сдвиговых деформаций; стрелки указывают направление относительного перемещения крыльев); 3 — системы скальвания надвигового типа (взбросы, надвиги, зоны взбросо-надвиговых деформаций); 4 — системы сплющивания (кливаж, стилолиты, зоны смятия, системы складок продольного изгиба и расплющивания); 5 — системы скольжения покровного типа (точки по краю аллохтона); 6 — системы скольжения сдвигового типа (стрелка указывает направление относительного перемещения крыльев).

хронно развиваются разноименные сдвиги обеих сопряженных систем, происходит пластическая деформация с возникновением дугообразных и линзовидных в плане структур типа мегабудинача (Большой Кавказ, Тянь-Шань). В местах сгущивания выжатого материала продольное перемещение компенсируется формированием поперечных структур сжатия (периклинали Кавказа и Копет-Дага; Таджикская депрессия).

Подобные типы структурных рисунков можно учитывать при геодинамических построениях только, если четко установлен возраст их образования. Когда доказан их современный (голоцен-позднечетвертичный) возраст, появляется дополнительная информация об ориентировке горизонтальных разрывных смещений. Однако сложность геологической датировки подобных движений в большинстве случаев заставляет рассматривать такие структурные рисунки лишь в качестве косвенной (дополнительной) информации о современной кинематике разрывных структур.

5.3.1.2. Среднемасштабное картирование

При среднемасштабном картировании фиксируется обычно весь диапазон разрывов и диаклазовых швов. Кроме того, выделяются и элементы строения шовных зон, среди которых важное место занимают разнообразные разрывы. Эти обстоятельства хорошо иллюстрируются на примере одного из наиболее изученных регионов Средней Азии — Иссыкульской новейшей депрессии и ее горного обрамления (рис. 5.13).

При этом разрывы не только образуют определенную иерархию, разграничивая разномасштабные блоковые структуры, но и характеризуются рядом параметров (индекс на карте, название, морфологический тип, амплитуда новейшего смещения разновозрастных гипсометрических уровней), полезных для разных прикладных видов районирования [Несмеянов, 1971₁].

включение которой в тот или иной парагенез является лишь дополнительным интерпретационным антуражем, учитывающим весь объем нередко достаточно противоречивого фактического материала.

Другой тип подобных материалов — это динамопары крупнейших разрывных структур, обычно шовных зон глубинных разломов, характеризующие длительную горизонтальную направленность преобладающих тектонических движений крупных (часто региональных) структурных блоков [Суворов, 1963]. Наиболее характерна надвиговая компенсация поперечных сдвиговых смещений.

Третьим типом служат структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри молодых складчатых поясов [Копп, 1991]. Выделены: два кинематических типа сдвигов, структуры продольного удлинения, структуры вращения блоков при одной и двух сопряженных системах сдвигов, рассеивание крупноплитудного сдвигового смещения за счет оперения основного разрыва малоамплитудными сдвигами. В местах увеличения горизонтального давления и выжимания материала по латерали в сторону геодинамических убежищ определяющим элементом структурных рисунков являются сдвиги, в процессе деформации поворачивающиеся в сторону оси растяжения. Если деформируемый объем разделен субпараллельными сдвигами одного знака на узкие блоки, последние разворачиваются в горизонтальной плоскости наподобие стопки книг (Копет-Даг, Тянь-Шань). Если син-

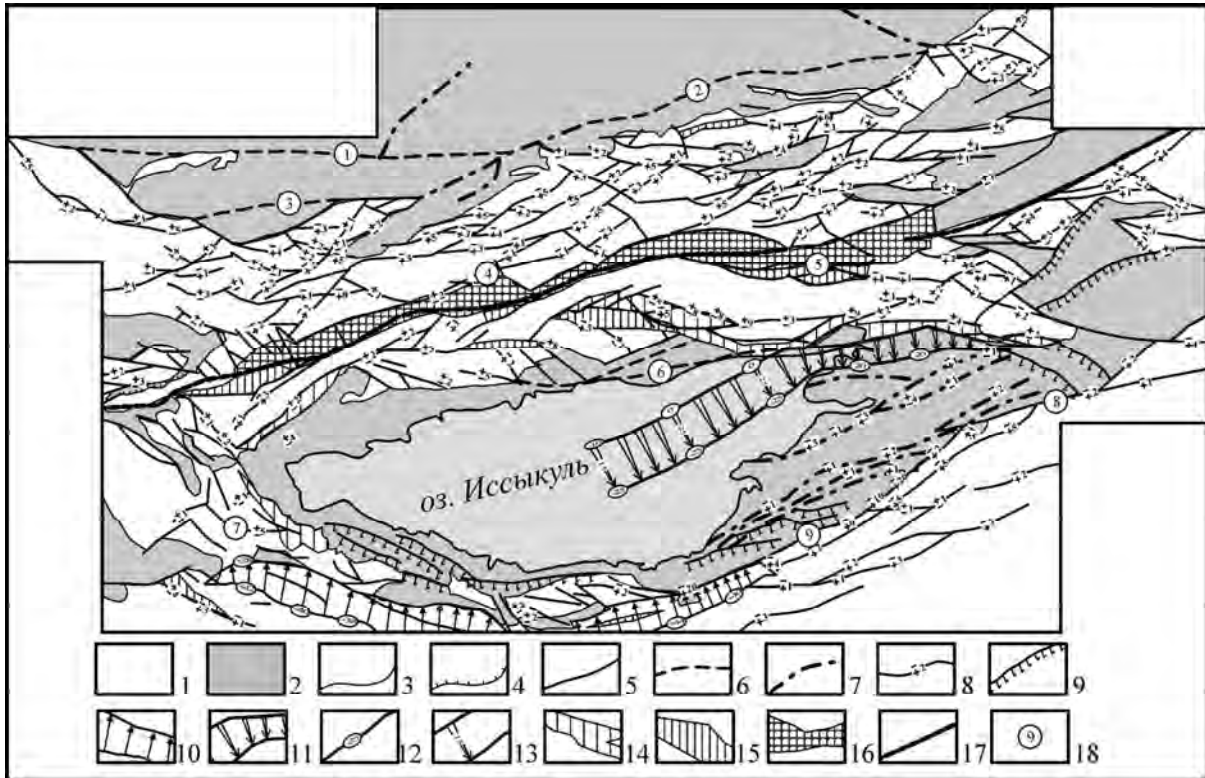


Рис. 5.13. Разрывные нарушения центральной части Северного Тянь-Шаня и Прииссыккулья [Несмеянов, Бархатов, 1982]

1-2 — структурные этажи: 1 — палеозойский, 2 — мезокайнозойский; 3 — границы структурных этажей; 4,5 — разрывы: 4 — взбросо-надвиги, 5 — сбросы; 6,7 — погребенные разрывы: 6 — по геолого-геоморфологическим данным, 7 — по геофизическим данным; 8 — ориентировка и амплитуда вертикального смещения по разрыву в сотнях метров; 9-11 — флексуры: 9 — локальные, 10-11 — региональные: 10 — на поверхности, 11 — погребенные; 12 — отметка флексурного перегиба в сотнях метров; 13 — вертикальная амплитуда флексурного перегиба в сотнях метров; 14 — приразрывные грабены; 15 — Кемино-Чиликская шовно-депресссионная зона; 16 — краевые блоки отседания шовной зоны; 17 — главные (осевые) региональные разрывы шовной зоны, 18 — индексы региональных разрывов (1 — Таргальский, 2 — Северозайский, 3 — Узунагачский, 4 — Северокетменский, 5 — Южночиликий, 6 — Южнокунгейский, 7 — Шамсино-Тюндюкский, 8 — Южнотекесский, 9 — Предтерекский)

Строение шовных зон, как сложного набора разрывных и блоковых структур, иллюстрируется на примере Кансайской шовной зоны, обнажающейся на юге Кураминского хребта в горах Кара-Мазар (рис. 5.14). Восточнее эта зона, по геофизическим данным, продолжается в фундаменте Феранской депрессии.

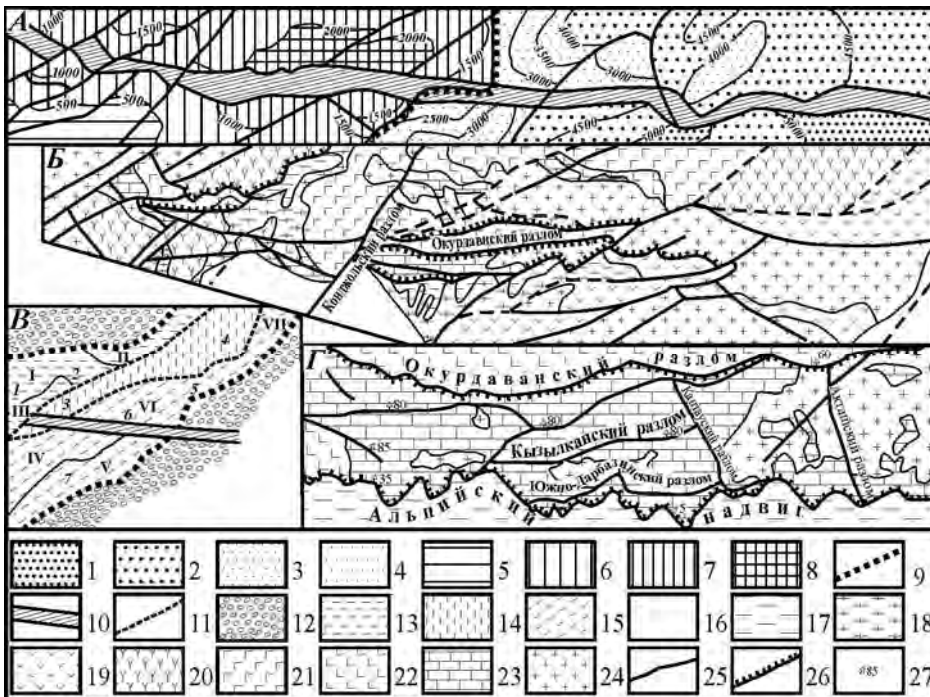


Рис. 5.14. Кансайская шовно-блоковая зона в Западном Тянь-Шане [Несмеянов, 1970, 1971₁].

А — неотектоническая карта шовной зоны, *Б* — геологическая карта западной части зоны, *В* — положение Кансайской зоны в структуре Кураминского хребта, *Г* — схема строения осевого поднятия хребта Окуртау.

На А: 1-8 — ступени суммарных амплитуд новейших движений (в м): 1 — ниже -5000, 2 — (-5000)-(-4000), 3 — (-4000)-(-3000), 4 — (-3000)-0, 5 — 0-500, 6 — 500-1000, 7 — 1000-2000, 8 — выше 2000;

На А, В: 9 — граница Ферганской депрессии и Кураминского хребта-поднятия; 10 — шовная зона;

На В: 11 — границы основных зон в пределах Кураминского хребта; 12 — депрессии; 13-15 — структуры Кураминского хребта: 13 — Северная зона (I — Алмалык-Калканатинская гряда поднятий, II — Северный моноклиальный склон, III — Умбеттинский прогиб), 14 — Осевая зона, 15 — Южная зона (IV — Мирзараватский прогиб, V — Моголтауская гряда поднятий, VI — Тавакская ступень, VII — Гудасская ступень). Брахиантиклинали: 1 — Калканатинская, 2 — Алмалыкская, 3 — Алтынтопанская, 4 — Бабайобская, 5 — Шайданская, 6 — Кызылтюбинская, 7 — Музбекская

На Б, Г: 16 — четвертичные отложения; 17 — палеогеновые отложения; 18 — меловые отложения; 19 — шурабская и равашская свиты (P); 20 — надакская свита (C_{2,3}); 21 — акчинская свита (C₂); 22 — минбулакская свита (C₁); 23 — верхнедевонские и нижнекаменноугольные карбонатные отложения; 24 — верхнепалеозойские интрузивные образования нерасчлененные; 25 — сбросы и взбросы; 26 — надвиги; 27 — углы наклона плоскости сместителя.

Именно при среднемасштабном районировании наиболее широко используется весь диапазон признаков для выделения орогенически выраженных новейших структур. При этом анализируются разнообразные структурные рисунки сочетаний различных типов разрывов, которые позволяют определенным образом трактовать новейшую геодинамическую обстановку. В ряде случаев для решения сходных задач могут быть использованы нестандартные представления, например, о существовании зон рассеянных сдвиговых деформаций.

5.3.1.3. Крупномасштабное картирование

При крупномасштабном районировании разрывные зоны начинают реально рассматриваться в качестве объемных геологических тел с выделением подзон, а иногда и более дробных подразделений в пределах подзон. В горных областях нередко выявляются структуры, переходные между зонами повышенной трещиноватости и разрывными зонами. В ряде случаев внутри зон повышенной трещиноватости намечаются трещинные или трещиноподобные сместители и мелкая продольная блоковость.

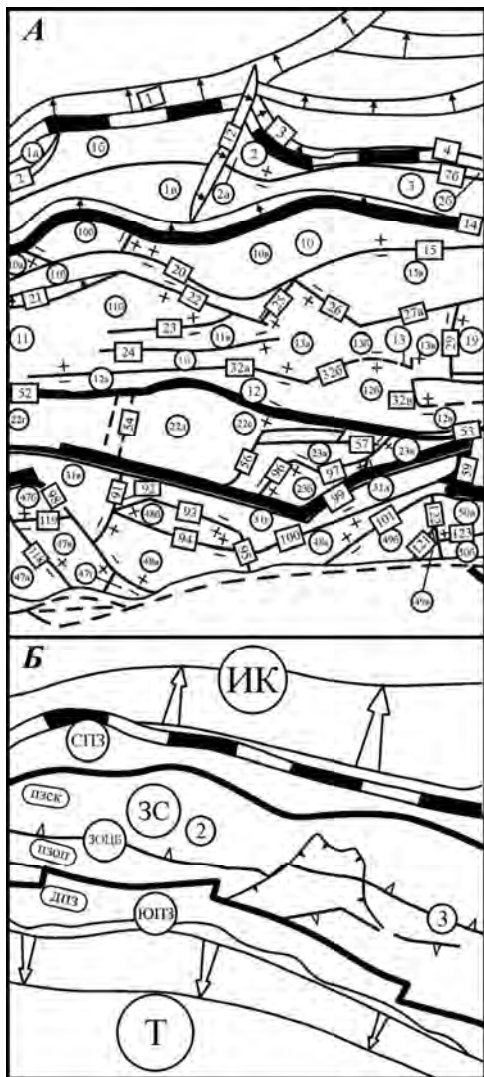


Рис. 5.15. Фрагменты схем новейших структур западной части мегасвода Большого Кавказа [Несмеянов, 1992].

А — схема региональных и локальных структур (исходный масштаб 1:500 000);

Б — схема соотношения региональных структур (исходный масштаб 1:1 000 000).

В кружках — индексы блоковых и складчатых структур, в прямоугольниках — индексы разрывов и флексур

масштабе 1:25 000) выделяется некоторое количество дополнительных мелких локальных разрывов (рис. 5.17). Но затем (в масштабах 1:10 000 — 1:2 000) начинает все лучше прорисовываться ширина разрывных зон (рис. 5.18). Иногда выявляется их разрывное и трещинное оперение (зоны динамического влия-

Надежность подобного картирования при детальном исследовании (например, при инженерных изысканиях) обычно обеспечивается комплексным геолого-геофизическим подтверждением существования разрывных и трещинных зон, выделенных с помощью геоморфологических методов.

5.3.2. Сопоставление схем разномасштабного картирования разрывных структур

Различие результатов разномасштабного картирования разрывных нарушений целесообразно проиллюстрировать на примере одного района. Таким районом может служить эпигеосинклинальный новейший ороген Западного Кавказа, где после опережающих инженерных изысканий исследований по неструктурному районированию [Несмеянов, 1992], проводились разномасштабные инженерно-геологические изыскания для строительства газопровода. Этот трубопровод проектировался поперек всего Западного сегмента новейшего мегасвода Большого Кавказа, примерно на меридиане г.г. Краснодар — Джубга.

Для мелкомасштабного картирования составлялись схемы в масштабе от 1:10 000 000 до 1:1 000 000. На схеме масштаба порядка 1:10 000 000 обозначаются практически только шовные зоны по бортам и внутри мегасвода Большого Кавказа [Несмеянов, Артемов, Воейкова, Щукин, 1995]. На схеме районирования Западного Кавказа, составляющейся в масштабах порядка 1:5 000 000, 1:2 500 000 и 1 000 000¹, кроме шовных зон показаны региональные и даже некоторые локальные разрывы, служащие границами основных структурных элементов — зон и подзон (рис. 5.15 Б) [Несмеянов, 1992].

Для среднемасштабного картирования исходной обычно служит схема масштаба порядка 1:500 000 (рис. 5.15 А), на которой преобладают уже локальные разрывы [Несмеянов, 1992]. Подобная схема, иногда составляемая в масштабе несколько более крупном (1:200 000 или 1:100 000), обычно привлекается для оценки тектонической опасности на предпроектных стадиях инженерных изысканий (стадии технико-экономического обоснования инвестиций и т.д.) (рис. 5.16). При переходе к среднемасштабному картированию количество выделяемых разрывных нарушений по сравнению с мелкомасштабным, увеличивается на порядок величин.

При крупномасштабном картировании, сначала (например, в

¹ Опубликованные варианты схем, естественно, составлялись в более крупном масштабе и были затем уменьшены примерно до упоминаемых здесь масштабов.

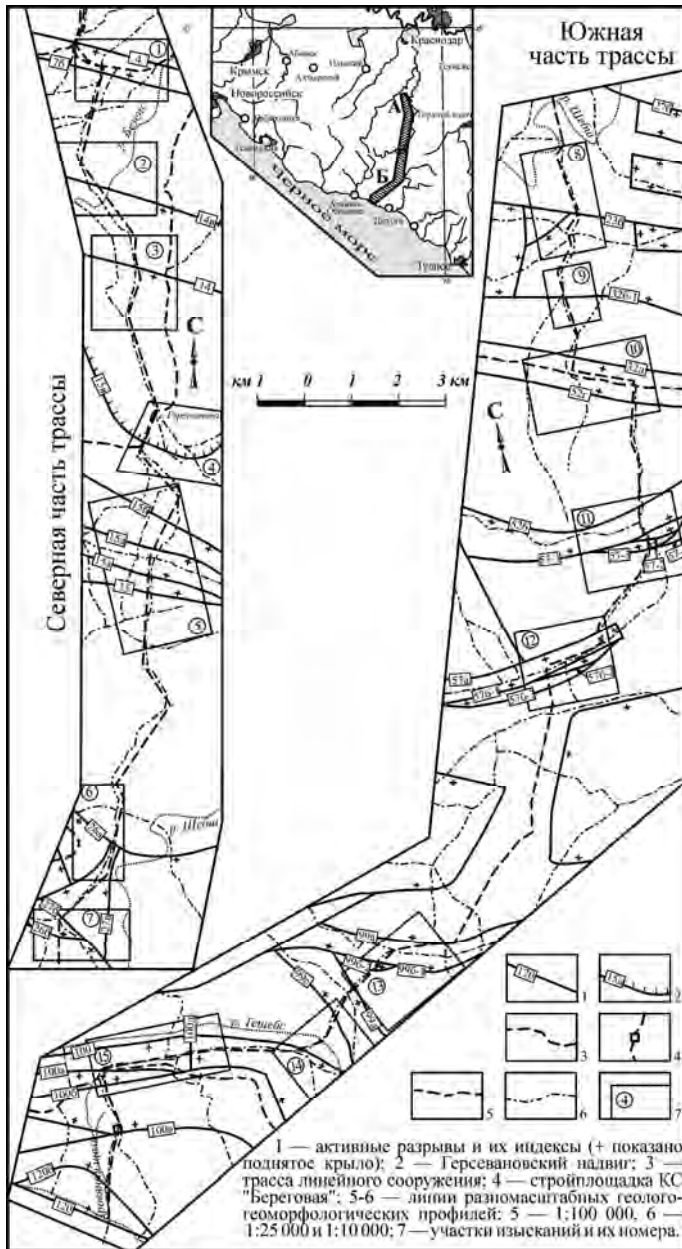


Рис. 5.16. Схема разрывов на трассе трубопровода в пределах Большого Кавказа [Несмеянов, 2004]

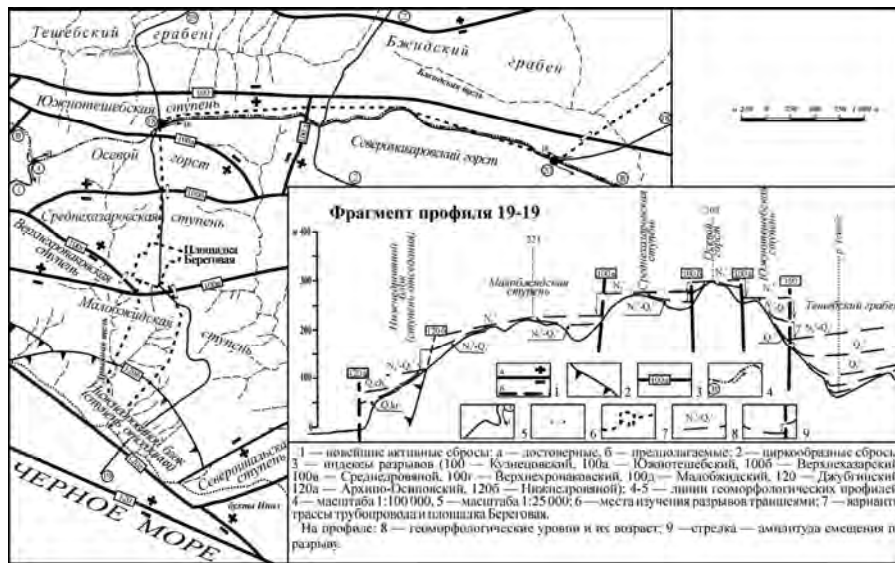


Рис. 5.17. Схема разрывов юга горной части трассы трубопровода (исходный масштаб 1:25 000) и геоморфологический профиль [Несмеянов, 2004].

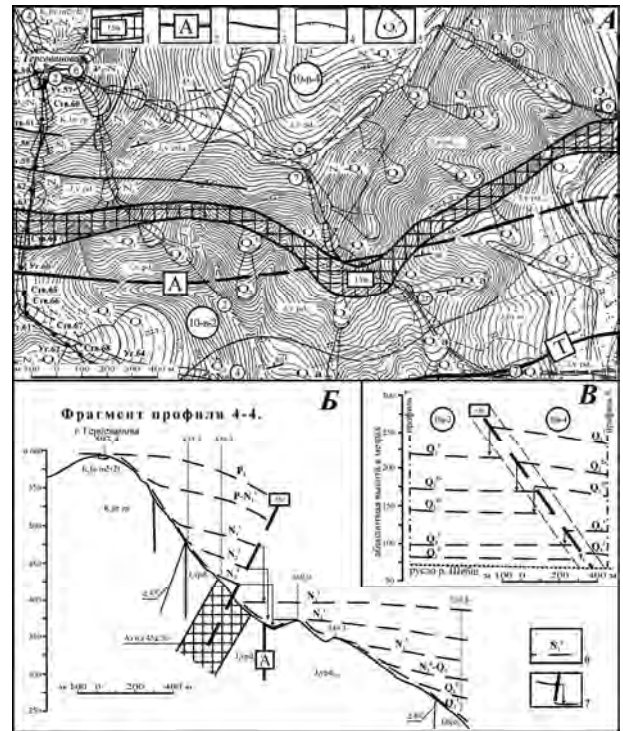


Рис. 5.18. Геолого-геоморфологическая схема Герсевановского участка трассы трубопровода — А), геоморфологический профиль (первоначальный масштаб 1:10 000) — Б, смещения геоморфологических уровней по надвигу (15в) по геодезическим измерениям (В). [Несмеянов, 2004]

1 — активные новейшие разрывы; 2-3 — доновейшие тектонические нарушения: 2 — осевые зоны крупных разрывов (А — Артиллерийский, Т — Тхмахинский), 3 — локальные разрывы; 4 — геологические границы; 5 — границы останцов эрозионных врезов и индексы геоморфологических уровней; 6 — геоморфологические уровни на профилях; 7 — амплитуда смещения геоморфологического уровня.

ния), обычно лучше выраженные в поднятых крыльях. Параллельно все лучше начинают различаться трассы субпараллельных (сбросовых и сдвиговых) и наклонных (надвиговых, взбросовых, циркообразных сбросовых) сместителей, по-разному вписывающихся в расчлененный рельеф.

Применение компьютерных методов обработки позволяет переводить картографический материал в наглядное объемное изображение (рис. 5.19).

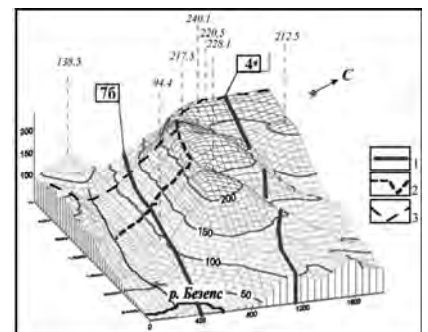


Рис. 5.19. Блок-диаграмма Горячкелюченского и Псекабаского разрывов в районе пересечения их трассой газопровода.

1 — разрывная зона, 2 — трасса тахеометрического хода, 3 — трасса газопровода

Проведение описываемых инженерных изысканий в данном районе показало, что геофизические методы (сейсморазведка и электроразведка) подтверждают не только существование новейших разрывов, намеченных в слабо обнаженном и густозалесенном районе с помощью преимущественно геоморфологических методов, но и фиксируют их по первоначально проведенным трассам (рис. 5.20).

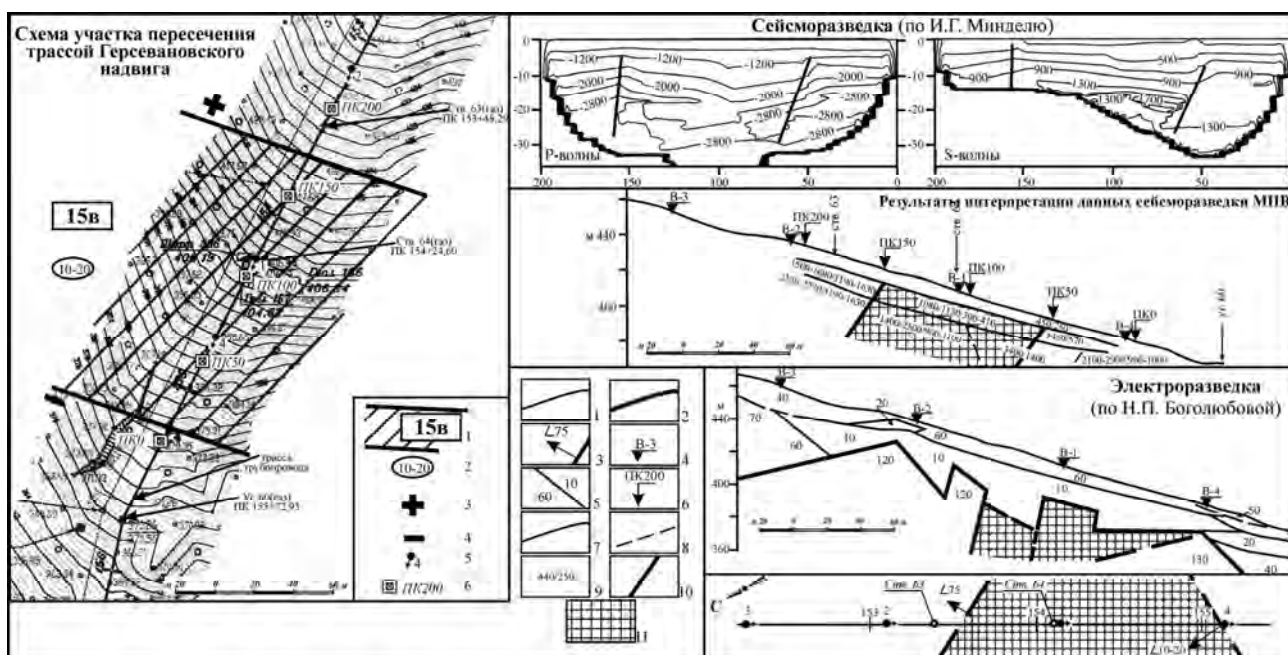


Рис. 5.20. Схема электроразведочных и сейсморазведочных исследований на Герсевановском участке трассы трубопровода (исходный масштаб 1:2 000). [Несмеянов, 2004].

На карте: 1 — новейшая разрывная зона Герсевановского разрыва и его индекс; 2-3 — крылья разрыва; 2 — поднятое, 3 — опущенное; 4 — максимальная мощность элювиальных и склоновых отложений, перекрывающих разрывную зону (по геофизическим данным); 5 — точки ВЭЗ, их номера и направление питающей линии АО; 6 — пикеты сейсморазведки и их номера.

На профилях: 1-2 — геоэлектрические границы: 1 — слоев, 2 — блоков; 3 — элементы залегания геоэлектрических границ; 4 — точки ВЭЗ; 5 — значение удельных сопротивлений в слоях; 6 — пикеты сейсморазведочного профиля (пункты возбуждения упругих колебаний); 7 — геосейсмическая граница между слоями с различными скоростями продольных и поперечных волн; 8 — граница между слоями с различными скоростями упругих волн (как правило, внутри слоя); 9 — скорости (или диапазоны изменения скоростей) в числителе — скорости продольных волн, в знаменателе — скорости поперечных волн, м/с; 10 — границы предполагаемых разрывов; 11 — зоны предполагаемых тектонических нарушений.

Оба упомянутых метода дают сходные величины ширины разрывных зон (у локальных разрывов она колеблется обычно в интервалах 50-150 м), причем электроразведка чаще показывает несколько большие значения, чем сейсморазведка. Не исключено, что сейсморазведка фиксирует преимущественно зоны повышенного дробления и трещиноватости пород, а электроразведка включает смежные участки относительно обводненных крыльев.

С помощью электроразведки (ВЭЗ МДС) в ряде случаев удается охарактеризовать наклон сместителя разрыва. Оба геофизических метода позволяют оценить мощность покровных и склоновых рыхлых четвертичных отложений, перекрывающих разрывную зону, а также мощность линейной коры выветривания часто развивающейся по разрывной зоне.

* *
*

Из изложенного выше о разрывных нарушениях, достаточно очевидна специфика их классификации и изучения для практических целей (например, для инженерной геотектоники). Но эта классификация касалась в основном морфологического аспекта описания этих структур. Кинематический аспект (новейшие и современные движения) описания данных структур и характер их учета при проектировании различных инженерных сооружений дается в следующей главе.

5.3.3. Шовные зоны и неоструктурное районирование

Шовные зоны, как приповерхностное проявление крупнейших разрывных нарушений, обычно разделяют основные блоковые структуры. Поэтому трассирование, классификация и определение масштабной иерархии шовных зон может служить важным методом неоструктурного районирования многих регионов. В этом направлении делаются еще только первые шаги [Несмеянов, 1971_{1,2}; Несмеянов, Бархатов, 1978; Чедия, 1986]. Возрастное расчленение рельефа позволяет охарактеризовать историю формирования как разрывных шовных зон, так и их отдельных элементов.

Целесообразно на одном показательном объекте рассмотреть набор и плановое расположение различных типов шовных зон. В качестве такого объекта выбран новейший ороген Большого Кавказа.

Для Большого Кавказа Е.Е. Милановский [1962] описал сложное строение и закономерности развития Пшекиш-Тырны-аузской и Кахетино-Лечхумской шовных зон. Ряд исследователей большое внимание уделяли шовному строению Главного Кавказского надвига. Но Е.Е. Милановский [1968] показал, что на новейшем этапе геологического развития эта зона теряет активность надвигообразования и местами проявляется в виде флексуры. Детальное неструктурное районирование позволило автору наметить большое разнообразие новейших шовных зон в разных частях Большого Кавказа [Несмеянов, 1992, 1997, 2004; Аверьянова и др., 1996].

5.3.3.1 Набор типов шовных зон.

Таблица 5.5.

Основные новейшие шовные зоны Большого Кавказа.

Тип	№ на рис. 5.21	Наименование	Длина (км)
Продольные зоны			
флексурный	1	Буйнакская	150
флексурно-разрывный	2	Северная Крымско-Кавказская	>400
	3	Южная Крымско-Кавказская	>500
	4	Владикавказская	200
шовно-сбросовый	5	Сулакская	150
	6	Ессентукская	170
сбросо-надвиговый	7	Саччерская (?)	160
	8	Главного хребта	>500
шовно-надвиговый	9	Сухумская	150
	10	Алазано-Шемахинская	400
шовно-сдвиговый	11	Гудермесская	70
	12	Бенойско-Эльдаровская	100
	13	Датгых-Ахловская	150
шовно-депресссионный	14	Михайловская	120
	15	Пшекиш Тырныаузская	270
	16	Мзымгинская	250
	17	Садонская	150
	18	Верхнеурухская	60
	19	Меле-Джавская	120
	20	Рача-Лечхумская	110
21	Бежитинская (?)	400	
шовно-блоковый	22	Воронцовская	80
Поперечные зоны			
флексурный	23	Западно-Кавказская	80
	24	Восточно Кавказская	450
шовно-сбросовый	25	Восточно Дагестанская	200
	26	Сумгаитская (?)	100
поперечного дробления	27	Пшекско Адлерская	>100
	28	Туапсинская (с грабеновыми прогибаниями)	50
	29	Нальчикская (со сдвиговой составляющей)	>200
	30	Грозненская (со сдвиговой составляющей)	200

В пределах и по периферии новейшего мегасвода Большого Кавказа выделены продольные и поперечные к оси мегасвода шовные зоны (табл. 5.5). Среди тех и других встречаются флексурные, шовно-сбросовые и разнообразные шовно-сдвиговые зоны; только к продольным относятся флексурно-разрывные, сбросо-надвиговые, шовно-надвиговые, шовно-депресссионные и шовно-блоковые, а только к поперечным — разнообразные зоны поперечного дробления с активизацией сбросо-, грабенообразования или более или менее рассеянными сдвиговыми дислокациями (рис. 5.21).

Шовные зоны флексурного типа (Западно-Кавказская. Буйнакская, Восточно-Кавказская) представляют собой крупные перегибы в подошве моласс, шириной до 20 км и с вертикальной амплитудой до 6-7 км (как, например, у Западнокавказской зоны).

Флексурно-разрывные шовные зоны (Северная и Южная

Крымско-Кавказские, Владикавказская, Сулакская) сходны с флексурными, но осложнены системами крупных разрывов преимущественно надвигового типа. В одних случаях надвиги деформируют преимущественно верхнее колено региональной флексуры (Ахтырский подтип) [Жабрев и др., 1964], а в других — ее основание и нижнее колено (Сулакский подтип) [Мирзоев, Шарафутдинов 1986; Соборнов, 1988].

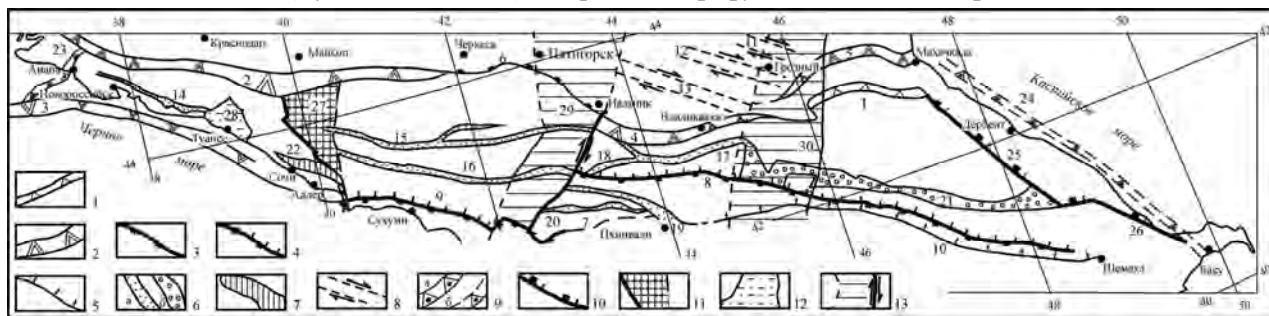


Рис. 5.21. Шовные зоны Большого Кавказа [Несмеянов, 1997].

1-8 — продольные (здесь и далее: а — достоверные, б — предполагаемые): 1 — флексурные, 2 — флексурно-разрывные, 3 — шовно-сбросовые, 4 — сбросо-надвиговые, 5 — шовно-надвиговые, 6 — шовно-депресссионные, 7 — шовно-блоковые; 8 — шовно-сдвиговые в фундаменте краевого прогиба, 9-13 — поперечные: 9 — флексурные, 10 — шовно-сбросовые, 11-13 — зоны поперечного дробления: 11 — с активными сбросовыми воздыманиями, 12 — с активными грабеновыми прогибаниями, 13 — со сдвиговой составляющей (краевые сдвиги). Номера зон см. в табл. 5.5.

Шовно-сбросовые зоны (Ессентукская, Восточнодагестанская предположительные Сачхерская и Сумгайтская) представляют собой систему обычно крутых ступенчатых сбросов. В отдельных случаях они образуют крутой уступ в рельефе, у подножья которого местами формируются небольшие продольные грабены (например, Восточнодагестанская зона [Несмеянов, Воейкова, 1994]).

Сбросо-надвиговые или сбросо-взбросовые шовные зоны (Главного хребта, Сухумская) также обычно выражены крупными уступами в рельефе, которые формируются при кулисно подставляющих друг друга по простиранию разнообразных разрывах — сбросах, взбросах, надвигах. В случае затухания активности древней шовно-надвиговой зоны (например, “Главного надвига”) отдельные ее элементы могут превращаться во флексуры [Милановский, 1968].

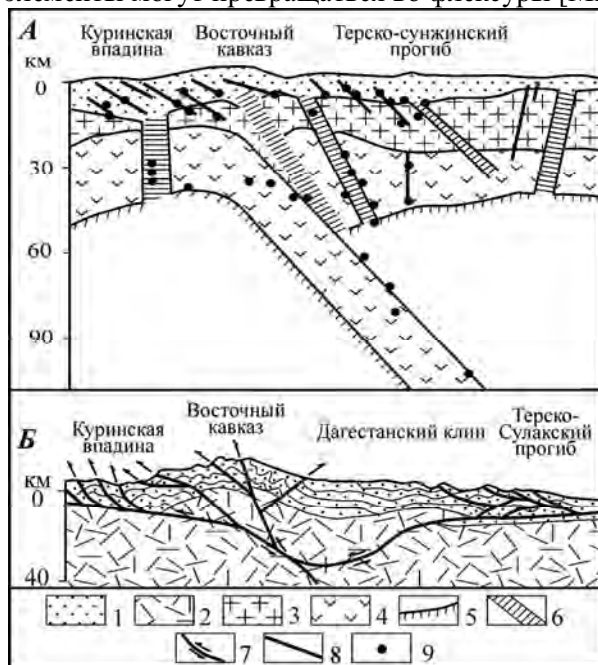


Рис. 5.22. Шовно-надвиговые сочленения восточной части Большого Кавказа

(А — по В.Е. Хаину, Э.Н. Халиливу и др.;

Б — по Б.А. Соколову из [Лилиенберг и др., 1996]).

1 — осадочный слой; 2 — консолидированная земная кора; 3 — “гранитный” слой; 4 — “базальтовый” слой; 5 — поверхность Мохо; 6 — коровые разломы; 7 — крупные надвиговые деформации; 8 — региональные разломы; 9 — гипоцентры землетрясений.

Шовно-депресссионные зоны (Михайловская, Пшекиш-Тырныузская, Мзымтинская, Садонская, Верхнеурухская, Меле-Джавская, Рача-Лечхумская и предполагаемая Бежитинская) представлены в большинстве случаев цепями грабенов, сопровождаемых краевыми горстами с разделяющими их региональными или крупными локальными сбросами или взбросо-надвигами [Милановский, 1962, 1968; Несмеянов, 1992; Аверьянова и др., 1996]. Основные граничные разрывы имеют более или менее сложное разрывное оперение, особенно в висячем крыле. В этом оперении очень характерны циркулярные сбросы, ограничивающие линзовидные блоки отседания [Несмеянов, 1992].

Не исключено формирование подобных структур и в условиях активного надвигообразования. Так, Бежитинская зона интерпретируется в качестве изоклиального грабена рампового или полурампового типа, соответствующего покровной пластине, зажатой между фронтальными чешуями надвигов Главного и Бокового хребтов [Лилиенберг и др., 1996].

Еще более сложным шовным сооружением являются **шовно-блоковые зоны**, в которых осевая цепь горстов со стороны смежной впадины ограничена системой разновозрастных взбросо-надвигов, а со стороны смежного поднятия — цепью шовных впадин, сходных с шовно-депресссионной зоной. В орогеническом мегасводе Большого Кавказа этот тип шовных структур представлен только небольшой Воронцовской шовной зоной.

Зоны поперечного дробления характеризуются различными тенденциями новейшего развития: для Пшехско-Адлерской характерны воздымания, для Туапсинской — активное грабенообразование, а для Нальчикской и Грозненской очевидна сдвиговая компонента. Наиболее детально изучена Пшехско-Адлерская зона, в которой отчетливо проявились: западный фронтальный сбросовый уступ с вертикальной амплитудой до 1 км, пояс передовых горстов и цепь тыловых грабенов (рис. 5.23). Общая схема новейших деформаций отражает осложненный второстепенными блоками перекося крупный

Шовно-надвиговая зона, часто именуемая Алазано-Шемахинской [Лилиенберг и др. 1996], ограничивает южный борт значительной части Восточного Кавказа [Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977]. Внутренняя ее структура трактуется неоднозначно. Но в целом это система чешуйчатых надвиговых пластин, часть из которых описывается в виде самостоятельных покровов (Баскальский, Астраханский и др.), поддвигов (Алазанский) и т.п. (рис. 5.22). Скорее всего, упомянутая главная или фронтальная система миоценовых (допонтических) надвигов оперяется, а местами, возможно, кулисно подставляется диагональными к ней второстепенными шовно-надвиговыми зонами (Занги-Козлучайской структурной шовной зоной, Баскал-Пирикишкюльским шарьяжным комплексом). Формирование всей этой сложной шовно-надвиговой системы объясняется поддвигом Куринской микроплиты под южный склон Восточного Кавказа [Лилиенберг и др., 1996].

Линейные шовно-сдвиговые зоны выявлены преимущественно геофизическими методами в фундаменте краевого прогиба (Гудермесская, Бенюйско-Эльдаровская, Даттых-Ахловская) и, будучи погребенными, изучены явно недостаточно [Талалаев и др., 1984] Тем не менее, по ним отмечают сдвиговые деформации разрывных нарушений в вышележащих молассах.

структурной ступени на западном ограничении в целом приподнятого Центрального сегмента мегасвода [Несмеянов, 1992]. Нальчикская и Грозненская зоны ограничивают разные по ширине сегменты мегасвода. В их пределах широко развиты поперечные грабены, кулисные сочленения флексуных и флексурно-разрывных зон (Грозненская), сдвиги (Нальчикская) и другие структуры, характеризующие более или менее рассеянные признаки общей сдвиговой деформации [Аверьянова и др., 1996].

Наименее детально изучены *новейшие шовные зоны сбросо-надвигового типа*. В целом это крупные, местами субвертикальные перегибы, которые осложнены разрывными нарушениями сбросового, взбросового или надвигового характера. Местами они близки к шовно-сбросовым или флексурно-разрывным зонам, но часто отличаются изломанностью в плане, что свидетельствует об их преимущественно разрывной природе. Такие зоны обычно являются либо новейшим новообразованием (Сухумская), либо слабо обновленным на новейшем этапе геологического развития более древним швом (Главного хребта). Сухумская зона, представляющая собой крутой, местами субвертикальный уступ на сочленении Центрального сегмента мегасвода с Рионским межгорным прогибом, ранее описывалась как Абхазо-Мегрельская флексура, заложившаяся на раннеорогенной стадии [Милановский, 1968].

Общая вертикальная амплитуда смещений превышает, по видимому, 5 км. Напротив, зона долгоживущего древнего Главного Кавказского надвита на большей своей части обновилась слабо, местами превратившись в новейший флексурообразный перегиб [Милановский, 1968], но местами сохранила некоторую способность к новейшему надвигообразованию. На западе, в Центральном сегменте она утратила самостоятельность, а по ее зоне залежились сбросовые и взбросовые смещения северного борта Мзымтинской шовно-депрессивной зоны [Несмеянов, 1992]. По геофизическим данным эта зона сопряжения мезозойских и палеозойских отложений и земной коры разной мощности в пределах Центрального Кавказа имеет наклон 55-75 градусов, а восточнее — выполаживается, но постепенно смещается к югу в долину Алазани [Шемпелев, 1978]. Очевидно, единая зона глубинного перегиба или смещения не совпадает с одной приповерхностной шовной зоной, а фрагментарно проявляется в виде нескольких новейших шовных зон.

5.3.3.2 Плановое распределение шовных зон и районирование

Шовные зоны поперечного дробления разделяют *4 сегмента* новейшего мегасвода Большого Кавказа, характеризующиеся существенно различным набором выведенных на земную поверхность толщ с неодинаковыми механическими свойствами и своеобразным набором шовных зон.

В наиболее узком *Западном (Тхабском) сегменте* мегасвода с преимущественным развитием относительно пластичных мезозойских отложений выявлены продольные Михайловская шовно-депрессивная и Воронцовская шовно-блоковая зоны, а также Туапсинская зона поперечного дробления. Ни одна из этих зон не пересекает сегмент. Это указывает на его относительно слабую новейшую дифференцированность, которая резко отличается от доновой структуры с ее опрокинутыми складками и соскладчатыми надвигами [Несмеянов, 1992].

Центральный (Эльбрусский) сегмент с наиболее широким распространением относительно хрупкого палеозойско-докембрийского фундамента включает две наиболее крупных шовно-депрессивных зоны: Пшекиш-Тырныаузскую и Мзымтинскую. Развитие этих продольных грабенообразных структур свидетельствует о поперечном присводовом растяжении сегмента [Несмеянов, 1992]. Данной геодинамической обстановкой и хрупкостью скального основания, очевидно, объясняется связь с этим сегментом практически всех сеймотектонических палеодислокаций [Палеосейсмо-

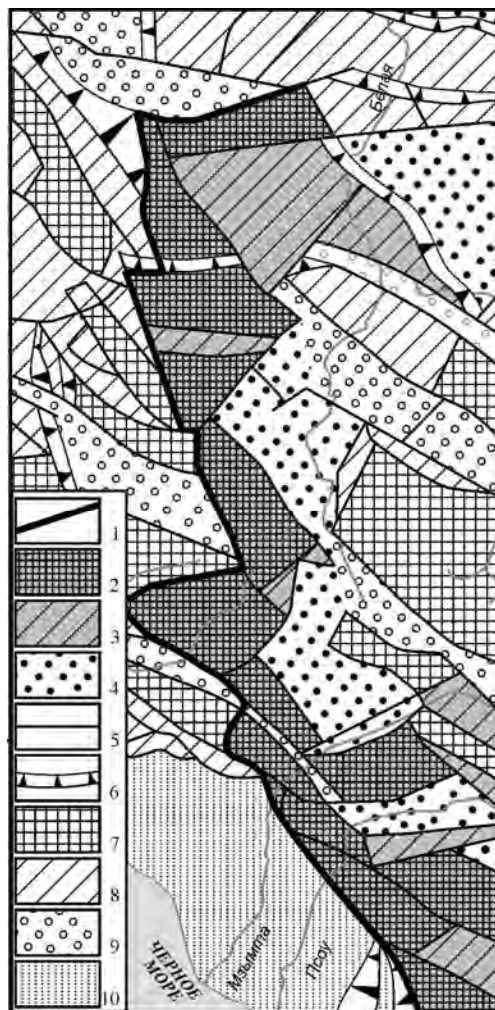


Рис. 5.23. Главные структурные элементы Пшекско-Адлерской поперечной зоны дробления.

1-4 — элементы поперечной зоны дробления: 1 — краевой флексурно-разрывный уступ, 2 — фронтальные горсты, 3 — структурные ступени, 4 — тыловые грабены; 5 — разрывы; 6 — флексуры; 7-9 — структурные элементы орогена (вне поперечной зоны дробления): 7 — горсты, 8 — структурные ступени, 9 — грабены; 10 — Адлерская впадина.

геология..., 1979]. Краевые Эссентукская шовно-сбросовая и Сухумская сбросо-надвиговая зоны также указывают на преимущественно блоковые воздымания этого сегмента мегасвода. Формирование взбросо-надвиговых сместителей на юге, возможно, отражает некоторое “гравитационное расползание” воздымающегося блока в местах максимальных вертикальных разрывных смещений.

Суженный *Казбекский сегмент* включает наибольшее разнообразие шовных зон: Владикавказскую флексурно-разрывную, Садонскую, Верхнеурухскую, Меле-Джавскую и Рача-Лечхумскую шовно-депресссионные, Сачхерскую шовно-сбросовую и западную часть древней, но теряющей свою подвижность зоны Главного хребта. Это свидетельствует о наибольшей дифференцированности новейших тектонических движений в этом сегменте. Кроме того здесь наиболее отчетливы признаки сдвиговых деформаций: расщепление шовно-депресссионных зон к западному краю, кулисное сочленение Владикавказской и Буйнакской зон на восточном краю. К северу от Казбекского сегмента в расширении краевого прогиба присутствуют 3 шовно-сдвиговых зоны.

Широкий *Восточный (Шахдагский) сегмент* включает 4 шовных зоны. У его северного края проходит Буйнакская флексурная зона, а в южной части — предполагаемая Бежитинская шовно-депресссионная, часть сбросо-надвиговой зоны Главного хребта и шовно-надвиговая Алазано-Шемахинская зона. Сближенность трех последних зон у южного края сегмента свидетельствует о наиболее четкой поперечной асимметрии этой части мегасвода и надвигообразовании со смещением в южных румбах. К северу от этого сегмента находится Сулакская флексурно-разрывная зона.

Сквозными, переходящими из одного сегмента в другой, обычно являются краевые шовные зоны, обрамляющие мегасвод: Северная и Южная Крымско-Кавказские, Алазано-Шемахинская. В пределах мегасвода к таковым относится только древняя шовная зона Главного хребта, существенно снизившая свою надвиговую активность и проявляющаяся по-разному (надвиг, сброс, флексура) в отдельных своих фрагментах [Милановский, 1968].

Шовные зоны являются структурным ограничением мегасвода Большого Кавказа, его сегментов и более мелких региональных блоковых структур. Неодинаковые наборы и специфика распределения шовных зон свидетельствуют, как было показано выше, о существенном различии тектодинамической обстановки и степени дифференцированности как в разных сегментах, так иногда и в пределах одного сегмента (например, Восточного). Все это указывает на перспективность изучения шовных зон при неоструктурном районировании орогенов.

Большинство встреченных на Кавказе типов шовных зон известно и в других орогенах. Например, в орогенах Средней Азии описаны флексурно-разрывная — Центрально-Ферганская моноклираль; шовно-надвиговая — Зеравшанская; шовно-депресссионная — Предгиссаро-Кокшаальская, шовно-блоковая — Кансайская [Несмеянов, 1970, 1971, 1984; Несмеянов, Бархатов, 1978]. Аналогии шовно-сбросовых (Западносахалинская), шовно-сдвиговых (Восточносахалинская) и шовно-блоковых (Центральносахалинская) шовных зон известны на Сахалине [Воейкова и др., 2007]. Следовательно, однотипные шовные зоны характерны как для центральноазиатских внутриконтинентальных, так и для переходного к океану Восточноазиатского подвижных поясов, где с ними связаны сильные землетрясения (табл. 5.6) [Несмеянов, 2012].

Таблица 5.6

Примеры основных типов новейших шовных зон в орогенических областях (цифры в скобках — максимальные магнитуды возможных землетрясений)

Основные типы шовных зон	Внутриконтинентальные орогены		Окраинноконтинентальный островодужный среднеактивный ороген Сахалина
	Эпиplatformенный высокоактивный ороген Тянь-Шаня	Эпигеосинклинальный среднеактивный ороген Большого Кавказа	
флексурный		Буйнакская (локальная) (6)	
флексурно-разрывный	Центрально-Ферганская (7?)	Южная Крымско-Кавказская (6,5)	Нышско-Набильская (поперечная) (7)
шовно-сбросовый		Эссентукская	Западносахалинская (7,5)
шовно-надвиговый	Зеравшанская (7?)	Алазано-Шемахинская (7)	Центральносахалинская (6,5)
шовно-сдвиговый	Таласо-Ферганская (8)	Гудермеская	Восточносахалинская (7,5)
шовно-депресссионный	Предгиссаро-Кокшаальская (8)	Мзымгинская (7)	Пограничная (локальная)
шовно-блоковый	Кансайская (локальная)	Воронцовская	

5.4. Этапность развития разномасштабных морфоструктур

При картировании, особенно мелкомасштабном, часто требуется отразить стадии развития различных типов орографически выраженных структур. Такая типизация опирается в значительной степени на материалы по возрастному расчленению рельефа и зависит от многих факторов. Например, для складчатых структур важен характер смены литологии пород в геологическом разрезе. Поэтому подобные

классификации обладают значительной региональной спецификой и разработаны только в отдельных случаях. Вопрос этот важен, но еще очень слабо изучен и ниже приводятся только отдельные примеры.

5.4.1. Этапность преобразования отдельных морфоструктур

В изменении соотношений между положительными и отрицательными структурными и орографическими формами рассматриваются три аспекта:

- перераспределение поднятий и впадин,
- история морфологических типов положительных структур внутри впадин и
- тенденции в изменении характера разрывных сопряжений положительных и отрицательных структур.

1. Развитие орогенического процесса путем разрастания площади поднятия за счет смежных впадин, т.е., так называемое, “втягивание” впадин в воздымания, описано для Тянь-Шаня С.С. Шульцем [1948], Н.П. Костенко [1972], О.К. Чедия [1986], В.В. Лоскутовым [1962], автором [Несмеянов, 1971₁; Несмеянов, Бархатов, 1978] и др. Опираясь на поэтапные палеорекострукции по Западному Тянь-Шаню, автор приходит к выводу, что при наличии разрывных сопряжений постепенное разрастание хребтов-поднятий продолжалось в основном до начала неоплейстоцена. С кошкурганского этапа (Q_1) характер этого процесса меняется — сокращение области осадконакопления происходит уже, главным образом, за счет возникновения и роста самостоятельных положительных структур внутри впадин. Кроме того, многие впадины крупными участками (блоками) или целиком вовлекаются в интенсивное воздымание.

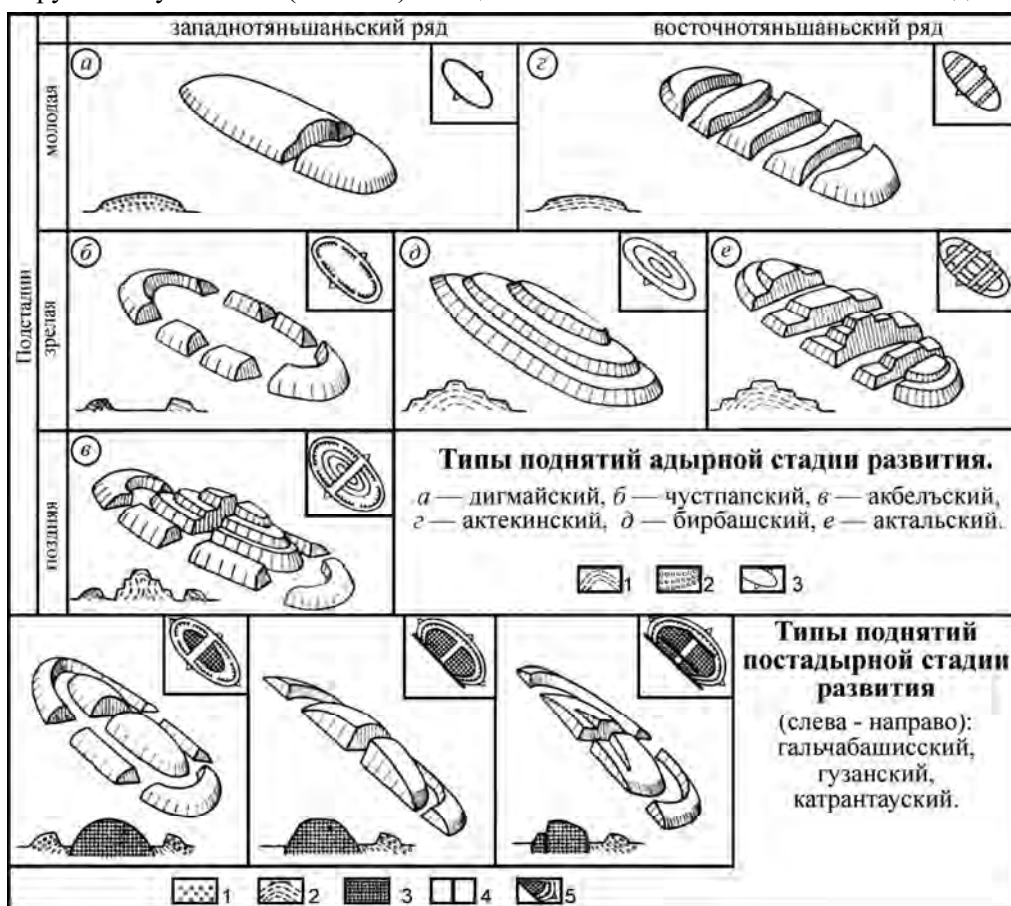


Рис. 5.24. Развитие адырных (антиклинальных) поднятий в рельефе на примере Тянь-Шаня [Несмеянов, 1974₂].

2. Изучение развития поднятий во впадинах Тянь-Шаня позволило автору: выделить доадырную, адырную и постадырную стадии развития поднятий (рис. 5.24); наметить в зависимости от мощности и строения разреза мезо-кайнозойского выполнения впадин западно- и восточнотяньшаньский ряды смены типов поднятий, отвечающих подстадиям адырной стадии; обособить средне-поздне-антропогенную эпоху активизации адырообразования, совпадающую со временем активизации тектонических движений и началом преобладания воздыманий [Несмеянов, 1971₁, 1974].

3. Развитие разрывных сопряжений и в хребтах, и во впадинах характеризуется в своем наиболее полном развитии четырьмя стадиями, изученными автором в Гиссаро-Алае и Ферганской депрессии (рис. 5.25).

Обычно на первой стадии формируется флексура, на второй — структурная ступень, ограниченная сбросом, на третьей — сброс превращается во взбросо-надвиг под лежащим крылом которого нередко образуется приразломная впадина. На четвертой стадии вследствие сильной глубинной эрозии, обусловленной активизацией вертикальных тектонических движений, висячее крыло надвига “отмирает”. Разрыв вновь приобретает характер вертикального сброса, вдоль фаса поднятого крыла, которого формируются блоки гравитационного отседания, ограниченные циркуобразными разрывами.

В некоторых регионах, характеризующихся слабым латеральным сжатием или стабильным преобладанием горизонтального растяжения, и изученных автором на примере Кунгей-Заилийского региона, из предложенной схемы выпадает стадия надвигообразования.

Датировка первых двух стадий различна для сопряжений, расположенных внутри крупных впадин или на бортах и внутри крупных горных систем. В последних глыбовые сопряжения развивались длительнее. Здесь флексуры образовались еще в мезозое и палеогене. Структурные ступени на бортах и внутри горных сооружений появляются в палеогене, а во впадинах — в неогене (карлукский этап). Взбросо-надвиги повсеместно развивались преимущественно в каракитайское время (Q_E), а вторичные сбросы с блоками отседания — во второй половине антропогена, когда интенсивность вертикальных движений сильно возросла.

Из сказанного следует, что главными рубежами в новейшем развитии орогенических структур Тянь-Шаня является начало каракитайского этапа — Q_E (для разрывов) и начало кошкурганского этапа — Q_1 (для вовлечения в воздымание впадин, активизации адырообразования и формирования блоков отседания) [Несмеянов, 1978]. Принципиальное сходство геоморфологического строения и террасовых рядов в орогенах Тянь-Шаня, Кавказа, Карпат и др. [Несмеянов, 2012] свидетельствует о возможности распространения выводов по Средней Азии и на другие орогенические области.

5.4.2. Этапность развития новейших орогенов

Направленный и необратимый, т.е. поступательный характер развития является наиболее очевидной и общепризнанной чертой любых естественноисторических процессов, в том числе геологических. Среди последних ведущую роль играют тектонические движения, которые определяют развитие орогенических структур и сказываются на преобразовании ландшафтно-климатических обстановок осадконакопления. Данная взаимосвязь позволяет разносторонне охарактеризовать соотношение черт поступательности и этапности новейшего развития, в частности, сопоставить проявления различных тектонических и климатических процессов в орогенических областях. Важно также анализировать иерархичность тектоно-климатических этапов орогенического развития и оценить размеры асинхронности рубежей этих этапов в отдельных орогенах и на смежных платформах, т.е. охарактеризовать величину тектонического типа возрастного “скольжения” [Несмеянов, 2012]. Большинство из перечисленных задач найдут свое решение в будущем. В настоящее время можно сделать некоторые обобщения только по одному из орогенических регионов [Несмеянов, 1971, 1977, 2012].

Вертикальные движения, преобладающие на территории Средней Азии и Казахстана, имели разную ориентировку. В олигоцене и неогене (усунский и карлукский этапы) максимальные поэтапные амплитуды опусканий были больше, чем у воздыманий. С каракитайского этапа (Q_E) превалирующими оказываются максимальные амплитуды положительных движений. Общее воздымание орогенической области начинается с кошкурганского этапа (Q_1), когда максимальные амплитуды поднятий в несколько раз превысили максимальные амплитуды опусканий. С ташкентского этапа (Q_2) абсолютные отрицательные движения прекращаются. Соответственно в неоплейстоцене резко возрастает площадь поднятий и распространения осадков террасового и покровного генетических комплексов. Напротив, в олигоцене и неогене преобладали площади бассейнового осадконакопления.

Скорости тектонических движений удобны при оценке изменения интенсивности этих движений для этапов с неодинаковой продолжительностью. Все виды расчетов, сделанные для ряда детально изученных автором структур Ферганской депрессии, Кураминского и Туркестанского хребтов-поднятий (см. главу 7) приводят к сходному результату: на рубеже каракитайского и кошкурганского этапов, т.е. в начале неоплейстоцена произошло увеличение скоростей преимущественно положительных тектонических движений на один-два порядка. Именно с этим увеличением скорости движений совпадает начало усиления складкообразования.

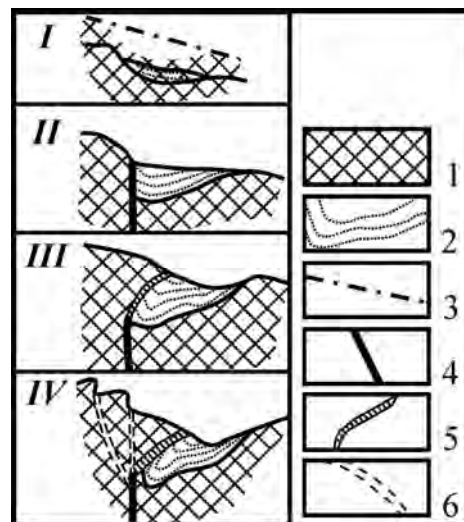


Рис. 5.25. Стадии развития взбросо-надвигов в Гиссаро-Алае [Несмеянов, Бархатов, 1978].

Стадии формирования:

I — первичной флексуры,

II — первичного осевого сброса,

III — взбросо-надвига,

IV — расчленения поднятого крыла осевым сбросом и оперяющими его циркообразными сбросами.

1 — палеозойский фундамент; 2 — мезо-кайнозойские отложения; 3 — траектория первоначального положения древней поверхности выравнивания; 4 — разрыв, обусловивший возникновение структурной ступени; 5 — взбросо-надвиг; 6 — сбросы

Аналогичные изменения интенсивности тектонических движений в середине антропогена отмечаются О.К. Чедия и В.В. Лоскутовым для других районов Тянь-Шаня и Памира.

Дифференцированность вертикальных тектонических движений в Ферганской депрессии хорошо прослеживается по различию в строении разрезов из разных ее частей. Разрезы олигоцена, раннего и большей части среднего миоцена (индрикотериевого, асказансорского и, по-видимому, аралотурмейского горизонтов) здесь повсеместно однотипны, это свидетельствует о накоплении данных отложений в едином прогибе. Существенные различия отмечаются для разрезов, начиная главным образом с гиппарионового горизонта. Последний, обычно залегает на более древних толщах с размывом и несогласием, вследствие чего отложения аралотурмейского горизонта в большинстве прибортовых разрезов не обнажаются. Очевидно, с гиппарионового времени, т.е. с середины миоцена произошло расчленение первоначально единого прогиба на ряд частных. Однообразный грубый состав коктуорлюкской свиты, возможно, объясняется преобладанием воздыманий в каракитайское время (Q_E). Резкое сокращение площади бассейнового осадконакопления в неоплейстоцене, и единообразие разрезов террасового генетического комплекса указывает на сокращение дифференцированности тектонических движений. Об этом же свидетельствует и вовлечение в воздымание большей части депрессии.

Аналогичные материалы получены и для других крупнейших депрессий Тянь-Шаня — Нарынской и Иссыккульской. Следовательно, эпоха повышенной дифференцированности вертикальных новейших движений в Тянь-Шане охватывает интервал времени, включающий гиппарионовый (N_1^{1-2}), куруксайский ($N_{1,2}$) и каракитайский (Q_E) этапы.

Поскольку в развитии континентального осадконакопления, рельефо- и структурообразования определяющим фактором являются тектонические движения, анализ последних может определять основные черты этапности орогенеза. Соответственно два главных этапа новейшего орогенеза целесообразно разграничивать качественным рубежом смены знака преобладающих вертикальных движений на границе куруксайского и каракитайского этапов, а этапы второго порядка — количественными рубежами изменения дифференцированности и скорости этих движений в начале гиппарионового (рубеж среднего и позднего миоцена) и кошкурганского (начало неоплейстоцена) этапов.

Не исключено, что в других внутриконтинентальных орогенах подобные рубежи могут несколько отличаться по возрасту. Но уже сейчас ясно, что они существенно моложе в периокеанических островодужных орогенах, например, Сахалинском, где начало новейшего орогенеза относится к позднему миоцену (началу тортонского века). Начало позднеорогенной стадии параллелизуется здесь с рубежом заклийского и пьяченцкого веков плиоцена, а граница ранней и поздней подстадий позднеорогенной стадии в значительной мере условно сопоставляется с рубежом эоплейстоцена и неоплейстоцена [Воейкова и др., 2007].

5.5. Очередные проблемы

Все разделы настоящей главы характеризуют определенный и явно нуждающийся в совершенствовании уровень исследований. Поэтому ниже будут упомянуты лишь самые первоочередные проблемы.

Проблема изучения разрывных структур

Первоочередными являются:

- разработка критериев различия орографического проявления малоамплитудных разрывов и флексур;
- совершенствование классификации шовных зон с учетом различных типов орогении;
- разработка комплекса вспомогательных методов (например, геофизических [Несмеянов, 2004]), применяемых, для получения дополнительной информации по строению разрывных зон.

Проблема применения дистанционных методов и автоматизации геоморфологических исследований

Дистанционные методы и методы автоматизации геоморфологических исследований непрерывно совершенствуются. Поэтому необходимо учитывать новые достижения в данных направлениях.

Проблема изучения истории развития и орографического проявления различных структур

Эти структуры обладают значительной региональной спецификой. Поэтому в данном направлении применительно к различным регионам важно изучать:

- специфику стадийности преобразования орографического проявления всего разнообразия структурных форм в условиях неоднородности литологической последовательности строения геологического разреза; при этом необходимо учитывать разномасштабность тектонических структур;
- характер унаследованности развития новейших структур с учетом возможности структурных перестроек в пределах новейшего этапа геологического развития.

ГЛАВА 6.

ВЫДЕЛЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗРЫВОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Возрастное расчленение рельефа является основой выделения активных разрывов и оценки поэтапных разрывных смещений. Эти материалы имеют большое прикладное значение в инженерной геотектонике [Несмеянов, 2004]. В главе рассматриваются в основном вопросы оценки разрывных смещений, в том числе соотношения новейших (изучаемых геоморфологическими методами) и современных (изучаемых преимущественно геодезическими методами) разрывных движений. Затрагиваются менее изученные проблемы сейсмотектонических и внутриразрывных смещений. Проблемы картирования активных разрывов рассмотрены ранее в главе 5.

6.1. Существующие представления об активных разрывах

В научной литературе понятиям “активный разлом” или “активный разрыв” даются различные определения. Безусловно активными считаются разрывы, современные смещения по которым зафиксированы геодезическими методами. Но поскольку геодезическая или другая инструментальная характеристика современной подвижности возможна лишь для небольшой части разрывных нарушений любого региона, для остальных используются другие, преимущественно геолого-геоморфологические методы выявления активных разрывов. При этом одни авторы полагают, что активными следует считать разрывы, для которых установлены голоценовые (т.е. за 10 000 лет) смещения [Никонов, 1977], другие считают достаточным установление голоценовых и позднеплейстоценовых (приблизительно за 100 000 лет) смещений [Трифонов, 1983, 1985]. В отдельных неотектонически слабоактивных регионах в качестве активных выделяются разрывы с новейшими (примерно за 30 млн. лет) смещениями. Второй из перечисленных вариантов был принят за основу при составлении мелкомасштабной карты активных разломов СССР и сопредельных территорий [Карта..., 1986, 1987]. Но на упомянутой карте не были разделены приповерхностные разрывы от погребенных и глубинных. Применительно к решению практических задач активными предложено считать новейшие разрывы, смещения по которым могут представлять опасность для строительства [Несмеянов и др., 1995].

А.А. Никонов [1995] предлагает называть активным разломом такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и (или) в недрах, которое несет признаки направленного перемещения разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет (до 400 тыс. лет, но без строгого ограничения временного интервала) на величину не менее 0,5-1 м на базе (поперек нарушения) не более 0,5-1 км, т.е. со средней расчетной скоростью не менее сотых долей мм/год (величина деформаций выше 10^{-4}). Такие смещения возможны иногда и по узким флексурам. При реальных, по его мнению, величинах ширины разрывной зоны (базы измерения) от нескольких метров до сотен метров, имеются в виду скорости смещений равные или большие 0,01-0,02 мм/год. В некоторых случаях, особенно если смещения фиксируются инструментально, А.А. Никонов рекомендует учитывать и разрывы со скоростью смещения менее 0,01 мм/год при ширине разрывной зоны меньше или равной 0,1 м.

Следует отметить, что некоторые параметры разрывных смещений, предлагаемые А.А. Никоновым в качестве типичных для активных разрывов (разломов), близки к деформациям, опасным для инженерных сооружений.

Согласно ряду нормативных документов [СП 11-104-97, 1997; СНиП 2.01.09-91, 1992; СНиП 2.02.01-83, 1985], предельно допустимые (за весь срок службы сооружения) деформации в основании объектов массового строительства не должны превышать: относительное горизонтальное сжатие или растяжение — 1 мм/м, радиус кривизны — менее 20 км, наклон — 3 мм/м, уступ — 1 см, относительная неравномерность осадок — 0,006, крен фундамента — 0,005. Смещения, превышающие перечисленные величины, считаются опасными для сооружений.

Срок службы инженерных сооружений обычно оценивается в 100 лет. Следовательно, сбросовое смещение, а именно к таким относится, упомянутое А.А. Никоновым, вертикальное перемещение в разрывной зоне шириной до 0,1 м, формирующее уступ со скоростью более 0,1 мм/год, нужно считать опасным. Наклон в 1 м, создаваемый за счет смещения крыльев разрыва при ширине разрывной зоны в 1 км, составляет 1 мм/м, т.е. может считаться не опасным, если он равномерно сохраняется в пределах всей разрывной зоны.

Следует учитывать реальные сложности, которые возникают при интерпретации геолого-геоморфологических материалов по оценке скоростей крипа (возможность неравномерности этих скоростей при большой длительности временных интервалов осреднения движений; малая надежность характеристики тенденций развития разрывов и т.д.). Поэтому в настоящее время при оценке

активности разрывных нарушений предположительно активными и требующими специального изучения могут считаться [Несмеянов и др., 1992]:

— современные разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально (геодезическими или геофизическими методами) или документально (при составлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.);

— молодые разрывы, смещения по которым происходили в четвертичном периоде (т.е. примерно в течение последнего миллиона лет);

— новейшие разрывы с максимальными для данной территории амплитудами смещений за новейший геологический этап (т.е. последние 10-40 млн. лет).

В прикладных целях, например, при строительном проектировании целесообразно считать активным разрыв, смещение по которому приближается к значениям, опасным для инженерных сооружений. На предпроектных стадиях инженерных изысканий можно считать все новейшие (новообразованные или унаследовано развивающиеся) разрывы региона предположительно активными, т.е. нуждающимися в дополнительном изучении.

Одной из главных проблем характеристики активных разрывов является выявление соотношений новейших, выявленных геолого-геоморфологическими методами, и современных, определенных преимущественно геодезическими методами, разрывных смещений. Геодезические методы важны также и для характеристики сейсмостектонических смещений по активным разрывам. Кроме того, геодезические методы позволили установить существование особого типа разрывных смещений — внутриразрывных.

Сказанное выше определяет последовательность дальнейшего изложения. Сначала рассматриваются новейшие криповые смещения, затем — их традиционное геодезическое изучение, и, наконец — данные по внутриразрывным смещениям.

6.2. Активность новейших криповых разрывных смещений и уклонов

Практически все опасные для строительства приповерхностные разрывы получают отражение в рельефе, т.е. являются рельефообразующими и выявляются геоморфологическими методами при возрастном расчленении рельефа. Достаточно напомнить, что при вполне реальной средней скорости субвертикального крипа в 1 мм/год приразрывный уступ достигнет за одну тысячу лет — 1 м, за 100 тыс. лет (голоцен и большая часть позднего плейстоцена) — 100 м, а за 1 млн. лет (плейстоцен по прежним схемам и неоплейстоцен по современной) — 1 км. Столь же интенсивные сдвиговые перемещения неизбежно отразятся в изгибах водотоков, плановом изгибе тальвегов и бортов оврагов, речных долин, отрогов хребтов и т.п. Поэтому ниже анализируются именно рельефообразующие субвертикальные разрывные движения, при которых происходит смещение геоморфологических разновозрастных уровней (останцов поверхностей выравнивания, террас).

6.2.1. Выявление разрывных тектонических смещений

При выявлении предположительно активных разрывов основными являются структурно-геоморфологические исследования (СГИ), в том числе и возрастное расчленение рельефа. Они дополняются геофизическими и геодезическими исследованиями.

Главными задачами СГИ считаются: выявление, типизация и ранжирование активных разрывов и флексур; уточнение строения разрывных зон активных разрывов для локализации участков с наиболее вероятным проявлением опасных разрывных тектонических смещений (РТС), сейсмостектонических дислокаций, экзогенных процессов.

При типизации активных разрывов последовательно учитываются следующие параметры: скорости зафиксированных инструментально современных РТС; возраст и амплитуда наиболее молодых РТС, выявленных геологическими и геоморфологическими методами, (более активными считаются разрывы с наиболее молодыми и большими по амплитуде смещениями); характер проявления в рельефе, обуславливающий возможность проявления сейсмогенных или экзогенных опасных геологических процессов.

Косвенными признаками существования активных разрывов могут считаться уступы в рельефе, связанные с поднятым крылом разрыва, приуроченность речных долин и изгибов русел к разрывным зонам, ступенчатость продольного профиля рек, наличие цепочек родников, особенно с термальными и минеральными водами, линейные аномалии в плановом рисунке и строении водораздельных возвышенностей, гидросети, берегов водоемов и т.п., особенности распределения фаций аллювия и других генетических типов четвертичных отложений, данные морфометрического анализа и т.д. Значимость типизации активных разрывов по косвенным признакам повышается с увеличением сложности совместного проявления перечисленных признаков.

Комплексные геофизические исследования используются на разных этапах изучения РТС. Они включают камеральный анализ и полевые исследования.

Камеральный анализ нацелен на уточнение тектонического строения исследуемой территории и трассирование разрывных структур. Важно использовать имеющиеся комплексы сводных материалов.

Полевые методы включают как традиционные, так разрабатываемые методы и приборы глубинной и приповерхностной сейсморазведки, магниторазведки, электроразведки на постоянном и переменном токе, гравиразведки, эманионно-газовых исследований, включающих гелиометрическую съемку, эманионный (торон-радоновый), газиметрический методы, различные методы каротажа, режимные наблюдения, включающие сейсморазведочные, акустические, электрометрические, газо-эманионные, радиоизотопные методы.

Режимные измерения тектонических движений осуществляются с помощью разнообразной наклонмерно-деформографической аппаратуры, которая позволяет регистрировать смещения до 0,1-0,01 мм/год. Чувствительность многих видов приборов (деформографы, маятниковые и уровенные пузырьковые наклонмеры) большая, но выделение тектонической составляющей смещений осложнено влиянием разнородных помех (астрономических, метеорологических, гидрогеологических и техногенных).

Геодезические исследования являются основными для количественной оценки современных РТС.

6.2.2. Оценка тектонической активности разрывов

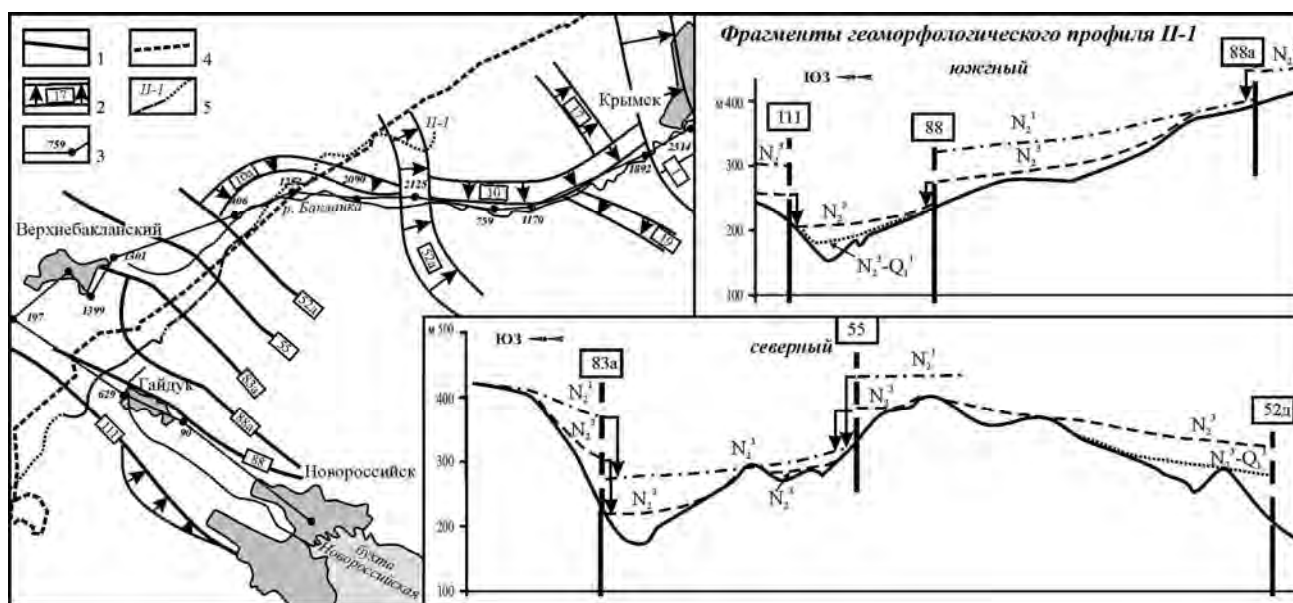


Рис. 6.1. Схема активных разрывов, пересекающих один из вариантов части трассы трубопровода Каспийского Трубопроводного Консорциума на северо-западном окончании мегасвода Большого Кавказа

1 — 2 — новейшие разрывы и флексуры и их индексы: 1 — разрывы (см. табл. 6.1), 2 — флексуры; 3 — линия повторного нивелирования и номера геодезических реперов; 4 — трасса нефтепровода; 5 — линии геоморфологических профилей.

Оценка тектонической (криповой) активности предположительно активных разрывов должна быть комплексной. Она опирается на возрастное расчленение рельефа, анализ новейшей этапности разрывных смещений и включает характеристику: 1) амплитуд разрывных смещений; 2) их скоростей; 3) тенденций изменения этих скоростей.

Ниже подобный анализ дается на примере изысканий по одной из трасс трубопровода (Каспийский Трубопроводный Консорциум), пересекающей Западный Кавказ (рис. 6.1) [Несмеянов, 2004].

6.2.2.1. Характеристика амплитуд разрывных смещений.

Сеть структурно-геоморфологических профилей строится таким образом, чтобы каждый предварительно намеченный предположительно активный или новейший разрыв был пересечен по-возможности несколькими профилями. Желательно, чтобы последние затронули наиболее молодые неоплейстценовые (Q_2^2 , Q_3^1 , Q_3^2) и голоценовые геоморфологические уровни в поднятом и опущенном крыльях разрыва.

На профилях, пересекающих разрыв, в поднятом крыле часто не сохраняются молодые уровни, фиксируемые в опущенном крыле. Дело в том, что многие слабо заметные перегибы на разрывных эскарпах не могут однозначно интерпретироваться в качестве реликтов террасовых уровней. Они могут иметь иное происхождение (тектонические клинья в разрывной зоне, литологические выступы и т.п.) и это важно учитывать при интерпретации геоморфологических профилей. Тогда возможности анализируются террасовые ряды в поперечных к разрыву речных долинах выше и ниже

по течению от его разрывной зоны. Затем производится сравнение этих рядов с учетом современного наклона речного русла и параллельных ему водораздельных геоморфологических уровней.

В ряде случаев при детальном геоморфологическом анализе выясняется, что существующая (даже крупномасштабная) топооснова не отражает всех реально наблюдаемых геоморфологических элементов, особенно наиболее молодых геоморфологических уровней. Тогда необходимо проведение топографических профильных измерений для уточнения уже построенных или для построения более детальных геоморфологических профилей.

6.2.2.2. Характеристика средних скоростей разрывных смещений

Учитывая существующие абсолютные датировки геоморфологических уровней и этапов формирования образований террасового генетического комплекса, можно рассчитать средние скорости разрывных смещений. Они рассчитываются для интервалов времени, прошедших до современности с момента завершения формирования соответствующего геоморфологического уровня.

Приведенные в табл. 6.1 скорости движений могут считаться средними суммарными. Суммарными они должны считаться, поскольку амплитуды оценивают лишь конечный результат относительного перемещения крыльев разрыва, не учитывая взаимно компенсированных их встречных перемещений. Такие перемещения для подавляющего большинства разрывов в принципе не могут исключаться. Средними данные скорости являются потому, что равномерно осредняются для всего анализируемого отрезка времени [Несмеянов, 1971₁]. Между тем, на самом деле и орогенез в целом, и, очевидно, разрывные смещения носят импульсный характер, ускоряясь в относительно краткие моменты на рубежах выделяемых этапов формирования образований террасового генетического комплекса. Однако величина подобных ускорений, их продолжительность, а также возможность и величина затухания движений между импульсами практически не изучены.

Таблица 6.1.

Характеристика подвижности новейших разрывов.

Новейшие разрывы			Суммарная амплитуда (м)	Геологический возраст		Время осреднения (годы)	Средняя скорость (мм/год)
№	Название	Тип		геоморфологического уровня	начала смещения		
52д	Горный	сброс	75	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,041
			50	Q ₁ ⁷	Q _E	700000	0,071
55	Бабичевский	сброс	110	N ₂ ¹	N ₂ ³	4000000	0,0275
			75	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,041
83а	Атакайский	сброс	100	N ₂ ¹	N ₂ ³	4000000	0,025
			80	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,044
88а	Северогайдукский	сброс	50	N ₂ ¹	N ₂ ³	4000000	0,012
88	Гайдукский	сброс	70	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,039
109	Большехуторский (сев. сегмент)	всбросо-сброс	50	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,041
109а	Гудзеевский	сброс	30	N ₂ ¹	N ₂ ³	4000000	0,0075
			25	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,014
110а	Югоженьгорский	сброс	40	N ₂ ¹	N ₂ ³	4000000	0,01
			30	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,017
110б	Правоозерейский	сброс	40	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,023
110в	Восточноозерейский	сброс	40	N ₂ ¹	N ₂ ³	4000000	0,01
			25	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,014
111	Борисовский	сброс	50	N ₂ ³	Q _E	1800000	0,027
114б	Устьозерейский	сброс	130	Q _E	Q ₁ ²	700000	0,19
			100	Q ₁ ²	Q ₂ ²	350000	0,29
			60	Q ₂	Q ₂ ²	200000	0,3

Ниже употребляются термины “средняя скорость” или просто “скорость” разрывных смещений или движений. Но во всех вариантах имеются в виду именно средние суммарные скорости.

Следует, однако, отметить, что при оценке скоростей смещений для разных интервалов времени, скорости движений по большинству разрывов могут существенно различаться. Поэтому очевидна желательность хотя бы приблизительного суждения об общих тенденциях изменения средних суммарных скоростей движений по разрывам в плиоцене и плейстоцене.

6.2.2.3. Анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений

Во всех случаях, когда для одного разрыва удастся зафиксировать смещение по двум-трем геоморфологическим уровням, отмечается увеличение скорости для более поздних и более коротких этапов. Поэтому есть основание предполагать последовательное увеличение скоростей разрывных смещений к современности. Это соответствует общим представлениям о тенденциях развития различных орогенов [Несмеянов, 1971₁, 1977, 1992; Никонов, 1977 и др.]. Согласно указанным общим представлениям, в большинстве случаев начало неоплейстоцена (около 0,5 — 1 млн. лет назад) характеризуется увеличением скоростей воздымания на порядок величин по сравнению со скоростями подобных движений в эоплейстоцене (Q_E), неогене и олигоцене.

Целесообразно оценить общий характер изменений диапазонов скоростей разрывных смещений для всего комплекса изученных разрывов. При этом для разрывов, у которых зафиксированы смещения двух-трех и более геоморфологических уровней, можно (по разности амплитуд движений и продолжительностей анализируемых этапов) оценить скорость движений для этапа формирования более позднего из этих уровней — т.е. скорость поэтапного смещения. Например, у большинства разрывов удалось оценить поэтапные скорости для “акчагыльского” (N_2^3) и “апшеронского” ($N_2^3-Q_1^1 = Q_E$) этапов, а для Устьозерейского разрыва — скорости для эоплейстоценового и одного плейстоценового этапов (табл. 6.2).

Таблица 6.2.

Активность новейших разрывов.

Новейшие разрывы			Амплитуда (м)	Геологический возраст		Время осреднения (годы)	Средняя поэтапная скорость (мм/год)
№	Название	Тип		смещенного геоморфологического уровня	этапа смещения		
52д	Горный	сброс	25	N_2^3	Q_E	1 100 000	0,023
55	Бабичевский	сброс	35	N_2^3	N_2^3	2 200 000	0,016
83а	Атакайский	сброс	20	N_2^1	N_2^3	2 200 000	0,009
109а	Гудзеевский	сброс	5	N_2^1	N_2^3	2 200 000	0,002
110а	Югоженьгорский	сброс	10	N_2^1	N_2^3	2 200 000	0,0045
110в	Восточноозерейский	сброс	15	N_2^1	N_2^3	2 200 000	0,007
114б	Устьозерейский	сброс	30	Q_E	Q_1^2	350 000	0,085
			40	Q_1^2	Q_2^1	150 000	0,27

В результате могут быть даны следующие оценки диапазонов вариаций средних скоростей разрывных смещений для разновременных этапов (табл. 6.3).

Таблица 6.3.

Диапазоны изменения скоростей поэтапных разрывных смещений.

Индексы		Скорости смещений (мм/год)		
этапов	использованных разрывов	диапазоны вариаций средних скоростей разрывных смещений	максимальная скорость	интервалы изменения максимальных поэтапных скоростей
N_2^3	55, 83а, 110а, 109а, 110в	0,002 — 0,016	0,016	0,016 — 0,044
Q_E	52	0,023	0,023	
N_2^3+Q	55, 83а, 88а, 110а	0,01 — 0,027	0,027	
Q	52д, 55, 83а, 88, 109, 110а, 110б, 111, 114б	0,017 — 0,044	0,044	0,19 — 0,3
$Q_1^2-Q_4$	52д, 114б	0,041 — 0,19	0,19	
$Q_2^1-Q_4$	114б	0,29	0,29	
$Q_2^2-Q_4$	114б	0,30	0,30	

Как в оценке диапазонов вариаций, так и в значениях максимальных скоростей в пределах этих диапазонов наблюдается увеличение средних скоростей движений в неоплейстоцене практически на порядок величины (от сотых до десятых мм/год). При этом максимальные скорости во второй половине неоплейстоцена близки для разных интервалов осреднения. Сказанное подтверждает упомянутую выше закономерность ускорения орогенических движений.

6.3. Активность современных криповых разрывных смещений.

Сначала рассматриваются собственно тектонические (криповые) разрывные смещения, а затем — сейсмотектонические.

6.3.1. Варианты традиционного анализа современных криповых разрывных смещений

Для оценки активности разрывов желательно использовать материалы по непосредственно измеренным современным тектоническим движениям. Это возможно в двух вариантах: 1) обычном, когда анализируются материалы близлежащих региональных нивелирных профилей, и 2) в пока еще довольно редком случае наличия специальных измерений, например, при проведении исследований на геодинамических полигонах.

6.3.1.1. Данные близлежащих профилей повторного нивелирования

Региональные нивелирные профили часто пересекают зоны активных разрывов, выявленных геолого-геоморфологическими методами. При этом нередко фиксируются дифференцированные смещения реперов, расположенных на разных крыльях изучаемых разрывов. Однако обычно такие реперы находятся на значительном удалении от разрывной зоны и между ними оказывается расположено несколько новейших структур. Поэтому не всегда удается установить величину разрывного современного смещения.

В большинстве регионов, например, на Западном Кавказе, анализ геодезических материалов за короткие (в несколько лет) промежутки времени выявляет суммарные поднятия или опускания реперов со скоростями до первых мм/год. Такой же величины могут достигать дифференцированные движения в рай-

онах с активными разрывами. Эти скорости обычно на порядок величин больше средних скоростей в четвертичном периоде, измеренных геолого-геоморфологическими методами. Однако часто современные движения оказываются знакопеременными. В результате средние скорости за десятки лет существенно меньше средних скоростей за несколько лет. Вышеизложенное подтверждает правило уменьшения средних скоростей с увеличением времени осреднения движений [Гзовский, 1964; Сидоров, Кузьмин, 1989].

6.3.1.2. Современная активность разрывов по материалам геодинамических полигонов

Использование геодинамических полигонов целесообразно проиллюстрировать материалами по Сахалину, где активность разрывных смещений достаточно высока и в ряде районов изучалась на специальных геодинамических полигонах.

Можно привести два примера из южной и северной частей острова, где соответственно изучались деформации в пределах широких шовных зон Центрально-Сахалинского и Северо-Сахалинского глубинных разломов. В пределах этих шовных зон присутствует ряд региональных и локальных разрывов, смещения по которым изучены при возрастном расчленении рельефа [Воейкова и др., 2007].

6.3.1.2.1. Зона Центрально-Сахалинского разлома

В южной и центральной частях острова, на разных участках Центральносахалинского глубинного разлома специалистами СахКНИИ были созданы три геодинамических полигона, в сетях которых выполнялись высокоточные линейно-угловые измерения и нивелирование.

Орловский ГДП расположен в средней части Центральносахалинского разлома на широте пос. Смирных, **Тепловодский** и **Южный** — в южной его части (рис. 6.2).

На юге система разрывов из шовной зоны Центрально-Сахалинского разлома с существенной взбросо-надвиговой составляющей пересекает Орловский (рис. 6.3), Тепловодский и Южный (рис. 6.4) геодинамические полигоны (табл. 6.4) [Василенко, Богданова, 1986, 1988; Косыгин и др., 1980; Монахов, 1981; Поплавская и др., 1989; Сапрыгин, Василенко, 1990; Сергеев, Сапрыгин, Василенко, 1989 и др.].

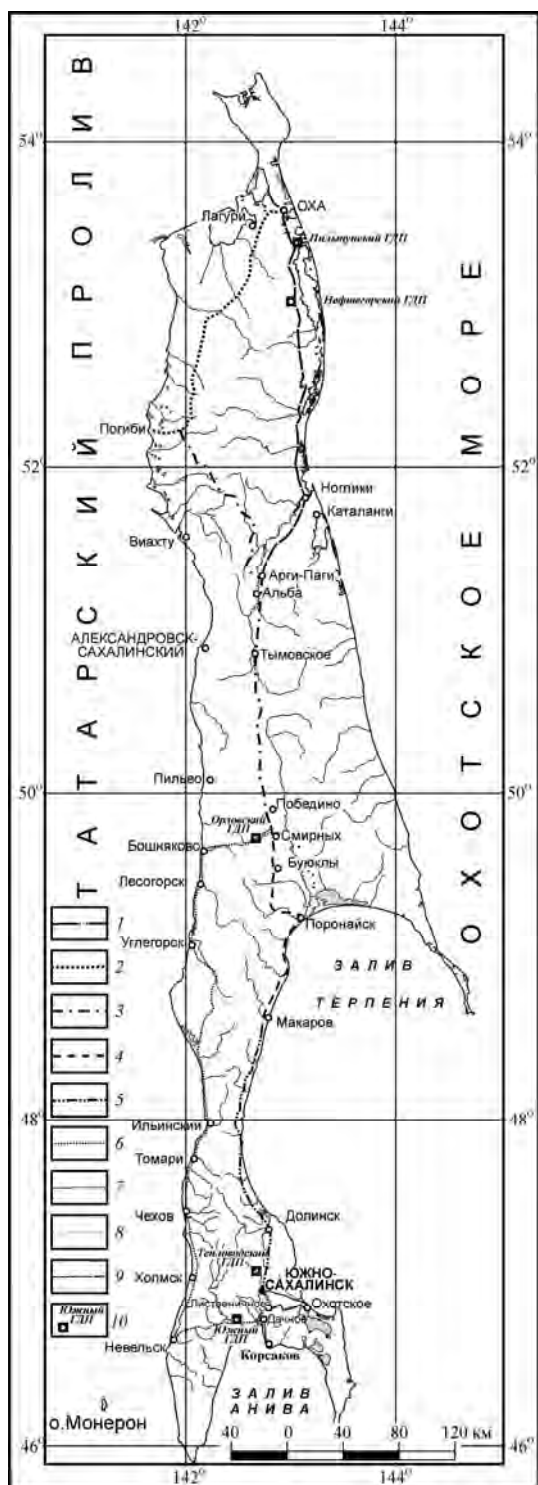


Рис. 6.2. Схема региональной нивелирной сети о. Сахалин

1-9 — линии нивелирования: 1 — Оха — Ноглики — Альба, 2 — Оха — Погиби, 3 — Погиби — Победино, 4 — Победино — Макаров, 5 — Макаров — Ю.Сахалинск, 6 — Ю.Сахалинск — Смирных, 7 — Охотское — Лесное — Ю.Сахалинск, 8 — Ю.Сахалинск — Листвиничное — Охотское, 9 — Корсаков — Дачное; 10 — основные геодинамические полигоны

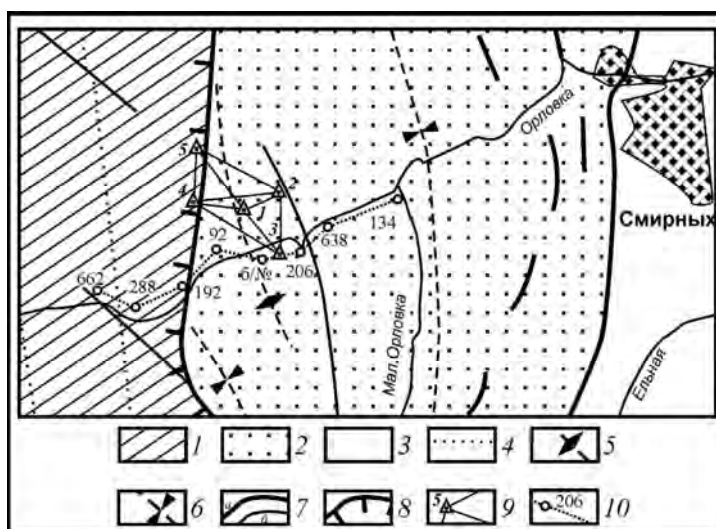


Рис. 6.3. Схема Орловского геодинамического полигона

[по Н.Ф. Василенко; геология по Булгаков и др., 2002]

1 — верхний мел, 2 — неоген, 3 — четвертичные образования, 4 — стратиграфические границы и маркирующие горизонты, 5-6 — оси складок: 5 — антиклинальных, 6 — синклиналиных; 7 — разломы (а — активные, б — неактивные) 8 — взбросо-надвиг: 9 — триангуляционная сеть, 10 — нивелирная линия

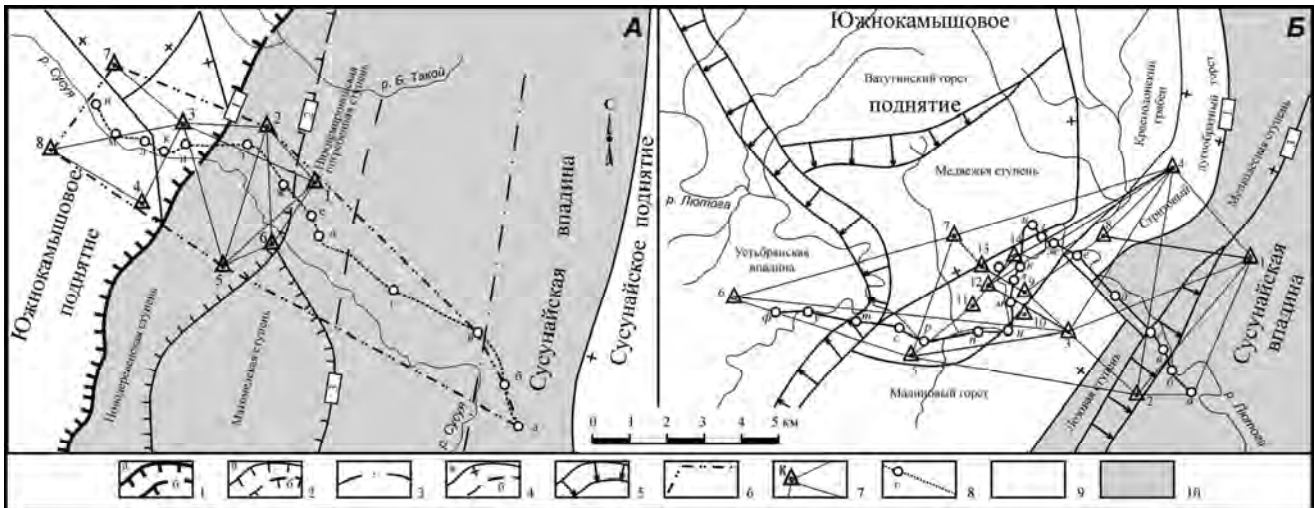


Рис. 6.4. Схема расположения Тепловодского (А) и Южного (Б) геодинамических полигонов

1-4 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые под чехлом четвертичных отложений): 1 — главный сместитель Центральносахалинского новейшего разлома, 2 — активные надвиги (12 — Покровский, 13 — Апрельский), 3 — глубоко погребенный разрыв, 4 — прочие новейшие разрывы с указанием поднятого (+) крыла; 5 — новейшие флексуры; 6-8 — геодинамический полигон (по Н.Ф. Василенко): 6 — граница полигона, 7 — триангуляционная сеть, 8 — нивелирная линия; 9 — структуры региональных поднятий (Южнокамышового и Сусунайского); 10 — структуры Сусунайской впадины.

Таблица 6.4.

Характеристика южных геодинамических полигонов на о. Сахалин.

Геодинамический полигон	Плановая сеть			Высотная сеть		
	Количество пунктов	Время измерений	Количество циклов	Протяженность	Время измерений	Количество циклов
Орловский	5	с 1982 по 1990	8	8,5 км	с 1983 по 1990	7
Тепловодский	8	с 1974 по 1990	15	14 км	с 1975 по 1990	16
Южный	7	с 1975 по 1989	8	17 км	с 1972 по 1990	15

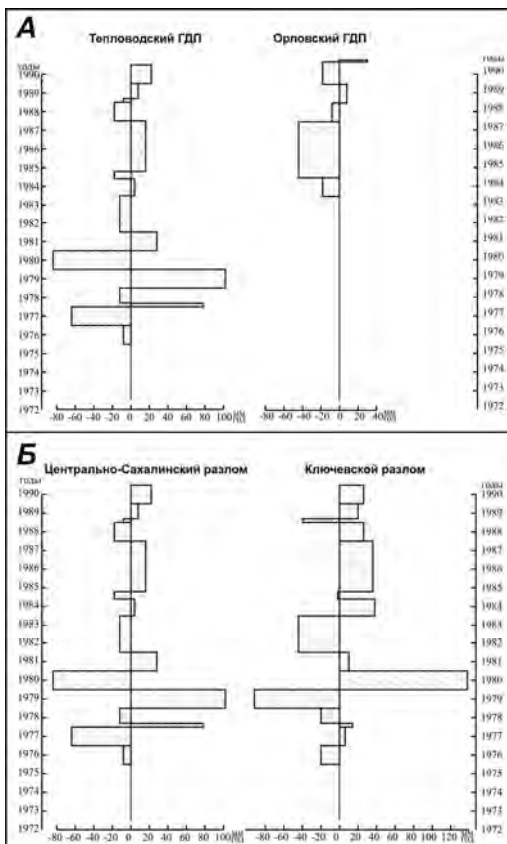


Рис. 6.5. Современные вертикальные движения по надвигам (относительные движения поднятого крыла).

А — сопоставление движений в разных частях главного сместителя Центрально-Сахалинского разлома. Б — сопоставление движений по Центрально-Сахалинскому и Ключевскому разломам на Тепловодском ГДП

Горизонтальные деформации на полигонах определены в виде сдвигов (право- или левосторонних), сжатия — растяжения и в амплитудах колебаний разнонаправленных деформаций. Эти характеристики получены в основном по многократным измерениям длин линий сетей ГДП, с использованием высокоточных светодальномеров СГ-3 или СП2. Один из циклов измерений выполнен двумя разными типами приборов, и средние квадратические ошибки (СКО) разностей между такими измерениями не превысили 2 мм. При рассмотрении разностей длин линий, измеренных в последовательных циклах, выявляется частая смена знака этих разностей, а также различная интенсивность проявления этих колебательных изменений.

Вертикальные движения на Тепловодском и Южном ГДП получены высокоточным нивелированием, СКО которых не превышает 0,5 мм/км [Василенко, Куделькина 1995]. Экстремальные смещения во времени реперов, находящихся на разных приразрывных структурных элементах, фиксируют колебательный характер изменения превышений от цикла к циклу.

Геодезические наблюдения позволяют сделать общий вывод о том, что в зоне **Центральносахалинского глубинного разлома** все движения имеют знакопеременный характер. За период 1972-1990 гг. накопления значительных горизонтальных и вертикальных смещений не наблюдалось. В отдельные периоды времени скорости горизонтальных смещений по этому разлому могут достигать 50 мм/год, а вертикальных — 44 мм/год.

Сравнение одновозрастных данных (рис. 6.5) позволяет графически отразить важные соотношения:

— движения блоков поднятого крыла главного сместителя Центральносахалинского разлома нередко оказываются в противофазе (рис. 6.5 А);

— движения по Ключевскому разлому, который обычно считается оперяющим главный сместитель Центральносахалинского разлома, существенно интенсивнее (рис. 6.5 Б). Это может подтвердить предположение о том, что в настоящее время наибольшая активность дифференцированных движений перемещается с восточного борта мегаподнятий в пределы смежных мегавападин.

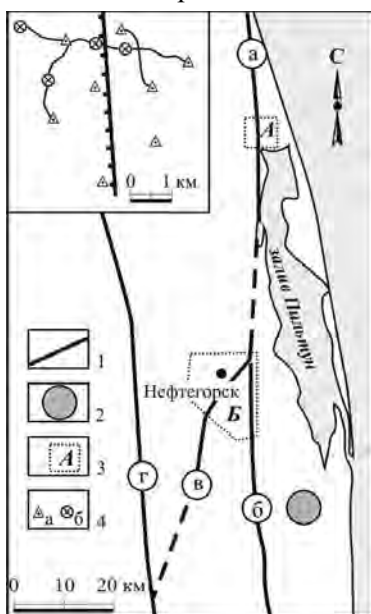


Рис. 6.6. Схема активных разломов в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения (на врезке приведена схема Пильтунского геодинамического полигона) [Василенко, Куделькина, Ким и др., 1995].
1 — разломы: а — Восточно-Эхабинский, б — Пильтунский, в — Верхне-Пильтунский, г — Гыргырланы-Дагинский; 2 — эпицентр очага Нефтегорского землетрясения; 3 — положение Пильтунского (А) и Нефтегорского (Б) геодинамических полигонов; 4 — пункт плановой (а) и репер нивелирной (б) сети

субширотным растяжением (около 7 мм). Продолжалось относительное опускание восточного крыла разрыва (на 6 мм);

3) за 1984-1990 гг. горизонтальные и вертикальные смещения при практически тех же величинах изменились на противоположные. По разрыву происходили левосторонние смещения, сопровождаемые сжатием в разрывной зоне и опусканием западного крыла относительно восточного [Василенко, Куделькина, Ким и др., 1995].

На **Нефтегорском полигоне** горизонтальные смещения пунктов № 13 и № 17 свидетельствуют о левостороннем сдвиге с амплитудой около 0,8 м по Пильтунскому разлому, а их вертикальные смещения — о сбросе с опусканием восточного крыла примерно на 0,3 м. Соответствующие средние скорости можно было бы оценить приблизительно в 160 мм/год и 60 мм/год. Однако такое осреднение вряд ли целесообразно, поскольку основная часть смещений вероятно, сейсмогенна, т.е. единовременна. Но главное заключается в том, что движения до землетрясения происходили с противоположным знаком, чем после, и полученная результирующая за период 1990-1995 гг. заведомо меньше движений, произошедших при главном толчке.

Смещения по сейсмогенно обновленному Верхне-Пильтунскому разрыву, напротив, отвечают правому сбросо-сдвигу с амплитудой горизонтальных смещений до 3,1 м (при смещении его юго-восточного крыла относительно восточного крыла Пильтунского разрыва на 1,3 м в юго-восточном направлении) по перемещению пунктов № 8 и № M01. Северо-западное крыло разрыва в результате землетрясения поднято до величины 1,1 м (пункт № 10). Характерно, что эти величины примерно в 2-2,5 раза меньше амплитуд непосредственно измеренных сейсмоструктурных дислокаций — около 8 и 2 м [Рогожин, 1996].

6.3.1.2.1. Зона Северо-Сахалинского разлома

На северо-востоке острова, где вдоль восточного побережья проходит зона преимущественно сдвиговых нарушений Северо-Сахалинского (Пильтунского) разлома, расположены Пильтунский (рис. 6.6) и Нефтегорский (рис. 6.7) полигоны [Богданова, Василенко, Сапрыгин, 1988; Василенко, Куделькина, Ким и др., 1995]. Здесь существенные разрывные смещения являются сейсмогенными, связанными с сильными землетрясениями.

На **Пильтунском полигоне** измерения выявили активные возвратные (колебательные) движения по разрыву [Богданова, Василенко, Сапрыгин, 1988; Василенко, Куделькина, Ким и др., 1995]:

1) за 1932-1983 гг. фиксировался левосторонний сдвиг со средней скоростью 3 мм/год, сопровождаемый значительным субширотным сжатием (4 мм/год). Скорость относительного опускания восточного крыла разрыва 13 мм/год. Это, по мнению Н.Ф. Василенко и др. [1995], в целом согласуется с Картой современных вертикальных движений земной коры острова Сахалин [1981], но значение полученной относительной скорости больше в 3-5 раз;

2) за 1983-1984 гг. горизонтальные смещения приобрели характер правостороннего сдвига (с амплитудой порядка 13 мм) с небольшим относительное опускание восточного крыла разрыва (на 6 мм);

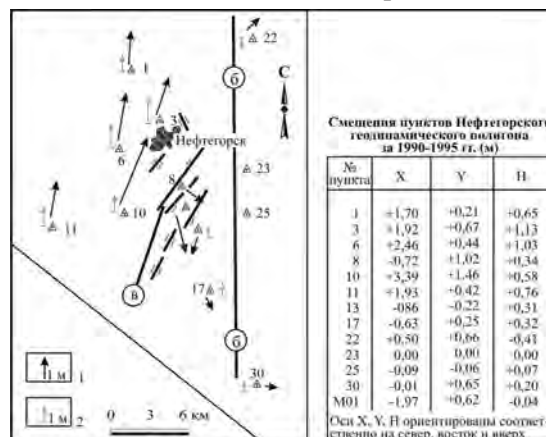


Рис. 6.7. Схема векторов смещения пунктов Нефтегорского геодинамического полигона и сейсмических разрывов в зоне Верхне-Пильтунского разлома (схема разрывов составлена М.И. Стрельцовым) [Василенко, Куделькина, Ким и др., 1995].
Векторы горизонтального (1) и вертикального (2) смещения и их масштаб.
Остальные условные обозначения см. рис. 6.6

Анализ полученных материалов позволяет сделать следующие выводы.

- Сеймотектонические движения по Пильтунскому разрыву, включающие криповые смещения за 1990-1995 гг. и сейсмогенные смещения при землетрясении 27 (28) мая 1995 г., фиксируют унаследованность ориентировки горизонтальных сдвиговых смещений по Северосахалинскому региональному разлому, которые в это время продолжали оставаться (с 1984 г.) левосдвиговыми.
- Вертикальные сеймотектонические движения по Пильтунскому разрыву, напротив, фиксируют смену знака разрывных смещений в 1984 и в 1990 гг.
- На этом полигоне подтверждается асинхронность смены знака вертикальных и горизонтальных смещений.
- Разрывы разной плановой ориентировки при сеймотектонической активизации могут характеризоваться противоположными ориентировками сдвиговых смещений (левосторонний сдвиг по Пильтунскому разрыву и правосторонний сдвиг по Верхне-Пильтунскому разрыву).

Анализ косейсмических деформаций в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения фиксирует более сложную картину движений, трактуемую как правосторонний сдвиг с амплитудой 5,3 м и левосторонний сдвиг с амплитудой 1,4 м [Тахакаси, Василенко, Кимата и др., 1995].

Суммируя материалы о движениях в зоне **Северосахалинского разлома** можно сформулировать следующие положения:

- вертикальные, а, главное, горизонтальные (сдвиговые) разрывные смещения характеризуются возвратностью, т.е. встречными разновременными смещениями крыльев разрыва; смещения подтверждают сбросо-сдвиговую кинематику Пильтунского разрыва; встречные смещения отражают существование правосдвиговых и левосдвиговых движений, признаки которых отмечались при дешифрировании топографических и аэрокосмических материалов; наличие подобных смещений и возможность преобладания правосторонних и левосторонних сдвиговых движений в разные геологические эпохи противоречит представлениям тех исследователей, которые именовали изучаемый разлом правым (В.С. Рождественский) или левым (Ю.Н. Гололобов) сдвигом;
- увеличение в несколько раз скорости сдвиговых смещений при сокращении (до 1-6 лет) интервалов между повторными измерениями позволяет предполагать, что в пределах первого 50-летнего интервала между измерениями происходили встречные, взаимно компенсировавшиеся перемещения. Это подтверждает отмеченное на других геодинамических полигонах сокращение скоростей средних суммарных тектонических движений с увеличением интервала осреднения;
- смены знака вертикальных и горизонтальных движений не всегда одновременны.

Очевидно, такой стиль разрывных смещений характерен для большинства региональных разрывных нарушений рассматриваемого региона.

Следует отметить, что все вышеизложенное касается, по-видимому, преимущественно относительных тектонических смещений. На карте современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин [1981] большая часть юга острова (за исключением западного побережья к северу от Невельска и Холмска) показана опускающейся со скоростями 1-8,2 мм/год. Это в целом противоречит приведенным выше геоморфологическим материалам, свидетельствующим о достаточно интенсивных молодых воздыманиях большинства новейших структур. Не исключено, что данное обстоятельство объясняется выбором временного интервала при обработке материалов в условиях движений с переменным знаком, т.е. колебательных движений.

Суммируя вышеизложенное можно заключить, что и в преимущественно надвиговых и в преимущественно сдвиговых зонах современные тектонические движения действительно знакопеременны и неравномерны. Это подтверждает правило увеличения средних скоростей движений при сокращении времени их осреднения и для областей с максимальными (экстремальными) скоростями СДЗК.

6.3.2. Сеймотектонические движения, связанные с сильным землетрясением, по данным GPS-измерений.

Для инженерных сооружений большую опасность представляют практически мгновенные разрывные сеймотектонические дислокации, связанные с сейсмическими сотрясениями существующих разрывов, но особенно с разрывными выходами крупнейших сейсмических очагов на земную поверхность. В отдельных случаях такие очаговые сеймотектонические дислокации могут достигать многих метров (например, 8 м при Нефтегорском землетрясении 27-28 мая 1995 г на Сахалине и 9 м при Гоби-Алтайском землетрясении 4 декабря 1957 г. в Монголии) и, безусловно, опасны для любых инженерных сооружений. Подобные смещения достаточно эффективно изучаются традиционными геолого-геоморфологическими методами [Рогожин, 2012].

Космогеодезические материалы позволяют получать оригинальный материал по соотношению сеймотектонических движений в разрывных зонах и на смежных блоковых структурах. Первые такие

представительные материалы получены на о. Сахалин для района Северо-Сахалинского разлома [Воейкова и др., 2007].

Повторные GPS-измерения в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения (27-28 мая 1995 г., $M=7,2$) выполнялись в 1995-97 гг. на обширной территории — около 5 000 км² [Василенко, Иващенко и др., 2001]. На рис. 6.8 приведены векторы смещений, полученные при сравнении данных триангуляции 1941, 1970, 1988 (повторные измерения только в северо-восточной части эпицентральной зоны) и данных GPS-измерений 1995-97 гг.

На рис. 6.8А видно, что в период 1941-1970 гг., предшествующий Нефтегорскому землетрясению, наблюдается большая неоднородность деформаций. “На северо-востоке, включая окрестности Пильтунского разлома, горизонтальные смещения имели характер правостороннего сдвига величиной до 40-90 см. Смещения такого же направления, но большей величины (55-90 см), наблюдались на юго-востоке района исследований в непосредственной близости к Вал-Лангрийскому разлому. В то же время между зонами правосдвиговых смещений в окрестностях Гаромайского разлома резко выделяется область преобладающих деформаций интенсивного сжатия, достигающего 70 см.... Возможно, именно эти деформации интенсивного субширотного сжатия препятствовали снятию накопленных в зоне Верхне-Пильтунского разлома деформаций правостороннего сдвига путем медленных криповых смещений. В этот же период деформации северной части западного крыла Гыргылани-Дагинского разлома были пренебрежительно малы...” [Василенко и др., 2001, с. 49].

По мнению авторов рассматриваемой работы, “в результате землетрясения в эпицентральной зоне в целом произошли значительные правосторонние смещения земной поверхности (рис. 6.8 Б и В). В окрестностях разрушенного землетрясением пос. Нефтегорск для пунктов, расположенных в непосредственной близости от сейсморазрыва по разные стороны от него, величина правостороннего сдвига превысив 4 м. При удалении от сейсморазрыва величина векторов правосторонних смещений достаточно быстро убывает.” [там же, с. 49]. Как и в предыдущий период, горизонтальные деформации западного крыла Гыргылани-Дагинского разлома в результате землетрясения были минимальными. На восточном крыле Северосахалинского разлома относительно пунктов западного крыла Гыргылани-Дагинского разлома за период 1941 — 1997 гг., включающий землетрясение, средний правосторонний сдвиг пунктов составил около 80 см.

В вертикальных деформациях, как отмечалось выше, отраженных на карте вертикальных движений Сахалина [Карта..., 1981], в районе эпицентра наблюдается общее опускание всего блока Северного Сахалина. Однако, получившуюся картину опускания района Н.Ф. Василенко и его соавторы [2001], считают результатом недостатка исходных данных для составления карты.

На рис. 6.8 Г видно, что наиболее значительные постсейсмические деформации приурочены к северной части западного крыла Верхне-Пильтунского разлома. В непосредственной близости к Нефтегорску они достигают 1 м. Авторы считают, что “характер вертикальных смещений в зоне вскрывшегося Верхне-Пильтунского разлома и его линеаментов на севере и юге существенно различен. В районе пос. Нефтегорск западное крыло разрыва взброшено относительно восточного в среднем на 75 см. В то же время в зоне сочленения южного линеамента Верхне-Пильтунского разлома с Гыргылани-Дагинским и Вал-Лангрийским разломами наблюдается общее поднятие земной поверхности с величиной около 40 см. При этом в непосредственной близости от южного окончания поверхностного сейсморазрыва взброшено на 30-40 см (в пределах 2,5 ошибок определения) восточное крыло Верхне-Пильтунского разлома” [Василенко и др. 2001, стр. 52]. Следовательно, в целом деформации имеют пропеллерообразный характер.

Развернутая сеть временных сейсмостанций позволила установить, что “в пространственном распределении афтершоков Нефтегорского землетрясения выделяется основная протяженная часть, вытянутая вдоль сейсморазрыва. Ее длина составляет около 80 км. Подавляющее большинство афтершоков произошло в западном крыле Верхне-Пильтунского разлома.... На вертикальных разрезах, построенных вкрест простираения главной области, облако афтершоков на севере можно оконтурить плоскостью, наклоненной на запад, а на юге — наклоненной на восток. Хотя, в целом, точность определения координат повторных толчков на юге несколько ниже, чем на севере, можно предполагать, что плоскость сейсморазрыва при Нефтегорском землетрясении имела сложную форму, близкую к пропеллерообразной, что характерно для разрывов сдвигового типа” [там же, стр. 52-53].

По мнению тех же авторов, “для оценки повторяемости таких сейсмических катастроф вполне естественно сопоставить среднюю скорость правосдвиговых смещений в регионе по геодезическим данным (около 15 мм/год) с максимальной величиной правостороннего сдвига на вскрывшемся Верхне-Пильтунском разломе (8,1 м)... В этом случае период повторяемости может быть оценен величиной около 500 лет. Это значение хорошо согласуется с оценками Е.А. Рогожина (400 лет), полученными на основании определения абсолютного возраста палеопочв радиоуглеродным методом при треннинге Верхнепильтунского разлома” [там же, стр. 55].

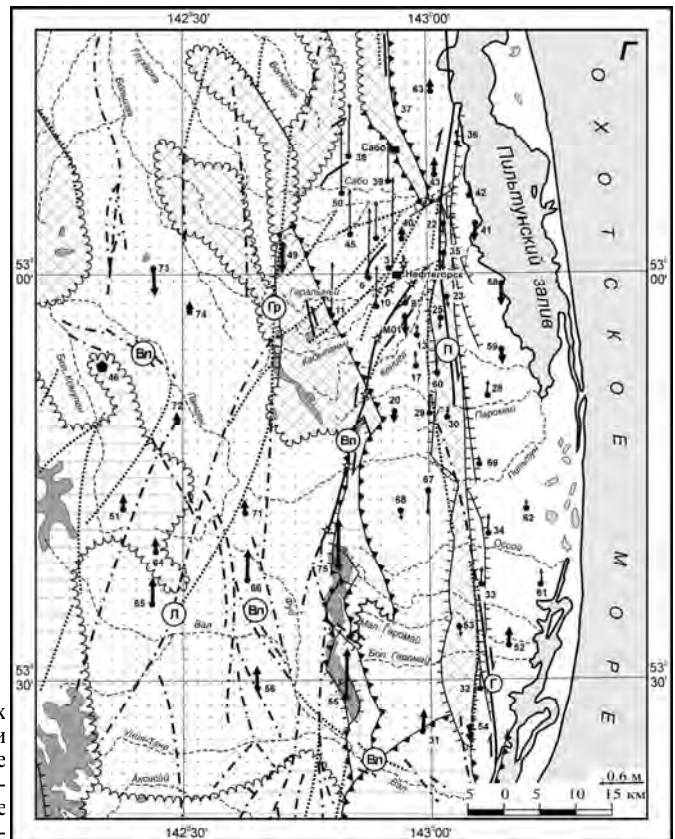
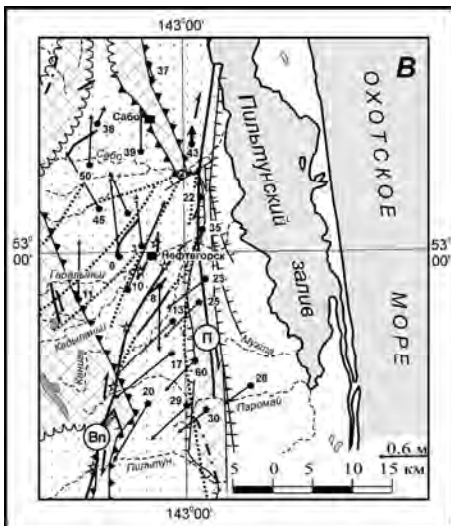
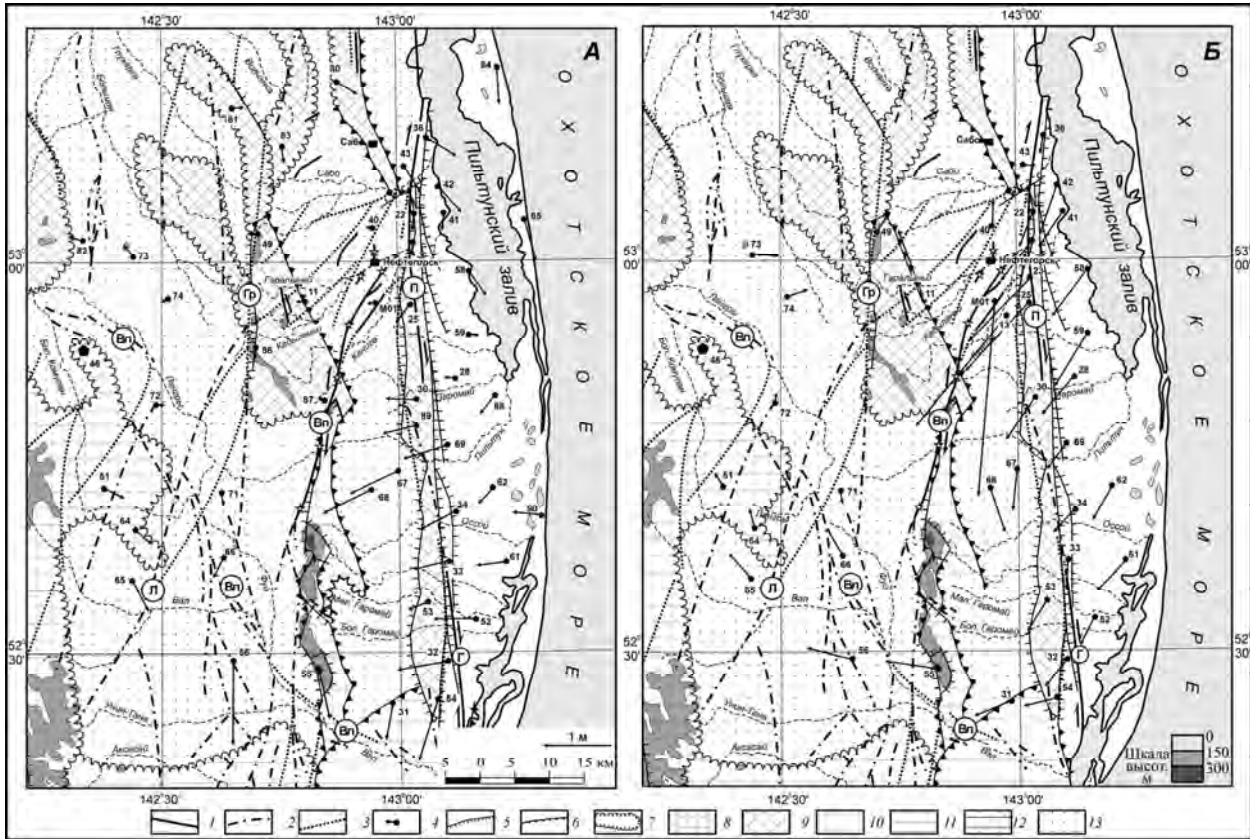


Рис. 6.8. Схема горизонтальных деформаций земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28).05.1995 г.
(по [Василенко и др., 2001] с дополнениями)
А — за период 1941-1970 гг., Б — за период 1970-1997, Г — за период 1988-1996 гг.,

Г — схема косейсмических вертикальных смещений
1-4 — по Н.Ф. Василенко и др.: 1 — разломы, для которых достоверно установлена активность в голоцене (стрелками показано направление смещений); 2 — разломы, установленные по данным геологических съемок и выражающиеся на космических снимках в виде линейментов; 3 — наиболее значимые линейменты, видимые на космических снимках; основные разломы: ВП — Верхне-Пильтунский, вскрывшийся в результате землетрясения (звездочками отмечены поверхностные сейсморазрывы), Гр — Гыргыляни-Дагинский, Л — Лангрыйский, ВЛ — Вал-Лангрыйский; составляющие Северо-Сахалинского разлома: П — Пильтунский, Г — Гаромайский (схема основных разломов и линейментов составлена М.И. Стрельцовым); 4 — смещение пункта геодезической сети относительно фиксированного пункта № 46. 5-13 — по О.А. Воейковой и С.А. Несмеянову — структуры, выраженные на поверхности: 5 — сбросы, 6 — флексуры, 7 — структурные перегибы; 8-12 — типы структур: 8 — поднятия, 9 — пологие поднятия, 10 — ступени-поднятия, 11 — структурные ступени, 12 — ступени-впадины, 13 — впадины.

На Г сплошными стрелками показаны вертикальные смещения пунктов, высоты которых до землетрясения были определены геометрическим нивелированием; утолщенными стрелками — вычисленные на основе данных спутниковой радиоинтерферометрии и горизонтальных деформаций земной поверхности в результате землетрясения

6.4. Современные внутриразрывные движения — особый вид активного крипа

Традиционно считается, что разрывные тектонические движения сводятся к относительным перемещениям крыльев разрывной структуры, ориентированным различно, но преимущественно вдоль сместителя разрыва или трещины. Однако, установленная детальными исследованиями сложность строения разрывных структур позволяет допускать принципиальную возможность самостоятельного перемещения внутренних элементов шовных, разрывных и трещинных зон относительно обоих крыльев этих разрывных структур, т.е. существование особых внутриразрывных тектонических движений [Несмеянов, 2000, 2004].

В настоящее время получены геодезические и геофизические материалы, подтверждающие реальное существование таких внутриразрывных движений в разных типах разрывных структур. Эти движения обусловлены поперечным сжатием или растяжением — тектоническими напряжениями, ориентированными перпендикулярно к поверхности или оси зоны разрывной структуры. Публикуются материалы об интенсивных (“суперинтенсивных”, по терминологии некоторых исследователей [Концепция..., 2000; Кузьмин, 1996]) кратковременных современных движениях, связанных с разрывными нарушениями преимущественно на платформах и в смежных прогибах (рис. 6.9).

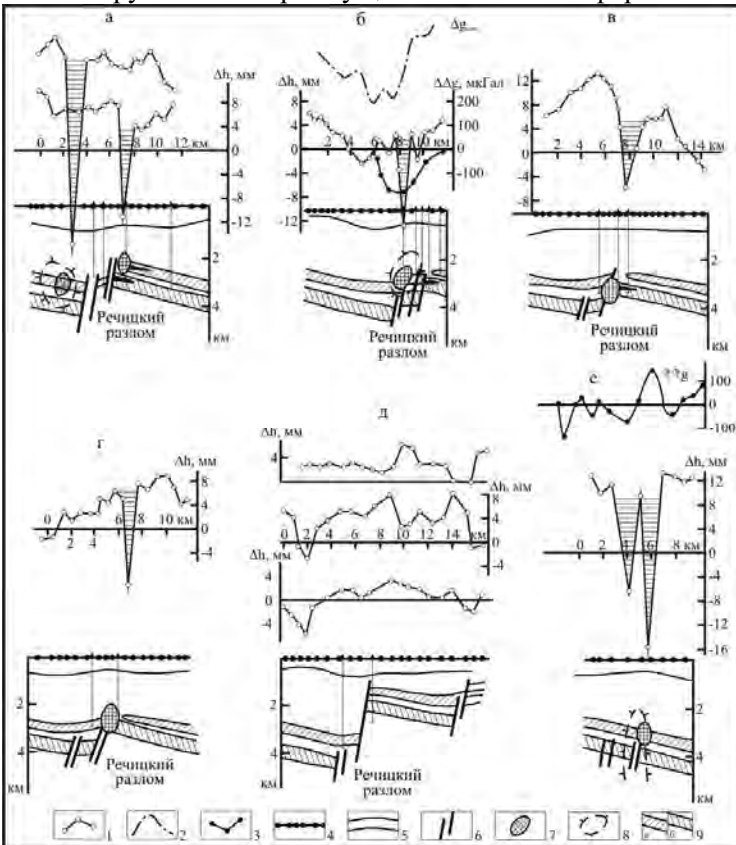


Рис. 6.9. Современные вертикальные движения земной поверхности и вариации силы тяжести в пределах разрывных структур Припятского прогиба [Сидоров, Кузьмин, 1989].

а-д — шовная зона крупноамплитудного регионального Речицкого разлома; е — разрывная зона малоамплитудного разрыва.

1 — кривые современных вертикальных движений земной поверхности (локальные аномалии движений заштрихованы); 2 — кривые локальных аномалий силы тяжести; 3 — кривые вариаций силы тяжести; 4 — пункты наблюдений; 5 — геологические границы; 6 — разрывы по геолого-геофизическим данным; 7 — зоны параметрических деформаций (современное разупрочнение повышенной трещиноватость пород); 8 — зоны разуплотнения пород по результатам интерпретации вариаций силы тяжести; 9 — девонские межсоловые (а) и подсоловые (б) отложения.

(шириной 1-1,5 км) высокоамплитудное (до 30 мм) отрицательное смещение пикообразной формы. Учитывая значительные (порядка 0,8 км) расстояния между пунктами наблюдений, средние значения градиентов вертикальных движений составляют 20 мм/км или 0,02 мм/м. Интересны и более детальные материалы по тектоническим движениям в этой шовной зоне, которую пересекает более 30 линий повторного нивелирования с интервалом около 5 км. Измерения сбросовых смещений позволили разделить эту зону на ряд чередующихся активных и стабильных сегментов (звеньев) протяженностью 7-10 км. Ограниченная ширина и небольшая протяженность проявлений аномальных современных движений свидетельствуют об их приуроченности именно к шовной зоне указанного разлома [Сидоров, Кузьмин, 1989]. При этом высокоинтенсивные отрицательные пикообразной формы аномальные

Зафиксированы смещения с амплитудой порядка 20-30 мм (скорости до 40-60 мм/год) в зонах шириной от 0,1 до 6-8 км с обычной продолжительностью от нескольких месяцев до первых лет. Эти параметры характерны для активных древних и молодых разрывных нарушений различных типов (в том числе и погребенных), развитых как в сейсмоопасных, так и в асейсмичных областях. Такие разрывные нарушения отмечены в различных прогибах (Припятский, Терско-Каспийский и др.), на плитах с мощным платформенным чехлом (Среднее Приобье), в периферических платформенных областях (Пермское Приуралье) и т.п.

Ширина зон проявления подобных высокоинтенсивных деформаций оценивается довольно грубо, поскольку расстояния между геодезическими реперами обычно велики и существенно превышают ширину подзон сместителя в разрывных зонах и даже ширину разрывных зон. Поэтому, учитывая их общий диапазон ширины, можно полагать, что данные деформации относятся к разрывным и шовным зонам. Но большинство детально изученных объектов принадлежит различным типам шовных зон.

Наиболее ярким примером может служить изученная с помощью бурения и сейсморазведки шовно-сбросовая зона Речицкого разлома шириной около 2 км и протяженностью 150 км в северной части Припятского прогиба [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Здесь нивелированием за пятилетний (1978-1984 гг.) период выявлено локальное

коинтенсивные отрицательные пикообразной формы аномальные смещения установлены как над активными (крупноамплитудными в аспекте геологически длительного времени разрывообразования), так и над относительно стабильными (малоамплитудными) сегментами. Очевидно, высокоактивные деформации связаны с определенными внешними воздействиями на разрывное нарушение.

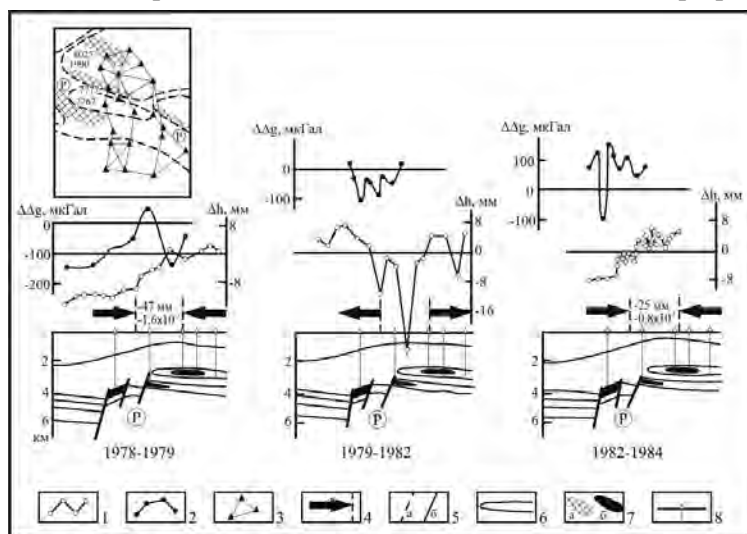


Рис. 6.10. Современные вертикальные и горизонтальные движения земной поверхности и вариаций силы тяжести во времени на Сосновском локальном геодинамическом полигоне в Припятском прогибе [Сидоров, Кузьмин, 1989].

1 — кривые современных вертикальных движений земной поверхности; 2 — кривые вариаций силы тяжести во времени; 3 — пункты светодальномерных наблюдений; 4 — направление, величины движений и деформаций в пределах Речицкого разлома; 5 — Речицкий региональный разлом (P) на схеме полигона (а) и на геологическом разрезе (б); 6 — границы между комплексами осадочного чехла; 7 — нефтяные месторождения: а — на схеме, б — на профиле; 8 — глубокие скважины.

возможность малой ширины реальных участков, на которых реализуются данные сжатия и растяжения, вполне вероятно допущение о возможности достижения ими опасных значений для объектов массового строительства (более 1 мм/м), а тем более — о вредности для функционирования прецизионных сооружений [СП 11-104-97, 1997; Несмеянов, Ларина, Латынина и др., 1992; Несмеянов, Новак, Воейкова и др., 1997; Несмеянов, 2004].

Самостоятельные тектонические движения внутри разномасштабных разрывных структур отмечались и ранее. Так, самостоятельная подвижность была намечена Е.Е. Милановским [1962] для внутренних частей шовных зон. На примере ряда таких зон Северного Кавказа он показал, что при растягивающих фоновых напряжениях в них формируются грабеновые структуры, а на фоне сжимающих напряжений — воздымаются горстообразные блоки (см. рис. 2.18).

Известное в настоящее время большое разнообразие шовных зон, включающее флексурные, флексушно-разрывные, шовно-депресссионные, шовно-сдвиговые, шовно-сбросовые и шовно-надвиговые их разновидности, свидетельствует о том, что они формировались в различной тектодинамической обстановке. Но все разнообразие их внутреннего строения не может быть объяснено только относительным смещением смежных блоков литосферы вдоль этих зон. Например, существуют шовные зоны, где рост осевых горстов сопровождался проседанием одного или двух смежных продольных грабенов. При этом край осевого горста надвигался на смежный грабен по козырьковому взбросо-надвику [Несмеянов, 1970, 1971₂, Несмеянов, Бархатов, 1978]. Это свидетельствует о существовании самостоятельных (внутриразрывных), длительных, происходивших в течение нескольких миллионов лет, дифференцированных движениях в шовных зонах.

Принципиально сходное, но кратковременное выпирание вверх тектонических клиньев при внешнем латеральном сжатии и их проседание при растяжении зафиксировано высокоточными геофизическими методами в пределах диаклазовых швов [Латынина, Кармалева, 1978; Несмеянов, 2000].

Применительно к инженерным изысканиям наибольший интерес представляют современные смещения внутри именно разрывных зон и диаклазовых швов.

Характерно, что все высокоинтенсивные внутриразрывные смещения в разнородных геотектонических регионах отрицательны. Очевидно, они отражают проседание тектонических клиньев в разрывных зонах или грабенов в шовных зонах, т.к. связаны с эпохами фоновых латеральных растяжений. С фоновыми растяжениями связаны и упомянутые выше проседания тектонических клиньев в диаклазовых швах платформ [Латынина, Кармалева, 1978; Несмеянов, 2000].

Периодическая смена различных по продолжительности эпох латерального сжатия и растяжения уже зафиксирована многими методами (повторные нивелировки, триангуляционные, дальноммерные наземные и

спутниковые — GPS измерения). Так, для юга Русской плиты и смежных орогенов (Кавказ, Крым, Карпаты и др.) установлены смены знака вертикальных и горизонтальных движений приповерхностных частей земной коры с периодичностью 1; 3-5; 8-10 и 20-30 лет. Геодезические и картографические измерения в структурах разного типа и соподчинения из различных частей планеты показали, что вертикальные движения земной коры обладают квазипериодичностью в 1; 2-3; 5-7; 10-15; 20-25; 35-40; 50-60; 70-80; 100-120 лет и что сходная периодичность намечается также для горизонтальных движений и может определяться пульсациями ротационного режима планеты [Лилиенберг, 1998]. Сходство продолжительности ряда перечисленных периодичностей с интервалами проявления высокоинтенсивных проседаний в разномасштабных разрывных структурах позволяет допускать возможность единой природы перечисленных кратковременных движений. Это позволяет наметить дополнительные характеристики пространственного и временного проявления внутриразрывных тектонических движений, которые, учитывая их кратковременность возвратность, можно именовать *внутриразрывным мерцающим крипом* [Несмеянов, 2002; 2004].

В динамике полей современных вертикальных движений выявлена система волн, продольных и поперечных к орогенам и смежным платформам. Например, в Карпатах, Крыму, Кавказе и Предкавказье противоположные волны проявляются в блоках размером от 10-15 до 500-600 км, а размах волн движений достигает 1 см/год и более. Замедление или ускорение вращения планеты приводит к неравномерным деформациям геоида. Считается, что это вызывает возникновение субмеридиональных и субширотных деформационных волн литосферы [Лилиенберг, 1998]. Разнообразие сочетаний разномасштабных движений обуславливает региональную специфику временного и пространственного проявления латерального сжатия и растяжения, фоновое по отношению к разрывным структурам. Это, очевидно, определяет соответствующую специфику пространственного распределения внутриразрывных движений.

Намечается также уменьшение средних скоростей вертикальных движений с увеличением продолжительности ритмов или интервалов измерений [Концепция..., 2000; Кузьмин, 1996; Лилиенберг, 1998; Сидоров, Кузьмин, 1989]. Данное уменьшение может определяться взаимной компенсацией встречных перемещений и подчиняться упоминавшемуся выше правилу Гзовского. Соответственно, амплитуды интенсивных короткопериодичных внутриразрывных движений могут достигать нескольких сантиметров, как и более медленных собственно разрывных движений за время функционирования (или в какие-то интервалы времени функционирования) инженерных сооружений. Те и другие при локализации в узких сместителях могут оказаться опасными для инженерных сооружений.

Таким образом, можно считать доказанным существование особого вида тектонических движений — высокоинтенсивных, кратковременных отрицательных смещений блоков в пределах всех основных типов разрывных структур — в шовных и разрывных зонах и в зонах диаклазовых швов. Эти движения наиболее характерны для платформ и краевых прогибов и связаны с пульсационным характером смены фаз латерального сжатия и растяжения, обусловленным пульсациями ротационного режима планеты. Существование различно ориентированных смещений деформационных волн определяет региональную специфику временного проявления внутриразрывных движений. Величины этих движений могут достигать значений, опасных для устойчивости ряда инженерных сооружений и вредных для функционирования прецизионных сооружений [Несмеянов, 2002; 2004].

6.5. Очередные проблемы

Подводя итог современной изученности активных разрывов можно заключить, что использование возрастного расчленения рельефа позволяет получать информацию преимущественно о вертикальной составляющей криповых разрывных смещений. Соответственно, возникает ряд проблем, связанных с необходимостью более полного отражения сложных разрывных смещений.

Проблема выявления этапности сдвиговой составляющей разрывных смещений.

Проблема вероятности сдвиговой и проявления взбросо-надвиговой составляющих разрывных смещений, отражающих обстановки напряжений сжатия.

Проблема распространенности в орогенах внутриразрывных смещений, как отражение переменных раздвиговых и сжимающих напряжений.

Проблема соотношения криповой (собственно тектонической) и сейсмотектонической (импульсной) составляющих разрывных смещений. Тут следует напомнить, что В.П. Солоненко [1973] писал о вероятности сейсмотектонической природы практически всего рельефообразования в некоторых регионах.

Проблема региональной специфики соотношения вертикальной, сдвиговой и сдвиговой составляющих криповых и сейсмотектонических разрывных смещений.

Проблема различия интенсивности разрывных смещений в активную и относительно пассивную фазы разномасштабных орогенических циклов, отвечающих эрозионным и аккумулятивным фазам соответствующих эрозионно-аккумулятивных циклов.

ГЛАВА 7. ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.

Возрастное расчленение рельефа и корреляция геоморфологических уровней способствует, как было показано выше, выявлению и типизации орографически выраженных неотектонических структур, то есть неоструктурному районированию. Это районирование является исходным и весьма значимым элементом выделения сейсмогенерирующих структур (СГС) коровых землетрясений. Основными сейсмогенерирующими структурами в орогенических областях обычно являются шовные зоны и крупнейшие (преимущественно региональные) разрывы. Локализация коровых землетрясений часто связывается с узлами пересечения различно ориентированных разрывных структур или разрывных структур с поперечными поднятиями. Оротектонический метод эффективен при выделении, трассировке и классификации всех перечисленных типов структур.

7.1. Проблемы выделения сейсмогенерирующих структур

Сейсмологи обычно считают тектоническое проявление очага землетрясения разрывом или трещиной с геологически мгновенным, т.е. измеряемым минутами секундами или долями секунд, смещением. При этом очаговая подвижка допускается и по только формирующемуся разрывному нарушению, и по древнему разрыву, обновляющемуся после залечивания. В последнем случае основной элемент очага совмещается со сместителем уже существующего разрыва или глубинного разлома [Шебалин, 1974; Костров, 1975]. Следовательно, не вдаваясь в детали, предлагается считать, что “мгновенные” смещения по тектоническим разрывным нарушениям и есть землетрясения¹. Но если это так, то существующий материал по типизации разрывных нарушений может быть полезен для типизации очагов землетрясений и очаговых зон². Сказанное касается в основном коровых землетрясений, так как только в земной коре, и преимущественно в ее верхней части, разрывные нарушения схожи с теми, которые наблюдаются на земной поверхности [Шерман, 1977].

7.1.1. Геологические критерии сейсмичности

Тектодинамический подход позволяет обсудить природу известных геологических критериев сейсмичности³. Главными среди них можно считать следующие характеристики сейсмогенерирующих структур: разрывная природа, масштабный фактор, древность заложения, степень новообразования и характер активизации [Несмеянов, Бархатов, 1978_{1,2}; Несмеянов, 1984, 2004].

Разрывная природа определяется общепринятым механизмом очагов землетрясений, которые естественно тяготеют к разрывным сочленениям тектонических блоков, т.е. к участкам с максимальной дифференцированностью и контрастностью тектонических движений.

Масштабный фактор заключается в связи наиболее сильных землетрясений с крупнейшими разрывными структурами. Данная связь определяется пограничной ролью разрывных нарушений. Поэтому большие разрывы могут сформироваться на сочленениях наиболее крупных тектонических блоков, в которых возможно накопление максимальных напряжений. “Мгновенная” разрядка последних при подвижках этих блоков по разрывным нарушениям и есть сильное землетрясение. Очевидно, такие блоки являются областью накопления тектонических напряжений, а зоны разрывного сопряжения данных блоков — областью разрядки напряжений (как медленной — криповой, так и “мгновенной” — сейсмической). Соответственно, области подготовки землетрясений оказываются много большими, нежели области сейсмической разрядки, т.е. очаговые. Тут важно лишь подчеркнуть, что движения отдельного блока обычно не самостоятельны, а определяются общими тенденциями движе-

¹ Некоторые геологи исходят из представления о том, что при всех видах динамических разрывных смещений происходит соответствующее по величине сейсмическое излучение и даже медленный крип складывается из множества микросейсмических смещений [Рац и др., 1970].

² В данной главе рассматривается только пространственный аспект проблемы связи сейсмичности с тектоникой и не затрагивается аспект временной.

³ Здесь рассматриваются только наиболее общие геологические критерии сейсмичности, имеющие универсальное значение. Они могут иметь самое различное конкретное геологическое и геоморфологическое проявление в отдельных регионах (частные или региональные геологические критерии сейсмичности). Следует отметить, что в сеймотектонической литературе содержится большое число таких частных критериев, многие из которых имеют весьма косвенное отношение к общим. Таковы, например, критерии: максимальная высота рельефа, относительная площадь распространения рыхлых толщ, близость к предгорьям и т.п. [Рейснер, 1980].

ний серии смежных блоков, т.е. особенностями (тенденциями) развития складчатой зоны или другой крупной структурной единицы, которая обуславливает более общее поле напряжений.

Как правило, очаги сильных землетрясений связаны с региональными разрывами. Но встречаются случаи, когда такие землетрясения связаны с локальными разрывами на участках активной новейшей перестройки. Примером может служить Жаланаш-Тюпское землетрясение (1978 г., 8 баллов, $M=6,6\pm 0,3$ [Калмурзаев и др., 1983]), произошедшее в приосевой части хребта Кунгей-Ала-Тоо. Перестройка связана здесь с формированием Кенсуйской виргации на восточной периклинали Кунгейского полустрова [Бархатов и др., 1979].

Критерий *древности заложения*, предложенный Б.А. Петрушевским [Петрушевский, 1955], находит все большее признание. По словам И.Е. Губина [Губин, 1980], “достоверно не известно ни одного разрушительного землетрясения, которое было бы вызвано образованием нового крупного разрыва”. И дело, конечно, не в чисто эмпирической закономерности, а в природе разрывных структур.

Во-первых, наращивая свою протяженность и одновременно усложняя свое строение, они могли достичь необходимой величины не сразу. Как показывают многочисленные исследования, время формирования региональных разрывных структур, особенно глубинных, охватывает, как правило, несколько геологических периодов и даже эр. Столь же длительным было и существование контрастно движущихся блоков земной коры. В данном аспекте сомнения связаны с сейсмичностью молодых, например, новейших, разрывов. Но практика показывает, что среди последних сейсмогенерирующей способностью обладают только унаследованные, т.е. характеризующиеся древностью заложения. Новообразованные же — асейсмичны. Кроме того, они обычно отличаются и по строению от унаследованных. Региональные новообразованные разрывы, например, обычно состоят из ряда локальных разрывов, сопрягающихся под разными углами. Эти региональные новообразования являются, следовательно, составными, не достигшими стадии внутренней целостности, т.е. повсеместного внутреннего единства. Типичным примером такого якобы сейсмоактивного новейшего разрыва может служить Североферганский, расположенный на границе Ферганской депрессии и Кураминского хребта [Ибрагимов, 1978]. Как показали наши исследования, северный борт этой депрессии приобрел характер разрывной структуры с амплитудой до 5 км в основном в неогене и антропогене. Этот борт, по крайней мере, в его западной части, имеет в плане ломаную конфигурацию, так как образован несколькими различно ориентированными локальными разрывами [Несмеянов, 1971₁]. Эпицентры сильных землетрясений (Костакозского, 1889 г., 8 баллов, $M=6,3$ и Зумбурунского, 1930 г., 7 баллов, $M=5,1$), обычно связываемых с Североферганским региональным разрывом [Ибрагимов, 1978], по уточненным данным, расположены южнее, т.е. в других сейсмогенерирующих структурах [Новый..., 1977].

Во-вторых, при большой длительности своего развития структура успевает сформировать все свои элементы. Применительно к разрывным нарушениям это означает, что в их пределах возникают рассмотренные выше подразделения, с которыми могут быть связаны очаги землетрясений. В разрывах это главный и опережающие сместители и тектонические клинья, в шовных зонах, кроме того, краевые швы и их разрывное оперение, а также краевые поднятия.

Обе рассмотренные характеристики, являясь отражением фактора древности заложения, подчеркивают тесную связь последнего с масштабным фактором.

Степень новообразования определяется тем, что среди сейсмогенерирующих структур преобладают такие, в которых не все элементы отличаются большой древностью заложения. Обычно наблюдается чередование древних элементов с новообразованными. Подобный составной характер описан для высокосейсмичной Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны, где крупнейшие землетрясения тяготеют к сочленениям унаследованных и новообразованных отрезков [Несмеянов, 1984]. Здесь, вероятно, возникновение землетрясений связано с новейшей переработкой древних структур. Не исключено, что сейсмогенерирующая способность как-то зависит от размеров новообразования. Поэтому степень новообразования может оцениваться, например, в долях или процентах содержания (протяженности) новообразованных элементов во всей сейсмогенерирующей структуре. Однако истинное значение и содержание фактора степени новообразования изучены еще недостаточно.

Характер активизации определяется главным образом степенью современной подвижности сейсмогенерирующих структур. Достаточно длительные повторные геодезические, лазерные и другие измерения современных смещений по разрывам дорогостоящи и редки. Поэтому режим таких движений изучен слабо [Тектонические..., 1982; Никонов, 1977]. Не исключены значительные неподвижные эпохи даже у высокоактивных разрывов. Все это заставляет привлекать косвенные свидетельства рассматриваемой активизации. Ими считаются повышенные амплитуды голоценовых, четвертичных и даже новейших движений. Однако детальные исследования поэтапных разрывных движений редки, фрагментарны и часто недостаточно точны. В результате до настоящего времени не делается различий между унаследованной с более ранних этапов, в том числе затухающей, но все еще высокой, и

нарастающей к современности разнообразиями тектонической подвижности. Поэтому применение поэтапного геоморфологического анализа, опирающегося на возрастное расчленение рельефа, вместе с повторными инструментальными измерениями разрывных смещений может повысить значимость критерия оценки характера активизации.

Не исключено, что наиболее активная сейсмическая разрядка тектонических напряжений связана с разрывными структурами, отличающимися длительной (фактор древности заложения) и все нарастающей (фактор высокой активизации) подвижностью, т.е. со структурами, постепенно развившими способность к интенсивной импульсной разрядке этих напряжений.

Высокая интенсивность, в свою очередь, связана с размерами структуры (масштабный фактор). Эта связь подтверждается приуроченностью крупнейших шовных зон и сильнейших землетрясений к краям таких линейных орогенов, как, например, Тянь-Шань (рис. 7.1).

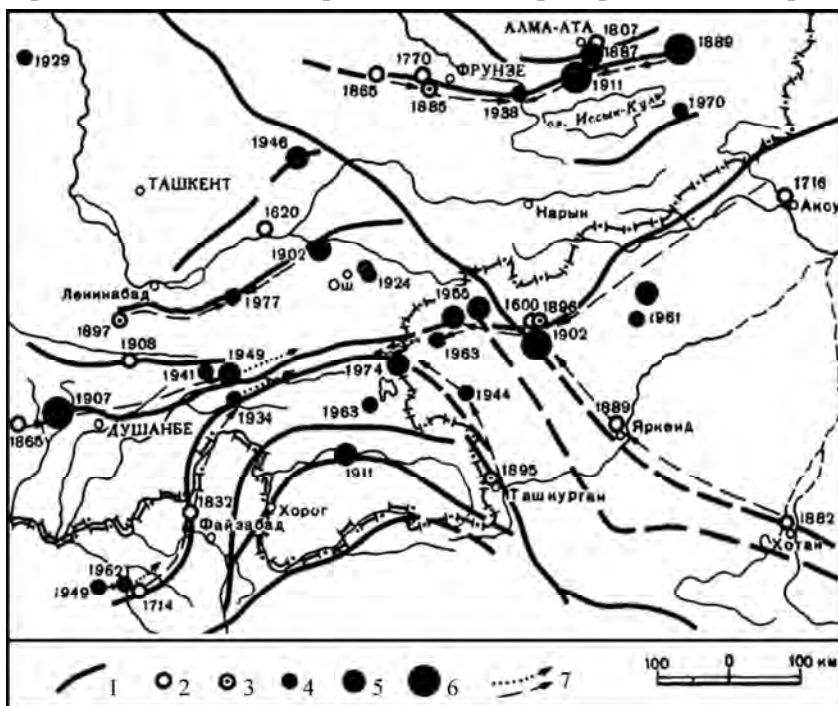


Рис. 7.1. Расположение сильнейших коровых землетрясений Тянь-Шаня и Памира [Никонов, 1977].

1 — главные новейшие коровые разломы, 2 — сильные (VIII-IX баллов) землетрясения по историческим данным без надежного определения эпицентра, 3 — то же, эпицентр определен по макросейсмическим данным, 4-6 — эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений: 4 — с M около 6,5; 5 — с M $6,5 < M < 7,5$; 6 — с $M > 7,5$; 7 — миграция эпицентров сильных землетрясений вдоль зон разломов (пунктир — вероятная миграция в настоящее время).

вероятно, восточная часть относится к флексурно-разрывным образованиям, а средняя (Кемино-Чиликская зона) представляет собой цепь впадин (грабенов) рифтового типа. Именно с этой средней частью, которая уже не является краевой по отношению к Тяньшаньскому орогену, а нарушает приосевую часть Кунгей-Заилийского мегасвода, и связаны крупнейшие землетрясения — Кеминское 1911 г. с $M=8,2$ и Чиликское 1889 г. с $M=8,4$. Следствиями отмеченной неоднородности строения Северо-Тяньшаньской зоны являются неодинаковый набор структурных элементов и морфологические различия главных разрывов в ее сегментах.

Но и среди структур сходного размера могут быть различия в строении (региональная специфика), обусловленные особенностями истории развития, в частности перестройкой полей тектонических напряжений (фактор степени новообразования).

Последнее обстоятельство обуславливает неоднотипность строения сейсмогенерирующих структур, следствием которой может быть неравномерность распределения в них землетрясений. Вопрос о такой неравномерности дискусионен. Уже определились две крайние точки зрения. Сеймотектонический метод сейсмического районирования предполагает ожидаемые сильные землетрясения в “окнах” между предшествующими [Бабаев и др., 1978; Губин, 1980], а метод сейсмоактивных узлов — приуроченность к одним и тем же участкам сейсмогенерирующих структур, т.е. к “узлам” пересечения таких структур [Ранцман, 1979].

Существующие материалы не противоречат принципиальной возможности обоих вариантов, регулируемых фактором степени новообразования. По-видимому, сейсмоактивные “окна” более вероятны в областях со стабильными полями тектонических напряжений и однородными сейсмогенери-

Здесь наиболее крупные сейсмогенерирующие структуры с магнитудами максимальных уже произошедших землетрясений 8 и более, расположены вдоль северного и южного бортов этого сложного орогена [Несмеянов, 1974₁, 1986, 1987; Несмеянов, Бархатов, 1978_{1,2}; Никонов, 1977; Ранцман, 1979; Бархатов и др., 1983]. Эти борта ограничены крупнейшими в Средней Азии шовными зонами. Южная, т.е. Предгиссаро-Кокшаальская, зона характеризуется следующими максимальными показателями: длина зоны более 600 км (до 1 000 км), сила землетрясений 9 баллов, их магнитуда 8. Северо-Тянь-Шаньская зона протяженностью более 800 км отличается землетрясениями силой до 10-11 баллов и магнитудой до 8,4.

Эти шовные зоны представляют собой типичные цепи шовных впадин рампового или рифтового типов. Северо-Тяньшаньская зона неоднородна. Ее западная и,

рующими структурами, а сейсмоактивные “узлы” — в районах тектонических перестроек. В частности, для Тянь-Шаня с его неоднократной переориентировкой ведущих структурных направлений [Несмеянов, 1971₁] более эффективен метод “узлов”.

“Узлы” могут иметь различное строение. Дизъюнктивные узлы отвечают сочленению и пересечению разрывов и глубинных разломов (шовных зон), а сейсмоактивные дизъюнктивно-пликативные узлы описаны как пересечения шовных зон с региональными поперечными поднятиями [Несмеянов, 1984].

Современные исследования, особенно палеомагнитные, свидетельствуют о значительных смещениях оси вращения Земли, а возможно, и крупнейших тектонических структур, что определяет повсеместность перестройки главных полей напряжений. Если это так, то метод выделения сейсмоактивных “узлов” применим в глобальном плане, а метод “окон” должен локализоваться на отдельных участках с унаследованным развитием и стабильными полями напряжений. Поэтому метод “окон”, очевидно, не эффективен для крупнейших разрывных, т.е. главных, сейсмогенерирующих структур.

Вполне вероятны и различия сейсмических очагов, отвечающих “окнам” и “узлам”. “Окна”, по видимому, сейсмоактивны у однородных разрывов, где неровности крыльев, “цепляясь” друг за друга, препятствуют разрывным смещениям, а разрушение этих неровностей ведет к рывкообразному смещению, т.е. к землетрясению. Характер таких неровностей определяется, вероятно, механическими свойствами нарушенных разрывом пород. Естественно, что после уничтожения одной неровности следующее “зацепление” крыльев разрыва произойдет на другой неровности, т.е. в “окне” между предыдущими очагами.

Сейсмоактивность “узлов”, напротив, определяется не свойствами горных пород, а характером образующихся в них деформаций, т.е. видами сочленения различно ориентированных дислокаций, а также характером напряженного состояния. Первое обстоятельство преимущественно определяет тип узла (дизъюнктивный или дизъюнктивно-пликативный), а второе — морфологию разрывных структур. Пересечение и торцовое сочленение структур, образующих “узел”, обуславливают появление локального сложного поля напряжений за счет повышенной дифференциации движений. Следствием этого является обстановка, благоприятная для местного дробления, т.е. возникновения вееров тектонических клиньев. Морфология сопрягающихся структур определяет форму таких клиньев и рисунок их систем. Соответственно очаги в “узлах” чаще связаны с появлением вторичных оперяющих сместителей при образовании тектонических клиньев. Раздавливание тектонических клиньев возможно и в “окнах”, и в “узлах”, но в “узлах” оно более вероятно.

Применение методики возрастного расчленения рельефа может дать материал для анализа истории развития и стадийности формирования структурных узлов.

Из приведенного выше рассмотрения и привлечения некоторых дополнительных материалов можно сделать следующие выводы [Аверьянова и др., 1996; Несмеянов, 1984, 1992, 2012₂; Сейсмотектоника..., 2009 и др.].

1. Основными сейсмогенерирующими структурами, отвечающими всем или большинству геологических критериев сейсмичности, являются шовные зоны глубинных разломов. Они обладают большим разнообразием и сложностью строения, что должно отражаться на типах связанных с ними очагов землетрясений. Вопросы типизации и картирования шовных зон были рассмотрены выше (см. главу 5).

2. Наблюдается очевидное сходство наборов основных типов сейсмогенерирующих структур (СГС) разнообразных орогенических и древних платформенных регионов. Различия в индивидуальной специфике СГС касаются не главных (родовых) их типов, а так сказать, видовых особенностей, то есть разнообразия внутри основных типов. Основными типами можно считать: шовно-флексурный, шовно-разрывный (с вариациями по кинематике преобладающих смещений), шовно-депресссионный и шовно-блоковый (см. табл 5.6).

Вариации видовых различий в пределах каждого типа СГС велики и еще не полностью выявлены. Очевидно, что именно специфика этих вариаций определит характеристику региональных различий СГС, а соответственно, и региональных вариантов алгоритмов выделения СГС.

Однако важно подчеркнуть, что при всем разнообразии этих типов, видов и алгоритмов их выделения сохраняют значимость главные геологические критерии сейсмичности, которые были перечислены выше.

3. В настоящее время наибольшим видовым и масштабным разнообразием отличается шовно-депресссионный тип СГС. Он объединяет столь генетически различные структуры, как, например, шовно-авлакогенные и шовно-грабенные зоны платформ, шовно-депресссионные зоны орогенов и шовно-рифтовые зоны рифтогенов. Каждый из этих видов уже сейчас может быть разделен на ряд подвидов, отличающихся размерами (масштабом), сложностью строения, кинематикой краевых швов, историей развития и т.п. Важно, что именно к краевым швам и их оперению бывают чаще всего приурочены очаги землетрясений.

Не исключено, что развитие шовно-депрессии типа структур связано с внутриконтинентальными структурами, поскольку в островодужных регионах (в частности на Сахалине — [Воейкова и др., 2007]) такие структуры находятся как бы в зародышевом состоянии и не относятся к основным СГС.

4. Наиболее сложен вопрос о пространственном распределении сейсмогенерирующей способности и основных вариантах алгоритмов выделения СГС. Здесь можно высказать лишь самые предварительные соображения.

Первым из таких соображений служит достаточно очевидная связь сейсмогенерирующей способности с уровнем общей новейшей и современной тектонической подвижности региона. Наибольшей подвижностью и практически предельной (до $M \approx 8$) сейсмогенерирующей способностью обладают островодужные системы, рифтогены и наиболее активные орогены, а наименьшей — платформы.

Орогены достаточно хорошо можно дифференцировать по уровню неотектонической подвижности и пропорциональному ему уровню сейсмогенерирующей способности. Так, к высокоактивным орогенам относят горы Памира и Тянь-Шаня, к среднеактивным — Большого Кавказа, а к малоактивным — Среднего и Южного Урала [Несмеянов, 2004]. Конечно, это — самая общая прикидка. На самом деле, очень важным может оказаться фактор специфики истории новейшего геологического развития. В частности, необходим учет возраста максимальной новейшей активизации, а, возможно, — и других критериев. Вполне вероятно деление по степени подвижности островодужных систем и рифтогенов. Но это — задача будущего.

7.1.2. Масштабный фактор и теоретические модели очагов землетрясений

Размеры разрывных структур существенно отражаются на типах связанных с ними очагов землетрясений. Действительно, с трещиной не могут быть связаны очаги, обусловленные выкалыванием и раздавливанием тектонических клиньев. Отдельным разрывам, в свою очередь, не свойственны сложные очаги, присущие глубинным разломам (шовным зонам). Между тем наиболее широко используемые ныне теоретические модели коровых очагов не учитывают масштабного фактора в строении разрывных нарушений [Рикитаке, 1979; Зубков и др., 1980].

Поэтому следует кратко остановиться на двух главных моделях¹, чтобы уяснить их применимость к разномасштабным разрывным структурам.

Дилатантно-диффузная (ДД) модель опирается на явление неупругого увеличения объема горных пород в процессе их сдвиговой деформации (явление дилатансии) в результате одноосного сжатия. Процесс сопровождается появлением в изучаемых образцах открытых микротрещин, возникновение, которых обуславливает микросейсмичность. Микротрещины обычно параллельны главному сжимающему напряжению и располагаются под углом к возникающей позднее сдвиговой макротрещине. При этом не объясняется механизм перехода от дилатантных трещин отрыва к макротрещине сдвигового типа.

Модель **лавино-неустойчивого трещинообразования** (ЛНТ-модель) учитывает два явления: взаимодействие полей напряжений отдельных трещин и постепенную локализацию процесса трещинообразования [Гзовский и др., 1960]. Трещиноватость породы возрастает с повышением напряжений до достижения критической плотности трещин. После этого начинается стадия разрушения образца, которое обуславливается слиянием трещин в результате взаимодействия их полей напряжений. Так, при взаимодействии двух неровных трещин отрыва малая трещина либо замедляет свой рост, если она находится в крыле большой трещины, либо ускоряет его, если она расположена на простирании большой трещины. В результате происходит активизация роста благоприятно расположенных и более длинных трещин и замедление роста хаотичных и коротких трещин. Слияние трещин приводит к макроразрушению горной породы, т.е. к землетрясению. Обычно длины отдельных трещин, образующих цепочку (эшелон), на порядок величин меньше длины трещины, появляющейся в результате их слияния.

Описываемый данной моделью процесс довольно хорошо согласуется с четырьмя стадиями формирования тектонических и сейсмических разрывных нарушений, намеченных М.В. Гзовским [Гзовский и др., 1960] и уточненных М.В. Рацем [Рац, 1980; Рац, Чернышев, 1970]. Первая стадия включает **равномерное растрескивание** по всему деформируемому объему, чему соответствует равномерное сейсмическое “потрескивание”. На второй стадии происходит **сгущение трещин** в локальных зонах, рост и слияние их друг с другом. В сейсмическом процессе этой стадии отвечает стадия возрастания энергии упругих импульсов, форшоки. К третьей стадии относится образование и “мгновенное” **разрастание магистральной трещины** и главный толчок землетрясения. Наконец, на четвертой стадии

¹ Здесь рассматриваются только те аспекты моделей, которые важны для сопоставления результатов обусловленного этими моделями разрывообразования с реальными тектоническими структурами. При этом опущены даже некоторые черты моделей, которые не существенны для данного сопоставления.

происходит перераспределение напряжений вокруг образовавшейся магистральной трещины и *рост трещин оперения*, чему отвечают сейсмические афтершоки.

Упомянутые главные теоретические модели очагов землетрясений являются моделями трещинообразования, т.е. относятся, по существу, к одному классу разрывных структур. Причем это модели того класса, представители которого из-за своих малых размеров не способны рождать сильные землетрясения, представляющие реальную опасность. Данное обстоятельство связано, очевидно, со спецификой лабораторного физического моделирования на малых образцах. Моделирование на природных объектах по имеющимся моделям еще невозможно. Крупномасштабные модели типа взрывов имеют иной механизм и иную природу. Они осуществляются в условиях, когда разрушаемый массив горных пород не обладает необходимыми напряжениями, т.е. не подготовлен для саморазрушения, а достигаемое разрушение не приводит к образованию или разрастанию природного разрыва. Естественно, что взрывы, хотя и служат источниками сейсмических волн, не являются аналогами очагов природных тектонических землетрясений.

Само по себе моделируемое в лабораторных условиях слияние цепи мелких трещин ведет к возникновению более длинной трещины, а совсем не приводит к появлению разрыва, так как не обуславливает формирования разрывной зоны. Дело в том, что при этом, во-первых, не образуются тектонокластические породы подзоны сместителя, а во-вторых, согласно ЛНТ-модели, процесс разрастания главных трещин сопровождается затуханием трещинообразования в их крыльях. Последний процесс не приводит, следовательно, к формированию подзон аномальной трещиноватости. Такие подзоны возникают в результате многократных повторных подвижек, т.е. движений, свойственных разрывам, а не трещинам.

Важным несоответствием упомянутых моделей геологической реальности является то, что, согласно этим моделям, землетрясения должны возникать при разрастании разрывной структуры¹, т.е. на ее концах, которые являются новообразованиями. На самом же деле сильные землетрясения связаны с унаследованными, давно существующими (фактор древности заложения) частями разрывных структур. Аналогичным дефектом обладают модели, рассматривающие прямолинейное разрывное нарушение (трещину или разрыв), распространяющееся в одном направлении в нерегулярном режиме [Костров, 1975].

В какой-то мере напоминает реальное разрывообразование модель очага, предложенная еще в начале прошлого столетия Рейдом [Reid, 1910]. Его гипотеза упругой отдачи предусматривала смещение любых по объему массивов горных пород вдоль единого сместителя, который в принципе мог отвечать и трещине, и локальному разрыву с простой разрывной зоной. Но и эта упрощенная модель неприменима для разрывов со сложной разрывной зоной, а тем более для шовных зон (глубинных разломов).

Ближе к реальному разрывообразованию модель скачкообразного изменения скорости движения по разрыву (типа stick-slip) в результате внезапного уменьшения коэффициента трения между его крыльями — “берегами” [Brace et al., 1966]. В лабораторных условиях показано, что скачкообразное увеличение скорости скольжения может зависеть от ряда факторов: минералогического состава пород, их пористости, температуры, мощности слоя раздробленных пород, присутствия воды, увеличения сжатия, формы и размеров неровностей контактирующих поверхностей-крыльев сместителя [Мячкин, Воевода, 1980]. Модель допускает существование асейсмического крипа перед землетрясениями. В данной модели предполагаются аналоги некоторых элементов реальных разрывных зон. Так, “слой раздробленных пород”, очевидно, соответствует подзоне сместителя². Скорее всего, эта модель отвечает локальному разрыву с простой разрывной зоной.

В литературе рассматриваются и некоторые другие характеристики, свойственные разрывам, но нет еще моделей, описывающих все главные особенности строения разрывов, не говоря уже о глубинных разломах.

В какой-то мере учет разрывного оперения имеется в “периферийной” модели очага, при которой специфика короткопериодного сейсмического излучения обусловлена вторичными разрывами в периферийной части очага [Шебалин, 1971]. Но и в этой модели нет места масштабному фактору. И поскольку она не учитывает особенностей внутреннего строения разрывных зон, то скорее относится к трещинам, чем к разрывам. Наличие неровностей в крыльях разрыва, рассматриваемых как источник короткопериодного сейсмического излучения, позволяет дифференцировать единый очаг на множество более мелких, но не одинаковых по величине. Последнее обстоятельство определяет уровень и форму спектра землетрясения в его высокочастотной части [Гусев, 1979; Аптикаев, Копничев, 1979].

Характер смещения крыльев зависит от морфологии разрыва. В этом отношении получены интересные и разнообразные данные [Нерсесов и др., 1979]. Показано, в частности, что трение на разрыве, служащее источником высокочастотного излучения, максимально в условиях сжатия, сопутствующе-

¹ Именно с разрастанием “магистральной” трещины или разрыва связывают сильные землетрясения и некоторые геологи [Рац, 1980; Рац и др., 1970].

² Сейсмологи обычно отождествляют данный слой не со всем набором тектонокластических пород, а только с “глинкой трения” [Мячкин и др., 1980].

го взбросам, и минимально при растяжении, с которым связаны сбросы. Величина неровностей в сместителе (“барьеров”) определяет форму высокочастотной части сейсмического излучения. Поэтому наиболее высокочастотные спектры предполагаются для взбросов, а самые низкочастотные — для сбросов. Максимальные ускорения в ближней зоне характерны для взбросов, а минимальные — для сбросов. Землетрясения типа сброса и взброса имеют при равной магнитуде меньший сейсмический момент по сравнению со сдвиговыми. Соответственно, при одинаковой подвижке взбросы и сбросы имеют меньший размер очага. При одной и той же скорости деформации в областях, где доминируют взбросы и сбросы, сейсмичность, определяемая по числу землетрясений данной магнитуды, должна быть выше, чем для области с преобладанием сдвигов.

Таким образом, современные теоретические модели очагов землетрясений могут служить аналогами либо трещин, либо локальных разрывов с простой разрывной зоной¹. Они, следовательно, не отвечают условиям возникновения сильных землетрясений. Необходимы модели, описывающие тектоническую обстановку появления очагов разрушительных землетрясений, т.е. учитывающие особенности строения разрывов со сложными разрывными зонами и шовных зон. При этом важно четко представлять характер изменения подобных структур с глубиной. Данный вопрос в тектоническом отношении изучен слабо. Обычно приводятся отдельные примеры изменения строения и ширины подзон сместителя и уменьшения с глубиной интенсивности трещиноватости [Шерман, 1977; Тектонические..., 1982].

Из приведенного выше рассмотрения ясно, что модели, претендующие на соответствие одновременно и трещинам, и глубинным разломам, настолько грубы, что теряют связь с геологической реальностью. Последняя определенно свидетельствует о том, что **механизм трещинообразования не адекватен механизму разрывообразования, а механизм формирования глубинных разломов нельзя свести к более простому механизму разрывообразования**. Поэтому эффективные модели очагов сильных землетрясений должны учитывать особенности строения именно крупнейших разрывных структур, характеристики которых соответствуют рассмотренным выше геологическим критериям сейсмичности.

Сказанное подтверждает преобладание у крупных разрывов сложных разрывных зон, включающих морфологически разные сместители. Все это относится и к большинству шовных зон. Соответственно, должны преобладать **сейсмогенерирующие структуры, продуцирующие очаги с различным механизмом**. Это касается в первую очередь неглубоких очагов и очагов слабых землетрясений. Поэтому вполне вероятно неоднотипность очагов сильных и значительной части слабых землетрясений в пределах единой сейсмогенерирующей структуры. Возможны неодинаковые механизмы приповерхностных очагов, связанных с разными элементами шовной зоны, например с главными краевыми швами, оперением аллохтона и автохтона (взбросо-надвигов), границами краевых поднятий (тыловые циркообразные сбросы).

Распределение различных по морфологии разрывов и разных по механизму очагов коровых землетрясений обусловлено главным образом характером тектодинамической обстановки, т.е. особенностями распределения тектонических напряжений в земной коре. Так, общеизвестно, что для формирования надвигов благоприятна обстановка сжатия, а для образования сбросов — обстановка растяжения. Поэтому характер морфологии разрывов широко используется для реконструкции преобладающих напряжений в земной коре [Чедия, 1980]. А поскольку реальные сочетания разрывов сложны, для решения данной задачи рекомендуется привлекать парагенетические ассоциации разрывов. Вопрос этот достаточно широко освещен в литературе [Лукьянов, Щерба, 1972], и на нем нет надобности останавливаться. Здесь же важно подчеркнуть другое: на примере сложных взбросо-надвиговых зон было показано, что на фоне преобладающего на глубинах сжатия, обусловившего появление таких зон, в верхних эродированных частях поднятых блоков происходит разрядка напряжений, т.е. возникает обстановка растяжения, благоприятная для формирования циркообразных сбросов. Следовательно, **поле современных тектонических напряжений может быть пестрым. Оно меняется не только от одного тектонического блока земной коры к другому, но и в разных частях отдельных блоков, как по горизонтали, так и по вертикали**.

Суммируя сказанное можно констатировать, что механизм землетрясений зависит от типа сейсмогенерирующих структур, их морфологии и что он может меняться от разных факторов по простиранию, вкрест него и по падению этих структур. Сказывается также неодновременность активизации всех элементов сложных разрывных и шовных зон. Следовательно, реально наблюдаемая пестрота механизмов очагов землетрясений — не случайное, а закономерное явление. Из этого следует несколько выводов [Несмеянов, 1984].

¹ Следует отметить, также, что параметры разрывных структур колеблются в широких, но не безграничных пределах. Так, длина разрыва с простой разрывной зоной, как правило, на порядок величин больше ширины разрывной зоны и максимальной амплитуды смещения и на два-три порядка больше ширины подзоны сместителя [Шерман, 1977; Тектонические..., 1982; Рац, 1980].

- ❖ Если разрывная природа очага землетрясения отвечает действительности, то типизация очагов коровых землетрясений может быть связана с типизацией разрывных нарушений, которые целесообразно делить на трещины, разрывы и глубинные разломы. Типичные представители указанных классов различаются как в количественном (по размеру), так и в качественном (по специфическим особенностям строения) отношении. Соответственно, возможны количественные и качественные различия в очагах землетрясений, связанных с каждым классом разрывных нарушений.
- ❖ Физические модели очагов землетрясений, получившие наибольшее распространение, разработаны для трещин или для локальных разрывов (модели ДД, ЛНТ, stick-slip). Между тем трещины, наблюдаемые в природе, обычно не превышают по протяженности десятков и сотен метров; и только редчайшие, формировавшиеся, как правило, многостадийно, достигают 1 км и более. Следовательно, типичное одноактное трещинообразование не может обусловить возникновение сколь угодно крупного, а тем более опасного для инженерных сооружений землетрясения. Наиболее сильные землетрясения связаны, как правило, с региональными разрывами и шовными зонами.
- ❖ Особенности строения разрывов позволяют предположить возможность существования очагов, механизм которых не предусматривается моделями преобразования хаотичных трещин в магистральную. Такой механизм связан с мгновенным хрупким разрушением блоков пород (тектонических клиньев) в разрывных зонах.
- ❖ Опыт показывает, что с региональными разрывами протяженностью более 100 км и амплитудой новейших смещений в несколько км обычно связаны крупные землетрясения (в Тянь-Шане $M \geq 6,5$, $I \geq 8$ баллов). Такие разрывы обладают обычно сложными разрывными зонами, в которых очаги могут быть связаны: а) с подзонами главного сместителя, т.е. со смещениями по магистральному сместителю данной разрывной зоны; б) с подзонами второстепенных (оперяющих) сместителей, особенно в поднятом крыле разрыва, т.е. с формированием (выкалыванием) тектонических крыльев; в) с хрупким разрушением отдельных тектонических клиньев, т.е. с образованием тектонокластического материала и объединением двух смежных подзон сместителя. Очаги, связанные со второстепенными сместителями и тектоническими клиньями, могут располагаться не параллельно к главному сместителю, т.е. под углом к главному сейсмогенерирующему разрыву.
- ❖ Известная приуроченность крупных землетрясений к дизъюнктивным и дизъюнктивно-пликативным узлам объясняется благоприятными условиями для формирования здесь тектонических клиньев за счет сложных смещений по сопрягающимся под углом дислокациям разного типа (разрыв—разрыв или разрыв—поднятие).
- ❖ Простейшая морфологическая классификация разрывов на сдвиги, сбросы, взбросы (и надвиги) обеспечивает весь диапазон известного разнообразия механизмов очагов землетрясений. Анализ строения сложных разрывных зон свидетельствует о возможности возникновения очагов с различным механизмом в пределах одного сечения разрыва (особенно у взбросо-надвигов).
- ❖ В активных эпиплатформенных новейших орогенах (например, Тянь-Шане) крупные землетрясения обычно связаны с флексурно-разрывными и шовно-депресссионными зонами, т.е. с шовными зонами, включающими один или два краевых региональных разрыва.
- ❖ Плейстосейстовые области, а, следовательно, и очаги крупных землетрясений (с $M \geq 7$ и $I \geq 9$ баллов) либо перекрывают целиком отрезок шовной зоны, либо связаны с краевым региональным разрывом, либо, наконец, приурочены к разрывному же оперению такого разрыва, обычно текущему или ограничивающему краевое поднятие шовной зоны. Во всех случаях возможны вариации механизма землетрясений, свойственные крупным разрывам разной морфологии.
- ❖ Шовные зоны, сходные между собой по размеру и общему структурному положению, могут существенно различаться по строению в зависимости от тектодинамической обстановки формирования. Непостоянство в пространстве этой обстановки обуславливает неоднородность строения разных отрезков шовной зоны. Данные обстоятельства определяют особенности непостоянства всех характеристик очагов землетрясений не только в разных шовных зонах, но и по простираанию одной зоны.
- ❖ Возможна связь довольно крупных очагов (с M до 6,5 и I до 8 баллов) с локальными разрывами на участках активной современной структурной перестройки крупных поднятий.

7.1.3. Разрывные структуры и очаги коровых землетрясений

Проблема соотношения коровых землетрясений с разномасштабными разрывными структурами изучена явно недостаточно. В настоящее время ее можно обсуждать в самом предварительном виде.

Связь с отдельными новейшими разрывами, выделяемыми с применением возрастного расчленения рельефа, характерна, по-видимому, лишь для относительно небольших землетрясений. При этом

они могут приурочиваться не только к магистральным разрывам, но и к второстепенным или оперяющим магистральный разрыв.

Гораздо большее разнообразие рассматриваемых соотношений наблюдается в шовных зонах. Разнообразие это обуславливается как различием типов шовных зон (различием тектодинамической обстановки возникновения землетрясения), так и величиной возникающего землетрясения (интенсивностью напряженного состояния соответствующей области земных недр).

Обычной считается ситуация тяготения даже крупнейших сейсмических очагов к магистральным разрывам в пределах шовной зоны. Наиболее типична связь землетрясений с краевыми швами шовно-депресссионных зон (рис. 7.2). Действительно во многих сеймотектонических исследованиях по Средней Азии землетрясения данного района связываются исключительно с одним из региональных разрывов, т.е. преимущественно с краевыми разрывными швами [Бабаев и др., 1978]. Такая ситуация характерна, например, для шовно-депресссионных и рифтовых зон с двумя крупными краевыми разрывами.

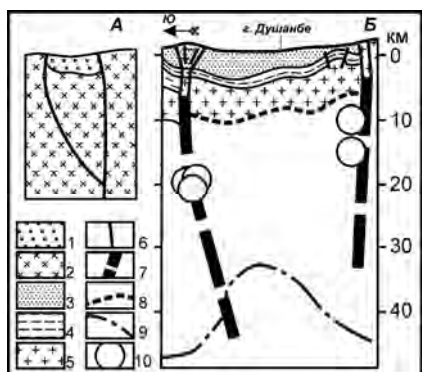


Рис. 7.2. Глубинное строение шовно-депресссионных зон

[Несмеянов, Бархатов, 1978₁]

А — гипотетический разрез зоны шовных впадин (по С.А. Несмеянову [1970, 1971₁], с упрощениями);

Б — разрез земной коры через Предгиссарскую впадину на меридиане г. Душанбе (по В.К. Кулагину и М.Л. Белеловскому [1974], с дополнениями)

1 — мезо-кайнозойский чехол; 2 — фундамент; 3 — кайнозойская группа; 4 — мезозойская группа; 5 — палеозойская группа; 6 — разрывы; 7 — глубинные разломы; 8 — поверхность кристаллического фундамента; 9 — подошва земной коры; 10 — гипоцентры землетрясений с К-11

В локальных рифтоподобных структурах сейсмические очаги могут связываться с осевым грабеном, продолжая его раздробление и прогибание. Подобная картина наблюдалась в пределах Могодского локального рифта на севере Монголии. Здесь возрастное расчленение рельефа и корреляции геоморфологических уровней (преимущественно древнего пенеплена) позволили выявить Могодский свод, нарушенный системой глубоких рифтообразных грабенов (рис. 7.3 А, Б).

Формирование этой структуры сопровождалось активным четвертичным вулканизмом. Глубина грабенов (до 0,5 км) соизмерима с высотой сводообразования, а частично, возможно, превышает ее. С формированием данной системы грабенов связано Могодское землетрясение 5 января 1967 года с $M=7,5$, $I_0=10$. В результате землетрясения по оси цепи грабенов образовалась сложная линейная система сейсмодислокаций (рис. 7.4) [Несмеянов и др., 1976; Несмеянов, 2004; Рогожин, 2012; Рогожин и др., 2011]. Главная сейсмотрещина данной системы протянулась по днищу главного грабена параллельно прекрасно выраженному в рельефе эскарпу новейшего разрыва, который ограничивает его восточный борт. Эта трещина может рассматриваться как заложение параллельного разрыва и формирования ступенчатого строения восточного борта рифтового грабена. Однако движения по всей системе сейсмодислокаций были сложными. Например, праводвиговая компонента с амплитудой 2,5 м отмечается для южной из меридиональных Могодских трещин [Сейсмическое..., 1980].

Часто наблюдаются более сложные ситуации. Так, крупные землетрясения, связанные с шовными зонами, могут занимать различное структурное положение. Это хорошо видно на примере южного борта Тянь-Шаня, т.е. Предгиссаро-Кокшаальской шовно-депресссионной зоны (рис. 7.5).

Плейстосейстовые области разрушительных землетрясений здесь либо перекрывают целиком отдельные отрезки этой шовной зоны, либо тяготеют к одному из ее бортов. В первом случае очаг землетрясения (например, Хаитского 1949 г.) связан, по-видимому, с обоими краевыми швами, а во втором — приурочен к одному из таких швов (например, Каратагского 1907 г.) или к его дизъюнктивному оперению (например, Гармского 1941 г.). Оба крайних варианта могут проявляться в одном районе, как это видно на примере Гарм-Хаитского отрезка рассматриваемой шовной зоны. Естественно, что тип разрывных смещений в этих вариантах структурного положения очагов может быть неодинаков. Следовательно, возможны различия в механизме очагов землетрясений, обусловленных данными смещениями.

Особый интерес представляют землетрясения, очаги которых связаны с обоими краями шовно-депресссионных зон и есть возможность выявить участие каждого из этих краев.

Именно такую возможность установить связь сейсмической деятельности обоих краевых швов, т.е. их принадлежность единой более крупной структуре — шовно-депресссионной зоне, можно видеть на прекрасно описанном И.Е. Губиным [1960] примере Файзабадской группы землетрясений 12 января 1943 г. (см. рис. 7.5). Она имела четыре плейстосейстовые области и проявилась серией подземных толчков с максимальной магнитудой 6 и интенсивностью 8-9 баллов. Первые 8-9-балльные толчки, которые И.Е. Губин рассматривает как одно собственно Файзабадское землетрясение, произошли в ночь с 11 на

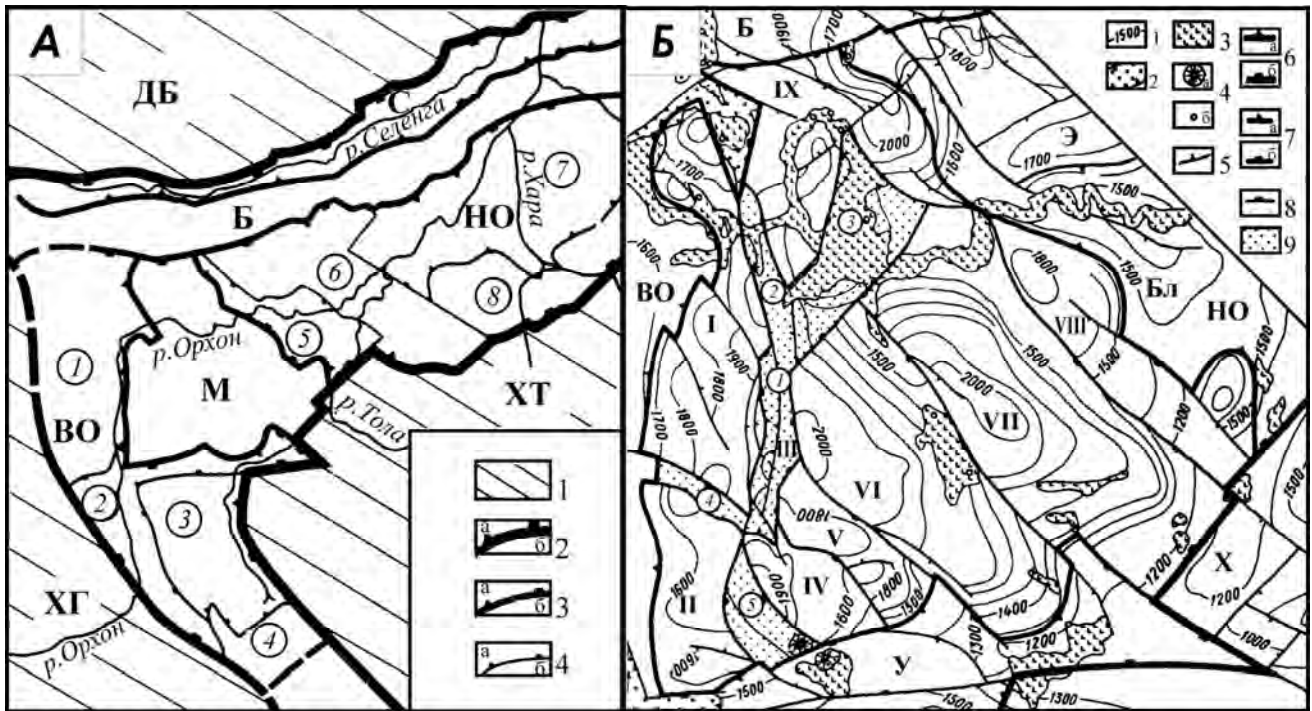


Рис. 7.3. Неоструктурное положение и строение Могодского рифтового свода в Монголии

[Несмеянов, Бархатов, 1978₂].

Для **А**: 1 — мегасводы (ДБ — Джидинско-Бутулиннинский, ХГ — Хангайский, ХТ — Хэнтэйский); 2 — границы мегасводов и Орхон-Селенгинской депрессионной зоны (а — пликативные, б — разрывные); 3-4 — границы региональных структур внутри депрессионной зоны (а — пликативные, б — разрывные): 3 — первого порядка (С — Селенгинская цепь впадин, Б — Буриннуиринская гряда поднятий, ВО — Верхнеорхонская депрессия, М — Могодский свод, НО — Нижнеорхонская депрессия); 4 — второго порядка (цифры в кружках: 1 — Нарингинское плато, 2 — Угейнурская впадина, 3 — Хашиятинское плато, 4 — Буридунское поднятие, 5 — Булганская впадина, 6 — Эрдэнэтское поднятие, 7 — Дарханская впадина, 8 — Баянгольское поднятие).

Для **Б**: 1 — изолинии деформаций мезозойского пенеплена; 2 — верхнемезозойские отложения; 3 — кайнозойские базальты; 4 — вулканические аппараты (а — хорошо сохранившиеся вулканы, б — предполагаемые центры извержений); 5 — разрывы; 6 — границы (а — пликативные, б — разрывные) Хэнтэйского мегасвода (Х) и Орхон-Селенгинской депрессионной зоны; 7 — границы региональных структур внутри депрессионной зоны (а — пликативные, б — разрывные) первого порядка (Б — Буриннуиринская гряда поднятий, ВО — Верхне-орхонская депрессия, НО — Нижнеорхонская депрессия); 8 — то же, второго порядка (У — Угейнурская впадина, Бл — Булганская впадина, Э — Эрдэнэтское поднятие); 9 — рифтовые впадины; структуры Могодского свода: I — Намгоннуиринский блок, II — Цзодогинский блок, III — Могодский рифт (цифры в кружках рифтовые грабены: 1 — Харанурский, 2 — Харойхудейский, 3 — Дэлгэрбинский, 4 — Хучжиртинский, 5 — Баян-дцурхинский), IV — Харатулинский блок, V — Абзогхорханский блок, VI — Халцзанхамарский блок, VII — Баянундурский блок, VIII — Баянцурихский блок, IX — Дуланхаринский блок.

12 января и были приурочены к северной половине шовно-депрессионной зоны. Для них выделено четыре участка максимальных сотрясений, которые связываются с единовременными, но самостоятельными очагами. Два из них охватывали оба крыла главной ветви Гиссаро-Кокшаальской системы разрывов, а два располагались в ее северном поднятом крыле. Днем 12 января 8-9-балльные толчки, произошли в двух районах на южном борту шовной зоны в поднятом крыле Илякского регионального надвига, имеющего глубинное проникновение (Деишинское и Кафдонское землетрясения). Далее к западу в том же крыле проявились 7-балльные толчки (Ташбулакское землетрясение). В оценке глубины гипоцентров перечисленных толчков имеются большие разногласия (по изосейстам высших баллов — 2-3 км, по изосейстам средних баллов — 5-7 км, а по инструментальным данным — 15-20 км). И.Е. Губин принимает величину 7-15 км. Вполне вероятно поэтому, что южные толчки связаны со сместителем или южным крылом Илякского надвига. Об этом свидетельствует и форма изосейст, чрезвычайно сближенных между собой на севере. Следовательно, и Файзабадская группа землетрясений, и собственно Файзабадское землетрясение характеризуются мозаичной плейстосейстовой областью, которая охватывала все элементы шовной зоны. Но при этом явственно ощущается тяготение главных толчков к сместителям и поднятым крыльям ее краевых разрывных швов.

Скорее всего, здесь имеет место сложный, даже составной очаг землетрясения. Очевидно, традиционное представление о единстве системы: тектонический разрыв — сеймотектоническая дислокация — очаг землетрясения и о единстве механизма смещений во всех элементах данной системы соблюдается далеко не всегда.

В крупнейших сейсмических очагах, вышедших на земную поверхность, наблюдается одновременное спаривание нескольких сеймотектонических разрывов. Для подтверждения можно привести два примера [Рогожин, 2012; Рогожин и др., 2011].

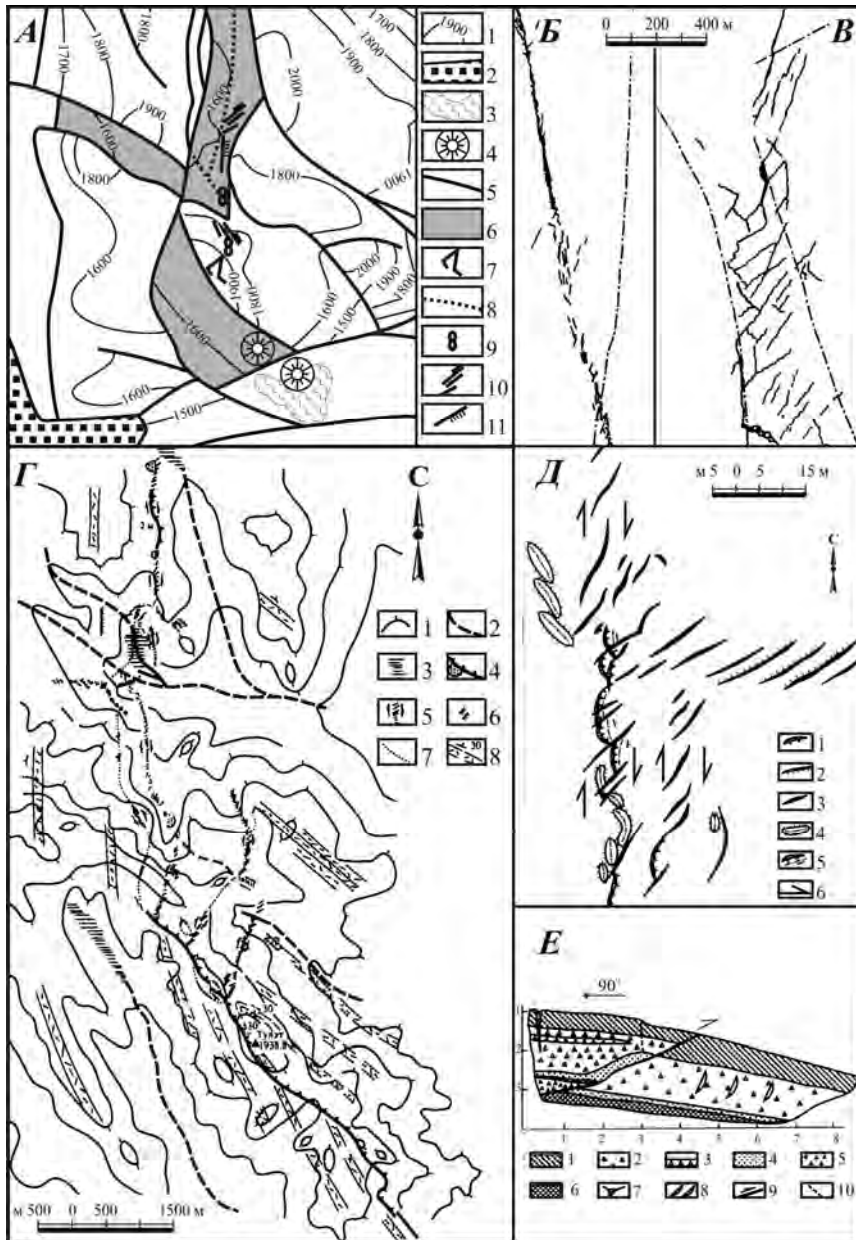


Рис. 7.4. Сейсмотектонические дислокации Могодского землетрясения 5 января 1967 г (M=7,5) в Северной Монголии.

А — Расположение основных типов сейсмодислокаций в южной части Могодского рифта
[Сейсмическое..., 1980].

1 — изолинии деформаций мезозойского пенеплена, 2 — верхнемезозойские отложения, 3 — кайнозойские базальты, 4 — вулканические аппараты, 5 — границы тектонических блоков (см. рис. 7.3), 6 — рифтовые впадины, 7 — косые трещины в скальном массиве, 8 — узкая прямолинейная зона, 9 — зона ромбовидных блоков, 10 — зона разобренных диагональных трещин, 11 — структура “конского хвоста”.

Б — Пересечение прямолинейной Могодской сейсмодислокации 1967 г с более древней
(показана штрихпунктиром)
[Сейсмическое..., 1980].

В — Вариант разобренных диагональных трещин, развитых на участке пересечения сейсмодислокацией долины (с мощностью рыхлых отложений до 20 м и неглубоким уровнем грунтовых вод)
[Сейсмическое..., 1980].

Г — Район узла сочленения двух ветвей сейсморазрыва
[Рогожин, Балжинням, 1995].

1 — условные горизонтали рельефа, 2 — ручьи и временные водотоки, 3 — заболоченные участки, 4 — магистральные сейсморазрывы взбросо-сдвигового типа (точки — подпрудные озера и лужи), 5 — кулисообразные системы трещин и валов, 6 — трещины сбросо-сдвигового типа, 7 — плохо сохранившиеся участки сейсморазрывов и трещин, 8 — слои коренных пород (вулканитов верхнего триаса и нижней юры) и знаки простирания и падения слоев, число возле знака — угол в градусах.

Д — Участок усложнения меридиональной ветви сейсморазрыва в 9 км от ее южного окончания [Рогожин, Балжинням, 1995].
1 — взбросовые уступы, 2 — сбросовые уступы, 3 — трещины отрыва зияющие, 4 — валы симметричные, 5 — валы асимметричные, 6 — направление сдвига.

Е — Тренчинг меридианальной ветви сейсморазрыва примерно в 30 км от ее южного окончания [Рогожин, Балжинням, 1995].
1 — почвы, 2 — супесь со щебнем и дресвой вулканитов, 3 — крупный щебень, 4 — кварцевый песок, 5 — щебень с рыхлым песчаным цементом, 6 — озерные пески с обломками вулканитов, 7 — трещина, заполненная почвой, 8 — раскрытые трещины, 9 — основной сейсморазрыв, 10 — оперяющая плоскость сейсморазрыва.

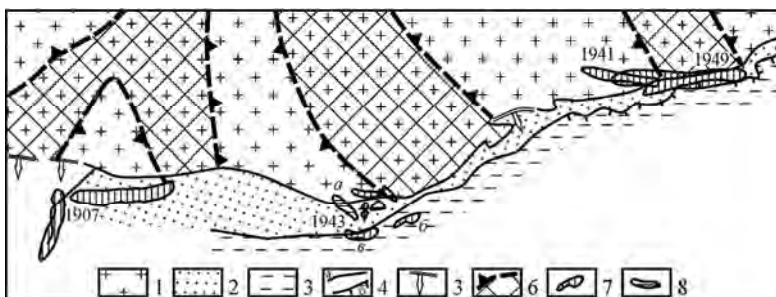


Рис. 7.5. Плейстосейсмические области крупнейших землетрясений, связанных с западной частью Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны [Несмеянов, 1984].

1 — Гиссаро-Алай; 2 — депрессионная часть Предгиссаро-Кокшаальской шовной зоны; 3 — Афгано-Таджикская депрессия и Северный Памир; 4 — краевые региональные разрывы шовной зоны (а — взбросо-надвиги и сбросы, б — надвиги); 5 — региональная флексура; 6 — региональные поперечные поднятия Гиссаро-Алая; 7-8 — плейстосейсмические области сильных землетрясений (цифрой указан год): 7 — 9-бальных, 8 — 8-бальных для Файзабадской группы землетрясений 1943 г.

Буквами обозначены плейстосейсмические области землетрясений: а — Файзабадского, б — Деишинского, в — Кафдонского.

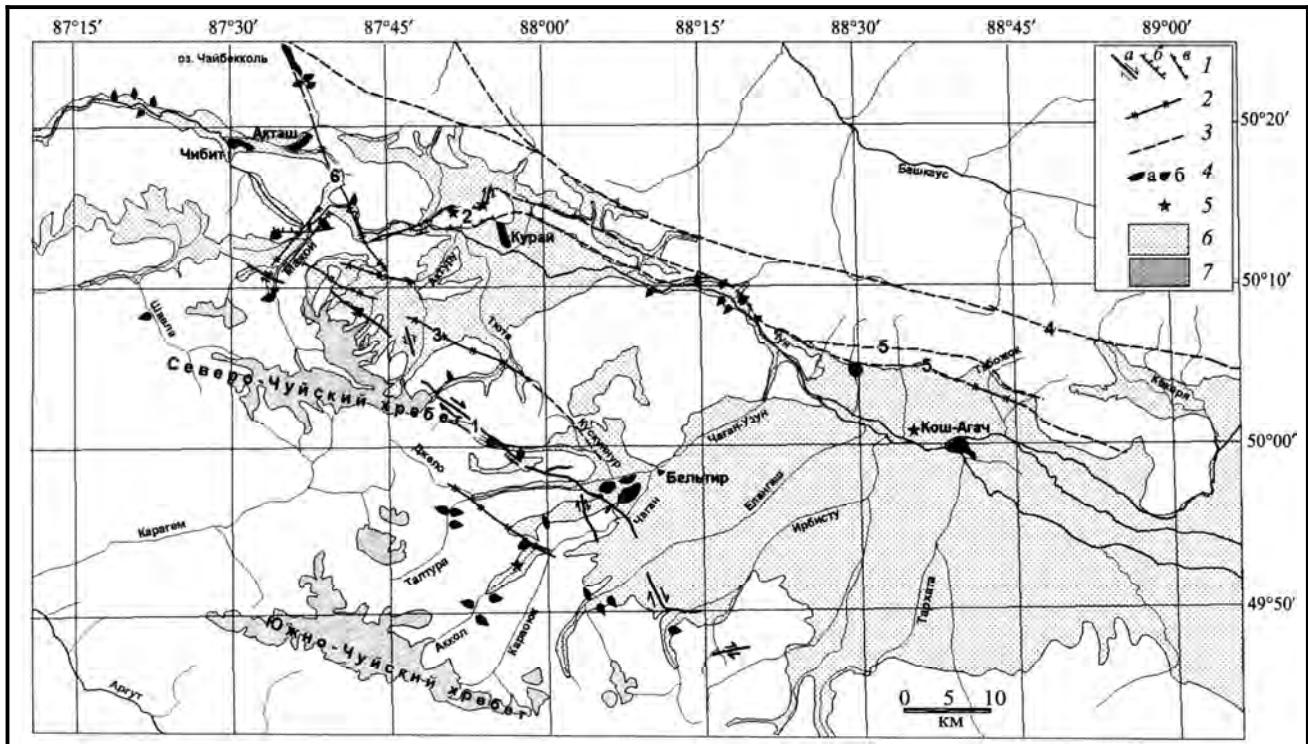


Рис. 7.6. Карта распространения активных разломов и палеосейсмодислокаций Алтайского землетрясения [Рогожин и др., 2011]

1-2 — разрывные сейсмодислокации Алтайского землетрясения 2003 г. (1: а — сдвиги, б — сбросы, в — взбросы; 2 — разломы, обновленные в процессе резонансных колебаний); 3 — крупнейшие активные разломы; 4 — сейсмогравитационные палеосейсмодислокации: а — оползни; б — обвалы и каменные лавины; 5 — древние разжижения грунта; 6 — четвертичные озерные, речные и ледниковые отложения; 7 — крупнейшие современные ледники. Цифрами на карте обозначены: 1 — основной сейсморазрыв Алтайского землетрясения 2003 г.; 2 — Центрально-Курайская антиклинальная гряда; 3 — передовой приразломный уступ Северо-Чуйского хребта; 4 — Кубадринский активный разлом; 5 — Курайский активный разлом; 6 — Чибитский активный разлом

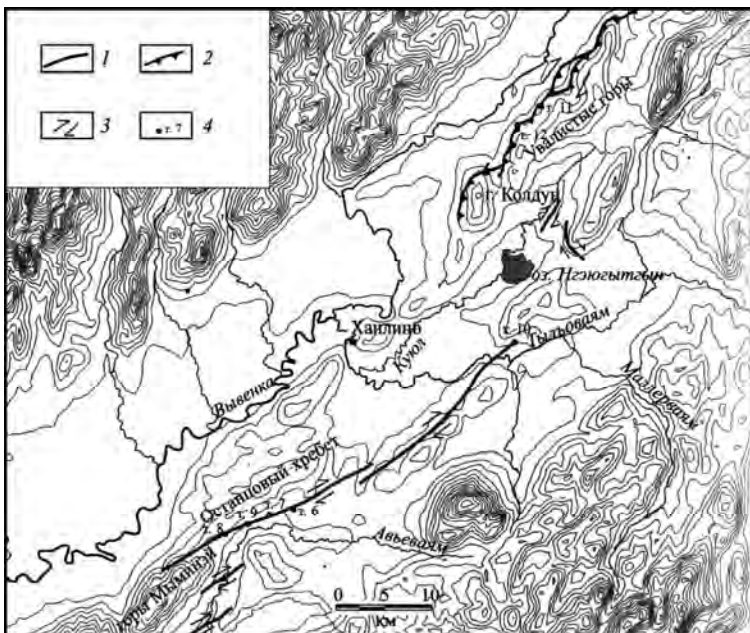


Рис. 7.7. Схема строения центрального и северо-восточного участков зоны сеймотектонических нарушений Олюторского землетрясения [Рогожин и др., 2011]

1 — сдвиги; 2 — взбросо-надвиги, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла; 3 — направление горизонтального смещения; 4 — точки наблюдения. Горизонтали рельефа проведены через 50 м

сдвигами и взбросо-сдвигами. Общая протяженность выхода очага на земную поверхность в виде сложной системы сейсморазрывов составляет 140 км. Наблюдаются три кулисообразно подставляющие друг друга разрывные ветви длиной от 16 до 75 км. Общее строение вышедшей на поверхность части очага гетерогенно. Кинематика и амплитуда смещений меняются по простиранию. Юго-западная часть его имеет смешанную левосдвиговую и правосдвиговую кинематику по сопряженным разрывам северо-западного и

1. Алтайское (Чуйское) землетрясение 27 сентября 2003 года на юге Горного Алтая с $M=7,3$ и $I_0=9$ (рис. 7.6). Здесь одновременно проявились сдвиговые, сбросовые, взбросовые и комплексные сейсморазрывы. При этом фиксировалось образование сейсморовов шириной до 10 м, глубиной более 30 м и протяженностью до 300 м. Суммарные размеры зоны выхода очага на поверхность оцениваются по протяженности в 70 км, а общее правостороннее смещение - амплитудой до 1,5 м. В очаговой зоне обнаружены первичные и вторичные палеосейсмодислокации, свидетельствующие о исторических землетрясениях с M от 7,0 до 8,0 с датировками 230-300, 1100, 1900-2000, 2500, 3200, 4000, 4600 и 7800-8000 лет назад. Период повторяемости сильных землетрясений оценивается в 500-900 лет.

2. Олюторское землетрясение 20 апреля 2006 года на востоке Чукотки с $M_S=7,8$, $I_0=8-9$ (рис. 7.7). Основные сеймотектонические смещения представлены

северо-восточного простираний с амплитудами сдвига до 1,3 — 1,8 м. Восточнее проявляется левый сдвиг с взбросовой компонентой. Амплитуда горизонтальных смещений до 0,3-0,8 м, а вертикальных — до 0,7 м. На центральном участке сейморазрыв имеет правосдвиговое смещение с амплитудой до 1,3-3 м. На северо-восточном сегменте доминирует взбросо-сдвиговая составляющая с амплитудой правосдвигового смещения 1 м. Изучение палеосейсмодислокаций показало, что с современным очагом совпадали древние очаги с $M=7,0-7,5$ датируемые 7000-6000, 5700-5100, 3700-3500, 2500-2000 и 1000-600 лет назад. Общий период повторяемости оценивается в 1200-1500 лет.

Оба последних примера, как и материалы по рассмотренному выше Файзабадскому землетрясению, показывают, что крупные землетрясения могут иметь весьма сложное строение очаговых зон с несколькими очаговыми разрывами различной кинематики. Не исключено, что такие гетерогенные макро очаги следует рассматривать как комплекс синхронных, но разнородных локальных очагов.

В результате можно полагать, что наряду с разномасштабными сейсмогенерирующими структурами, обладающими различной сложностью строения, следует выделять простые и сложно построенные сейсмические очаги. И эти сложные системы и их сочетания заслуживают самостоятельного изучения.

7.1.4. Глубина проникновения сейсмогенерирующих структур

Сложным и слабо изученным является вопрос о распространении разломов на глубину и строении их глубинных частей, поскольку общеизвестно различие строения верхней и нижней частей земной коры. Это различие проявляется не только в составе земной коры (ее разделение на “гранито-гнейсовый” и “базальтовый” слои), но и в дискордантности проведения верхней и нижней ее границ (сокращение мощности коры под равнинами и впадинами и формирование “корней гор”). Эти различия должны сказываться на специфике и сложности строения шовных зон глубинного проникновения и на определенной разнотипности верхнекоровых и нижнекоровых сейсмогенерирующих структур.

В последнее время ширятся геофизические материалы об отличии приповерхностного и глубинного структурных планов. В ряде регионов (Крым, Северо-Западный Кавказ, юг Русской платформы и др.) дислокации в верхней мантии и основании земной коры поперечны к приповерхностным структурам [Соллогуб, Чекунов, 1983]. Это обстоятельство считается подтверждением затухания многих разломов внутри земной коры, существования не выходящих на земную поверхность (“слепых”) глубинных разломов иного простирания, чем приповерхностные. Оно же привлекается для объяснения распределения наложенных приповерхностных поперечных структур и поперечной ориентировки плейстосейстовых областей ряда глубоких землетрясений [Соллогуб, 1982]. Данные материалы нашли отражение в представлении о тектонической расчлененности литосферы, которая трактуется как чередование литопластин и астенослоев. Относительное смещение литопластин и их дисгармоничная дислоцированность представляются следствием течения горных масс в астенослоях. С литопластинами связывается формирование разрывных структур и очагов землетрясений, т.е. сейсмоактивные слои [Тектоническая..., 1982].

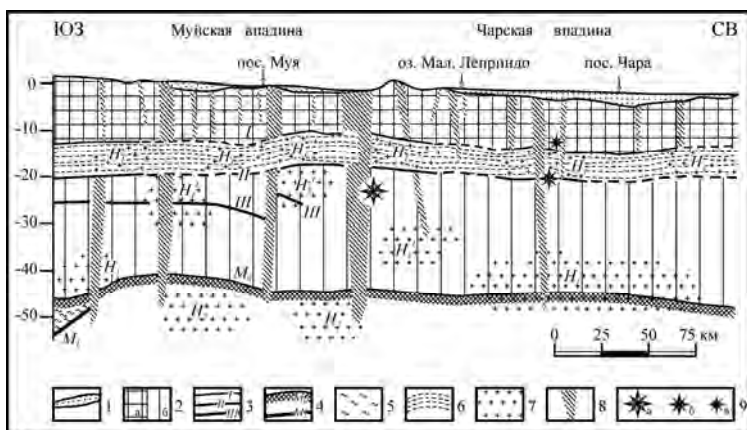


Рис. 7.8. Схематизированный разрез Чаро-Муйского района Байкальской рифтовой зоны, по данным ГСЗ и МТЗ [Ружич, 1981].

1 — неоген-четвертичные терригенные отложения в рифтовых впадинах; 2 — надволноводный (а) и подволноводный (б) слои; 3-4 — границы разделов в литосфере по данным ГСЗ; 3 — в земной коре, 4 — в верхней мантии и ее кровле; 5 — волновод в верхней мантии; 6 — внутрикоровый волновод; 7 — области повышенной электропроводности в земной коре (H_1 и H_1^1) и в верхней мантии (H_2) по данным МТЗ; 8 — разломы; 9 — положение гипоцентров Муйского и Кадарского землетрясений с различными магнитудами (а — $M=7,8$; б — $M=5,6$; в — $M=4,7$).

Однако на самом деле соотношения глубинных разломов со слоями литосферы могут быть более сложными. Об этом свидетельствует общеизвестный факт существования сейсмоактивных слоев в зонах Беньофа, т.е. зоны возникновения землетрясений поперечны к субдуцирующей пластине или к глубинному разлому. В Байкальской рифтовой зоне также фиксируются сейсмоактивные слои, подкоровый и внутрикоровый волноводы (астенослои). По сейсмологическим материалам, здесь среди глубинных разломов выделяются как пересекающие внутрикоровый волновод, расположенный на глубинах 10-17 км, так и прерывающиеся им (рис. 7.8). Связанные с разломами очаги сильных землетрясений расположены выше и ниже данного волновода, но часто тяготеют к его кровле и подошве, т.е. к границам изменения физико-химических свойств горных пород. В то же время около 50% очагов слабых ($K=7-8$) землетрясений расположено в интервале глубин, близком к волноводу

(15-22 км). Но статистический максимум слабых землетрясений в Байкальской рифтовой зоне приходится на глубину в 15 км. Следовательно, здесь по концентрации слабых землетрясений нельзя прогнозировать размещение сильных, рост энергии которых сопровождается увеличением глубины их очагов. Качественный анализ термобарических характеристик земной коры данной области позволяет предполагать, что оптимальные условия для возникновения разрушительных ($M=7,5-8,0$) землетрясений существуют здесь на глубинах 20-30 км, где горные породы могут оказать наибольшее сопротивление разрушению, т.е. вероятны максимальные тектонические напряжения [Ружич, 1981].

Таким образом, горизонтальная слоистость литосферы, характерная для глубинных как блоковых, так и разрывных структур, сама по себе не противоречит глубокому проникновению разломов, выраженных на поверхности шовными зонами. Но она позволяет предполагать существенно различное строение зон глубинных разломов в разных слоях литосферы. Так, С.И. Шерман [1977] на основе существующих представлений о вертикальной зональности дислокационного метаморфизма предложил вариант распространения разных типов пород (тектонитов) в зонах генеральных (глубинных) разломов. Формирование глубинных разломов, по-видимому, не может трактоваться только с позиций хрупкого разрушения. По мнению ряда исследователей, в их зонах большую роль играет квазипластическое, пластическое и вязкое течение вещества¹. При этом нижней границей проникновения разлома предлагается считать глубину не только хрупкого разрушения, но и течения вещества в его зоне, а также глубину, с которой в эту зону внедряются магматические образования [Шерман, 1977; Саньков, 1981]. Полагая, что концы разрывов являются концентраторами тектонических напряжений, С.И. Шерман и Р.М. Лобацкая [1973] фиксируют нижнюю границу проникновения разломов по глубине скопления связанных с этими разломами гипоцентров землетрясений. Однако это скорее относится к слабым землетрясениям и к разрывам, которые проникают только до верхнего волновода. Такие разрывы могут быть и локальными длиной всего 15-20 км, т.к. согласно экспериментальным наблюдениям и статистическим соотношениям глубина проникновения таких разрывов примерно равна их горизонтальной протяженности [Кузнецова, 1969; Ружич, 1981; Шерман, 1977]. Для более крупных локальных разрывов протяженностью до 75 км допускается возможность проникновения до глубин 25-40 км. На этом основании некоторые исследователи предполагают меньшую дизъюнктивную нарушенность нижних частей земной коры [Ружич, 1981]. Тем не менее, в ряде орогенов юга Евразии (Тянь-Шань, Памир, Гималаи и др.) максимальная плотность очагов землетрясений (сейсмогенных дислокаций) приходится на глубины около 30-40 км [Щукин, Люстих, 1981]. Но в Байкальской рифтовой области, как и высокоактивном орогене Северного Тянь-Шаня, большинство землетрясений происходит в верхах земной коры, а максимальное количество сейсмической энергии за счет сильных землетрясений выделяется в средней и нижней ее частях [Уразаев и др., 1976; Ружич, 1981]. С этим фактом согласуется представление о том, что наиболее крупные разрывные нарушения активизируются на глубинах, где возникают очаги сильных землетрясений [Макаров, Щукин, 1979].

Из сказанного следует, что в некоторых регионах наблюдается существование двух сейсмоактивных слоев. В таких регионах могут быть опасны и зоны ВОЗ из нижнекорового и верхнемантийного слоев. Часть таких зон связана с глубинными разломами. Но бывают сейсмоактивны и другие глубинные структуры. В большинстве регионов зоны ВОЗ с сильными землетрясениями принадлежат верхнему сейсмоактивному слою, т.е. являются верхнекоровыми, где сейсмогенерирующие структуры (СГС), в которых возникают сильные землетрясения, имеют тектоническую, часто разрывную природу. И именно такие СГС обычно представлены в верхах земной коры шовными зонами и выявляются с применением возрастного расчленения рельефа.

7.1.5. Значение и типы поперечных структур

Выше уже рассматривалась проблема сейсмогенерирующих структурных узлов. При этом отмечалось, что в одних регионах наиболее сильные землетрясения связаны преимущественно с подобными узлами [Ранцман, 1979], а в других — очередные очаги возникают на участках сейсмогенерирующих линеаментов, между предыдущими очагами [Ибрагимов, 1976], т.е. в общем случае — в междуузлиях.

Сложная ситуация характерна для юго-востока Средней Азии. Здесь сеймотектонический метод широко используется в узбекской части Тянь-Шаня [Ибрагимов, 1978], а идея сейсмоактивных узлов успешно применяется в его таджикской и киргизской частях [Джанузаков, Ильясов, Калмурзаев и др., 1979; Рейман, Бабаев, Винниченко, 1969]. Такая методическая чересполосица в пределах единого орогена свидетельствует о слабой увязке сеймотектонических исследований, проводящихся в смежных государствах. В результате даже число сейсмогенерирующих структур (или зон наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений — зон ВОЗ) понимается не одинаково для одного и того же района, например, для Ферганской депрессии [Сейсмическое..., 1980].

¹ Эта позиция позволяет выделять особый вид разрывных структур, так называемые “вязкие” разрывы [Паталаха, 1970].

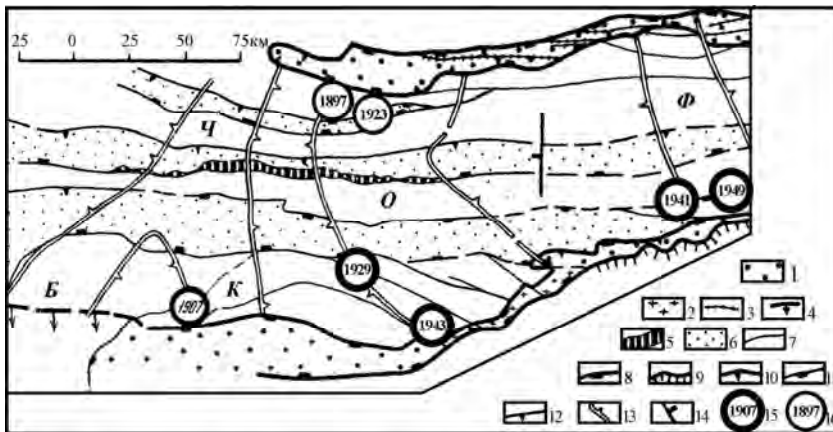


Рис. 7.9. Приуроченность крупнейших землетрясений Западного Гиссаро-Алая к новейшим структурным узлам [Несмеянов, Бархатов, 1978₁].

1-6 — структурные элементы: 1-4 — краевых шовных зон (1 — впадины, 2 — грабены, 3 — горсты и антиклинали во впадинах, 4 — региональная флексура); 5-6 — Гиссаро-Алая (5 — Зеравшанская шовная зона, 6 — зоны впадин); 7 — разрывы, связанные с развитием шовных зон; 8-13 — границы: 8-10 — краевых шовных зон (8 — взбросо-надвиговые, 9 — надвиговые, 10 — пликативные), 11-12 — региональных структур Гиссаро-Алая (11 — дизъюнктивные, 12 — пликативные), 13 — региональных поперечных поднятий (Ч — Чимтаргинского, Б — Байсунского, К — Каратагского, О — Оббурдонского, Ф — Фитуракского); 14 — поперечная флексура; 15-16 — эпицентры крупнейших землетрясений: 15 — девятибалльных, 16 — восьмибалльных.

Нарастает количество данных об определенной последовательности возникновения землетрясений вдоль СГС, т.е. о направленной миграции очагов [Никонов, 1977]. Более того, в отдельных регионах намечается последовательность возникновения очагов в различно ориентированных разрывных структурах [Ибрагимов, 1970, 1976; Ибрагимов, Абдуллабеков, 1974].

Проблема структурных узлов в значительной мере определяется типизацией поперечных структур, поскольку продольные структуры представлены, как правило, разнообразными шовными зонами.

Среди поперечных структур превалируют два основных типа: 1) поперечные разрывные структуры (шовные зоны и разрывы) и 2) поперечные поднятия. Соответственно выделяются дизъюнктивные и дизъюнктивно-пликативные узлы [Несмеянов, Бархатов, 1978₁]. Оба типа могут быть сейсмогенерирующими.

Как уже было сказано выше, на примере Большого Кавказа удалось выделить еще один тип поперечных структур — зоны поперечного дробления [Несмеянов, 1992, 1997]. Они служат как бы “разделителями” сегментов линейных орогенов с разной сейсмичностью. Их отличительной особенностью является затухание в их пределах основных продольных шовных зон, развитых в смежных сегментах и являющихся там сейсмогенерирующими структурами. Так, при приближении к Пшехско-Адлерской зоне дробления с востока, затухают продольные Мзымтинская и Пшекиш-Тырныаузская шовно-депресссионные зоны, а при приближении к Туапсинской зоне дробления с запада, затухает Михайловская шовно-депресссионная зона.

Следует отметить, что зоны поперечного дробления могут иметь различное строение и древность заложения. Пшехско-Адлерская меридиональная зона представляет собой систему новейших фронтальных (с запада) поднятий и тыловых (с востока) грабенов. Заложилась эта зона еще в юрском периоде в виде поперечного поднятия [Милановский, 1968; Несмеянов, 1992]. Туапсинская зона образована сложной системой поперечных грабенов, сформировавшихся в новейшее время [Несмеянов, 1992]. В первом случае поперечное дробление осуществлялось на фоне преобладания поперечных унаследованных воздыманий, а во втором, — на фоне новейших поперечных прогибаний.

Таким образом, поперечные структуры, по-видимому, делятся на *разделительные*, несейсмогенерирующие и *узлообразующие*, сейсмогенерирующие. Узлообразующие поперечные структуры характеризуются преобладанием воздыманий, связанных с дизъюнктивными и дизъюнктивно-пликативными деформациями. Соответственно, формируются дизъюнктивные и дизъюнктивно-пликативные структурные, обычно сейсмогенерирующие, узлы.

7.1.6. Сейсмогенерирующие структуры в разнородных орогенах

Сейсмогенерирующие структуры в областях с различными тектоническими режимами, в том числе, в разнородных орогенах, могут отличаться определенной спецификой строения и истории развития.

Наиболее распространенными современными тектоническими режимами развития, в которых возникают сильные землетрясения на континентах, являются островодужный, орогенический и платформенно-орогенический (точнее платформенные области с тенденцией к воздыманию). На платфор-

Наши исследования в Северном и Южном Тянь-Шане свидетельствуют в пользу методики выделения сейсмоактивных узлов [Алешин и др., 1979; Несмеянов, Бархатов, 1978₁]. В качестве примера можно привести результаты исследований в Западном Гиссаро-Алае. Здесь со структурных позиций предложено разделять сейсмоактивные узлы на дизъюнктивные и дизъюнктивно-пликативные. Очаги крупнейших землетрясений связаны с дизъюнктивно-пликативными узлами пересечения шовных зон с поперечными мегаподнятиями древнего заложения меридиональной и северо-западной ориентировки (рис. 7.9). Характерно, что крупные землетрясения тяготеют к краевым частям поперечных поднятий, т.е. участкам повышенной дифференцированности орогенических движений.

мах землетрясения наиболее вероятны в приорогенических областях. Все эти области пригодны для эффективного возрастного расчленения рельефа и детального неоструктурного районирования.

При типизации орогенов в рассматриваемом аспекте важны:

- ❖ различия в их активности, влияющие, очевидно, и на активность сейсмического процесса (через уровень максимальных магнитуд землетрясений и их повторяемость, т.е. сейсмический режим);
- ❖ принадлежность к различным геодинамическим системам, обуславливающим, вероятно, различия развития орогенеза, специфике строения их террасовых рядов и т.п.

Специфическими можно считать ситуации:

- островодужно-субдукционную (Курилы) с возможностью ряда (более двух) сейсмоактивных слоев, способных продуцировать сильные сейсмические воздействия на земной поверхности: при этом на каждом уровне возможны специфические сейсмогенерирующие структуры; в верхнем слое преобладают СГС, формирующиеся в условиях латерального сжатия и сдвига;
- рифтогенеза (Байкальская зона) с проявлением относительного латерального растяжения; преобладают СГС шовно-депресссионного и шовно-сбросового типов;
- рекуррентного дегляциального орогенеза (Скандинавский щит) с чрезвычайно активными, но снижающими свою активность к современности, воздыманиями; типы СГС изучены слабо; вероятны как шовно-депресссионные и шовно-сбросовые зоны, так и отдельные аномально воздымающиеся горсты;
- стабильных и слабо воздымающихся платформенных областей (Русская плита), где сейсмогенерирующими могут быть погребенные активизирующиеся древние шовные структуры различного типа (преимущественно авлакогены) [Несмеянов, 2012₂].

Перечисленные характеристики должны учитываться при сейсмическом районировании крупных территорий. Это позволит уточнить специфику распределения СГС разных типов, а возможно и специфику распределения механизмов землетрясений. Соответственно, могут варьировать типы поперечных структур и типы структурных узлов.

7.2. Составление тектонической основы сейсмического районирования.

Сейсмическое районирование проводится с различной детальностью, отвечающей решению различных задач. Соответственно меняется характер используемой тектонической основы.

7.2.1. Масштабы сейсмического районирования.

Традиционно существует три разномасштабных уровня сейсмического районирования, на каждом из которых при составлении тектонической основы используются материалы возрастного расчленения рельефа, корреляции геоморфологических уровней и неоструктурного районирования. Это - обзорное и детальное сейсмическое районирование и сейсмическое микрорайонирование.

Обзорное сейсмическое районирование (ОСР) проводится обычно в масштабах 1:8 000 000 — 1:2 500 000, детальное сейсмическое районирование (ДСР), а также уточнение исходной сейсмичности (УИС) — 1:1 000 000— 1:200 000, а сейсмическое микрорайонирование (СМР), в крупных масштабах, соответствующих масштабам инженерных изысканий. При ОСР, ДСР и УИС, когда главной целью является обособление зон возможных опасных землетрясений (зон ВОЗ), структурно-геоморфологические, сейсмологические и геофизические исследования используются для выделения и классификации сейсмогенерирующих структур (СГС), служащих структурной основой зон ВОЗ. Развитие таких структур сопровождается сильными землетрясениями.

Обзорное сейсмическое районирование периодически обновляется и считается нормативным документом для строительства. Комплект нормативных карт обзорного сейсмического районирования сопровождается списком городов и населенных пунктов с указанием возможной в них сейсмической балльности [Комплект..., 1999].

Главным препятствием для осуществления полноценного детального сейсмического районирования (ДСР) в подавляющем большинстве регионов является необходимость проведения весьма трудоемких и дорогостоящих геофизических исследований (типа ГСЗ и т.п.), а также длительных сейсмологических наблюдений за местной сейсмичностью. Поэтому, как правило, предлагаются те или иные упрощенные варианты ДСР, результаты которых характеризуются соответствующими недостатками, т.е. пониженной надежностью.

В настоящее время намечается два направления в реализации ДСР, которые можно условно назвать: 1) ДСР для территорий перспективного освоения и 2) ДСР для объектов строительства. Последний вариант обычно именуется уточнением исходной сейсмичности (УИС) и включается в качестве составной части в комплекс исследований по СМР.

ДСР для обширных территорий обычно представляет собой своеобразную детализацию (до масштабов порядка 1:1 000 000, реже 1:500 000) обзорного сейсмического районирования. При этом трассируются и характеризуются по различным количественным параметрам преимущественно основные (региональные) зоны ВОЗ. Подобные материалы полезны для перспективного планирования строительства, но, как правило, недостаточны для уточнения исходной сейсмичности конкретных строительных площадок, т.к. традиционно краткие сроки и средства исследований не позволяют повсеместно проследить локальные зоны ВОЗ, которые могут оказаться ближайшими к объекту и наиболее опасными для него.

Уточнение исходной сейсмичности (ДСР для объектов), напротив, предусматривает изучение всех региональных и локальных зон ВОЗ, откуда возможны опасные сейсмические воздействия на изучаемую стройплощадку или населенный пункт. Понятно, что чем дальше от строительного объекта, тем более крупные (с большей M_{\max}) зоны ВОЗ подлежат изучению. Поэтому рациональны разномасштабные исследования в ближней (изучаемой в масштабах 1:500 000 — 1:200 000) и дальней (обычно — 1:1 000 000) зонах по отношению к такому объекту. Радиусы упомянутых зон определяются в зависимости от уровня сейсмичности (M_{\max} основных зон ВОЗ) региона и декремента затухания сейсмических волн в нем, а также от конкретного расположения главных зон ВОЗ по отношению к строительному объекту. Материалы ДСР для больших территорий могут использоваться вместо исследований по УИС в дальней зоне. При их наличии исследования по УИС ограничиваются ближней зоной с акцентом на ближайшие к объекту, в том числе локальные зоны ВОЗ.

Практика работ по уточнению исходной сейсмичности (УИС) во многих регионах России, в том числе таких наиболее изученных, как Кавказ, показала, что эффективными масштабами картирования сейсмогенерирующих структур являются 1:1 000 000 и 1:500 000 [Несмеянов, 2004]. Первый из этих масштабов целесообразен для характеристики зон ВОЗ дальней зоны, а второй — для ближней зоны по отношению к объекту строительства. Выбор масштаба определяется преимущественно реальной детальностью геофизических материалов и точностью определения положения эпицентров и очагов (гипоцентров) землетрясений.

Детальность неструктурного районирования в принципе может быть доведена до любого масштаба. Но обычно наиболее эффективны:

- ✓ масштаб 1:200 000 (иногда 1:100 000) для крупных регионов и протяженных линейных сооружений и
- ✓ масштаб 1:50 000 (иногда 1:25 000) для ключевых районов, на которые опирается схема возрастного расчленения рельефа и изучается строение наиболее представительных разрывных зон.

Все перечисленные масштабы соответствуют масштабам государственных геологических карт, составленных для всей территории России (за исключением масштабов 1:25 000 — 1:100 000). Это создает надежную основу для историко-тектонического и формационного районирования.

Упомянутые выше основные масштабные уровни сейсмического районирования используют различную тектоническую основу.

ОСР опирается на материалы стандартного тектонического районирования и использование прогностических сейсмогеодинамических (СГД) моделей. В настоящее время применяется линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель зон ВОЗ. В соответствии с этой моделью «рассматриваются четыре масштабных уровня: крупный *регион* с интегральной характеристикой сейсмического режима и три его основных структурных элемента – *линеаменты*, в генерализированном виде представляющие оси верхних кромок трехмерных сейсмоактивных разломных или сдвиговых структур; *домены*, охватывающие квазиоднородные в тектоническом и геодинамическом отношении объемы геологической среды и характеризующиеся рассеянной (диффузной) сейсмичностью; *потенциальные очаги* землетрясений, указывающие на наиболее опасные участки геологических структур [Комплект..., 1999, с. 14].

ДСР и УИС предусматривают выделение СГС, отвечающих комплексу геологических критериев сейсмичности. Как было отмечено выше, типичными чертами, свойственными верхнекоревым СГС, являются:

- повышенная дифференцированность, связанная с разрывной или флексурной природой этих структур, как правило, региональных, т.е. отличающихся значительной протяженностью;
- повышенная глубина проникновения, достигающая главных сейсмоактивных слоев региона;
- повышенная древность заложения, обуславливающая длительность формирования СГС, а часто и сложность их строения;
- повышенная молодая (четвертичная) и современная активность тектонических движений;
- наличие структурных перестроек за счет изменения морфологии, смены знака движений (особенно разрывных смещений) и т.п.; этот параметр иногда может рассматриваться как повышенная степень новообразования.

Анализ распространения сейсмических воздействий от зон ВОЗ до участков СМР предусматривает изучение разновозрастных тектонических структур и литологии слагающих их пород на пути сейсмической радиации.

Обычно выделяются СГС основного и поперечного структурных планов, а также разнообразные структурные узлы [Несмеянов, 1984, 2004].

СМР использует тектоническую основу, в которой особое внимание обращается на расположение и строение разрывных зон [Рекомендации..., 1984, 1985].

Наименее разработанным и наиболее практически важным является создание тектонической основы для ДСР и УИС, на котором следует специально остановиться.

7.2.2. Основные направления исследований по составлению тектонической основы для ДСР и УИС

Для обнаружения и характеристики активных структур и зон интенсивных молодых структурных перестроек необходимы возрастное расчленение рельефа, неоструктурное и историко-тектоническое районирование. Особое внимание обращается на выявление активных и активизированных древних разрывных нарушений.

Для решения поставленных задач необходим комплекс направлений структурно-геоморфологических исследований, которые лучше перечислить в традиционном порядке их реализации, хотя на практике они часто проводятся параллельно: возрастное расчленение рельефа, неоструктурное районирование, картирование разрывных зон, историко-тектоническое районирование, выявление активных и активизированных разрывов, анализ истории формирования рельефа (табл. 7.1). Следует отметить, что каждое из перечисленных направлений имеет самостоятельное значение для составления тектонической основы сейсмического районирования (табл. 7.2).

Таблица 7.1.

Основные задачи и направления исследований, по составлению тектонической основы сейсмического районирования
(направления: “+” — основные, “×” — вспомогательные, “—” — второстепенные).

Основные задачи	Направления исследований					
	Возрастное расчленение рельефа	Неоструктурное районирование	Картирование разрывных зон	Историко-тектоническое районирование	Выявление активных и активизированных разрывов	Анализ истории формирования рельефа
Составление структурно-геоморфологической основы инженерно-геологического районирования	×	+	+	+	×	×
Структурно-геоморфологический анализ тенденций естественного развития экзогенных геологических процессов для прогноза их опасности	+	+	+	—	×	+
Составление структурно-геоморфологической основы локализации опасных тектонических движений	×	+	+	+	+	×
Составление тектонической основы сейсмического районирования	×	+	+	+	+	—

Таблица 7.2.

Главные практические аспекты основных направлений исследований, по составлению тектонической основы сейсмического районирования

Основные направления	Практические аспекты
Возрастное расчленение рельефа	Датировка, определение генезиса и иерархии денудационных цирков, с которыми связаны опасные экзогенные процессы
Неоструктурное районирование	Структурная основа инженерно-геологического районирования; структурная основа для выявления активных и активизированных структур; структурная классификация склонов, с которыми могут быть связаны опасные экзогенные процессы
Картирование разрывных зон	Выявление участков возможной активизации экзогенных процессов и появления сейсмодислокаций; выявление участков возможного приращения сейсмической интенсивности; локализация участков, где вероятны современные разрывные смещения; уточнение размещения инженерных сооружений в соответствии с размерами и формой подзон тектонических клиньев; прогноз строения погребенных разрывных зон на основании статистических зависимостей различных параметров этих зон по материалам полевых исследований
Историко-тектоническое районирование	Обособление тектонических структур с наиболее молодой активизацией; характеристика ряда критериев выделения сейсмогенерирующих структур и зон ВОЗ (древность заложения, степень новообразования, характеристика структурной перестройки); структурная зависимость локализации толщ с различными физико-механическими свойствами
Выявление активных и активизированных структур	Классификация разрывов по типам и относительной амплитуде наиболее молодых разрывных смещений (возможности опасных смещений) для локализации геодезических и геофизических исследований по оценке амплитуд и скоростей современных смещений; локализация структурно обусловленных зон возможной активизации экзогенных процессов и появления сейсмодислокаций
Анализ истории формирования рельефа и его палеорекострукции	Определение возраста возникновения, тенденции развития экзогенных геологических процессов и прогноз их естественного развития

Целесообразно начинать с камерального анализа опубликованных и фондовых материалов, дешифрирования топоосновы и аэрокосмических материалов (с составлением предварительных структурно-геоморфологических профилей региональной сети). Затем необходим рекогносцировочный объезд основных структурно-геоморфологических элементов и стратиграфических объектов для выбора ключевых районов. Работа на последних должна предварять составление сводных материалов по всему региону или вестись параллельно. Существенные коррективы в последовательность изучения территорий может внести расположение первоочередных объектов строительства, реконструкции существующей застройки и присутствия наиболее ответственных сооружений.

В настоящее время наиболее представительные материалы опережающих исследований для инженерных изысканий опубликованы для Северо-Западного Кавказа [Несмеянов, 1992; Несмеянов, Измайлов, 1995]. Для этой же территории опубликованы и некоторые площадные реконструкции палеорельефа и палеоэкологические материалы [Несмеянов, 1999, Несмеянов и др., 2016_{1,2}]. Поэтому далее основные примеры касаются этого региона.

7.3. Примеры материалов по тектонической основе зон ВОЗ

Тектонические материалы используются в основном для характеристики и классификации СГС, составляющих тектоническую основу зон ВОЗ. Последнее положение касается главным образом верхнекорковых СГС, поскольку нижнекорковые и мантийные зоны могут иметь существенно иную природу.

Выделение и классификацию даже верхнекорковых зон ВОЗ еще нельзя считать рутинным процессом, который может быть однозначно формализован. Очевидно, еще не исчерпано все разнообразие даже принципиальных подходов. Поэтому дальнейшее описание опирается на некие примеры, преимущественно для Большого Кавказа, отличающегося, по-видимому, максимальной изученностью.

7.3.1. Расположение и сочленения СГС

Традиционно методика интерпретации СГС для выделения зон ВОЗ сводилась, как правило, к выявлению и классификации различно ориентированных СГС и анализу типов их сочленений (пересечений, торцевых, тройных сочленений и т.п.) с обособлением структурных узлов [Несмеянов, Бархатов, 1978₁; Ранцман, 1979].

Разнообразие шовных зон Большого Кавказа было рассмотрено выше (см. рис. 5.21, табл. 5.5). Большинство из них являются СГС.

Среди поперечных структур рассматриваемого региона, как было показано выше, могут быть выделены две категории: и *узлообразующие*, сейсмогенерирующие и *разделительные*, не сейсмогенерирующие.

1) Шовные зоны флексурного (Восточно-Керченская, Западнокавказская или Анапская, Восточноергенинская), реже шовно-сбросового (Невинномысская) типов, которые могут рассматриваться в ряду обычных сейсмогенерирующих структур.

2) Разнообразные зоны поперечного дробления, в пределах которых не наблюдается обычно сильных землетрясений, но происходит “выклинивание” (замыкание) большинства продольных сейсмогенерирующих структур (Пшехско-Адлерская, Туапсинская, Нальчинская, северная часть Грозненской). Такие зоны целесообразно рассматривать в качестве “разделителей” областей с различной сейсмичностью, а часто и с особым набором и своеобразием СГС.

В случае “разделительных” поперечных структур на подобных сочленениях не следует выделять структурные узлы, как участки с сейсмичностью более высокой, чем в “междуузлиях”. Но это не исключает возможности существования более мелких (локальных) структурных узлов, связанных с сочленением различно ориентированных дизъюнктивных структур. Именно подобным локальным узлом внутри Пшехско-Адлерской зоны на Большом Кавказе может считаться, например, Краснополянский район, с которым связаны известные рои землетрясений. В целом Пшехско-Адлерская зона слабо сейсмична (магнитуда известных местных землетрясений ниже фоновой $M = 5,0$) и не может рассматриваться в качестве самостоятельной зоны ВОЗ.

Крупные поперечные шовные зоны часто служат границами сегментов мегасвода Большого Кавказа. Кроме того, такими поперечными структурами Южная Крымско-Кавказская СГС разделена на 3 самостоятельных сегмента, а Северная Крымско-Кавказская — на 5 самостоятельных сегментов и соответствующих зон ВОЗ. Разделение СГС и зон ВОЗ на сегменты обусловлено также и глубиной дифференциацией сейсмоактивного слоя. В качестве примера можно привести один из вариантов зон ВОЗ Северного Кавказа и Предкавказья (табл. 7.3).

В образовании структурных узлов в качестве “поперечных” структур принимают участие либо разломы и шовные зоны, сходные с продольными СГС (дизъюнктивные узлы), либо поперечные под-

нения (дизъюнктивно-пликативные узлы), как это имело место в Средней Азии [Несмеянов, Бархатов, 1978₁; Несмеянов, 1984].

Таблица 7.3.

Пример характеристик зоны ВОЗ Северного Кавказа и Предкавказья.

Индекс	Название		M _{max}	Глубина, км	
	зон	сегментов		h _{преим}	сейсмо-активного слоя
ВК	Восточнокерченская		7,0	20	15-35
Гл	Южная Крымско-Кавказская	Геленджикский	6,5	20	10-40
Сч		Сочинский	6,0	10	3-15
Сх		Сухумский	7,0	15	3-35
Ан		Анапская	6,5	20	10-45
Мх	Михайловская		6,0	15	10-45
Мз	Мзымгинская		7,0	15	3-40
			6,5	5	
ПТ	Пшекиш-Тырныаузская		6,5	10	3-40
Кв	Кисловодская		6,0	20	15-35
Гд	Гудермесская		6,0	15	9-20
БЭ	Бенойско-Эльдаровская		6,0	25	15-50
			5,5	10	8-20
ДА	Даттых-Ахловская		6,0	10	3-25
Гр	Грозненская		6,5	25	20-50
СК	Северная Крымско-Кавказская	Северокрымский	6,5	20	15-50
Ах		Ахтырский	6,0	20	15-40
Чк		Черкесский	5,5	10	5-25
П		Пятигорский	6,0	20	5-35
Нр		Наурский	5,5	10	8-20
АМ		Азовско-Майкопская		6,0	20
Нв	Невинномысская		5,0	10	5-20
Ар	Армавирская		5,5	10	3-20
М	Манычская		5,0	10	3-?
ВЕ	Восточноергенинская		5,0	10	3-?
Хв	Хасавюртовская		7,0	15	8-25

Обычно ширина зон ВОЗ измеряется шириной очага, которая часто принимается равной половине его длины. В Западном секторе Кавказа (Майкопская, Ахтырская, Анапская, Геленджикская, Михайловская и Сочинская зоны ВОЗ) эти величины составляют: M = 5,5 — 5 км, M = 6,0 — 11 км, M = 6,5 — 18 км.

7.3.2. Комплекс тектонических материалов для выделения СГС и зон ВОЗ

Исходя из вышеизложенного, комплекс материалов, необходимых для выделения СГС (т.е. для составления карты СГС), обычно включает следующие вспомогательные материалы [Несмеянов, 2004]:

- карту неоструктурного районирования;
- карту историко-тектонического районирования, для которой вспомогательным материалом может служить карта соотношения разновозрастных структур;
- карта активизированных структур, для составления которой полезна карта современных движений земной коры;
- карта соотношения приповерхностных структур с глубинными, часто сопровождаемая картой геофизических полей и глубинных структур.

При большом количестве материалов, часть из них может предварительно концентрироваться и анализироваться на дополнительных картах. Примеры таких карт будут упоминаться при описании перечисленных выше вспомогательных.

Реальный набор материалов определяется конкретным состоянием региональной изученности территории. В данном случае характеристику перечисленных видов карт целесообразно проиллюстрировать материалами УИС для региона Северного Кавказа, центром которого является г. Грозный (без рассмотрения местных фактических данных) [Аверьянова и др., 1996].

7.3.2.1. Карта неоструктурного районирования

Карта неоструктурного районирования должна отражать: а) расположение, строение и соподчинение приповерхностных предположительных разрывных СГС и б) районирование новейших структур главного и поперечных структурных планов (рис. 7.10).

Разнообразие материалов часто обуславливает перегруженность данной карты и ее бывает полезно дополнить структурно-геологической картой. На ней важно отразить: приповерхностное распределение структурно-литологических (обычно, формационных) комплексов пород вспомогательные данные для выделения шовных зон, морфологию складчатых, блоковых и разрывных структур, амплитуду разрывных смещений, данные о строении разрывных зон, признаки поперечных структур и т.п. Карту полезно сопровождать геологическими профилями. На структурно-геологической карте целесообразно отразить не только новейшие, но и более древние структуры, важные для составления карты историко-тектонического районирования.

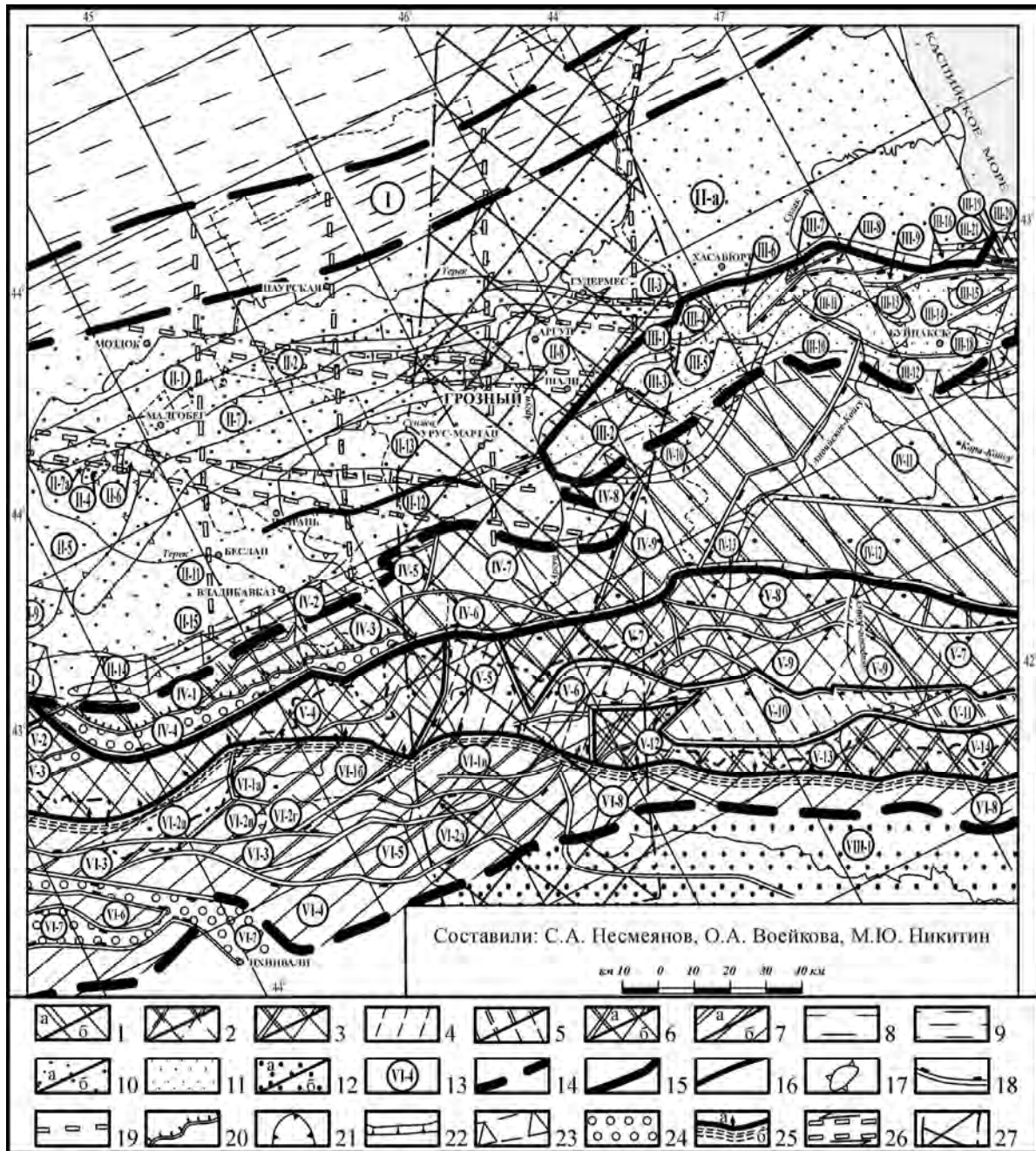


Рис.7.10. Схема неструктурного районирования Чеченской республики и сопредельных территорий

[Аверьянова, Баулин, Кофф и др., 1996]

1-13 — **региональные блоковые структуры**: 1-7 — Мегасвод Большого Кавказа: 1 — Восточный сегмент, зона северного крыла (здесь и далее: а — относительно поднятые структуры, б — относительно опущенные структуры или впадины); 2-7 — зона центральных поднятий: 2 — подзона восточного продолжения Срединного поднятия, 3 — подзона поднятий Бокового хребта, 4 — подзона Хевсуретско-Алазанской седловины, 5 — подзона Бежетино-Самурского прогиба, 6 — подзона Водораздельного хребта, 7 — зона ступенчатого южного склона; 8-11 — система северных впадин: 8 — Терско-Каспийская впадина (северное платформенное крыло), 9-11 — Терско-Дагестанский краевой (предгорный) прогиб: 9 — Кизлярская ступень, 10 — система осевых впадин Терско-Дагестанского прогиба, 11 — Махачкалинское приорогенное крыло; 12 — цепь Закавказских межгорных прогибов (Куринский прогиб), 13 — номера блоковых структур; 14-17 — **границы**: 14 — мегаструктур, 15 — зон, 16 — подзон, 17 — локальных поднятий и впадин; 18-22 — **разрывные структуры и флексуры**: 18 — сбросы, 19 — частично погребенные сбросы антикавказской ориентировки, 20 — взбросо-надвиги, 21 — циркуобразные сбросы, 22 — флексуры; 23-26 — **региональные шовные зоны**: 23 — краевые флексурно-разрывные зоны, 24 — шовно-депресссионные зоны, 25 — зона Главного надвига (а — подзона висячего крыла, б — подзона дробления лежащего крыла), 26 — погребенные шовно-сдвиговые зоны; 27 — Грозненская зона поперечного дробления и перестройки приповерхностного новейшего структурного плана

Для выявления новейших структур в области стабильного новейшего воздымания необходима карта возрастного расчленения рельефа, сопровождаемая геолого-геоморфологическими профилями. При малой детальности все эти материалы могут войти в карту неструктурного районирования.

На следующих трех картах используется практически однотипная информация по неструктурному районированию. Поэтому ниже иллюстрируется пример только первой из них.

7.3.2.2. Карта историко-тектонического районирования

Карта историко-тектонического районирования (рис. 7.11) должна: а) отражать соотношение новейших структур с древними для выявления районов разновозрастных структурных перестроек, особенно неотектонических, б) позволять оценивать древность заложения главных разрывных структур.

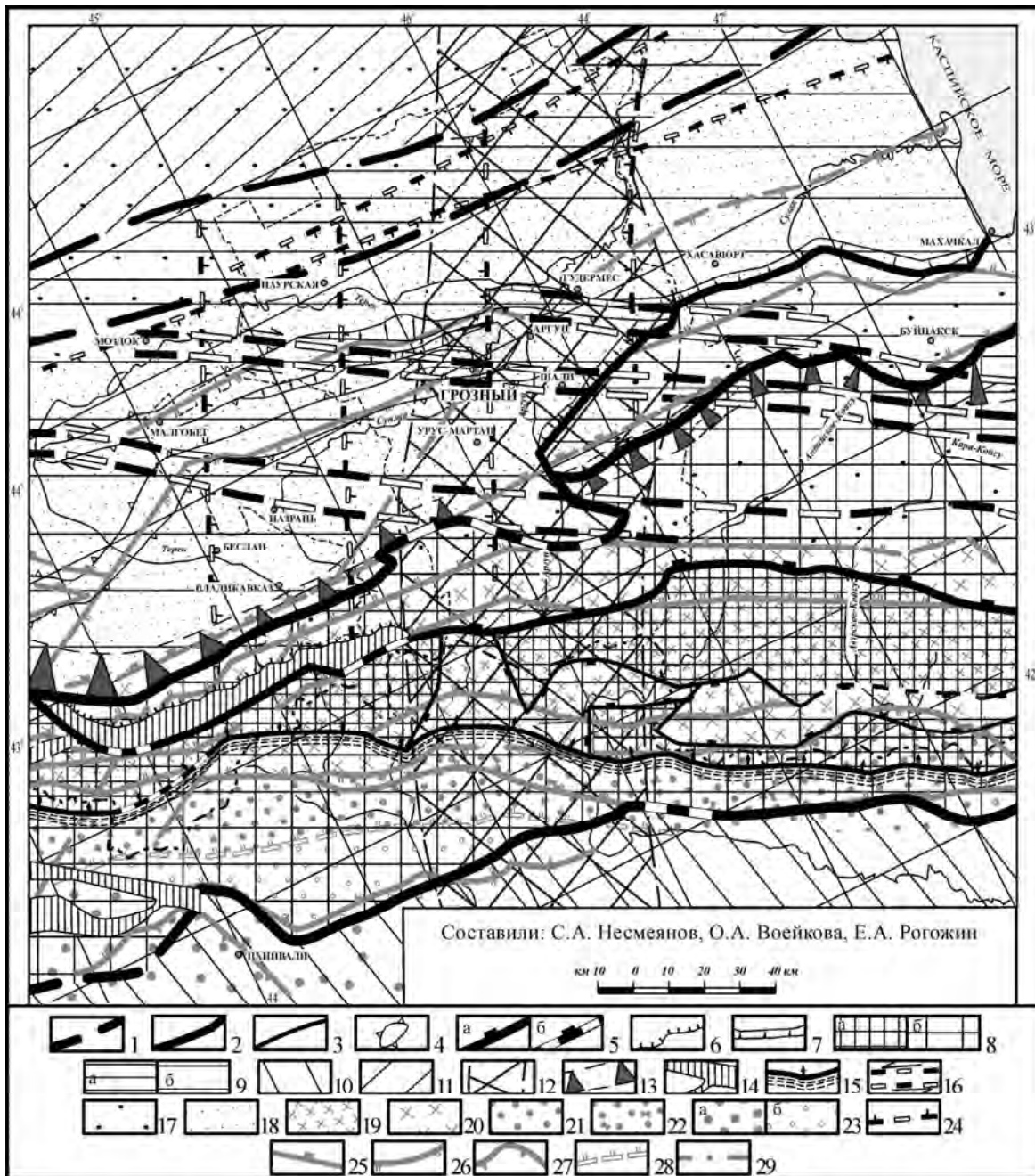


Рис. 7.11. Карта историко-тектонического районирования Чеченской республики и сопредельных территорий

[Аверьянова, Баулин, Кофф и др., 1996].

1-16 — **новейший структурный план**: 1-4 — границы: 1 — мегаструктур; 2 — зон; 3 — подзон; 4 — приповерхностных поднятий (пликативные); 5-7 — разрывные структуры (а — новообразованные участки, б — унаследованные с геосинклинального этапа): 5 — сбросы, 6 — взбросо-надвиги, 7 — флексуры; 8-12 — основные блоковые структуры: 8 — орогенический мегасвод (а — осевое поднятие, б — краевые и пониженные ступени), 9 — краевые прогибы (а — краевые приподнятые ступени, б — осевые впадины), 10 — межгорные прогибы и срединные массивы, 11 — плита молодой платформы, 12 — Грозненская зона поперечного дробления и перестройки приповерхностного новейшего структурного плана; 13-14 — **региональные шовные зоны**: 13 — флексурно-разрывные, 14 — шовно-депресссионные (цепи грабен), 15 — взбросо-надвиговая зона (Главного надвига), 16 — погребенные шовно-сдвиговые зоны.

17-28 — **древний структурный план** (структурно-фациальная зональность): 17-18 — Северная область прогибания: 17 — с интенсивным осадконакоплением, 18 — с умеренным осадконакоплением; 19-20 — Центральная область с интенсивными (19) и слабыми (20) воздыманиями и денудацией; 21-23 — Южная область прогибания: 21 — с интенсивным осадконакоплением, 22 — с накоплением дикого флиша, 23 — с субплатформенным осадконакоплением (а — поднадвиговая часть); 24-28 — разрывные структуры: 24 — частично погребенные унаследованные сбросы антикавказской ориентировки, 25 — сбросы, 26 — взбросы, 27 — надвиги; 28 — погребенные сбросы; 29 — линеамент неясной природы и глубины проявления, отдешифрованный на космоснимках.

Для разрывных структур величина перестройки определяется степенью новообразования, т.е. отношением протяженности переработанной части структуры к ее общей длине. Смена знака движений

может выражаться в формировании наложенных впадин или инверсионных поднятий. Для шовных зон и региональных разрывов важно отразить неравномерность древности заложения отдельных звеньев, одноактность или многоактность смены знака смещения крыльев. Сведения о наиболее молодых смещениях могут переноситься с карты активизированных структур. Разрывные СГС часто характеризуются древностью заложения одних своих звеньев и перестройкой других, т.е. обладают наряду с древностью заложения высокой (до 30% и более) степенью новообразования.

Для оценки унаследованности развития новейших структур наиболее важно сравнение новейшего структурного плана с позднегеосинклинальным структурным планом.

7.3.2.3. Карта активизированных структур

Карта активизированных структур должна содержать материалы по тектонической активности новейших структур на наиболее молодых этапах геологической истории, т.е. отражать результаты качественного и количественного анализа новейших, четвертичных и современных движений, а также данные о размещении современных и древних сеймотектонических дислокаций. Количественные данные о разновозрастных движениях позволяют наметить тенденции изменения тектонической и соответственно сейсмической активности СГС.

Заслуживает внимания большое разнообразие косвенных признаков тектонических движений, среди которых следует упомянуть изменение продольного профиля русел, перестройки речных систем, в том числе перехваты рек, распады и слияния русел, изменения формы и площади водосборных бассейнов, асимметрию речных долин, появление некоторых озер, смещение береговых линий с появлением осушенных участков морского или озерного дна, затопленных лесов, аномальное разрастание, сокращение или смещение конусов выноса дельт, локальное “оживление” обвалов, оползней и т.п. аномальные явления. Косвенными признаками поднятий могут сложить суженные антецедентные долины или врезанные меандры, участки с выпуклым профилем склонов, появление висячих долин, спрямления русел и т.д. Косвенными признаками опускания являются аномальное расширение долин, блуждание меандр или фуркации русел, наложение разновозрастных конусов выноса и дельт, присутствие переуглубленных долин, подтопленных устьев и пр. Важно обнаружить несколько независимых признаков поднятия или опускания т.к. каждый из них сам по себе может трактоваться неоднозначно.

Очень интересными бывают историко-археологические свидетельства молодых тектонических движений, например, затопленные поселения, удаленные от морских берегов древние порты, перемещение поселений вслед за миграцией берегов, различия в гидросети и трассировке береговых линий на картах составленных в разное время.

Участки современного трещинообразования могут использоваться для выявления перенапряженных скальных массивов в зонах активизации современных тектонических движений. Такие зоны встречаются в пределах разрывных СГС или в районах современной структурной перестройки. На подобных участках желательны повторные инструментальные измерения для количественной оценки современных тектонических движений.

7.3.2.4. Карта соотношения приповерхностных структур с глубинными

Эта карта отражает: а) тектонические структуры различных глубинных уровней для последующей характеристики сейсмоактивных слоев и б) глубину проникновения и морфологию приповерхностных и погребенных глубинных разрывных структур для выделения погребенных предположительных СГС и для уточнения строения СГС, намеченных на карте неоструктурного районирования. Для объемной характеристики СГС карта сопровождается глубинными профилями. Естественно, что при составлении этих материалов используются данные бурения и разнообразные геофизические материалы. Глубина проникновения разрывного нарушения может определяться по приуроченности к нему (к разрывной или шовной зоне) очагов коровых землетрясений, мантийных магмопроявлений, например, гипербазитов, а также по разновысотности глубинных сейсмических границ в крыльях такого нарушения. При выделении зон ВОЗ следует иметь в виду малую вероятность возникновения очагов сильных землетрясений в отложениях с высокой пластичностью, т.е. в соленосных, гипсоносных, глинистых толщах, серпентинитах, гипербазитах и т.п.

7.3.2.5. Карта сейсмогенерирующих структур

Карта сейсмогенерирующих структур (или сеймотектоническая карта) обычно составляется в масштабе 1:500 000 или 1:1 000 000, т.к. зависит от детальности геофизических и сейсмологических материалов (рис. 7.12). В карте используются материалы вспомогательных карт.

С карты неоструктурного районирования переносятся границы крупнейших новейших структур и сведения о СГС: шовные зоны с указанием их границ и главных элементов строения, у региональных разрывов важны морфология, амплитуда новейших смещений и ширина разрывной зоны; показываются различные поперечные структуры, дизъюнктивные и дизъюнктивно-пликативные узлы.

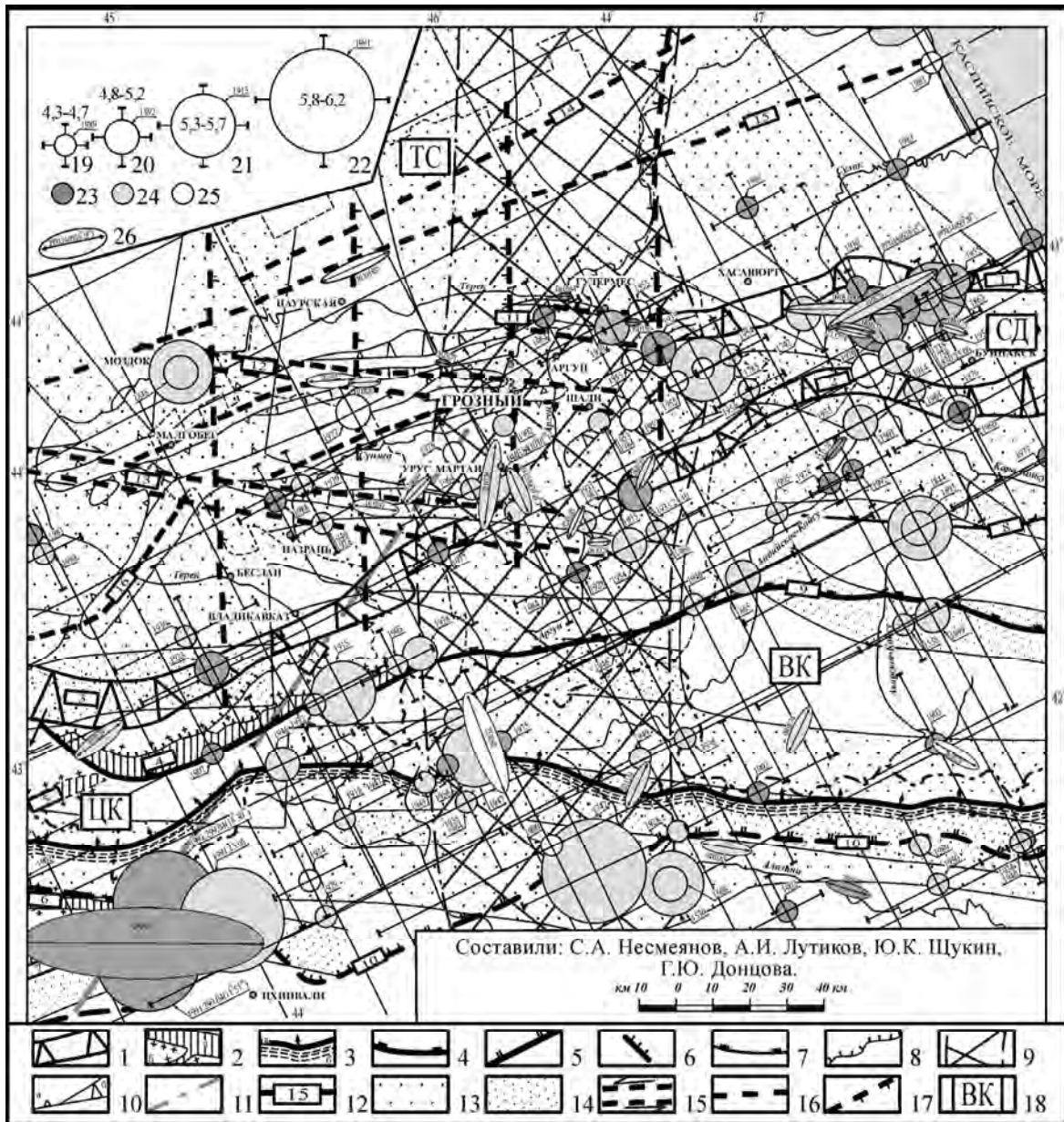


Рис. 7.12. Карта сейсмогенерирующих структур Чеченской республики и сопредельных территорий [Аверьянова, Баулин, Кофф и др., 1996].

1-12 — **приповерхностные структуры**: 1-3 — шовные структуры: 1 — флексурно-разрывные зоны; 2 — шовно-депресссионные зоны (а — осевая цепь грабенов, б — периферические поднятия); 3 — зона Главного надвига (а — подзона висячего крыла, б — подзона дробления лежащего крыла); 4-6 — региональные разрывы: 4 — сбросы, 5 — взбросы (бергштрихи к опущенному крылу), 6 — надвиги (бергштрихи в сторону наклона главного сместителя); 7-8 — локальные разрывы: 7 — сбросы, 8 — надвиги; 9-11 — *прочие структуры*: 9 — Грозненская зона поперечного дробления и перестройки приповерхностного новейшего структурного плана; 10 — границы приповерхностных поднятий в осевых впадинах краевого прогиба (а — пликативные, б — флексурные); 11 — линеймент неясной природы и глубины проявления, (возможно левосдвиговая зона, отлещифрированная на космоснимках); 12 — индексы структур; 13-17 — **глубинные структуры (по геофизическим данным)**: 13-14 — градиентные зоны в земной коре и верхах мантии: 13 — зоны нижней коры и верхней мантии, 14 — верхнекоровые зоны, преимущественно на уровне консолидированного фундамента; 15-17 — структуры в кровле фундамента: 15 — погребенные шовно-сдвиговые зоны, 16 — погребенные разломы, 17 — частично погребенные сбросы антикавказской ориентировки; 18 — **сейсмогенерирующие области** (обобщенные границы).

Буквенными индексами обозначены: ТС — Терско-Сунжинская, СД — Северодагестанская, ВК — Восточнокавказская, ЦК — Центрально-кавказская; 19-26 — **сейсмологические данные**: 19-22 — магнитуды землетрясений с обозначением года, даты (вертикальными и горизонтальными отрезками показаны ошибки определения координат очагов); 23-25 — глубина очагов землетрясений, км: 23 — $h < 10$, 24 — $11 < h < 25$, 25 — $h > 25$; 26 — ориентация очагов землетрясений.

Цифры в квадратиках — **флексурно-разрывные зоны**: 1 — Хасавюртская (Махачкалинская), 2 — Буйнакская, 3 — Владикавказская; **шовно-депресссионные зоны**: 4 — Садонская, 5 — Верхнеурухская, 6 — Меле-Джавская, 7 — Рача-Лечхумская; **главные самостоятельные региональные разрывы**: 8 — Гунибский, 9 — Хунзахский, 10 — Южный краевой разрыв (взброс?); **шовно-сдвиговые зоны**: 11 — Гудермеская, 12 — Бенойско-Эльдаровская, 13 — Даттых-Ахловская; **отдельные погребенные разломы**: 14-15 — Северный краевой: 14 — северная ветвь, 15 — южная ветвь; 16 — Тырныаузо-Сунжинский линеймент неясной природы; 17 — Цхинвали-Казбегский].

Из карты соотношения приповерхностных структур с глубинными важны данные о глубине проникновения разломов и региональных разрывов, выраженных на поверхности, и о расположении и глубине залегания погребенных глубинных разломов.

С карты активизированных структур наносятся на сеймотектоническую карту зоны повышенной контрастности вертикальных новейших и четвертичных движений, данные о наиболее молодых смещениях по разрывам, контуры участков современного трещинообразования, данные количественной оценки современных тектонических движений, современные и древние сейсмодислокации. Желательна такая группировка перечисленных материалов, которая позволяет дифференцировать СГС по степени их современной тектонической активности и тенденциям изменения этой активности в геологическом прошлом.

С карты историко-тектонического районирования переносятся данные о древности заложения крупных разрывов и шовных зон, а если они неоднородны по строению, то — о древности заложения их сегментов, оценки степени новообразования разрывных нарушений, районы разновозрастной неотектонической перестройки, особенно позднечетвертичной, голоценовой и современной.

Кроме того, на эту карту наносятся разнообразные сейсмологические материалы [Аптикаев и др., 1986; Детальное..., 1984]. Если карта захватывает обширную территорию, то на ней нужно обособить области с различным режимом новейшего тектогенеза — платформы, разнообразные орогены, прогибы и т.д. В структурах со сменой знака движений указывается возраст инверсии. Желательно отразить амплитуды и скорости разнонаправленных движений. Особый интерес представляют зоны аномально высоких значений градиентов вертикальных движений в позднем плейстоцене — голоцене, а также аномально высоких величин тангенциальных сжатия или растяжения.

7.3.2.6. Выделение зон ВОЗ

Основой для построения схемы зон ВОЗ служит схема основных сейсмогенерирующих структур, в которой были суммированы геологические, геофизические и сейсмологические данные. В результате их комплексного анализа выделяются основные зоны ВОЗ с $M_{\max} \geq 5,5$. Остальная территория в рассматриваемом регионе отнесена к областям с фоновой сейсмичностью $M_{\max} < 5,5$. Высокий уровень фоновой сейсмичности связан с практически повсеместным достаточно высоким уровнем сейсмической активности ($A_{3,3} \leq 0,1$). Для придания той или иной зоне магнитуды M_{\max} принимались во внимание: максимальная наблюдаемая в ней магнитуда, сходство в основных элементах ее внутреннего строения, величине сейсмической активности, сравнение количественных показателей параметров основных геофизических полей с другими зонами, где наблюдались землетрясения больших магнитуд.

Зоны ВОЗ и сейсмические воздействия от них на г. Грозный (в баллах шкалы MSK-64).

Индекс на рис. 7.13	Зоны ВОЗ				I_{\max} баллы	
	Название	M_{\max} в сеймо-активных слоях				
		$h > 25$ км	$h \leq 25$ км			
1	1а	Махачкалинская	Хасавюртский участок	6,0	6,0	
	1б		Буйнакский узел	7,0	7,0	
	1в		Махачкалинский участок	6,0	5,0	
2		Ангий Койсуйская	5,5	5,5	4,5	
3		Гудермеская		5,5	7,5	
4	4а	Бенойско-Эльдаровская	Моздокская	6,0	6,0	
	4б		Горагорский узел	6,0	5,5	8,0
5		Черногорская	6,5	5,5	8,0	
6	6а	Даттых-Ахловская	Серноводский участок	6,0	6,0	7,0
	6б		Аргунский участок		6,0	7,0
7		Владикавказская зона	6,0	6,0	6,5	
8		Борисахская		7,0	6,5	
9		Водораздельного хребта	6,5	6,5	6,0	
10		Джава-Лечхумская	7,0		6,5	
11	11а	Северная красная (южная ветвь)	Наурский узел	6,0	6,5	
	11б		Старогладковский участок		5,5	6,0

Таблица 7.4.

На рис. 7.13 представлена схема основных зон ВОЗ. В целом, она демонстрирует закономерное уменьшение сейсмического потенциала (M_{\max}) от осевой части Большого Кавказа на север. Зоны ВОЗ пересекают рассматриваемую территорию несимметричной сеткой, состоящей из полос приблизительно кавказского и антикавказского простирания. Целесообразно приводить краткую характеристику выделенных зон ВОЗ (табл. 7.4).

В данном случае приведены отдельные оценки M_{\max} для верхне- и среднекоровой ($h \leq 25$ км) и нижнекорово-верхнемантийной ($h > 25$ км) сейсмичности и оценки ожидаемого сейсмического эффекта (в баллах) от выделенных зон ВОЗ на территории г. Грозного.

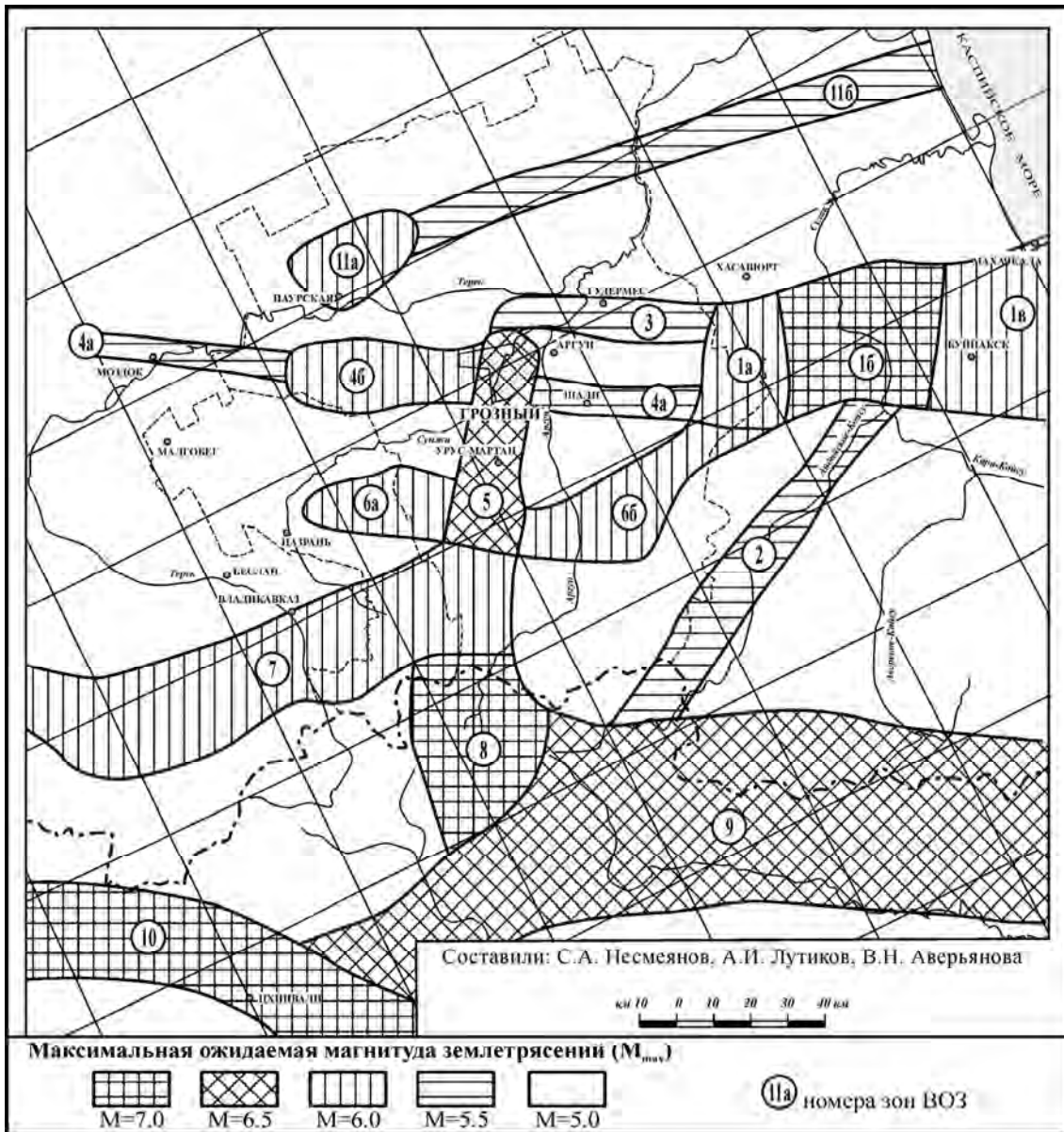


Рис. 7.13. Схема зон ВОЗ Чеченской республики и сопредельных территорий [Аверьянова, Баулин, Кофф и др., 1996].

7.4. Очередные проблемы

Использование методики возрастного расчленения рельефа (МВРР) для выявления верхнекоровых сейсмогенерирующих структур разработано, по-видимому, в самом предварительном виде, но имеет большие перспективы. Во всяком случае, именно методика изучения новейших структур с помощью корреляции геоморфологических уровней эффективна при выявлении региональной специфики строения и развития основных типов СГС. А эта специфика может отражать местные особенности строения сейсмических очагов.

В проблеме локализации прогнозируемых очагов землетрясений МВРР необходима для выявления межрегиональных и локальных черт таких типов СГС, как шовные зоны, региональные разрывы, поперечные структуры, сейсмогенерирующие узлы. Эта же методика позволит найти различия в орогенах с очагами землетрясений преимущественно в сейсмогенерирующих “узлах” и орогенов с очагами в “окнах” между предшествующими очагами. Она же может быть полезной при выявлении направлений миграции очагов по линиям расположения “узлов”.

Отдельного рассмотрения достоин вопрос о возможной связи крупных очагов (с M до 6,5) с локальными разрывами, например, на участках активной современной структурной перестройки крупных поднятий.

В проблеме оценки максимальной величины (сейсмической интенсивности) **ожидаемых землетрясений** МВРР может способствовать:

- типизации СГС по приуроченности землетрясений с разной магнитудой, глубиной и механизмом (направлением главного сейсмического удара);
- прогнозированию изменения во времени интенсивности орогенеза (напряженного состояния недр на уровне сейсмоактивного слоя) через анализ сейсмодислокаций, связанных с эпохами активизации и эпохами затухания тектонической активности (см. главу 12).

ГЛАВА 8.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА

Детальные реконструкции палеорельефа — важная часть палеогеоэкологии, которая актуальна для археологии, палеогеографии, инженерной геологии и др. наук. Такие реконструкции используются, например, для анализа истории возникновения опасных геологических процессов, в том числе для оценки возраста активизации процесса оползнеобразования и т.п.

Особенно важны реконструкции рельефа с количественной характеристикой палеовысот. Опыт таких мелкомасштабных (порядка 1:1 000 000) реконструкций с построением количественно оцененных относительных (над уровнем основных рек) и абсолютных высот палеорельефа был предложен для внутриконтинентальных областей Средней Азии [Несмеянов, 1969, 1971₁] и использован для Западного Кавказа [Несмеянов, 1992].

В настоящее время разработано два подхода к количественной оценке орогенических движений и построению палеореконструкций, опирающихся на возрастное расчленение орогенного рельефа:

- 1) вариант на основе расчетов для **опорных точек** и
- 2) вариант на основе расчета **уклонов палеодолин**.

Первый из этих вариантов наиболее полно прорабатывался на примере западной части горного обрамления Ферганской впадины и ее горного обрамления в высокоактивном Среднеазиатском орогене [Несмеянов, 1967, 1969, 1971₁, 1977₁, 2004], а второй — на примере среднеактивного Западно-Кавказского орогена [Несмеянов и др., 2016_{1,2,3}]

При этом оказалось, что вариант “опорных точек” удобнее для мелкомасштабных (1:1 000 000 и мельче) реконструкций, а вариант “уклонов палеодолин” — для среднемасштабных (порядка 1:200 000 — 1:100 000).

Существуют отдельные примеры более детальных палеореконструкций. Однако для них еще нет единого методического подхода.

8.1. Расчеты орогенических движений для опорных точек и палеореконструкции на их основе.

В качестве “опорных точек”, как правило, выбираются наиболее представительные вершины в каждом орографически выраженном хребте или поднятии. Наиболее детально эти вопросы рассматривались на примере активных среднеазиатских орогенов [Несмеянов, 1967, 1969_{1,2}, 1971₁, 1977₁ и др.].

8.1.1 Методика расчета поэтапных амплитуд

Анализ образований бассейнового и террасового генетических комплексов позволил предложить для Западной Ферганы и ее горного обрамления следующую схему этапности новейшего геологического развития, скорректированную с другими регионами Средней Азии (табл. 8.1) [Несмеянов, 1971₁, 1977₁, 1978]. Такие схемы могут обладать существенной спецификой. Так, в местной стратиграфической схеме Ферганской депрессии индрикотеривый и асказансорский горизонты объединены в массагетскую (усунскую) серию, а аралогурмейский, гиппарионовый и куруксайский горизонты — в аксарайскую (карлукскую) серию (см. табл. 3.6). Кроме того, региональные стратиграфические схемы часто модернизируются не только из-за появления новых местных материалов, но и при преобразовании общей стратиграфической шкалы. Поэтому по прошествии даже небольшого времени они будут казаться читателю устаревшими. Однако, несмотря на преобразования общей шкалы, местные стратиграфические схемы обычно обладают значительно большей “устойчивостью”, опираясь на достаточно стабильные стратотипы. Некоторая модернизация абсолютного датирования обычно не затрагивает существа региональных стратиграфических схем. Поэтому основные выводы и построения, опиравшиеся на прежние региональные стратиграфические данные, обычно не теряют своего принципиального значения.

8.1.1.1. Амплитуды поэтапных прогибаний

Для области прогибания и аккумуляции получение указанных материалов опирается на известную методику анализа мощностей и фаций отложений. Гипсометрия древнего рельефа для подобных территорий восстанавливается на основании комплекса различных данных, например, условий осадконакопления, условий обитания придонной фауны и т.п. Величина движений за этап (x) может быть определена из мощности осадков (M) и изменения гипсометрии рельефа ($P_1 - P_0$ — разность в абсо-

лютных отметках рельефа между началом P_0 и концом — P_1 анализируемого этапа) как разность между этими величинами, т.е.

$$x = M - (P_1 - P_0).$$

При увеличении высоты рельефа величина изменений гипсометрии ($P_1 - P_0$) будет, очевидно, положительной, а при уменьшении — отрицательной.

Таблица 8.1.

Схема этапности новейшего развития орогенов Средней Азии [Несмеянов, 1978₁].

Абсолютные датировки							Стратиграфические подразделения		Археологические и палеонтологические подразделения			
единицы измерений	корреляционные			местные		сводные	горизонты	подгоризонты	культуры каменного века	комплексы (к), подкомплексы (пк), фауны (ф), стадии развития (ст) млекопитающих		
	палеонтологические	палеогеографические	археологические	термолюминесцентные	палеомагнитные							
тыс. лет	120-180 220-230	8	8			7-8	сырдарьинский	ходжаягонинский	неолит	современный к		
		15+1						туткаульский	мезолит			
		6		>15	<17	<20	16-17±2	голодно-степский	самаркандский	верхний палеолит	верхне-палеолитический к	поздняя ст
		33-85		>30	<40		35±2	шугноуский	мустье			
		55			<66		55±3-5	ташкентский	джаркутанский	леваллуа-ашель	ранняя ст	
					130	>110	130±10	караджальский				прииртышский к
					~210		220±20	кошкурганский		протолеваллуа-ашель	кошкурганский к	
					<0,6	<0,7	0,5±0,1	каракаитайский				
					>1,5	1,8	1,8	куруксайский		?	илийский к	коктырлюкский ПК
						>3,3	4,2?	гиппарионовый			куруксайский ПК	есекартканский ПК
млн. лет	~0,5 1,8 4,2? 17-19 27 31 35-38					17-19±2	аралотур-мейский			гиппарионовый к		
										мастодонтовый к		
											анхитериевый к	
											кушукская ф	
											аральский к	
						27±2	асказансорский			асказансорский к		
						31±2	индрикотериевый			индрикотериевый к		
						35-37±2						

8.1.1.2. Амплитуды поэтапных воздыманий

Геоморфологическими методами можно восстановить лишь характер эрозионного расчленения рельефа в разные эпохи, а гипсометрия палеовозвышенностей и истинные амплитуды воздыманий определяются путем различных расчетов.

Например, Е.Е. Милановский [1964] предложил для центральных и периферических областей Большого Кавказа эмпирические коэффициенты, показывающие соотношение глубины расчленения и гипсометрии рельефа. Однако даже в пределах одновысотных областей глубина эрозионного расчленения может быть неодинаковой, вследствие разной водообильности рек. Следовательно, такие коэффициенты должны применяться не для крупных областей, а для каждой самостоятельной новейшей структуры в бассейне каждой реки.

Для определения поэтапных амплитуд и палеогипсометрических отметок автор использует сложный, хотя и несколько условный расчет [Несмеянов, 1969_{1,2}, 1971₁]. Последний удобнее применять для участков, стабильно (унаследовано) воздымавшихся в течение всего новейшего этапа. Такие объекты, имеющиеся как в горном обрамлении, так и в самой Ферганской депрессии, хороши и в том отношении, что в их пределах обычно находятся наивысшие абсолютные отметки, необходимые для подсчета амплитуды рельефа.

Расчет опирается на следующие допущения:

1. Уровень моря за новейший этап в целом почти не менял своего положения. Изменения уровня Мирового океана в олигоцене близки к точности оценок суммарных движений.

2. Относительные глубины разновозрастных врезов прямо пропорциональны относительным величинам абсолютных поднятий. Такая прямая зависимость, очевидно, недостаточна для строгих под-

счетов. Отклонения от нее могут быть связаны со многими причинами и в первую очередь с изменением общей водообильности рек вследствие непостоянства климатической обстановки. Однако в настоящее время отсутствуют количественные материалы для внесения определенных поправок в принятую зависимость.

Большая часть поднятий в районе целиком сформировалась на новейшем этапе геологического развития. Об этом свидетельствует широкое распространение мелководных морских палеогеновых (эоценовых) осадков, останцы которых фиксируются даже близ водораздельных частей хребтов (например, упомянутое выше Андаракское фаунистическое местонахождение).

Расчет величины произошедших за этап поднятий (x) для участков, получивших выражение в рельефе с раннеорогенического (массагетского) времени (рис. 8.1) опирается на пропорцию:

$$\frac{x}{d} = \frac{A_{\Sigma}}{D_{\Sigma}}, \quad \text{откуда } x = \frac{A_{\Sigma} \times d}{D_{\Sigma}},$$

где A_{Σ} — суммарная амплитуда поднятия в рассматриваемом районе, близкая для стабильно развивающегося поднятия к его современной абсолютной отметке; D_{Σ} — суммарная глубина эрозионного вреза; d — величина эрозионного вреза за данный этап; x — искомая величина абсолютного поднятия за этап.

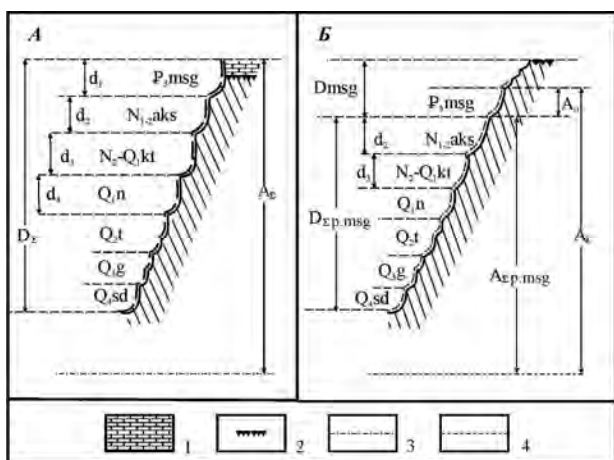


Рис. 8.1. Схемы расчета абсолютных величин поэтапных воздыманий для стабильно воздымающихся поднятий при отсутствии (А) или при наличии (Б) доновейших (домассагетских) возвышенностей на примере Ферганской депрессии [Несмеянов, 1971].

1 — мезозойские и ниже-среднепалеогеновые отложения; 2 — поверхность пенеплена или близкая к ней вершинная поверхность; 3 — уровень дна неглубокого предмассагетского моря; 4 — уровень дниц раннемассагетских рек, близкий к уровню моря.

близительность подобного расчета и недостаток данных для определения величины уклонов русел древнейших долин не позволяют учитывать высотное положение русел массагетских рек.

При расчетах используются следующие единицы: $A_{\Sigma p.msg}$ — общая высота поднятия за послемассагетскую эпоху; отвечает современному гипсометрическому положению дна массагетского вреза; $D_{\Sigma p.msg}$ — общая глубина послемассагетского эрозионного вреза; $D msg$ — относительная высота рельефа на конец массагетского этапа (близкая к абсолютной высоте этого рельефа).

Расчет поэтапных поднятий для этапа с величиной эрозионного вреза d ведется по формуле:

$$x = \frac{A_{\Sigma p.msg} \times d}{D_{\Sigma p.msg}}$$

Абсолютная отметка рельефа на конец данного этапа определяется из сложения происшедших к тому времени послемассагетских поэтапных поднятий и относительной высоты позднемассагетского рельефа ($D msg$), например,

$$y_3 = D msg + x_2 + x_3$$

Суммарная величина новейших движений (A_{Σ}) определяется сложением определенного непосредственно суммарного послемассагетского поднятия ($A_{\Sigma p.msg}$) и определенного косвенным путем поднятия за массагетский этап (A_0), т.е.:

$$A_{\Sigma} = A_{\Sigma p.msg} + A_0.$$

Абсолютная отметка рельефа на конец данного этапа (y) определяется сложением предыдущих поэтапных воздыманий, например:

$$y_3 = x_1 + x_2 + x_3$$

В тех случаях, когда поднятие развивалось с доновейшего (домассагетского) времени и величину раннеорогенического (массагетского) эрозионного вреза непосредственно определить не удастся, расчет может вестись для послемассагетского времени (см. рис. 8.1б). При этом допускается, что в пределах прилегающих к депрессии частей современных хребтов, днища крупнейших верхнепалеогеновых (массагетских = усунских) эрозионных врезов и поверхности пьедестальных денудационных равнин, формирующихся у подножия поднятий, находились почти на уровне моря. Это подтверждается преобладающей тонкозернистостью массагетских осадков, свидетельствующей о малой интенсивности эрозионных процессов того времени, т.е. о малом уклоне русел палеогеновых рек. Для таких объектов величина массагетских поднятий (A_0) определяется по ряду косвенных данных или исходя из обычных для постэоценовых поднятий пропорций между массагетскими и аксарайскими (карлукскими) врезами. При-

8.1.1.3. Инверсионные структуры

Наибольшие трудности при определении величин поэтапных движений и суммарной амплитуды новейших движений представляют объекты (структуры), испытавшие на новейшем этапе смену знака движений. В депрессии на многих участках первоначально преобладали опускания, а затем — поднятия. Здесь суммарная величина новейших движений в общих чертах складывается из суммарных амплитуд первоначальных прогибаний и последующих поднятий. Следует отметить, что в подобных структурах большое развитие получают локальные встречные перемещения, которые восстанавливаются с большим трудом и скрывают часть перемещений основного направления движений. О существовании указанных кратковременных встречных движений свидетельствуют сокращение мощностей и многочисленные локальные размывы в толще моласс на сводах ряда антиклинальных складок.

В процессе последующих поднятий в присводовых частях некоторых из рассматриваемого типа складок молассы оказались размывыми. В таких случаях палеорекострукции становятся еще менее достоверными, и подобные участки обычно не использовались для опорных расчетов.

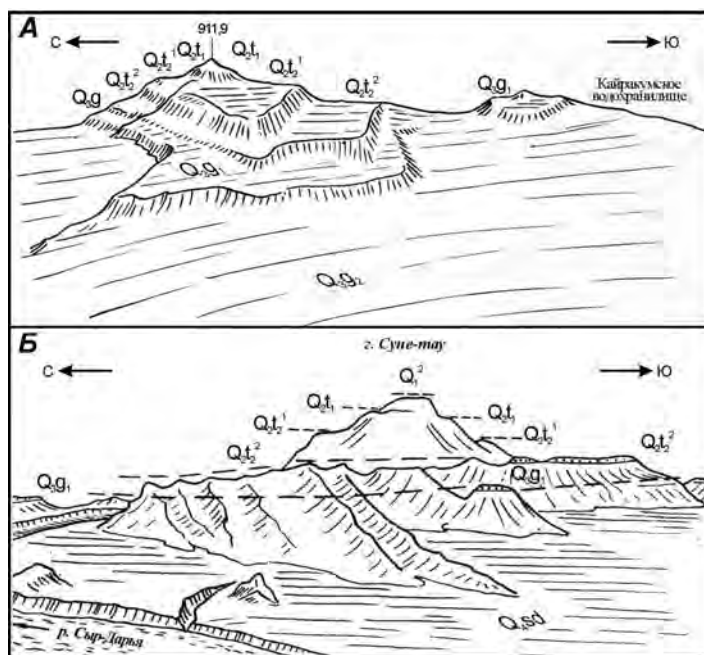


Рис. 8.2. Террасовые уровни в Дигмай-Супетауской гряде инверсионных воздыманий

А — Западное окончание гряды Ак-чоп.

Б — Вид с востока на Супетауский адыр

Большой интерес представляет расчет движений для инверсионных структур Северной зоны Ферганской депрессии, характеризующейся многокилометровыми новейшими прогибаниями. Здесь для Дигмай-Супетауской гряды инверсионных воздыманий с хорошей молодой террасированностью (рис. 8.2), такой расчет может быть сделан, по-видимому, с достаточной вероятностью. В Акчоп-Акбельском и Супетауском поднятиях (адырах) на основе детальных геологосъемочных, буровых и геофизических работ [Несмеянов, Федоренко, 1964] удается довольно хорошо определить величины (суммарные амплитуды) олигоцен-неогеновых прогибаний, постратценеоплейстоценовых поднятий и величины большинства поэтапных движений. Не совсем ясен размер движений во время раннего неоплейстоцена, в середине которого произошли интенсивная складчатость и воздымание гряды, а в конце — почти полная нивелировка только что созданного поднятия с образованием вершинной поверхности современной возвышенности. О существовании больших воздыманий того времени при условии образования прямого рельефа свидетельствует значительно более интенсивная дислоцированность каракайских образований по сравнению с террасовыми поверхностями кошкурганского и ташкентского комплексов. Следует, однако, помнить, что воздымания здесь произошли за счет диапиризма, и величина поверхностных поднятий могла значительно превышать величину поднятия подошвы моласс.

Была принята следующая схема рассуждений.

1. Истинную величину новейших поднятий ($A_{\Sigma n}$) можно считать равной суммарной амплитуде поднятия подошвы моласс, которая по геофизическим материалам может быть принята для Акбельской структуры 1 800 м, а для Супетауской 2 000 м. Из них на долю раннеоплейстоценовых движений (с учетом разности мощностей на разных крыльях и со скидкой на диапиризм) в каждом адыре приходится примерно по 0,5 км.

2. По-видимому, можно допустить, что при создании современной возвышенности локальные движения, обусловленные диапиризмом, были гораздо меньшими по сравнению с общими поднятиями в основании структуры, и их можно не учитывать.

3. Принимая указанную выше схему расчетов, можно приблизительно вычислить амплитуду раннеоплейстоценовых тектонических поднятий (A_1). Она будет равна разности между общей величиной поднятий ($A_{\Sigma n}$) и суммой величин дораннеоплейстоценовых (A_a) и постратценеоплейстоценовых (A_p) поднятий, т.е.:

$$A_1 = A_{\Sigma n} - (A_a + A_p)$$

Для Акчоп-Акбельского адыра искомая величина будет $1\ 800 - (500 + 950) = 350$ м, а для Супетауского $2\ 000 - (500 + 1\ 000) = 500$ м.

8.1.2. Типы количественных палеореконструкций

Многие виды теоретических и прикладных исследований нуждаются в различных палеореконструкциях. Например, среди историко-тектонических и историко-геоморфологических задач, решаемых при подобных исследованиях, актуальны следующие:

- 1) Необходимость анализа новейшей геологической истории как фоновой характеристики, используемой при районировании обширной территории.
- 2) Анализ унаследованности развития отдельных структурных форм и оценка влияния новейших движений на рельеф, историю формирования геоморфологических элементов, локализуемых вплоть до конкретного склона.

Из структурно-кинематических задач важной является характеристика новейшей подвижности тектонических структур и ее влияние на рельеф. Анализ развития тектонических структур и движений предполагает палеотектонические реконструкции, а анализ развития рельефа — палеогеографические.

8.1.2.1. Типы карт палеореконструкций.

Рассмотренные выше принципы и методы стратиграфического анализа новейших отложений и возрастного расчленения рельефа дают материал для различных палеотектонических и палеогеографических построений. Они также иллюстрируются материалами по Западной части Ферганской депрессии и ее горному обрамлению [Несмеянов, 1969₂, 1971₁].

8.1.2.1.1. Палеотектонические карты.

Палеотектонические карты делятся обычно на две категории.

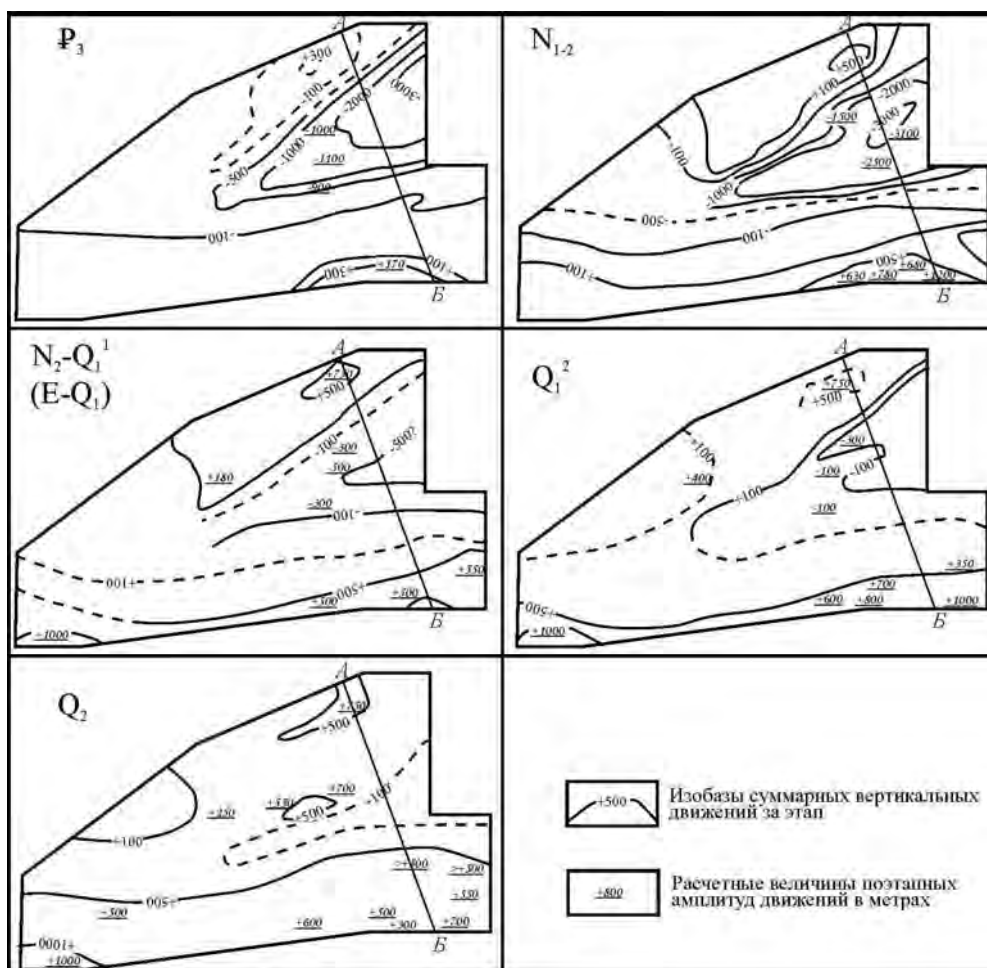


Рис. 8.3. Схемы суммарных поэтапных амплитуд новейших движений в горной области (Западная Фергана) [Несмеянов, 1971₁].
А-Б — линии палеопрофилей (см. рис. 8.9)

При их составлении использовались не только расчетные, но и косвенные данные. Например, допускалось, что в пределах одной орографически выраженной тектонической структуры участки с одинаковой глубиной поэтапных эрозионных врезов у близких по величине (водобильности) рек и со сходными абсолютными отметками современного рельефа обладали одинаковой суммарной амплитудой поэтапных движений.

Первая категория карт предназначена для характеристики **тектонических движений, произошедших за определенный промежуток времени**. Наиболее распространены схемы изолиний, характеризующие распределение на площади суммарной амплитуды, средней скорости движений и их градиентов. Перечисленные схемы не равнозначны. Исходными являются схемы суммарных амплитуд, а схемы скоростей и градиентов — производными. Дело в том, что скорости рассчитываются, опираясь на величины амплитуд, а градиенты скоростей — на характер пространственной неравномерности этих амплитуд. Поэтому данную категорию карт можно проиллюстрировать схемами поэтапных амплитуд новейших движений (рис. 8.3).

Вторая категория палеотектонических карт отражает *структурный план территории на определенный момент* развития исследуемого региона. Такими моментами предлагается считать рубежи между выявленными этапами его развития. Это обычные схемы неструктурного районирования, составленные, например, на конец раннеорогенной стадии новейшего этапа и на конец его позднеорогенной стадии, т.е. на современный момент геологической истории.

В некоторых областях они могут существенно различаться между собой за счет структурной перестройки. Так, например, на раннеорогенной стадии новейшего этапа между поднятиями Горного Крыма и Большого Кавказа сформировался глубокий поперечный прогиб, соединявший продольные Индо-Кубанский и Туапсинский краевые прогибы [Тектоника..., 1985]. На позднеорогенной стадии, на месте этого поперечного прогиба, появилось продольное поднятие Керченского и Таманского полуостровов, объединившее Крымско-Кавказскую орогеническую гряду [Несмеянов, 1992].

8.1.2.1.2. Историко-тектонические карты.

Анализ возрастного расчленения рельефа позволяет выявить разновозрастные поднятия. Среди них различаются структуры с постоянством ориентировки оси поднятия и с изменением этой ориентировки. Первые можно считать развивающимися унаследовано, а вторые отличаются перестройкой структурного плана. Такие перестройки и унаследованность могут характеризоваться как для всего новейшего этапа геологического развития территории, так в пределах этого этапа [Несмеянов, 1971_{1,2}].

Характер унаследованности новейшего структурного плана в целом выясняется в Тянь-Шане путем сопоставления основных новейших структур с позднепалеозойскими, поскольку новейший структурный план обычно в основных чертах совпадает с мезозойским.

Перестройки в пределах новейшего этапа определяются сменой ориентировки осей воздымания преимущественно в четвертичное время, особенно в неоплейстоцене.

Следует отметить, что даже в регионах, характеризующихся высокой степенью длительной унаследованности ориентировки простираний, часто выявляются определенные черты перестроек как распределения вертикальных тектонических движений, так и в ориентировке отдельных локальных структур.

Гиссаро-Алай и Южная зона Ферганской депрессии — область преимущественно унаследованного развития

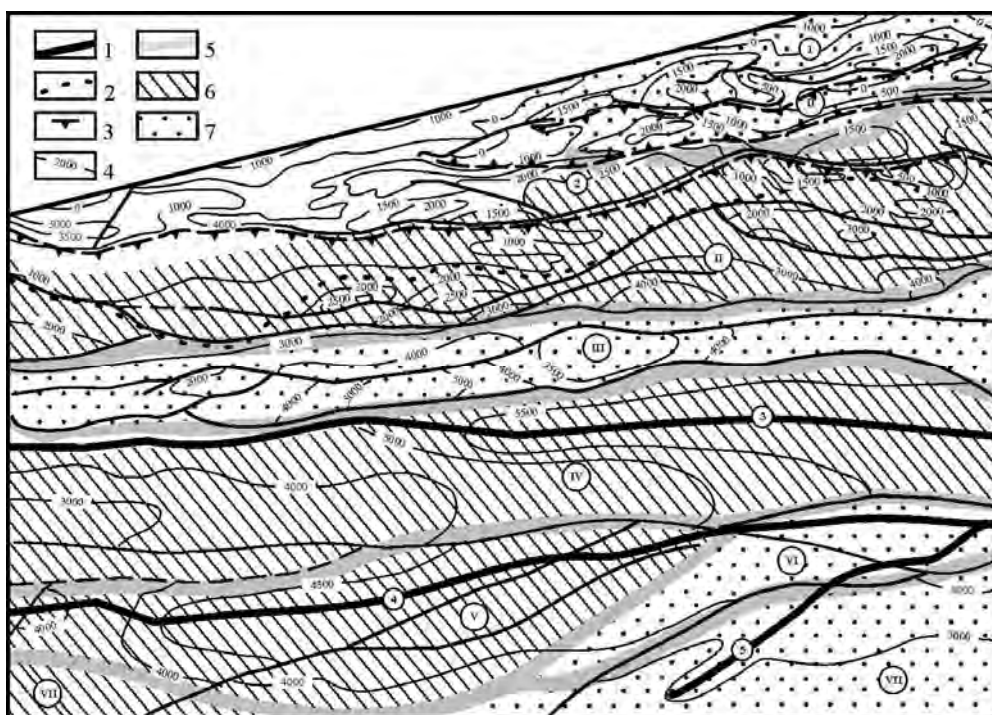


Рис. 8.4. Схема соотношения новейших и позднепалеозойских структур Центральной части Гиссаро-Алая и юго-западной Ферганы (тип унаследованного развития) [Несмеянов, 1971₁].

1-4 — элементы новейшего структурного плана: 1 — оси крупнейших поднятий Гиссаро-Алая, 2 — южная граница Ферганской депрессии, 3 — границы главнейших структур Южной зоны Ферганской депрессии, 4 — изолинии суммарных новейших движений; 5-7 — элементы палеозойского структурного плана (по М.М. Кухтикову): 5 — зоны разломов, разграничивавших палеозойские структурно-фациальные зоны, 6 — области относительных позднепалеозойских поднятий, 7 — области развития пермского осадконакопления.

Цифрами обозначены новейшие поднятия: 1 — Каратау-Гузанское, 2 — Тохтабуз-Катрантауское, 3 — Туркестанское, 4 — Зеравшанское, 5 — Кабудкрымское; палеозойские структурно-фациальные зоны: I — Карачатырская, II — Высоких предгорий Алая, III — Курганакская; IV — Зеравшано-Туркестанская; V — Ягнобская; VI — Барзанги-Шумкарская; VII — Центрально-Гиссарская, VIII — Хаит-Гармская.

В новейшей структуре центральной части Гиссаро-Алайской горной области наблюдается ряд складок-хребтов, вписывающихся в единое сводообразное поднятие Гиссаро-Алайского субширотного мегасвода. И здесь и в Южной зоне Ферганской депрессии, где мощности новейших отложений не превышают 0,6 км, а кайнозойских — 1 км, развиты широтные структуры (рис. 8.4). Особенно четко эти простирания фиксируются в ориентировке новейших разрывов.

В целом здесь хорошо совпадает ориентировка наиболее крупных новейших и позднепалеозойских структур. Ведущая роль широтных дислокаций прослеживается в Гиссаро-Алае и Южной зоне Ферганской депрессии с начала палео-

зою. В конце палеозоя крупная область поднятия существовала в осевой зоне Гиссаро-Алая, этой зоне в новейшей структуре отвечают Зеравшанский и частично Туркестанский хребты и расположенный между ними Зеравшанский мезо-кайнозойский прогиб. Другая крупная полоса позднепалеозойских поднятий охватывает значительную часть Южной зоны депрессии и прилегающие участки северного склона Туркестанского поднятия. Основная же часть этого склона представляла в конце палеозоя узкий прогиб, которому в новейшей структуре соответствуют как относительно приподнятые, так и относительно опущенные блоки, осложняющие ступенчатую моноклинал северного склона хребта-поднятия. В неогене были обновлены практически все региональные разрывы, которые разграничивали палеозойские структурно-фациальные зоны.

Таким образом, для Гиссаро-Алая и Южной зоны Ферганской депрессии можно констатировать значительную степень унаследованности верхнепалеозойского структурного плана новейшим. Эта унаследованность проявилась, во-первых, в сохранении общей ориентировки главными структурными элементами, во-вторых в обновлении ряда крупных тектонических разрывов, и, наконец, в том, что осевые части Зеравшанского и Туркестанского хребтов-поднятий отвечают прибортовым частям крупной позднепалеозойской приподнятой зоны. Структурная перестройка заключалась главным образом в ином расположении прогибов и поднятий. Так, южная часть Ферганской депрессии и Зеравшанский новейший прогиб заложены на месте крупных позднепалеозойских поднятий.

Кураминский хребет и Северная зона Ферганской депрессии – область структурных перестроек

Рассматриваемая часть Кураминского хребта представлена (если двигаться с юго-запада на северо-восток) Моголтауским и более крупным Кармазарским поднятиями.

В Кураминском хребте распределение мощностей и фаций показывает, что широтные структуры преобладали в течение всего палеозоя, а в мезокайнозой ведущая роль принадлежала дислокациям северо-восточной ориентировки (рис. 8.5). Крупнейшие широтные разломы, например Баштавакский, были заложены еще в карбоне. Наиболее крупные герцинские интрузии, с которыми совпадают линейные магнитные аномалии, также обладают широтным удлинением [Таль-Вирский, 1964]. Заложение в Кармазаре разломов северо-восточного простирания, например, Железного, произошло в конце перми или начале триаса [Мещерякова, 1960]. Появление этих разломов отвечает началу становления современного структурного плана, распределение мощностей и фаций мезо-кайнозоя уже фиксирует развитие структур северо-восточного простирания.

Оси главных новейших структур секут палеозойские под углом 30-50° (Моголтауская гряда поднятий, Алтынтюпканская и Калканатинская поднятия и др.). Наиболее возвышенная часть Бабайобского поднятия совпадает с мульдой, выполненной пермскими отложениями, унаследованным развитием и субширотным простиранием

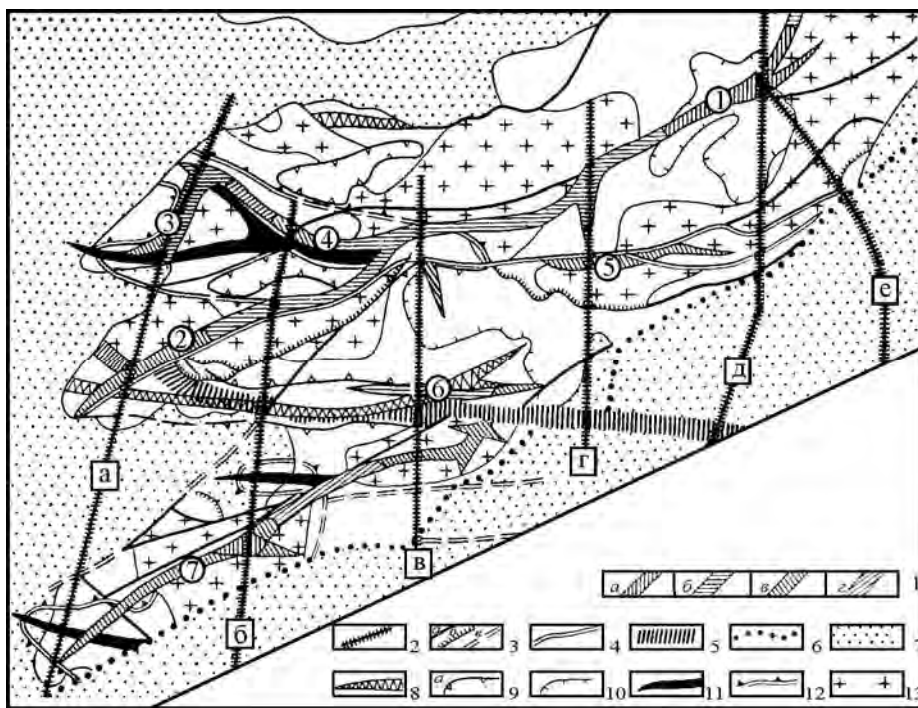


Рис. 8.5. Соотношение новейших и палеозойских структур Кармазара и Моголтау — перестройка структурного плана в северо-западном обрамлении Ферганской депрессии [Несмеянов, 1971].

1-7 — элементы новейшего структурного плана: 1 — оси новейших поднятий, получивших выражение в рельефе: а — в миоплиocene, б — с эоплейстоцена, в — с раннего неоплейстоцена, г — в среднем-верхнем неоплейстоцене, 2 — поперечные поднятия, 3 — разрывы: а — сбросы и взбросы, б — надвиги, в — предполагаемые погребенные разрывы, 4 — Баштавакский разлом, 5 — Кансайская шовно-блоковая зона, 6 — граница Ферганской депрессии (молодой элемент Северо-Ферганского разлома), 7 — кайнозойские осадки; 8-13 — элементы палеозойского структурного плана: 8 — оси верхнепалеозойских антиклиналей; 9 — границы верхнепалеозойских синклиналей; 10 — границы пермотриасовых мульд; 11 — оси среднепалеозойских антиклиналей; 12 — границы среднепалеозойских структур; 13 — крупнейшие палеозойские интрузии.

Цифрами обозначены альпийские брахиантиклинали: 1 — Бабайобская, 2 — Алтынтюпканская, 3 — Калканатинская, 4 — Алмалыкская, 5 — Курукская, 6 — Северокызылтюбинская, 7 — Музбекская.

Буквами обозначены субмеридианальные поперечные поднятия: а — Аксуйское, б — Дигмайское, в — Тавакское, г — Адрасманское, д — Супетауское, е — Джанбулакчопское.

обладают лишь те новейшие поднятия, которые образовались при участии обновленных палеозойских разломов (восточная часть Алмалык-Калканатинской гряды, Кызылтюбинское поднятие).

Если полагать, что перестройка структурного плана в Кураминском хребте происходила в основном в конце перми и триасе, то она заняла около 40-50 млн. лет. Но и тогда, когда перестройка структурного плана была в общих чертах завершена, отдельные структуры на начальных этапах своего становления сохраняли ориентировку, свойственную более древнему структурному плану.

Выявленный при возрастном расчленении рельефа процесс перестройки фиксируется и на новейшем этапе развития положительных структур. При их поэтапном разрастании (отражено в возрастной характеристике соответствующих частей последовательно разрастающихся осей) крупные новейшие поднятия местами включают в себя достаточно обособленные, часто ограниченные разломами, а потому легко подвижные элементы структуры древнего плана. Когда же общая площадь поднятия превысит площадь такого унаследованного подвижного блока, ось новейшей структурной формы приобретает северо-восточное простирание. Это характерно как для всего Общекураминского поднятия, так и для входящих в него более мелких структур, например, Кураминской и Моголтауской гряд поднятий.

Можно полагать, что "взламывание" молодыми разломами более древнего структурного плана свойственно скорее областям поднятий. Вновь образовавшиеся разломы являются осложнением сводовых частей зарождающегося молодого поднятия. В Кармазаре в пользу такой трактовки происхождения наиболее крупных разломов северо-восточного простирания (например, Железного, Канджольского и др.) свидетельствует то, что они, не меняя своего простирания, секут и смещают крупнейшие широтные тектонические швы древнего заложения (Баштавакский разлом, Кансайскую шовную зону).

В Северной зоне Ферганской депрессии, где мощность кайнозойских отложений достигает 8 км, наблюдается сложное сочетание складок преимущественно широтного и северо-восточного простираний (рис. 8.6). Складки северо-восточного простирания шире развиты в кровле кайнозойских моласс, чем в их подошве. Приповерхностные антиклинальные складки этой ориентировки нередко накладываются на отрицательные структурные формы в подошве моласс (восточная часть Коккуракской и Рапканская антиклинали). Северо-восточную ориентировку имеют и хорошо оро-

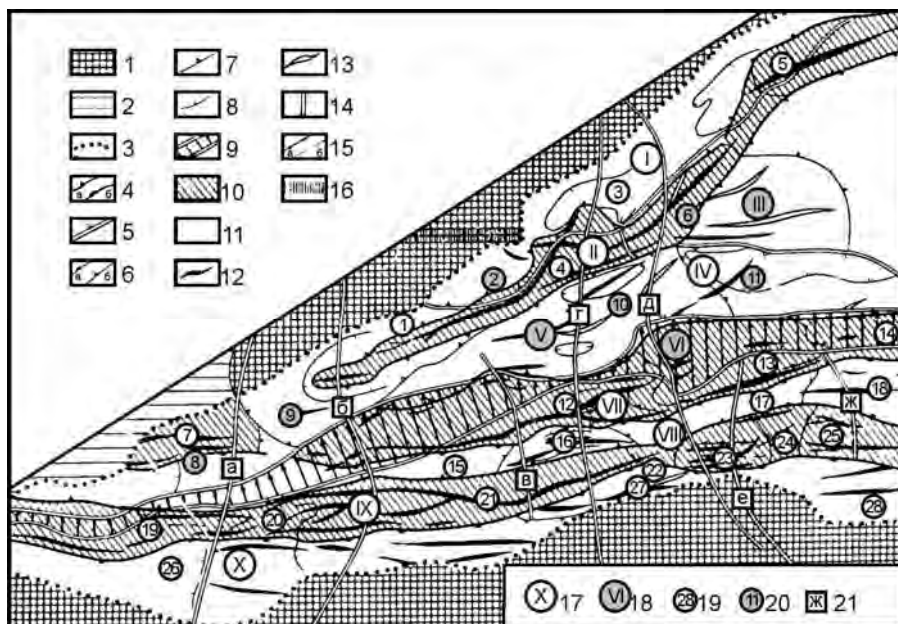


Рис. 8.6. Новейшие структуры западной части Ферганской депрессии

[Несмеянов, 1971₂].

1 — хребты-поднятия; 2 — равнина Голодной степи; границы: 3 — Ферганской депрессии, 4 — орографически выраженных гряд поднятий (а — пликативные, б — дизъюнктивные), 5 — структурных областей, прослеженных в подошве новейших отложений, 6 — поднятий и впадин, выраженных в рельефе (а — пликативные, б — дизъюнктивные), 7 — поднятий и впадин, зафиксированных в подошве новейших отложений, 8 — локальных впадин; структуры Ферганской депрессии: 9 — Центрально-Ферганская моноклинал, 10 — гряды орографически выраженных поднятий; 11 — цепи впадин; оси: 12 — новейших орографически выраженных и приповерхностных антиклиналей; 13 — новейших погребенных антиклиналей, 14 — поперечных поднятий, 15 — палеозойских (а — антиклиналей; б — синклиналей); 16 — Кансайская шовная зона, 17 — орографически выраженные гряды поднятий и цепей впадин; 18 — погребенные структурные области; 19 — орографически выраженные поднятия и впадины; 20 — погребенные поднятия и впадины; 21 — поперечные поднятия.

Цифрами обозначены: I — Самгар-Камышкурганская цепь впадин; II — Дигмай-Ташкумырская гряда поднятий; III — Каракалпакская область изометричных и различно ориентированных погребенных брахискладок; IV — Пролетарск-Кокандская цепь впадин; V — Кайраккумская область субширотных брахискладок, VI — Центрально-Ферганская моноклинал; VII — Каратау-Гузанская гряда поднятий; VIII — Тогапско-Исфаринская цепь впадин; IX — Тохтабуз-Катрантауская гряда поднятий; X — цепь Впадин сороковой параллели;

1 — Самгарская впадина; 2 — Устькарамазарская впадина; 3 — Камышкурганская впадина; 4 — Дигмай-Супетауская складчатая гряда; 5 — Чустпапская антиклиналь; 6 — Кокандское поднятие; 7 — Беговатское поднятие; 8 — Яхтанская впадина; 9 — Ленинабадская впадина; 10 — Кайраккумская перемычка; 11 — Яйпанская впадина; 12 — Каратауское поднятие; 13 — Гузанское поднятие; 14 — Сохско-Риштанская седловина; 15 — Тогапская впадина; 16 — Курганташская перемычка (поднятие); 17 — Исфаринская впадина; 18 — Гальчинская перемычка; 19 — Амбаргазское поднятие; 20 — Аксуйская седловина; 21 — Тохтабузское поднятие; 22 — Шурабская седловина; 23 — Бужунское поднятие; 24 — Баткенская седловина; 25 — Катрантауское поднятие; 26 — Шахристан-Ляйлякская впадина; 27 — Чаркуйская перемычка; 28 — Хайдарканская впадина.

Буквами обозначены поперечные поднятия: а — Аксуйское, б — Дигмайское, в — Ташраватское, г — Супетауское, д — Джанбулакчопское, е — Гузанское, ж — Гальчинское.

графически выраженные дисгармоничные складки, образование которых в значительной мере обусловлено процессами соляно-гипсово-глинистого диапиризма (Дигмай-Супетауская гряда). В целом количество складок и их амплитуда нарастают с глубиной.

Большинство широтных складок Северной зоны депрессии связано с широтными разломами, нарушающими палеогеновые осадки. Естественно, что, как было сказано выше, складки широтного простирания шире развиты в подошве, чем в их кровле. Кулисообразные и торцовые сочленения, изгибы осей и виргации складок, развитых в кровле моласс, также располагаются обычно над погребенными широтными разломами. Это особенно хорошо видно на примере Дигмай-Супетауской гряды. Погребенные широтные разломы нередко являются сквозными и прослеживаются не только в депрессии, но и в смежном Кураминском хребте.

Таким образом, в глубоких депрессиях степень дислоцированности кайнозойских отложений нарастает с глубиной, а ориентировка складок становится все более тесно связанной с широтными дислокациями, характерными для палеозоя.

8.1.2.1.3. Палеогеографические карты.

Палеогеографические карты могут быть разнообразны по своему содержанию. Но исходными их элементами служат данные по гипсометрии и особенностям строения рельефа. Такие материалы являются основным содержанием геоморфологических карт. Однако строение рельефа на геоморфологических картах может оцениваться с двух различных позиций. На одном виде карт характеризуются орография и типы рельефа (денудационный, аккумулятивный и промежуточный), а на другом виде — геоморфологическая зональность. Карты зональности являются производными от собственно палеогеоморфологических. Производными от палеогеоморфологических карт являются также карты палеогипсометрические и схема соотношения разновозрастного осадконакопления.

В соответствии с региональной стратиграфической схемой середины прошлого века¹ карты строились для этапов: массагетского (усунского) — P₃; аксарайского (карлукского) — N_{1,2}; коктюрюкского (каракитайского) — Q_E; нанайского (кошкурганского) — Q₁; ташкентского — Q₂. Для более поздних и кратковременных голодностепского и сырдарьинского этапов карты не составлялись по двум причинам. Во-первых, величины относительных поднятий невелики, поскольку малы и соответствующие глубины поэтапных эрозионных врезов, а облик рельефа был близок к современному. Во-вторых, потому, что определения сравнительно небольших амплитуд поэтапных воздыманий требуют более детальных расчетов с учетом поправок. Иначе сопоставление материалов по разномасштабным долинам окажется не корректным.

8.1.2.1.4. Палеогеоморфологические карты.

Палеогеоморфологические карты отражают строение рельефа на конец выделенных этапов (рис. 8.7, 8.8.) и сопровождаются профилями (рис. 8.9).

Картирование региональных поэтапных эрозионных врезов речных систем в областях воздымания и аккумулятивных толщ в областях прогибания позволяет трассировать в частности границы поднятий и впадин, определять расположение, ширину и глубину речных долин, распространение основных типов аккумулятивного рельефа. Высоты относительных поднятий измеряются непосредственно на геолого-геоморфологических профилях. С помощью рассмотренных выше расчетов оцениваются абсолютные высоты главных палеовозвышенностей. С учетом этих данных может быть изображена гипсометрия относительного рельефа (относительно днищ главных палеодолин). Возможна классификация морфологических типов палеодолин. Иногда необходим анализ перераспределения главных водотоков. Наносятся также разрывы и флексуры, которые обусловили появление тектонических уступов в рельефе.

Сравнение карт показывает нарастание глубины эрозионного расчленения поднятий по мере их роста. В олигоцене и неогене (массагетский и аксарайский этапы), т.е. на большей части новейшего этапа геологического развития, отрицательные вертикальные тектонические движения имели гораздо большую амплитуду и интенсивность, чем положительные. Начиная с эоплейстоцена (коктюрюкский этап) начали преобладать движения положительные. Общее воздымание горной страны начинается с раннего неоплейстоцена (с нанайского этапа), когда максимальные амплитуды поднятий в несколько раз превысили максимальные амплитуды опусканий. Со среднего неоплейстоцена (с ташкентского этапа) абсолютные отрицательные тектонические движения в данном регионе прекращаются.

Формирование основных структурных элементов Ферганской депрессии продолжается в течение всего новейшего этапа ее развития. С олигодена по эоплейстоцен дифференциация тектонических движений здесь происходит на фоне преобладающих опусканий и фиксируется в основном в измене-

¹ В то время, например, нижнемиоценовый аквитанский ярус считался олигоценным. Поэтому массагетский этап должен сейчас датироваться как олигоцен-ранний миоцен.

нии мощностей осадконакопления. Позднее на фоне преобладающих воздыманий положительные структуры получают все большее орографическое выражение. Северная и Южная структурные зоны депрессии различаются на протяжении всего новейшего этапа по характеру и интенсивности тектонических движений, а в неоплейстоцене — и по устройству рельефа. В Южной зоне преобладали унаследованно развивавшиеся структуры, а в Северной — инверсионные, связанные с диапиризмом.

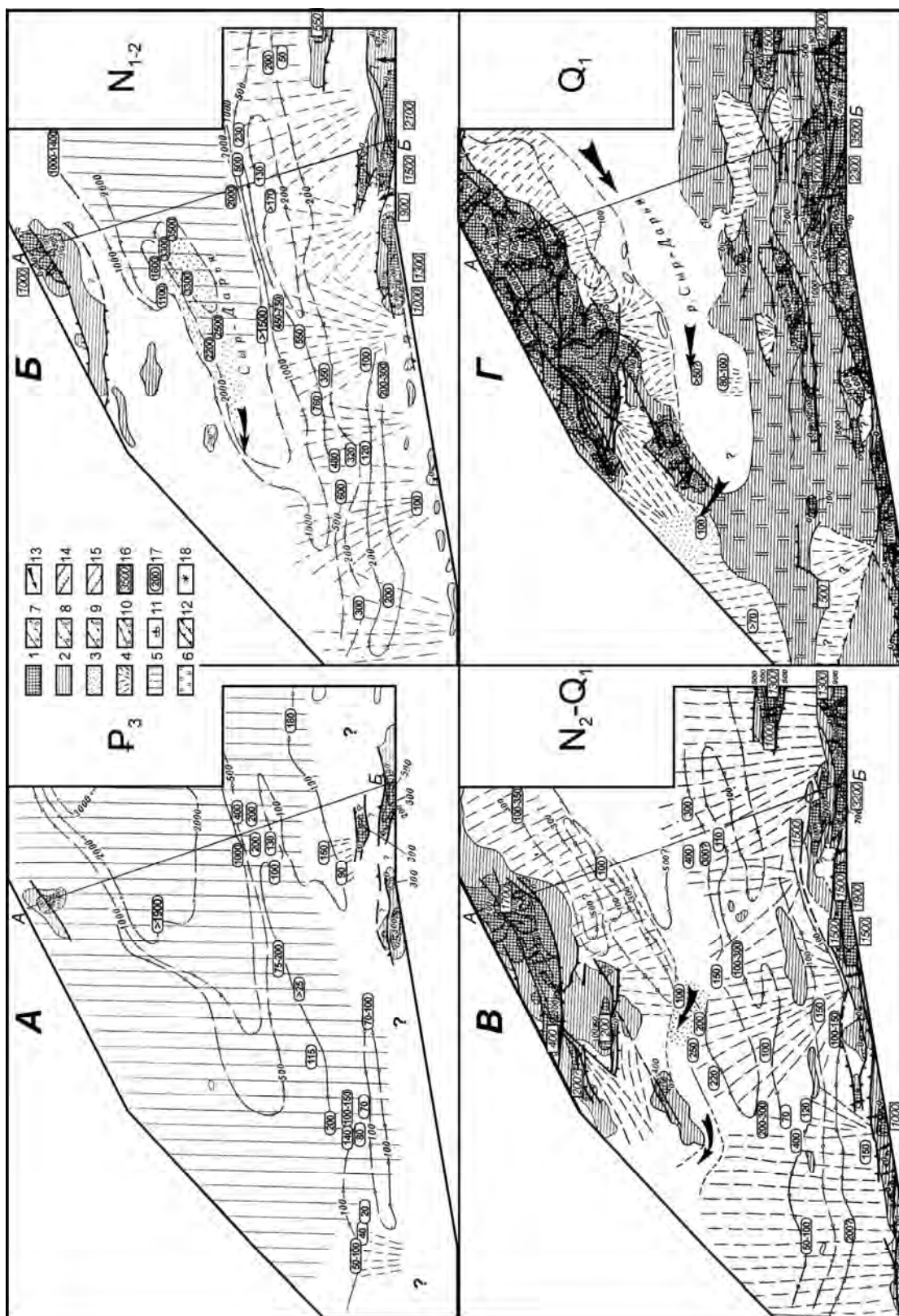


Рис. 8.7. Палеогеографические карты на конец этапов: А — массатетского, В — аксарайского, Г — кокторлоковского, Г — нанайского. [Несмеянов, 1971,].
 1 — денудационный рельеф; 2 — денудационно-аккумулятивный рельеф piedestalных равнин и размытых сводов подпятий; 3 — аллювиальные равнины; 4 — пролювиальные равнины; 5 — озерные и морские равнины; 6 — тонкий чехол осадков на поверхности piedestalных равнин; 7 — изогипсы относительного рельефа (здесь и далее: а — достоверные, б — предполагаемые); 8 — изобазы (линии равных относительных поднятий за этап); 9 — совпадающие изогипсы и изобазы; 10 — изопахиты; 11 — флексуры; 12 — разломы; 13 — направления главных водотоков; 14 — глубоко врезаемые долины и ущелья; 15 — слабо углубленные водотоки; 16 — абсолютные отметки рельефа; 17 — мощности осадков; 18 — палеолитические местонахождения, А — линия профиля, изображенного на рис. 8.9.

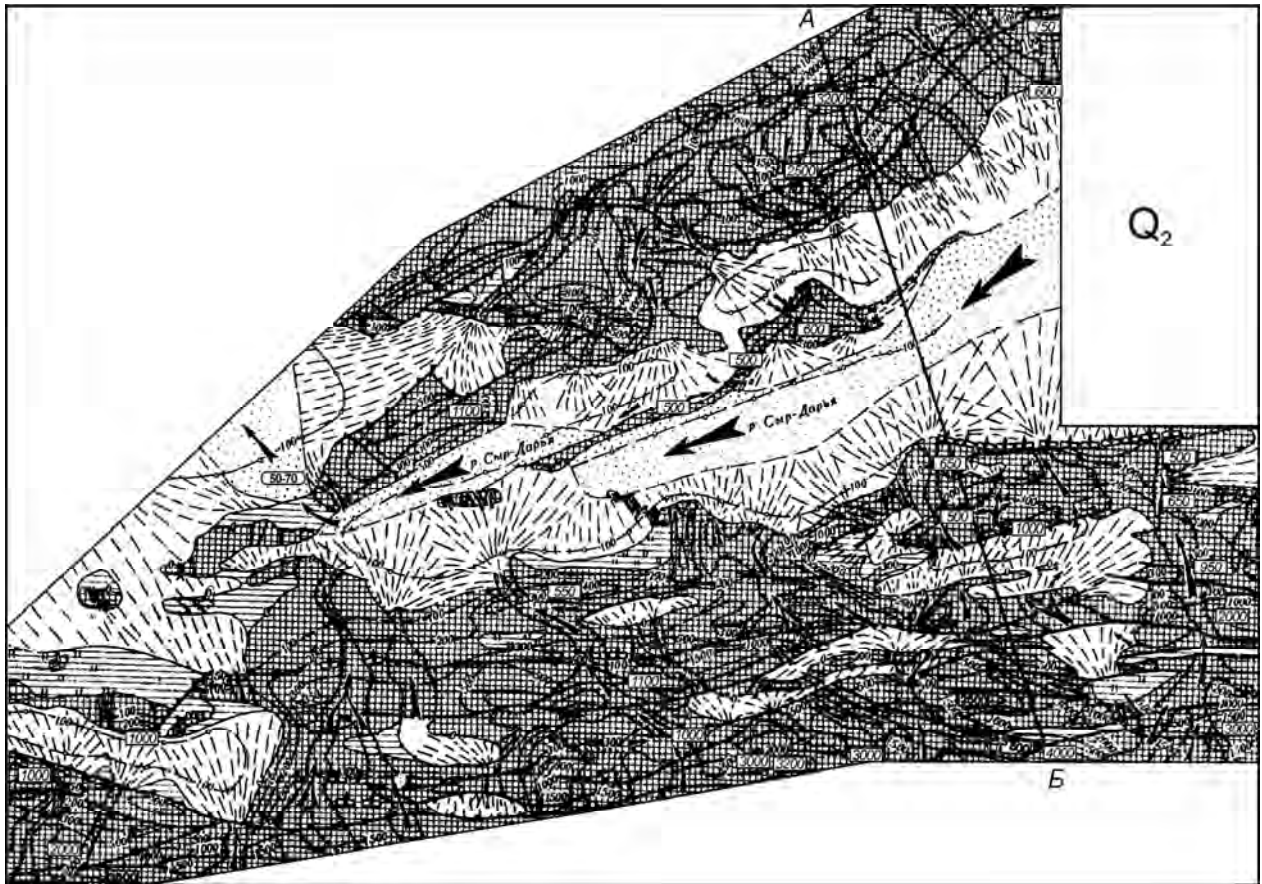


Рис. 8.8. Палеогеографическая карта на конец ташкентского этапа [Несмеянов, 1971].
(условные обозначения см. рис. 8.7)

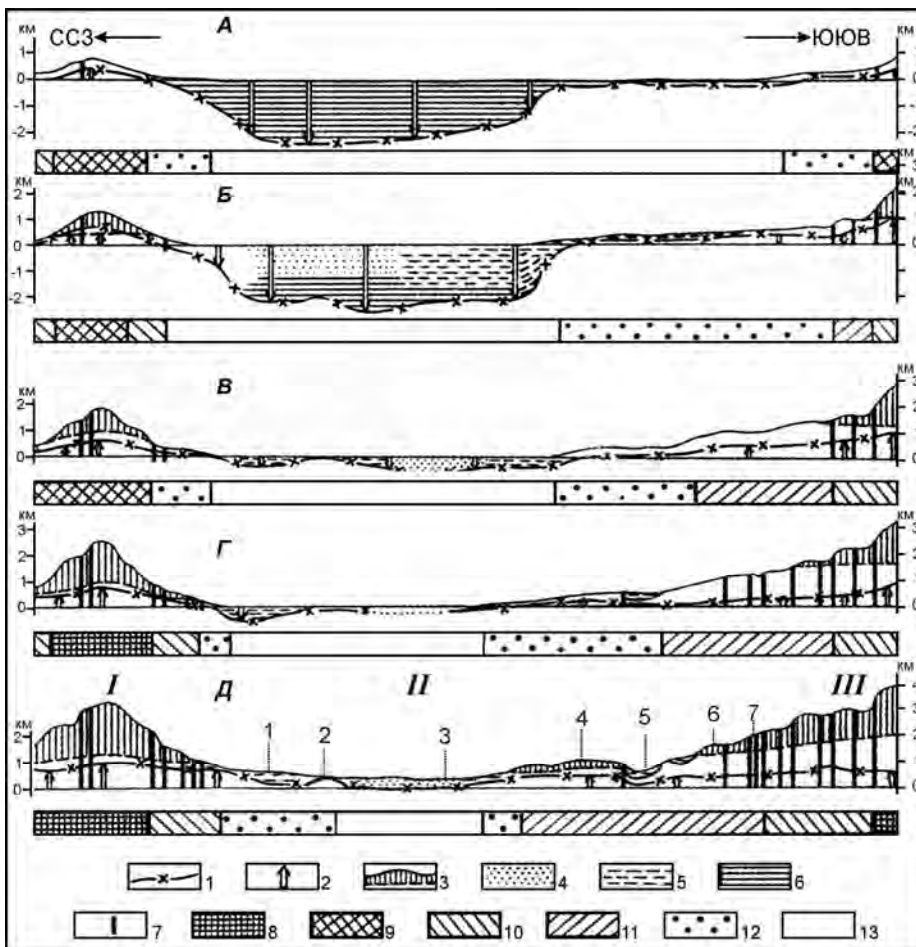


Рис. 8.9. Палеогеоморфологические профили

[Несмеянов, 1971].

1 — линия результирующей поэтапных тектонических движений; 2 — направление и величина вертикальных движений за этап; 3 — глубина эрозионного расчленения; 4-6 — преобладающие комплексы осадков: 4 — аллювиальный, 5 — пролювиальный, 6 — озерный и морской; 7 — разрывы; 8-13 — геоморфологические зоны: 8 — внутригорная высокоподнятая, 9 — осевая низкогорная, 10 — периферийно-горная, 11 — предгорная, 12-13 — подгорная (12 — периферийная, 13 — центральная ее часть).

Цифрами обозначены структуры: I — Кураминский хребтоподнятие, II — Ферганская депрессия, III — Туркестанский хребтоподнятие; 1 — Камышкурганская впадина, 2 — Дигмай-Супетауская складчатая гряда, 3 — Пролетарск-Кокандская впадина, 4 — Гузанское поднятие, 5 — Исфаринская впадина, 6 — Бужуньское поднятие, 7 — Впадины сороковой параллели.

Профили, сделанные на конец этапов: А — массагетского (P_3-N_1), Б — аксарайского (N_{1-2}), В — кокторлюкского (N_2-Q_1), Г — нанайского (Q_1), Д — Ташкентского (Q_2).

Развитие современной гидросети происходило за счет наращивания нижних частей долин в процессе становления хребтов и последовательного центростремительного появления в рельефе поднятий в депрессии. Плановое распределение долин рек первоначально определялось расположением поднятий, вновь проявляющихся в рельефе. В условиях унаследованности растущих поднятий и нарастающего общего воздымания территории Южной зоны депрессии в неоплейстоцене здесь наблюдается стабилизация долин основных рек при их последовательном углублении. Небольшие перестройки характерны для слабых водотоков.

8.1.2.1.5. Палеогипсометрические схемы.

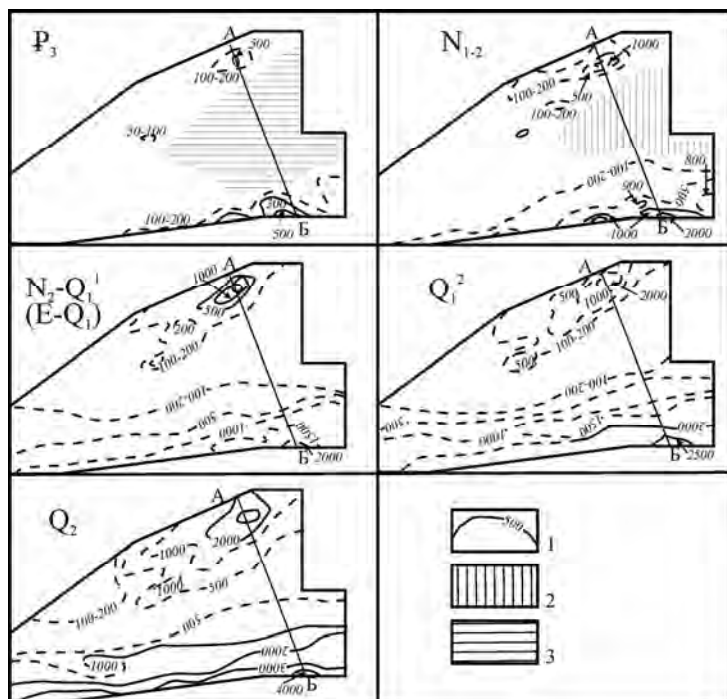


Рис. 8.10. Палеогипсометрические схемы горной области (Западная Фергана) [Несмеянов, 1971₁].

1 — изогипсы рельефа на конец этапа; 2 — область распространения нижнеаксарайского озерного бассейна с хомогенной садкой; 3 — область распространения нормально-морских сумсарских (раннеамассажетских) осадков.

А — Б — линия профиля, изображенного на рис. 8.9.

копления, условия обитания придонной фауны и др. материалы, используемые, например, при оценке амплитуд поэтапных прогибаний.

В центральных частях Северной зоны Западной Ферганы, где происходили наиболее интенсивные прогибания, изменение абсолютных отметок рельефа за новейший этап геологического развития было небольшим по сравнению с Южной зоной и смежными хребтами. Здесь в настоящее время поверхность аллювиальной равнины Сырдарьи имеет абсолютную высоту около 300-350 м, а в начале новейшего этапа здесь было мелководное море. Очевидно, суммарная амплитуда изменения гипсометрии рельефа составляет примерно 400 м. В миоцене (в раннеаксарайское время) здесь был мелководный осолоненный озерный бассейн, а с плейстоцена (со второй половины аксарайского этапа) — накопление субэвральных осадков и некоторая перекомпенсация прогибания. Следовательно, в основном за плейстоцен-четвертичную эпоху поверхность в центре Ферганской долины поднялась на 300-350 м выше уровня моря. Поэтапные изменения высоты рельефа здесь в данную эпоху выходят за пределы точности составленных карт. При необходимости более детальных расчетов можно допустить, что относительные величины поэтапных поднятий пропорциональны относительным величинам мощностей соответствующих толщ, обычно известных по данным бурения.

8.1.2.1.6. Схемы палеогеоморфологической зональности.

Схемы палеогеоморфологической зональности позволяют наиболее четко отразить поступательный характер процесса становления современного рельефа (рис. 8.11).

Так, в олигоцене вся западная часть Ферганской депрессии входила в подгорную геоморфологическую зону. К югу от нее в пределы рассматриваемой территории попадает небольшой участок одной из возвышенностей зарождающегося Туркестанского хребта (горы Ахунтау), а к северу — низкогорная возвышенность зарождающегося Кураминского хребта (г. Бабай-Об). В миоцене и начале плейстоцена поднятия хребтов разрастались.

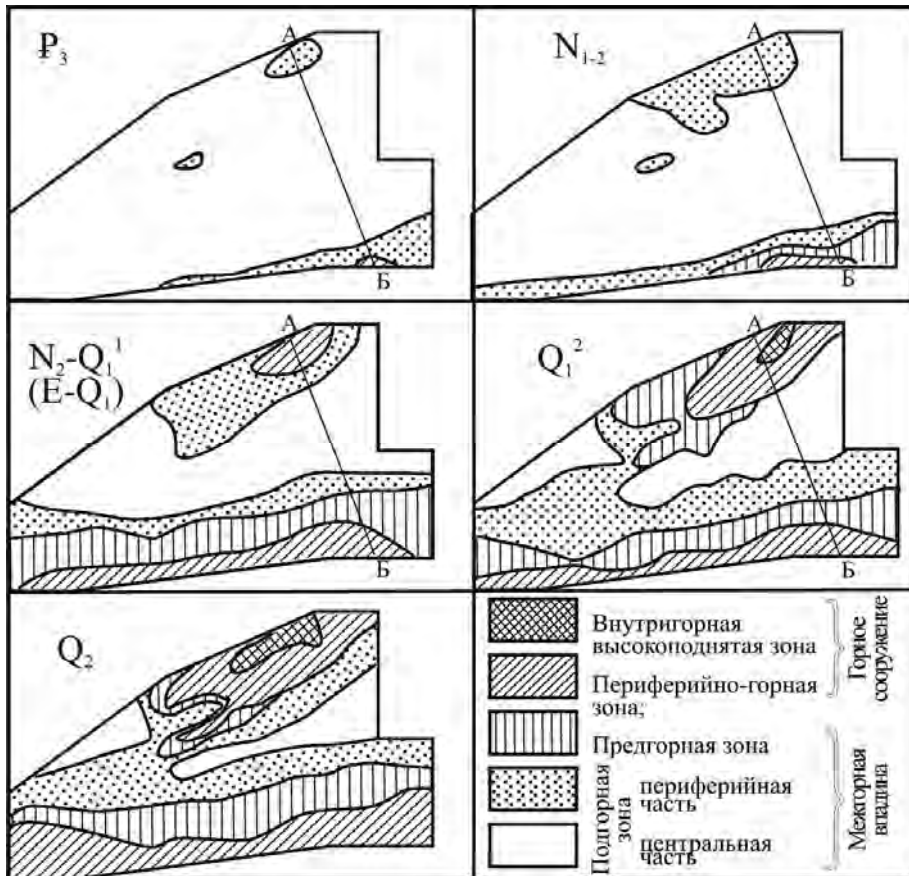


Рис. 8.11. Схемы палеогеоморфологической зональности в горной области (Западная Фергана) [Несмеянов, 1971₁].
А-Б — линии палеопрофилей (см. рис. 8.9).

В Туркестанском хребте уже можно различить периферийную горную и предгорную зоны. В раннем антропогене (эоплейстоцене — Q_E) депрессия еще почти полностью остается областью осадконакопления. Только самая южная ее периферия начинает воздыматься и примыкает к зоне низких предгорий. В раннем неоплейстоцене юг депрессии относится в основном к периферийной геоморфологической подзоне предгорной равнины, а ее южный край принадлежит уже к предгорной и даже горной зонам. В среднем неоплейстоцене оформляются основные черты современного геоморфологического облика района. Резко сузилась центральная часть предгорной геоморфологической зоны, большую часть которой занимает долина прасырдарьи. Но север депрессии не входит за пределы периферийной части подгорной геоморфологической зоны. Юг депрессии воздымается гораздо сильнее и отвечает в основном предгорной и горной геоморфологическим зонам.

8.1.2.1.7. Схема соотношения разновозрастного осадконакопления.

Схема соотношения разновозрастного осадконакопления позволяет проследить динамику, т.е. последовательность возникновения и разрастания поднятий на фоне поэтапного перераспределения областей осадконакопления (рис. 8.12). Отчетливо виден, в частности, процесс последовательного центростремительного появления поднятий, характерного для большинства межгорных впадин. Этот процесс был описан для Южной Ферганы еще в 30-х годах В.Н. Вебером, который связывал с ним миграцию сухих дельт, то есть областей разновозрастного осадконакопления. Однако эта схема не учитывала не прекращавшегося в течение всей новейшей эпохи проявления дифференцированных тектонических движений. Последние обусловили перманентное существование локальных областей осадконакопления в пределах основных отрицательных структур (цепей впадин). Благодаря этому большинство южноферганских рек имело в четвертичную эпоху не один приустьевой конус, а несколько, каждый из которых в общих чертах действительно испытывал миграцию в северном направлении.

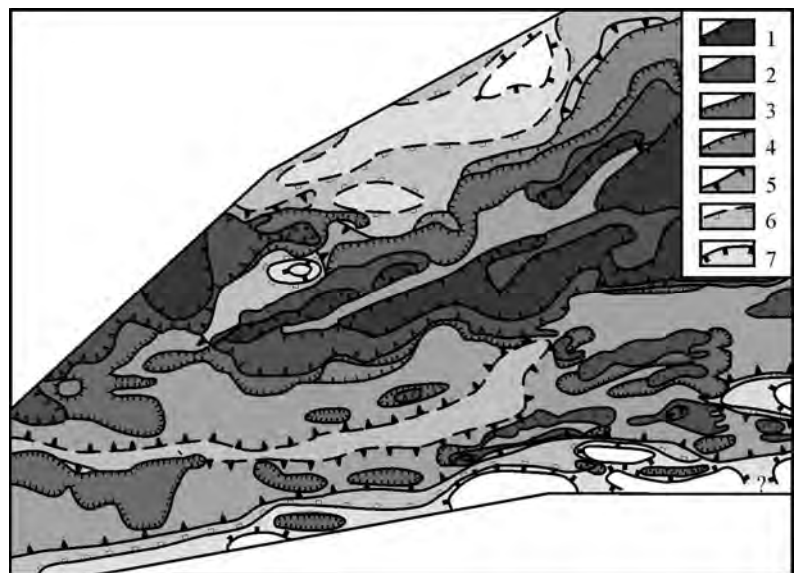


Рис. 8.12. Схема соотношения разновозрастных областей молассонакопления в горной области (Западная Фергана) [Несмеянов, 1971₁].

1 — сырдарьинские; 2 — голодпостепские; 3 — ташкентские; 4 — нанайские; 5 — коктурлюкские; 6 — аксарайские; 7 — массагетские.

На примере Ферганской депрессии и ее горного обрамления можно, сформулировать ряд типичных палеогеографических выводов для активных орогенических областей.

- ❖ Горные сооружения постепенно наращивали свою высоту и подвергались все более глубокому эрозионному расчленению. Соответственно нарастала и амплитуда рельефа. В рассматриваемом активном орогене разность высот, между дном Ферганской депрессии и вершинами Туркестанского хребта достигала: к концу олигоцена — 1 км, в начале плиоцена — 2 км, к концу раннего антропогена — 3,5 км, к концу раннего неоплейстоцена — 4 км, к концу среднего неоплейстоцена — 4,5 км и в настоящее время, как известно, превышает 5 км. Параллельно происходило постепенное сокращение подгорной геоморфологической зоны за счет разрастания предгорной зоны.
- ❖ Развитие современной гидросети происходило постепенно за счет наращивания частей долин в процессе становления хребтов и последовательного появления поднятий во все более глубоких частях депрессии. Дифференцированность новейших движений обусловила постоянство осадконакопления в пределах ряда локальных впадин. Формирование некоторых поднятий привело к перераспределению и отмиранию отдельных водотоков.
- ❖ Развитие структур происходило по-разному. В северных предгорьях Туркестанского хребта оно отличалось четкой унаследованностью. В то же время процесс роста Кураминского хребта характеризовался перестройкой структурного плана, т.е. переориентировкой оси отдельных его поднятий. Это связано с тем, что новейший структурный план здесь существенно отличался от палеозойского и на ранних мел-палеогеновых и неогеновых этапах становления поднятий древние структуры еще проявляли определенную активность. Характерно, что поднятие Кураминского хребта в целом первоначально (олигоцен) имело изометрическую форму, позже (неоген) приобрело субширотное, унаследованное от палеозойских структур простирание, и дном затем (с раннего неоплейстоцена) получило свою окончательную форму и юго-запад—северо-восточное удлинение, отвечающее основному новейшему структурному плану этой части Тянь-Шаня.

8.2. Палеорекострукции на основе расчетов уклонов палеодолин

Методику подобных реконструкций целесообразно рассмотреть для детально изученной части горной области у моря, связанного с Мировым океаном. Этим критериям отвечает прилегающий к Черному морю Западный Кавказ, для которого можно принять практически постоянным (в пределах первого десятка метров) уровень трансгрессивных максимумов по крайней мере для четвертичного периода [Несмеянов, Измайлов, 1995]. При подобном допущении возможно использование реконструкций, опирающихся на расчет палеоуклонов дном речных долин, начиная от морского побережья. Для таких построений вполне пригодна детально изученная долина р. Мзымты с расположенными в ее горной части олимпийскими строительными объектами [Несмеянов, 1999; Несмеянов, Воейкова, 2010; Несмеянов, Воейкова, Мурый, 2016_{1,2}; Мурый, 2013; Вадачкория и др., 2014].

8.2.1. Современное состояние изученности опорного объекта

Состояние изученности рассматриваемого опорного объекта характеризуют следующие позиции:

- Достигнута значительная детальность неотектонического районирования, которая зависит от густоты сети геоморфологических профилей, создаваемых для возрастного расчленения рельефа. На рассматриваемой территории реализовано два масштабных уровня неотектонического районирования, позволивших выявить не только различное количество разрывных нарушений, разделяющих блоковые структуры, но и обнаружить их различные типы. На первом этапе (1985 г) проведено районирование масштаба 1:200 000, охватившее весь Западный и часть Центрального Кавказа. Оно позволило откартировать в основном сбросы и в меньшем количестве надвиги. Последние относятся в основном к надвигам козырькового типа [Несмеянов, 1992, Несмеянов и др., 1995]. На втором этапе (1991 г.) проведено картирование в масштабе 1:50 000 для территории, охватившей весь бассейн р. Мзымты с прилегающими территориями. При этом не только детализирована схема распространения надвигов и сбросов, но откартировано большое количество циркуобразных сбросов, которые обычно концентрируются в поднятых крыльях наиболее крупных сбросов и надвигов [Несмеянов, 1991, 1999]. В настоящее время проводятся еще более детальные исследования [Несмеянов, Воейкова, 2010; Несмеянов и др., 2011].
- Существует разносторонняя изученность палеогеографии для кавказского кайнозоя [Келлер, Меннер, 1945; Милановский, Хаин, 1964 и др.]. При этом спорными остаются представления некоторых исследователей, предполагавших бассейновое осадконакопление на своде Большого Кавказа в майкопское время (олигоцен-начало миоцена) [Копп, Щерба, 1985, 1998; Щерба, 1983, 1987, 1993 и др.]. В настоящее время этот материал заново переосмыслен и скоррелирован с но-

выми геоморфологическими и неотектоническими материалами. Такие материалы свидетельствуют о том, что приосевые части Главного Кавказского хребта стали областью денудации еще до начала новейшего этапа геологического развития [Несмеянов, 1992].

- Определен набор ряда датированных донеоплейстоценовых этапов рельефообразования. По данным ряда исследователей [Хаин, Муратов, 1962; Милановский, 1968; Кожевников и др., 1977 и др.], на Кавказе прослежены следующие допозднечаудинские (Q_1) несогласия: апшеронское (эоплейстоценовое — Q_E), куяльницкое или акчагыльское (традиционно считавшееся позднеплиоценовым — N_2^3), понтическое (позднемиоценовое — N_1^3) и сарматское (средне-позднемиоценовое — N_1^{2-3}). Чтобы не возникало разногласий, эти наименования в значительной мере условно использовались и для соответствующих этапов рельефообразования, хотя реальные возрастные интервалы этапов обычно более широкие [Несмеянов, 1992, 1999]. Поэтому названия этапов приводятся в кавычках. На самом деле “акчагыльский” этап соответствует по современным стратиграфическим схемам позднеплиоцен-палеоплейстоценовому возрасту (N_2^3 - Q_p), а “понтический” — позднемиоцен-раннеплиоценовому (N_1^3 - N_2^1).
- Для южного склона Западного Кавказа разработаны региональные стратиграфические схемы речного и морского террасовых рядов для неоплейстоцена (табл. 8.2) [Несмеянов, Измайлов, 1995; Несмеянов, 1999].

Таблица 8.2

Корреляция и возрастная характеристика неоплейстоценовых речных и морских террас Южнокавказского страторегии (цифрами даны абсолютные датировки в тыс. лет) [Несмеянов, 1999]

Речные террасы южного склона Северо-Западного Кавказа			Коррелятивные морские образования					
			Террасы		Этапы по А.Л. Чепальге и др., 1989			
стратиграфические			названия	абсолютные даты и их интервалы	названия	материалы по возрастной датировке		
комплексы	подкомплексы							
молдовский Q_4	прирусловой	Q_4^2	(черноморская)		новоэвксинский	W		
	адлерский	Q_4^1	0,9-25					
хостинский Q_3	роцинский	Q_3^2	сочинская		тарханкутский	31,3±0,7; 62,7±1,0		
			агойская				позднекарангатская фаза	
	воронцовский	Q_3^1	шахейская		Эльтигенская фаза	RW		
мзымтинский Q_2	липниковский Q_2^2	Q_2^{2b}	ашейская	поздняя	124±3,5	Тобечикская фаза	Эпизод “Блейк” (~100); шкурлатский фаунистический комплекс 146±7	?
				ранняя	139±4			
	голицинский Q_2^1	Q_2^{1a}	пшадская		узунларский	166±7 хазарская фауна эпизод “Ямайка” (220-230)	R	
			криницкая		древнеэвксинский	лихвинская (гуньковская) фауна	MR	
монастырский Q_1^2			позднечаудинская (идукопасская)		чаудинский	поздняя фаза	тираспольская (колкотовская) фауна	M

- Получены материалы для возрастного расчленения рельефа, которые предусматривают выделение и корреляцию образований террасового генетического комплекса, включающих древние поверхности выравнивания и более молодые, преимущественно четвертичные террасы. Для этого построены разномасштабные сети структурно-геоморфологических профилей, анализ которых позволяет выявлять особенности региональной этапности орогенеза и устанавливать морфологию новейших складчатых и блоковых структур. Сгущение сети профилей обеспечивает возможность детализации структурного районирования и палеоэкологических, особенно палеоорграфических реконструкций. Региональная сеть геолого-геоморфологических профилей (рис. 8.13А) была создана ранее при среднемасштабном неоструктурном районировании территории всего Северо-Западного Кавказа [Несмеянов, 1992]. Привлечение более детальной топоосновы (масштабы 1:50 000 и 1:25 000) позволило построить локальную сеть геоморфологических профилей, которая опирается на региональную сеть и состоит из 24 профилей, поперечных к оси долины Мзымты (рис. 8.13Б). Для взаимной увязки этой серии профилей был построен продольный корреляционный профиль, проходящий вдоль долины р. Мзымты. Первоначальный вариант профилей локальной сети опубликован [Несмеянов, 1999, с. 111-135]. Сопряженность региональной и локальной сетей обеспечивалась тем, что локальные профили, связанные с главными водоразделами, обрамляющими бассейн р. Мзымты, практически дублируются соответствующими отрезками мелкомасштабных профилей региональной сети. В дальнейшем для ряда участков эта сеть была уточнена и дополнена новыми профилями, построенными с применением компьютерных технологий [Муры, 2012].

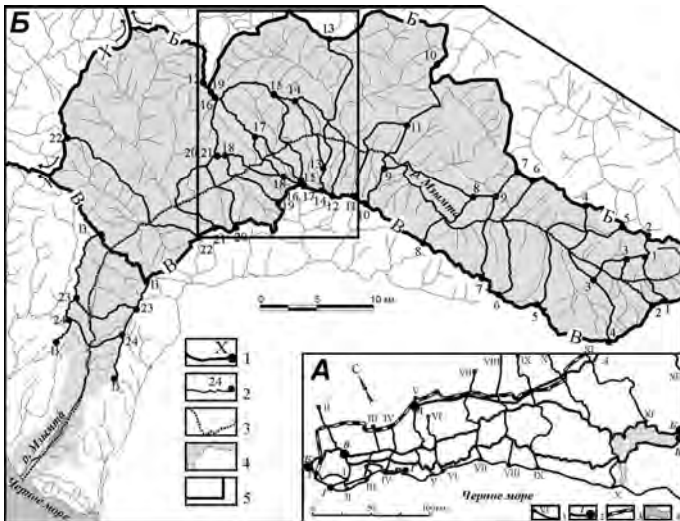


Рис. 8.13 Сети геоморфологических профилей.

А — Региональная сеть Западного Кавказа.

Б — Локальная сеть бассейна р. Мзымты.

На *А* — 1-2 — региональные геоморфологические профили: 1 — поперечные, 2 — продольные; 3 — северная и западная границы мегасвода Большого Кавказа; 4 — территория бассейна р. Мзымты.

На *Б* — 1-3 — профили: 1 — региональной сети, 2 — локальной сети, 3 — вдоль русла р. Мзымты (корреляционный); 4 — территория бассейна р. Мзымты, 5 — граница района, показанного на рис. 8.15.

та палеорельефа оценивалась для отдельных вершин (в сотнях метров в виде цифр). Грубость оценок палеовысот позволяла абстрагироваться от снижения водоразделов за счет плоскостной денудации. В данном случае наиболее интересны схемы “понтического” — N_1^3 , “акчагыльского” — N_2 и “апшеронского” или эоплейстоценового — Q_E этапов [Несмеянов, 1992] (рис. 8.14).

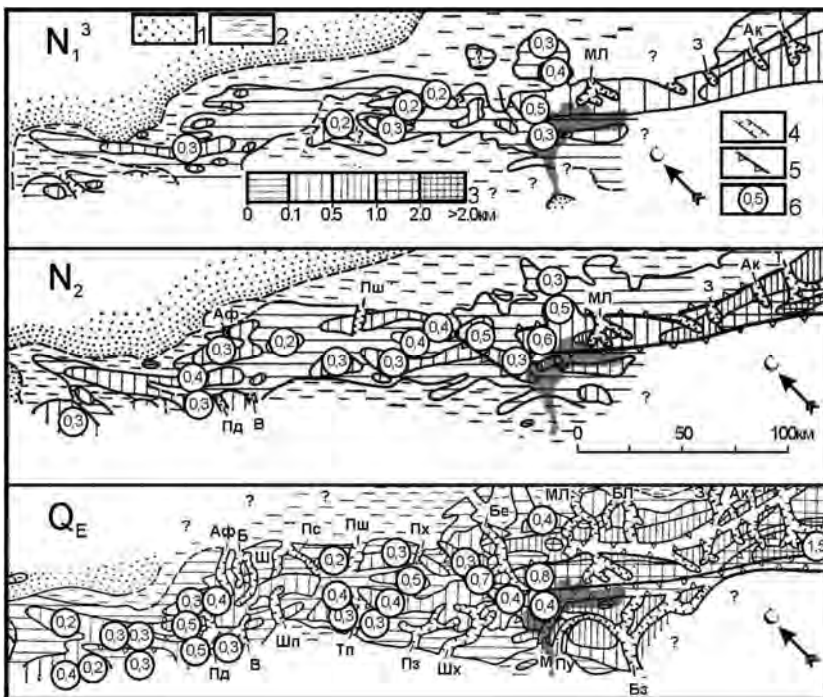


Рис. 8.14. Мелкомасштабные палеорекострукции рельефа Северо-Западного Кавказа [Несмеянов, 1992].

Схемы реконструкции палеорельефа составлены на конец этапов: N_1^3 — “понтического”, N_2 — “акчагыльского”, Q_E — “апшеронского”.

1 — область аккумуляции отложений бассейнового генетического комплекса; 2 — область невысоких (до 0,1 км) пьедестальных равнин, местами с маломощной аккумуляцией отложений террасового и покровного генетических комплексов; 3 — палеоподнятия различной абсолютной высоты; 4 — главные глубокие преимущественно антецедентные долины палеорек: Аф — Афипса, Б — Безепа, Ш — Шебша, Пс — Псекупса, Пш — Пшиша, Пх — Пшехи, Бе — Белой, МЛ — Малой Лабь, БЛ — Большой Лабь, З — Большого Зеленчука, Ак — Аксаута, Т — Теберды, Пд — Пшады, В — Вулана, Шп — Шапсухо, Тп — Туапсе, Пз — Псезуапсе, Шх — Шахе, М — Мзымты, Пу — Псоу, Бз — Бзыби; 5 — тектонически обусловленные уступы в рельефе; 6 — относительная высота (в км) отдельной горной вершины над ближайшей пьедестальной равниной или над дном глубокой речной долины. Серой заливкой показан бассейн р. Мзымты.

На основе этих реконструкций был сделан ряд общих выводов: а) Срединная зона Центрального сегмента мегасвода Большого Кавказа стала единой возвышенностью на раннеорогенной стадии ($P_3^3-N_1^1$), б) в осевой подзоне зоны брахисводов Западного сегмента мегасвода цепь возвышенностей появилась на “сарматском” этапе (N_1^{2-3}), в) крылья мегасвода получили орографическое выражение преимущественно в палеоплейстоцене (“акчагыльский” этап — $N_2^3-Q_P$) и в эоплейстоцене (“апшеронский” этап — Q_E).

8.2.2. Методика палеореконокструкций на примере приморского орогена

Данная методика включает: исходные положения, основные допущения, последовательность операций по составлению палеореконокструкций, возможности использования ГИС-технологий.

8.2.2.1. Исходные положения.

- Палеореконокструкции составляются в масштабе 1:200 000.
- Детальность восстановления высот палеорельефа составляет 100 м. (с таким шагом проводятся палеоизогипсы абсолютного или относительного рельефа и с таким допуском определяются различные детали этого рельефа, например, величина плоскостной денудации вершинных поверхностей). В подавляющем большинстве случаев анализ величин плоскостной денудации позволяет ее не учитывать, т.к. она меньше выбранного шага палеоизогипс. Грубость таких реконструкций позволяет не учитывать также и эффекта параллельного “отступления склонов”, т.к. в этом масштабе они не могут быть отражены.
- Реконструкции палеорельефа опираются на материалы возрастного расчленения рельефа. Проведенное при составлении региональной сети геоморфологических профилей возрастное расчленение рельефа подтвердило палеогеновый возраст начала формирования водоразделов Главного Кавказского хребта и хребтов Аибга и Ацетука в районе современного бассейна р. Мзымты. Хребты Аибга и Ацетука орографически более четко выражены, начиная с “сарматского” (N_1^{2-3}) этапа, а параллельная ему часть Главного хребта стала единым поднятием только на “понтическом” этапе. До этого времени орографически выраженного бассейна р. Мзымты не существовало. С другой стороны, плановая и вертикальная детальность палеореконокструкций в избранном масштабе не позволяет существенно дифференцировать палеорельеф для голоценовых и большинства средне-позднеолейстоценовых этапов. Поэтому реконструкции в предлагаемом масштабе целесообразны для следующих этапов: позднемиоцен-раннеплиоценового (“понтического” — $N_1^3-N_2^1$), позднеплиоцен-палеоплейстоценового (“акчагыльского” — $N_2^3-Q_P$), эоплейстоценового (апшеронско-раннечаудинского — Q_E), раннеолейстоценового (монастырско-позднечаудинского — Q_1).
- Для оценки возраста рубежей основных этапов рельефообразования на Западном Кавказе привлекаются как местные, так и корреляционные материалы [Несмеянов, 1992, 1999; Харленд и др., 1985; Стратиграфический..., 2006 и др.].

На абсолютную датировку возрастных рубежей и оценку продолжительности этапов рельефообразования существенно повлиял неоднократный пересмотр и неоднозначность трактовки общих и региональных (например, восточноевропейских) неогеновых и четвертичных стратиграфических подразделений [Finney, 2010; Жамойда, Леонтьева, 2012 и др.]. Соответственно, возраст и продолжительность этапов рельефообразования на Западном Кавказе могут в настоящее время оцениваться весьма приблизительно (с использованием округленных величин), а их стратиграфическая индексация и, в значительной мере, традиционная терминология остаются условными (табл. 8.3).

Таблица 8.3

Абсолютный возраст и продолжительность этапов новейшего рельефообразования Западного Кавказа

Этапы	Этапы рельефообразования Западного Кавказа				Возрастные индексы	Возраст рубежей	Продолжительность этапов рельефообразования			
	Северный склон		Южный склон							
Новейший (орогенный) P_3-Q мегаэтап	Позднеорогенная (N_1^2-Q) стадия	Кубанский		Молдовско-Новоэксинский		Q_4	15-20	15-20		
		Гирейский	Майкопский	Хостинский	Рощинско-Агойский	Q_3	Q_3^2	60-70	100	50
			Вюшатский		Воронцовско-Шахейский		Q_3^1	110-120	50	
		Гулькевический	Хаджохский	Мзымтинский	Липниковско-Ашейский	Q_2	Q_2^2	150-200	250	60 (40-80)
			Курджипский		Голицинско-Пшадский		Q_2^1	300-400	(200-300)	200 (150-200)
		Воздвиженский		Монастырско-Чаудинский		Q_1	700-800	400		
		Эоплейстоценовый (“апшеронский”)					Q_E	1,8	1	
		Позднеплиоцен-палеоплейстоценовый (“акчагыльский”)					$N_2^3-Q_P$	3,5	1,7	
		Позднемиоцен-раннеплиоценовый (“понтический”)					$N_1^3-N_2^1$	7?	3,5	
		Средне-позднемиоценовый (“сарматский”)					N_1^{2-3}	11,5	4,5	
		Раннеорогенная (“майкопский”) стадия					$P_3-N_1^1$	28	16,5	
								тысячи лет		
						миллионы лет				
								11,5 млн. лет		
								28 млн. лет		

Тем не менее, принятые оценки (особенно для продолжительности этапов рельефообразования) вряд ли могут существенно измениться в обозримое время. Во всяком случае, они, по-видимому, позволяют достаточно объективно охарактеризовать количественные соотношения продолжительности разновозрастных этапов (например, оценить их различие в разы или порядки величин).

В этом аспекте очевидны кардинальные (на порядки величин) различия в продолжительности между неогеновыми и неоплейстоценовыми этапами, а также переходный характер эоплейстоценового этапа. Данное различие отражает давно известное увеличение в интенсивности орогенических воздыманий евразийских горных сооружений, возросших также на порядки величин в неоплейстоцене [Несмеянов, 1967, 1971, 1977]. Именно такое ускорение позволило повсеместно проявиться в рельефе в виде самостоятельных эрозионно-аккумулятивных циклов (и в формировании региональных террас) относительно кратковременным неоплейстоценовым и голоценовым элементам террасовых рядов.

- Палеорекострукции составляются на конец этапов (на эпоху завершения эрозионно-аккумулятивных циклов), отвечающих максимумам трансгрессий и заполнения долин аллювием (т.е. на момент выработки равновесия продольного профиля основной реки). Поскольку сами этапы имеют значительную продолжительность, датировка возрастных срезов таких палеорекострукций может отличаться от возраста несогласий, названия которых использованы и для этапов рельефообразования. Соответственно, для “понтического” этапа реконструируется раннеплиоценовый возрастной срез (с ориентировочной датировкой около 4 млн. лет), для “акчагыльского” — поздний палеоплейстоценовый срез (около 2 млн. лет), для “апшеронского” этапа — поздний эоплейстоценовый срез (около 1 млн. лет), для монастырско-позднечаудинского этапа — поздний ранне-неоплейстоценовый срез (около 0,5 млн. лет).
- Исходными вспомогательными материалами для построения палеорекострукций служат построенные на основании анализа морфологии современного рельефа и геоморфологических профилей для всей площади исследуемого района материалы по возрастному расчленению рельефа (фрагмент их приведен на рис. 8.15). На схеме возрастного расчленения рельефа (А) выделяются сохранившиеся до нашего времени фрагменты поверхностей выравнивания (террасовые уровни), а на схеме этапов становления поднятий в рельефе (Б) показано поэтапное разрастание возвышенностей и сужение днищ долин.

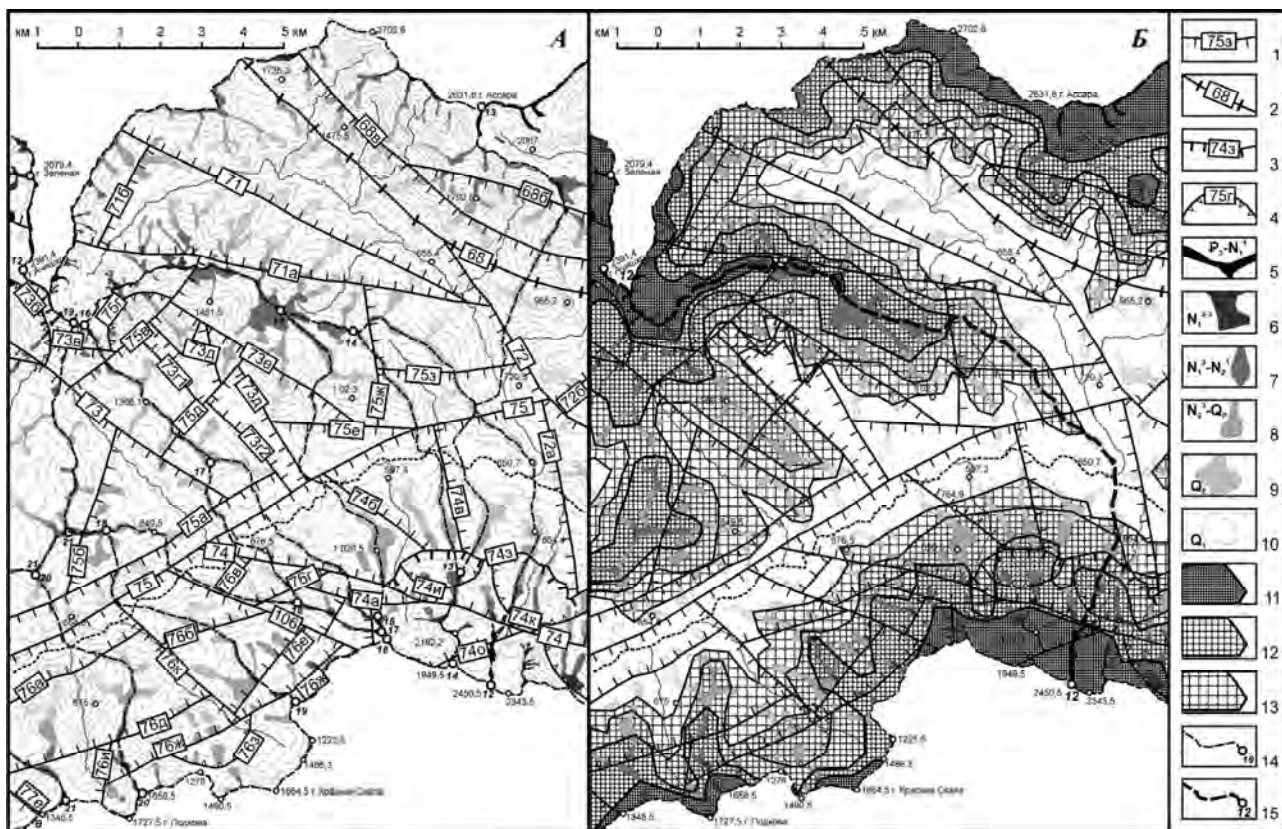


Рис. 8.15. Фрагменты карт: А — возрастного расчленения рельефа, Б — этапов становления поднятий в рельефе
 1-4 — разрывные структуры и их номера: 1 — сбросы, 2 — сбросо-взбросы, 3 — сбросо-надвиги, 4 — циркообразные сбросы; 5-10 — сохранившиеся фрагменты разновозрастных террасовых уровней: 5 — позднепалеогеново-ранненеогенового, 6 — “сарматского”, 7 — “понтического”, 8 — “акчагыльского”, 9 — эоплейстоценового, 10 — “монастырско-позднечаудинского”; 11-13 — борта разновозрастных долин на конец этапов: 11 — “понтического”, 12 — “акчагыльского”, 13 — эоплейстоценового; 14 — линии геоморфологических профилей и их номера; 15 — линия профиля 12, изображенного на рис. 8.19.

8.2.2.2. Основные допущения.

Уровень моря в максимумы трансгрессий был близок к современному его уровню (точнее, мог отличаться от него на несколько метров, в крайнем случае, по-видимому, на первые десятки метров, что невозможно отразить при избранном шаге палеоизогипс).

Абсолютная высота днищ палеодолин устанавливается расчетным путем исходя из типовых вариантов уклонов русел (точнее — уклонов вдоль медианных линий) магистральных речных долин.

Перегиб в геоморфологическом профиле между склоном и дном эрозионного вреза отвечает уровню заполнения долин аллювием.

При различии современной высоты таких перегибов на противоположных бортах долины, ее перегиб считается более поздним (за счет разрывных или пликативных смещений). А исходная высота этих перегибов принимается равной расчетной высоте медианной линии долины.

При выборе направления главной реки на широкой выровненной прибрежной поверхности принимается, что река течет в направлении максимальных уклонов этой поверхности, т.е. по кратчайшему направлению в сторону моря.

8.2.2.3. Последовательность операций по составлению палеореконструкций.

Учитывая приведенные выше исходные положения и допущения можно использовать следующую последовательность операций по составлению поэтапных реконструкций палеорельефа: 1. Трассировка береговой линии палеоморя. 2. Оконтуривание днищ палеодолин. 3. Расчет палеоуклонов дна долины палео-Мзымты и ее притоков. 4. Расчет относительных (над дном долин) и абсолютных высот возвышенностей.

1. Трассировка береговых линий палеоморя на реконструируемые времена максимумов соответствующих трансгрессий опирается на различные материалы.

Наиболее достоверная информация имеется для четвертичных этапов, для которых известны обнажения морских террас [Несмеянов, Измайлов, 1995]. Эти террасы довольно слабо деформированы на протяжении значительной части побережья к северо-западу от приустьевой части р. Мзымты. Поэтому можно с достаточной долей уверенности протрассировать в этом районе воронцовско-шахейскую (Q_3^1), липниковско-ашейскую (Q_2^2) и голицынско-пшадскую (Q_2^1) береговые линии (рис. 8.16).

Положение воронцовско-шахейской (Q_3^1) береговой линии определяется ее инструментально измеренной высотой, составляющей 25 ± 3 м. в парастратотипе шахейской морской террасы, который расположен у Адлерской АЗС. Здесь в нижней 3-метровой пачке чередования гравийно-галечных и песчано-гравийных слоев присутствует разнообразная фауна моллюсков средиземноморского типа с руководящими формами *Raphia senescens* (Cos.), *Cardium tuberculatum* L., *Venus verrucosa* L., *Donax trinculus* L., а по раковине *Chione gallina* L. имеется урано-иониевая дата $73 \pm 3,2$ тыс. лет. К востоку от устья р. Мзымты в карьере напротив центральной усадьбы бывшего совхоза “Южные культуры” высота береговой линии этой же террасы составляет 23 ± 5 м.

Для трассировки липниковско-ашейской (Q_2^2) береговой линии может использоваться несколько известных обнажений в пределах Адлерской впадины. Так, на междуречье Хосты и Кудепсты у пансионата “Автомобилист” высота береговой линии позднеашейской морской террасы в 150 м от берега моря оценивается в 45 ± 5 м, а высота береговой линии раннеашейской террасы, расположенной там же в 200 м от берега, составляет 55 ± 5 м. В 1,2 км от берега моря у Адлерской АЗС высота береговой линии раннеашейской террасы также 55 ± 5 м, а позднеашейской террасы в 1 км от берега моря близ Адлерского железнодорожного переезда — также 45 ± 5 м.

Для оценки высоты голицынско-пшадской (Q_2^1) береговой линии можно использовать два обнажения. Высота этой линии для позднепшадской морской террасы в 350 м от берега моря у пансионата “Автомобилист” составляет 80 ± 5 м, а у раннепшадской террасы в 1,3 км от берега моря близ Адлерской АЗС — около 87 ± 5 м.

Соответствующие этим террасам береговые линии протрассированы на схеме (см. рис. 8.16) с учетом указанного их высотного положения.

Для четырех более древних уровней положение древних береговых линий оценивается с меньшей точностью, поскольку опирается на картирование останцов соответствующих денудационных поверхностей. При этом трудно найти четкие критерии положения границы смены морских фаций аллювиальными. Можно лишь полагать, что, как и у позднеолейстоценовых морских террас, береговая линия располагалась у ближайшего к морю тылового шва соответствующего геоморфологического уровня. Для определения положения данных береговых линий построен геоморфологический профиль, проложенный по правобережью р. Мзымты через всю Адлерскую впадину, т.е. от южного края горного сооружения до современного берега моря.

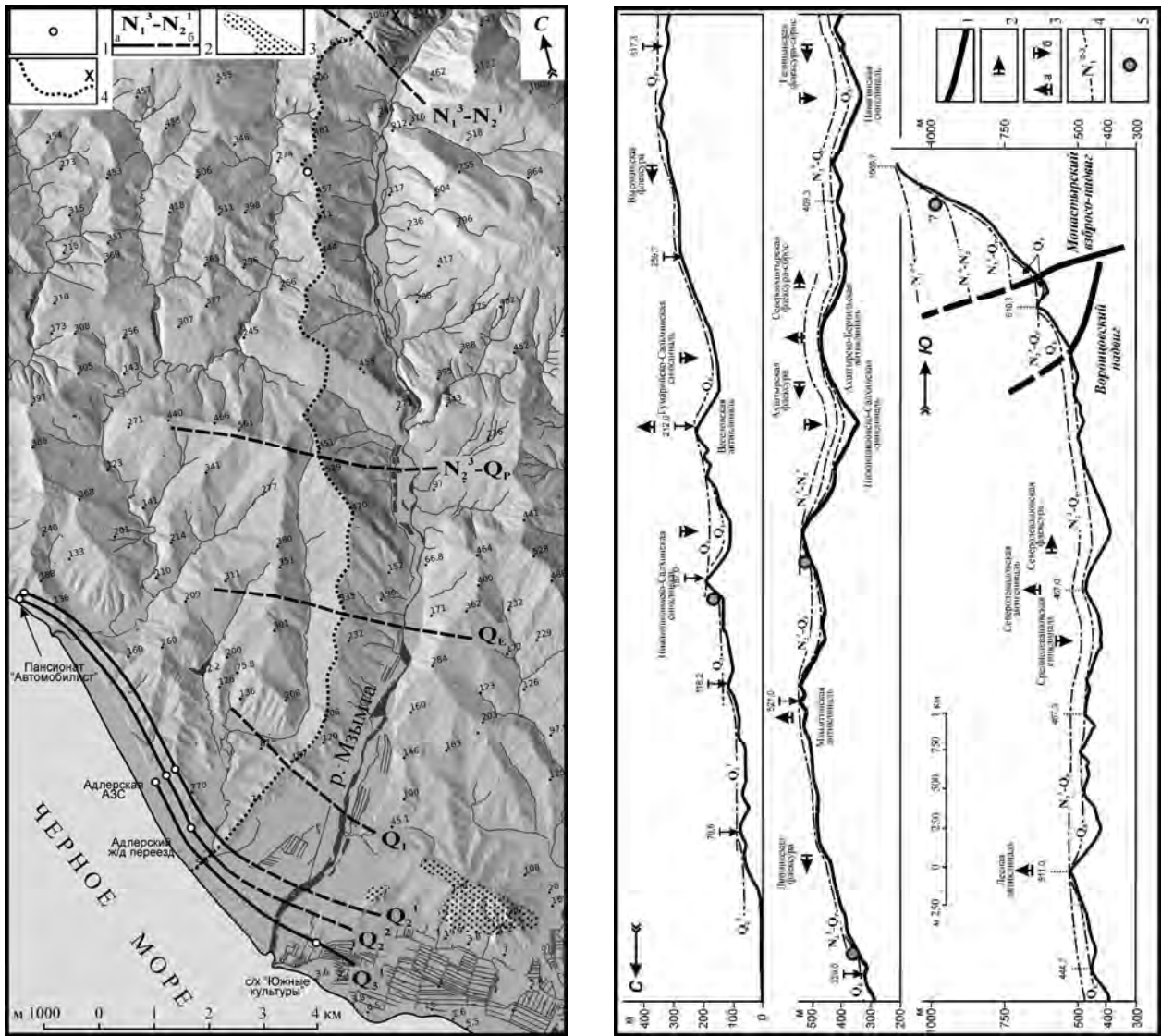


Рис. 8.16. Трассировка древних морских береговых линий в пределах Адлерской впадины.

На карте: 1 — опорные обнажения; 2 — трассы береговых линий: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — морские «понтические» отложения; 4 — линия геоморфологического профиля.

На профиле: 1 — активные разрывы, 2 — флексуры, 3 — оси складок: а — антиклинальных и б — синклиналиных, 4 — геоморфологические уровни и их возрастные индексы, 5 — предполагаемые места береговых линий.

На профиле видно, что береговая линия монастырско-позднечаудинского (Q_1) этапа располагается на уровне около 120 м (непосредственно к югу от отметки 187,0). Данная оценка выглядит вполне корректной, поскольку примерно на такой высоте (123 ± 5 м) эта линия трассируется и в Сочинском страторайоне (ул. Альпийская к югу от смотровой башни) [Несмеянов, Измайлов, 1995].

Более древние геоморфологические уровни обычно испытывают тектонические деформации. Поэтому в их трассировке положение древних береговых линий определяется с меньшей надежностью. Так, береговая линия эоплейстоценового (апшеронского-раннечаудинского — Q_E) этапа трассируется на южном склоне Мзымтинской антиклинали на высоте около 330 м. Береговая линия акчагыльского (N_2) моря находится на северном склоне той же антиклинали на высотах порядка 500 м. Следовательно, обе эти пространственно сближенные, но существенно разновысотные береговые линии располагались в центральной части Адлерской впадины. Соответствующие им геоморфологические уровни (значительно деформированные тектонически) рассматриваются в качестве речных, аллювиальных и прослеживаются здесь практически до северного края Адлерской впадины. Береговая линия моря в конце понтического этапа (N_1^3) фиксируется уже практически на фронте горного сооружения, поднятого над Адлерской впадиной по крупнейшим активным разрывным нарушениям Воронцовской шовной зоны. И здесь она фиксируется на высотах порядка 1000 м.

Следует отметить, что на юго-востоке Адлерской впадины и непосредственно к северу от Имертинской низменности на междуречьи Мзымты и Псоу выделяется тектонически слабо дислоцированная гравийно-галечная толща понтического возраста ($N_{1-2} gg$) мощностью до 110 м. [Лаврищев и др., 2000, 2002; Балабанов, 2009]. Эта толща залегает трансгрессивно на отложениях миоценовой пере-

рвинской свиты. В ее разрезе преобладают гравийно-галечниковые конгломераты с редкими валунами и прослоями глин. Отложения содержат понтические моллюски: *Dreissenia anisoconeha* Andrus., *D. rostriformis* Dash., *Didacna incerta* Dash., *Pontoniella acuminata* Zal. и др. [Лаврищев и др., 2002, с. 29]. Эти образования, по-видимому, можно рассматривать в качестве подводной части дельты палео-Мзымты, накапливавшейся во впадине на шельфе.

2. Оконтуривание дниц палеодолин. Возрастное расчленение горного рельефа предусматривает выделение и пространственную корреляцию разновозрастных эрозионных палеоврезов, т.е. комплексное оконтуривание генеральной палеодолины и ее палеопритоков (см. рис. 8.15Б). Выделение дниц палеоврезов (генеральная и боковые палеодолины для каждого этапа) производится по перегибам в палеоврезе между его крутой “бортовой” или “склоновой” частью и пологой, относящейся к “дницу”. Вся слабо изогнутая часть такого эрозионного “дница” на момент палеорекострукции (конец эрозионно-аккумулятивного цикла) оказывается перекрытой аллювием, кровля которого служит морфологическим “дницем” долины на конец этапа.

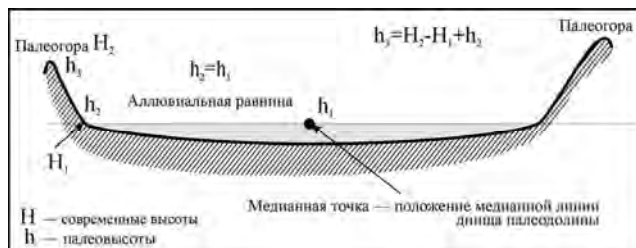


Рис. 8.17. Методика выявления границ палеодолин и относительных высот палеоподнятий в горной зоне

При наличии покровных отложений, перекрывающих аллювий, кровля аккумулятивных накоплений на конец каждого этапа трассируется по границе между террасовыми и покровными отложениями.

При отсутствии более поздних деформаций поверхность аккумулятивных накоплений считается практически горизонтальной, как это имеет место на поймах современных рек. И расчет реконструируемых высот дница ведется для осевой линии долины, которую предлагается именовать **медианной линией** (рис. 8.17).

При тектоническом перекосе долины (рис. 8.18) считается, что тыловые перегибы в основании палеоврезов на момент их формирования были одновысотны не только между собой, но и с медианной линией. Наличие таких перекосов с учетом разрывных деформаций иллюстрируется на примере профиля 12 локальной сети (рис. 8.19).

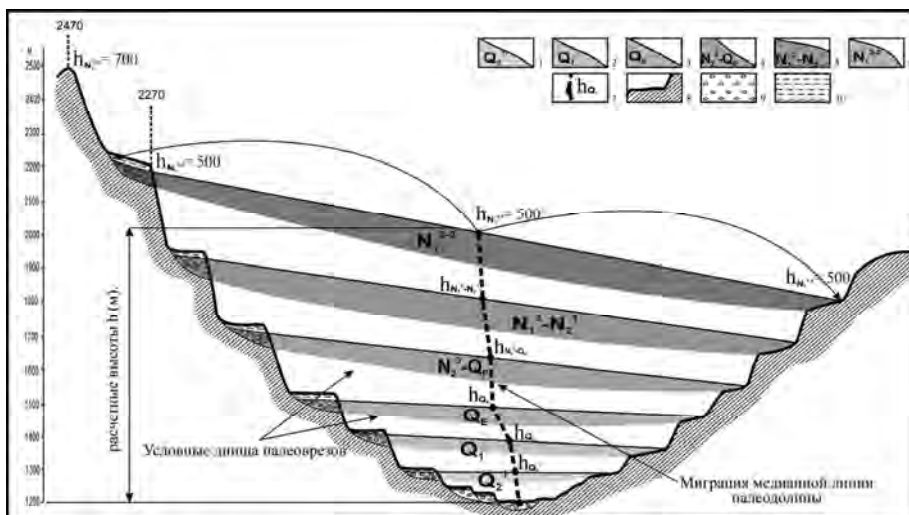


Рис. 8.18. Принципиальная схема реконструкций дниц палеодолин для последовательных этапов рельефообразования при прогрессирующем тектоническом перекосе долины

1-6 — аллювиальные отложения палеодолины на конец этапа рельефообразования: 1 — голицынского-пшадского, 2 — монастырско-позднечаудинского, 3 — эоплейстоценового, 4 — “акчагыльского”, 5 — “понтического”, 6 — сарматского; 7 — положение медианной линии на конец этапа и ее расчетная высота; 8 — цоколь террасы; 9 — аллювиальные отложения; 10 — покровные отложения.

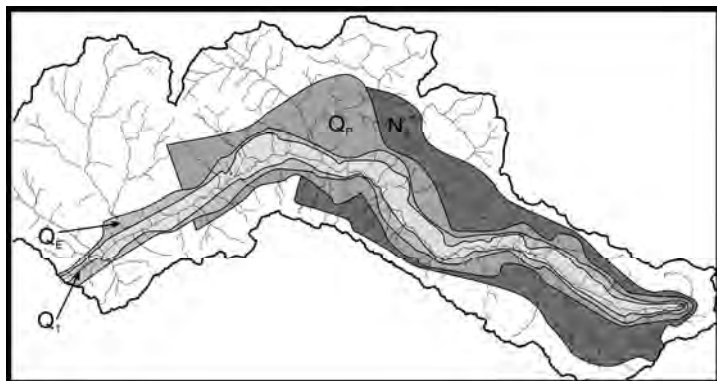


Рис. 8.20. Схема соотношения разновозрастных горных долин палео-Мзымты.

Анализ конфигурации палеовреза на схеме, построенной для каждого этапа, обычно позволяет выделить собственно генеральную долину палеореки и долины ее боковых притоков.

Сравнение разновозрастных схем обычно показывает определенную трансформацию главной долины (рис. 8.20). Такая трансформация кроме традиционного сужения и углубления главной долины может ставить вопрос об ее последовательном удлинении.

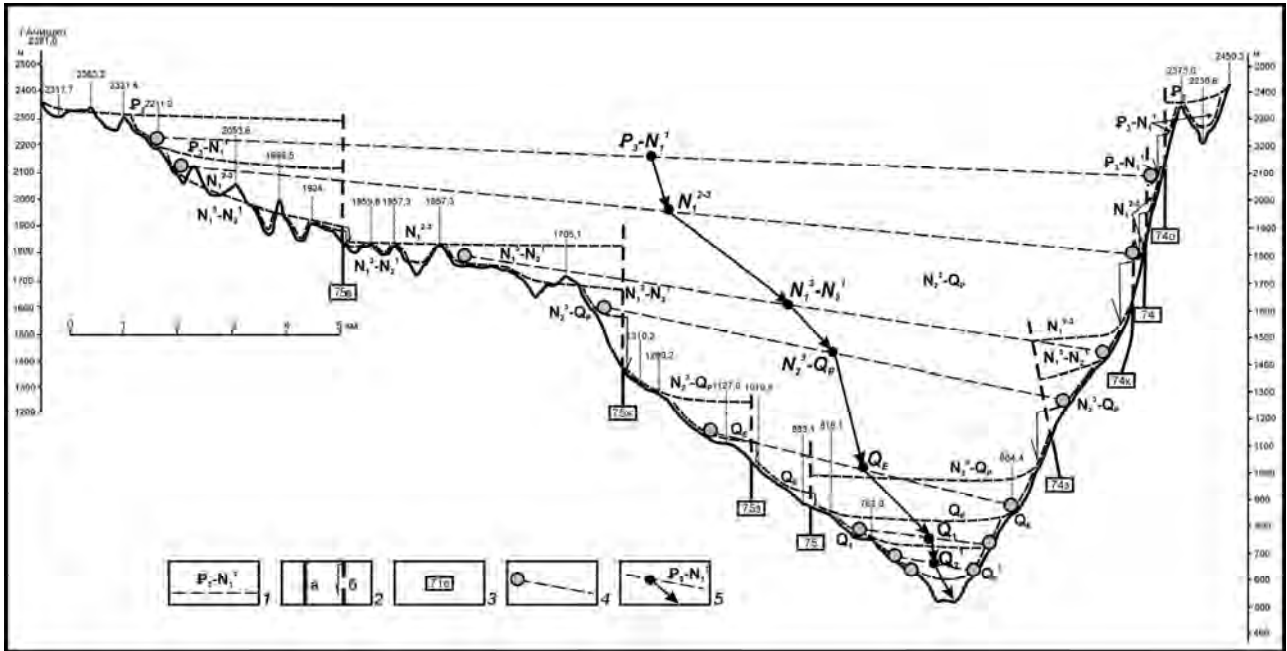


Рис. 8.19. Геоморфологический профиль по линии 12.

1 — возрастные индексы геоморфологических уровней; 2 — новейшие разрывы: а — собственно разрыв, б — предполагаемая трассировка его эродированной части (стрелками показаны амплитуды вертикального смещения геоморфологических уровней); 3 — индексы основных новейших разрывов; 4 — точки основания бортов долин и трассировка поверхности аккумулятивной равнины на конец эрозионно-аккумулятивного цикла, 5 — направление поэтапного смещения медианной линии днщ долин.

3. Расчет палеоуклонов днища долины палео-Мзымты и ее притоков. Определение абсолютных (по отношению к уровню палеоморя) высотных отметок днища долины палео-Мзымты опирается на анализ уклонов русел основных современных рек. Различные уклоны наблюдаются в тектонических структурах, различающихся по степени воздымания. Выделяются два основных района с различным подходом к определению палеоуклонов днщ долин: 1) равнинный, отвечающий Адлерской впадине, и 2) горный, входящий в орогенический мегасвод Большого Кавказа.

Общая характеристика уклонов современной долины р. Мзымты. В пределах Адлерской впадины (к югу от подножья гряды Ахцу) средний уклон по долине составляет 0,006 (на расстоянии примерно 22 км превышение составляет 140 м). Общий уклон в пределах горной области (за исключением тыловой горной лестницы при проложении около 64 км и превышении 1700 м) составляет 0,027. При этом в горной части долины р. Мзымты наблюдается ряд небольших перегибов, разделенных более пологими участками, которые при палеорекоконструкциях в данном масштабе не учитываются.

По Л.Б. Рухину [1959, с. 150], “уклон современных равнинных рек в большинстве случаев меняется от 0,004 до 0,00004 (это соответствует падению от 40 до 4 см на 1 км), а иногда уменьшается до 0,000001 (т.е. всего 1 мм на 1 км). Горные же реки чаще всего обладают уклоном от 0,001 до 0,01 (т.е. 1-10 м на 1 км). Ближе к осевой части современных высокогорных хребтов, где накапливаются валунные отложения, уклоны возрастают до 0,08 и даже до 0,1 (т.е. 80-100 м на 1 км)”. Следовательно, выявленные уклоны русла р. Мзымты вполне обычны для горных рек, а потому последующие построения применимы и для других регионов.

Оценка палеоуклонов равнинной (предгорной) части долины р. Мзымты. Для определения степени изменчивости разновозрастных палеоуклонов в равнинной части долины р. Мзымты важно проанализировать характер изменения крупности ее аллювия.

Изменение средней крупности современного аллювия в долине р. Мзымты изучали Е.И. Сахарова и Н.В. Лебедева [1968]. В самом общем виде их выводы сводятся к следующему: “Русловой аллювий р. Мзымты везде представлен валунами, галькой и гравийно-песчаным материалом с небольшой примесью ила” и только в 3 км от берега моря “начинается последовательное убывание среднего диаметра галечно-валунного материала по направлению к устью” [Сахарова, Лебедева, 1968, с. 25].

Как было показано выше, понтические отложения, отлагавшиеся, по-видимому, во впадине на подводной части дельты палео-Мзымты, представлены гравийно-галечниковыми конгломератами с редкими валунами и прослоями глин, т.е. отложениями, аналогичными, описываемым в равнинном отрезке долины современной Мзымты.

Поэтому для всех разновозрастных (от “понтического” этапа до современности) палеореко­струкций в равнинной области допустимо сохранить единый генерализованный (без учета меандрирования и локальных изгибов русла) уклон — 0,006, отвечающий современному уклону.

Для определения палеовысоты (табл. 8.4) днища реки у фронта горной части долины (юго-западный склон гор Ахцу) достаточно умножить принятый единый уклон (0,006) на расстояние от данной точки до береговой линии соответствующего этапа (см. рис. 8.16).

Анализ продольных профилей речных долин горной части бассейна р. Мзымты. Строение горной части долины р. Мзымты существенно сложнее по сравнению с равнинной. Здесь можно выделить ее основной — *разработанный элемент* со стабильным террасовым рядом, сохраняющимся на участке от юго-западного края Ахцуйского ущелья до оз. Кардывач, и *тыловой элемент* горной части долины — с “законсервированным” террасовым рядом (выше оз. Кардывач), где современное русло последовательно переходит с древних террасовых уровней на все более молодые.

В разработанном элементе горной части долины, в первом приближении, различаются по уклонам “нижний”, пологий его фрагмент (с уклоном 0,016), и “верхний” — крутой (0,036). Граница между этими элементами горной части долины р. Мзымты располагается в районе устья р. Пслух (рис. 8.21).

Таблица 8.4

Абсолютные высоты палеоуровней днищ главной долины у подножия массива Ахцу

Этапы	Расстояние от береговой линии в километрах	Абс. высота в метрах
$N_1^3-N_2^1$	0	0
$N_2^3-Q_p$	9	54
Q_E	13	78
Q_1	17	102



Рис. 8.21. Продольный профиль горной части р. Мзымты и ее основных правых притоков
Звездочками отмечены места смены основных уклонов русел

Верхний тыловой элемент горной части долины характеризуется более значительными уклонами (до 0,1-0,2), которые сопоставимы с уклонами бортов данной долины.

Следует отметить, что в пределах выделенных выше двух основных фрагментов разработанной части горной долины могут выделяться более мелкие, локальные участки с несколько различающимися уклонами. Так, в основании горной части долины Мзымты, у ее границы с равнинной частью расположено Ахцуйское ущелье — самый узкий и глубоковрезанный ее участок. Здесь на протяжении 3,5 км уклон русла составляет 0,011. Выше (между устьем р. Кепши и южным краем пос. Красная Поляна) уклон становится более крутым — 0,017. Далее почти до устья руч. Сулимовский уклон вновь несколько выполаживается до величин порядка 0,013. Сходная картина слабого изменения уклонов русла наблюдается и выше по долине р. Мзымты. Некоторые из этих перегибов могут учитываться при интерпретации различных факторов, влиявших на развитие долины.

На развитие горной части долины существенно влияют **четыре фактора**.

Фоновым можно считать **орогенический** фактор. Его наиболее ярко выраженным эффектом является ускорение орогенеза в начале четвертичного периода, свойственное практически всем горным областям по крайней мере с неоплейстоцена [Несмеянов, 1971₁, 1977₁, 2004; Воейкова и др., 2007 и

др.]. Это ускорение существенно увеличивает эрозионную способность реки при формировании современной долины. Оно неизбежно должно было отразиться в существенном изменении уклонов продольного профиля реки на границе неогенового и четвертичного периодов.

Для всех этапов неоплейстоцена можно сохранить значения средних современных уклонов, отмеченных выше как для пологого, так и для крутого фрагментов разработанного элемента горной части. Но границы для разных временных этапов существенно менялись, постепенно смещаясь вниз по течению и постепенно приближаясь к современным.

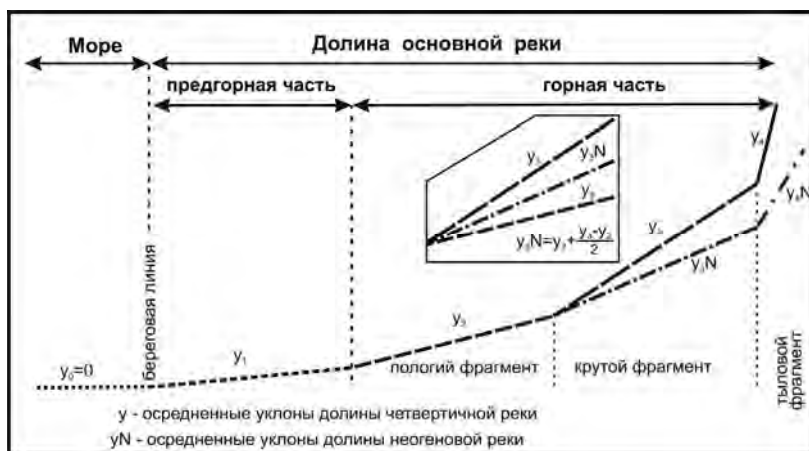


Рис. 8.22. Принципиальная схема членения долины реки по величине уклонов ее основных фрагментов.

На врезке показана схема расчета уклонов русла неогеновой реки, исходя из современных уклонов (для крутого фрагмента горной части)

Для неогена, палеоплейстоцена и, по-видимому, эоплейстоцена можно допустить, что приращение уклонов для разных фрагментов горной части принимается возрастающим на половину его современного приращения (в соответствии со схемой, отраженной на рис. 8.22) и рассчитывается по формулам:

$$y_2N = y_1 + \frac{y_2 - y_1}{2}, \quad y_3N = y_2 + \frac{y_3 - y_2}{2},$$

где y — осредненные уклоны долины четвертичного возраста (y_1 — для предгорной части, а y_2 и y_3 — соответственно для пологого и крутого фрагментов горной части), yN — осредненные уклоны долины донеоплейстоценового возраста

(y_2N — для пологого и y_3N — для крутого фрагментов долины).

С учетом приведенных выше величин средних уклонов для пологого (0,016) и крутого (0,036) фрагментов основного разработанного элемента современной горной части долины Мзымты, предлагаемые схемы расчета определяют величины донеоплейстоценовых палеоуклонов для упомянутых фрагментов равными соответственно 0,011 и 0,026 (табл. 8.5).

Таблица 8.5

Распределение уклонов разновозрастных палеорусел пра-Мзымты

Участки по долине реки Мзымты	Возрастные срезы						
	хр. Ахцу	рр. Монашка-Галион 3-й	р. Пслух	Меридиан сближения рр. Мзымты и Пслушонка	р. Тихая	р. Бзыч	оз. Карльвач
N_2^1		0,006				0,011	
Q_P	0,006				0,011		
Q_E	0,006		0,011				0,026
Q_1	0,006	0,016				0,036	
современность	0,006	0,016			0,036		

Региональным фактором является *палеогеографический*, отражающий изменения орографического плана (изменение размера долин и проявления поперечных поднятий). Орографический план анализируется по материалам возрастного расчленения рельефа. При этом необходимо отметить важность выделения поднятий, поперечных к простиранию воздымания орогенического мегасвода. Подобные поднятия обычно становятся рубежами смены типов рельефа с различными уклонами палеорусел. Так, в районе меридиана сближения современных долин Мзымты и Пслушонка рост поднятия определил положение устья долины “понтического” этапа пра-Мзымты, а поднятие в районе рек Монашка и Галион 3-й — долины “акчагыльского” этапа. Для более молодых этапов становления рельефа решающую роль для определения границы предгорной области и собственно долины Мзымты играет поднятия хр. Ахцу (см. табл. 8.5).

Локальными факторами, влияющими на изменение уклонов в пределах горной части долин, могут служить: *гидрологический* — изменение водообильности и *структурный* — активизация смещений по разрывам, пересекающим долину, с воздыманием крыла, встречного к направлению течения.

Зоны повышения водообильности, как правило, связаны с участками расширения палеодолин и некоторым уменьшением уклонов. Гидрологический фактор сказался на этапах Q_E и Q_1 . На этапе Q_E в самых маловодных верховьях долины Мзымты проявляются относительно крутые уклоны. Они прекращаются при слиянии Мзымты с практически равным по водности первым притоком — рекой Бзыч. На этапе Q_1 эта граница смещается ниже по течению к месту впадения в Мзымту рек Долгая и Тихая. Здесь ее водообильность, естественно, сильно увеличивается. Напомним, что следующий рубеж, обусловленный увеличением водообильности, связан с впадением в Мзымту р. Пслух, и сохраняется до настоящего времени.

Смещения по разрывам, пересекающим долину, с воздыманием крыла, встречного к направлению течения, наиболее ярко видны на участке долины р. Мзымты у южного края поселка Красная Поляна. Здесь долина пересекается Чхалтинским региональным сбросом (№ 74) который обусловил переуглубленный характер и расширение долины в районе поселка Красная Поляна. Выше по течению смещение по локальным Восточнокраснополянскому (74б) и Западноэстосадовскому (74в) поперечным сбросам привело к расширению долины в районе пос. Эстосадов. Сходная ситуация наблюдается ниже по долине в месте ее пересечения Кешским (№ 111) сбросом. Влияние этого фактора связано, по видимому, преимущественно со второй половиной неоплейстоцена. Во всяком случае, переуглубление долины Мзымты у пос. Красная Поляна зафиксировано для позднего неоплейстоцена.

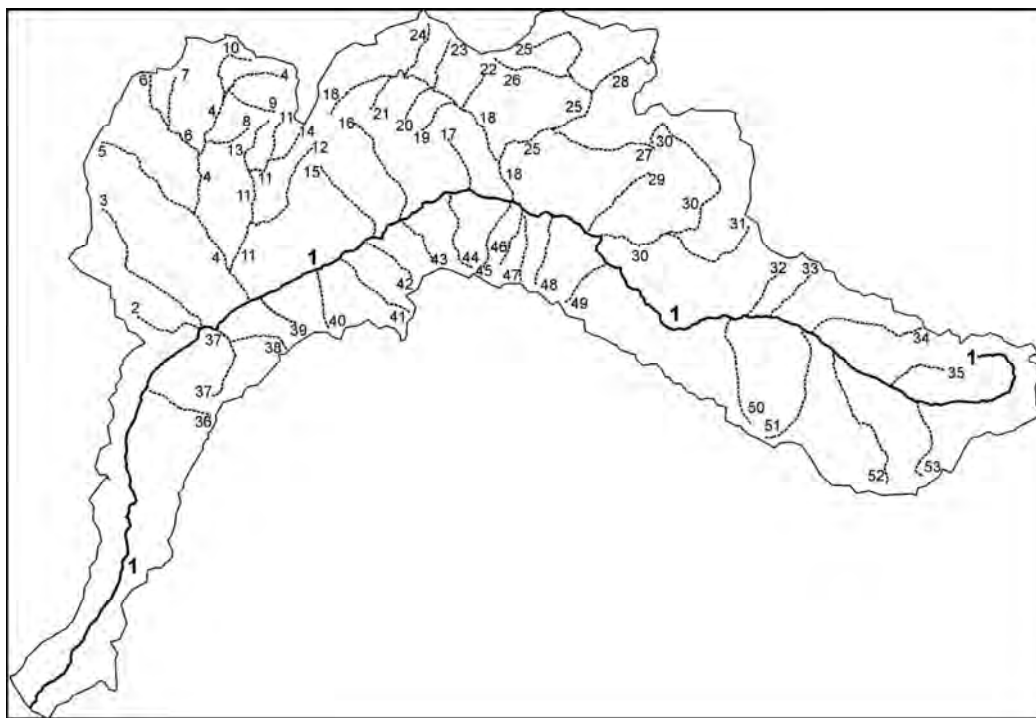


Рис. 8.23. Схема основных водотоков бассейна р. Мзымты.

Номера и основные характеристики водотоков см. в табл. 8.6

Влияние всех четырех упомянутых факторов (орогенических поднятий, палеоорографического, изменения водообильности и подпруживающего разрывного смещения) на изменение уклона долины Мзымты было комплексным. В результате анализа этих факторов составлена схема расположения мест смены уклонов днища магистральной долины и предгорных равнин для каждого временного среза (см. табл. 8.5).

На территории бассейна р. Мзымты выделено 52 крупных (длиной более 3 км) водотоков (рис. 8.23). Следует отметить, что крупнейшие притоки р. Мзымты (правые) стекают с Главного Кавказского хребта или его южных отрогов (реки Кепша, Чвежипсе, Ачипсе, Пслух). Среди левых притоков, стекающих с хр. Аибга, наиболее значительные (реки Бзыч, Тихая и Долгая) принадлежат к верховью р. Мзымты.

Для всех рек региона характерны те же, что и для Мзымты факторы изменения уклонов: фоновый, региональный и локальный. В настоящее время большинство притоков Мзымты имеют до трех типов уклонов — пологий, крутой и тыловой. Крупные притоки, впадающие в низовьях, как правило, имеют все три типа уклонов (табл. 8.6). Для крупных левых притоков наблюдается только два типа, поскольку практически везде отсутствует пологий уклон. Исключение составляет р. Долгая, у которой пологий уклон меньше уклона самой Мзымты в месте впадения последней.

Можно полагать, что закономерности развития притоков сходны с закономерностями, известными для р. Мзымты.

Уклоны основных водотоков бассейна р. Мзымта

Номера на рис. 8.23	Название	Уклоны в фрагментах горной части долины			Длина, км	Площадь водосбора, км ²
		пологий	крутой	тыловой		
1	Мзымта	0,016	0,036	0,2	89	896
2	Ахцу			0,14	4,8	7,1
3	Кепша	0,03		0,16	11,4	39,1
4	Чвижепсе	0,02	0,05	0,20	20,5	141,2
5	Бирючка		0,08	0,25	7,3	23,8
6	Черная			0,12	6,7	20,7
7				0,25	3,6	7,7
8				0,25	3,4	3,3
9				0,34	3,8	2,3
10				0,14	4,6	11,1
11	Медовесвка	0,04	0,12	0,35	11,3	38,1
12	Краснополянка		0,15	0,36	7,8	13,3
13				0,24	4,5	4,2
14					3,2	3,6
15	Монашка			0,15	6,2	12,9
16	Бешенка (нижняя)				7,8	20,0
17					4,2	3,6
18	Ачипсе	0,03	0,05	0,18	17,6	140,8
19					4,1	3,4
20				0,30	3,6	3,1
21				0,29	2,8	2,6
22	Ассара			0,29	4,1	6,1
23				0,35	4,6	7,9
24	Туровая			0,33	4,2	7,9
25	Лаура	0,03	0,15		15,4	61,0
26				0,24	5,3	6,8
27	Бзерпия			0,21	7,2	13,0
28				0,21	5,9	15,0
29				0,23	6,3	10,9
30	Пслух		0,07	0,14	16,3	66,4
31	Пслушёнок		0,14	0,31	7,1	13,9
32				0,25	4,1	6,2
33				0,28	4,4	7,6
34	Сумасшедшая			0,17	7,7	11,8
35	Бешенка (верхняя)			0,16	3,8	9,4
36	Глубокий Яр			0,15	4,6	7,7
37	Кеша		0,04	0,16	5,7	15,8
38	притг Кеши			0,19	3,9	3,3
39				0,25	4,4	5,5
40	Галион 3-й			0,25	4,5	6,2
41	Галион 2-й			0,17	5,8	14,6
42	Галион 1-й			0,22	5,0	7,0
43				0,34	4,2	3,0
44				0,23	5,1	5,7
45				0,28	5,6	5,8
46	Ржаная			0,33	4,5	6,6
47				0,30	4,5	3,7
48				0,29	5,1	7,6
49				0,32	4,1	5,3
50				0,15	6,8	12,2
51	Долгая			0,11	8,2	17,9
52	Тихая	0,03		0,19	10,0	33,8
53	Бзыч	0,05			5,3	14,2

Для расчета палеоуклонов боковых притоков Мзымты необходимо учитывать: распределение их современных уклонов, а также уклон главной долины в районе устья притока и наличие притоков более высоких порядков. Тыловой уклон боковых притоков, как правило, начинается выше бортов палеодолин. Следовательно, можно судить только о смене пологого и крутого уклонов (табл. 8.7).

4. Расчет относительных и абсолютных высот возвышенностей над днищем долин. Относительная высота возвышенностей над бортом палеодолины определяется непосредственно по карте возрастного расчленения рельефа или на геоморфологическом профиле как превышение вершины возвышенности над перегибом соответствующего палеовреза (см. рис. 8.17). Учитывая большой шаг палеоизогипс (100 м) можно реконструировать морфологию рельефа палеовозвышенности без учета явлений “отступления” склонов и плоскостной денудации на вершинах. Эта реконструкция осуществляется путем “огибания” па-

леоизогипсами склонов возвышенности без учета локальных современных неровностей ее рельефа. Абсолютная отметка вершины (h_3 на рис. 8.17) определяется путем сложения оцененной по уклонам палеовысоты днища долины и относительной высоты палеовозвышенности над этим днищем.

Таблица 8.7

Палеоуклоны основных рек бассейна р. Мзымта

Номера на рис. 8.23	порядок	Название	Средние современные уклоны реки Мзымты	Уклоны в фрагментах горной части долины							
				N_2^1	Q_P		Q_E		Q_1		
					пологий	крутой	пологий	крутой	пологий	крутой	
3	2	Кепша	0,016				0,015		0,02		
4	2	Чвижепсе			0,011		0,011	0,015	0,016	0,02	
5	3	Бирючка					0,015		0,02		
6	3	Черная			0,011		0,015		0,02		
11	3	Медовеевка					0,015		0,02		
12	4	Краснополянка					0,015		0,02		
15	2	Монашка					0,015		0,02		
16	2	Бешенка (нижняя)					0,015		0,02		
18	2	Ачипсе			0,011		0,015		0,02		
25	3	Лаура			0,011	0,011	0,015	0,015	0,02	0,036	0,05
27	4	Бзерпия	0,036				0,015		0,05		
28	4			0,011	0,015		0,02		0,05		
29	2						0,015		0,02		
30	2	Пслух			0,011	0,011	0,015	0,015	0,02	0,02	0,036
31	3	Пслушёнок					0,02		0,05		
34	2	Сумасшедшая					0,015				
35	2	Бешенка (верхняя)				0,015		0,05			
37	2	Кепша	0,016				0,015		0,02		
40	2	Галион 3-й					0,015		0,036		
41	2	Галион 2-й			0,011		0,015		0,036		
51	2	Долгая	0,036	0,011	0,011		0,015		0,036		
52	2	Тихая			0,011		0,015		0,036		
53	2	Бзыч			0,011		0,015				

8.2.2.4. Применение ГИС-технологий при обработке материалов.

В предыдущих работах [Вадачкория и др., 2009; Мурый, 2009, 2010, 2012, 2013] были оценены возможности использования геоинформационных технологий и анализа цифровых моделей рельефа (ЦМР) для палеоорграфических реконструкций в горных областях. Применение ГИС-технологий и ЦМР позволяет автоматизировать отдельные аспекты геоморфологических исследований, которые при традиционных (“нецифровых”) методах исследований обычно весьма трудоемки. К ним можно отнести создание сетей водораздельных геоморфологических профилей и графическое построение самих профилей, бассейновый анализ водотоков, расчёт уклонов рек и построение их продольных профилей, вычисление необходимых морфометрических характеристик рельефа.

При палеогеоэкологических реконструкциях горного рельефа использовалась ГИС GRASS [GRASS Development Team, 2015]. Кроме того, были разработаны дополнительные программные модули [Программное..., 2014], создана методика трассировки сети водораздельных профилей по ЦМР и графического построения профилей в выбранном масштабе [Мурый, 2012].

Анализ современной речной сети по ЦМР позволил выделить основные водотоки и их водосборные бассейны, построить продольные профили русел, а также вычислить уклоны водотоков и определить участки смены уклонов для разновозрастных палеорек. С помощью стандартных аналитических методов ГИС для каждого этапа по контурам палеоврезов с помощью триангуляции Делоне (модуль *v.delauany*) выделялись генеральная долина палео-Мзымты и долины ее боковых притоков, а с помощью построения полигонов Вороного (модуль *v.voronoi*) проводилась трассировка их медианных линий.

Реконструкции палеорельефа осуществлялись по сети расчетных точек, включающей точки трех типов: по медианным линиям, по линиям палеобортов и водоразделам. По медианным линиям и палеобортам долин были автоматически (модуль *v.to.equidist* [Программное..., 2014]) проставлены точки с шагом 1 км. По точкам медианных линий с помощью специального модуля просчитывались высоты палеорусел с учётом принятых величин палеоуклонов. Далее по кратчайшему расстоянию до точек медианных линий вычислялись палеовысоты для точек бортов генеральных долин (рис. 8.24).

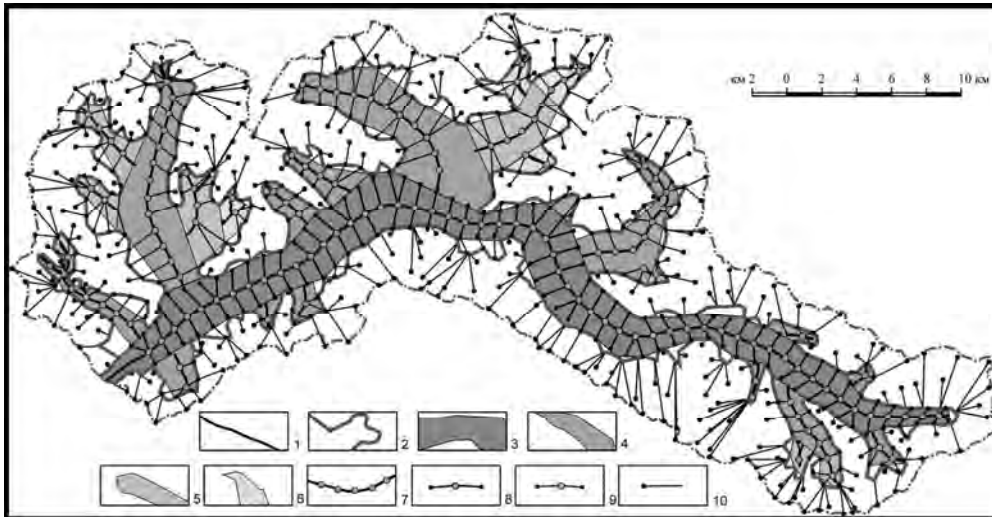


Рис. 8.24. Схема расчета палеовысот путем построения линий кратчайшего расстояния между основными типами опорных точек (на примере эоплейстоценового этапа).

1 — медианные линии основных водотоков; 2 — борта палеодолин; 3-6 — палеодолины разных порядков: 3 — первого (Палеомзымты), 4 — второго, 5 — третьего, 6 — четвертого; 7 — расчетные точки на медианных линиях, 8-10 — линий кратчайшего расстояния между точками: 8-9 — на медианных линиях и на бортах палеодолин; 8 — генеральной долины, 9 — долин 2-4 го порядков; 10 — на бортах долин и водоразделах разных порядков

Вычисления высот для точек палеобортов проводились по секторам (полигонам, примерно соответствующим бассейнам палеорек). Внутри каждого сектора палеовысоты в точках генеральных долин переносились по кратчайшему расстоянию в точки палеобортов. Затем все точки палеобортов из разных секторов объединялись в единый массив. Для точек на бортах долин и водоразделах с ЦМР автоматически снимались современные высоты, необходимые для вычисления палеовысот.

Для подобных вычислений был разработан отдельный программный модуль для ГИС GRASS [Несмеянов, Воейкова, Мурий, 2016₁].

8.2.3. Карты фактического материала.

Чтобы не загружать итоговые карты палеореконструкций исходными данными, весь фактический материал, полученный при анализе карт возрастного расчленения рельефа, изучения уклонов речных палеодолин, положения древних береговых линий, а также расчетный материал, необходимый для создания цифровых моделей палеорельефа, сведен на специальных картах фактического материала, составленных для каждого возрастного эрозионного среза. Эти карты опирались на сеть расчетных точек, включающую точки трех типов: по медианным линиям (с шагом 1 км), по линиям палеобортов и по водоразделам.

В итоге для каждого возрастного среза была создана единая сеть расчетных точек, отражающая каркас палеорельефа и насчитывающая от 500 до 1200 единиц. На основе данной сети точек были построены цифровые модели палеорельефа, при создании которых применялась интерполяция методом “естественного соседства”, далее по ЦМР были получены палеоизогипсы с шагом 100 м.

Поскольку палеореконструкции составляются на конец этапов, имеющих значительную продолжительность, возрастная индексация анализируемых возрастных срезов не всегда аналогична возрастному интервалу соответствующих этапов рельефообразования. В данном случае принято следующее сопоставление:

для “понтического” этапа — **раннеплиоценовый** возрастной срез, с ориентировочной абсолютной датировкой около 4 млн. лет (рис. 8.25),

для “акчагыльского” этапа — поздний **палеоплейстоценовый** срез — около 2 млн. лет (рис. 8.26),

для “апшеронского” этапа — поздний **эоплейстоценовый** срез — около 1 млн. лет (рис. 8.27),

для монастырско-позднечаудинского этапа — поздний **ранненеоплейстоценовый** срез — около 0,5 млн. лет (рис. 8.28).

Сравнение этих карт наглядно показывает их последовательное усложнение. Кроме того, на данных картах отражен широкий спектр данных, позволяющий с достаточной детальностью (для масштаба 1:200 000) описать палеогеографическую ситуацию исследуемого района. Это обуславливает возможность построения достаточно надежных и детальных среднемасштабных палеореконструкций горного рельефа.

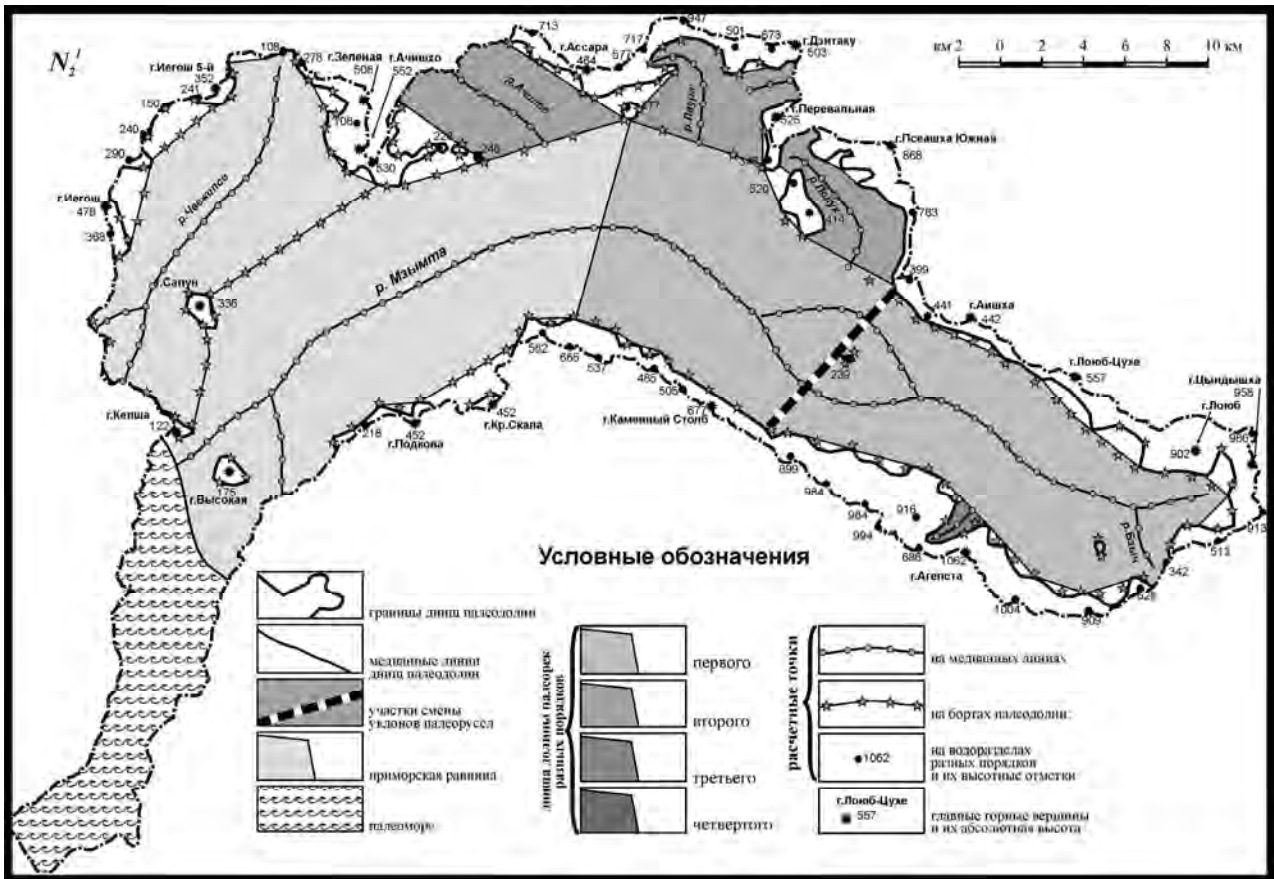


Рис. 8.25. Карта фактического материала для раннеплиоценового возрастного среза

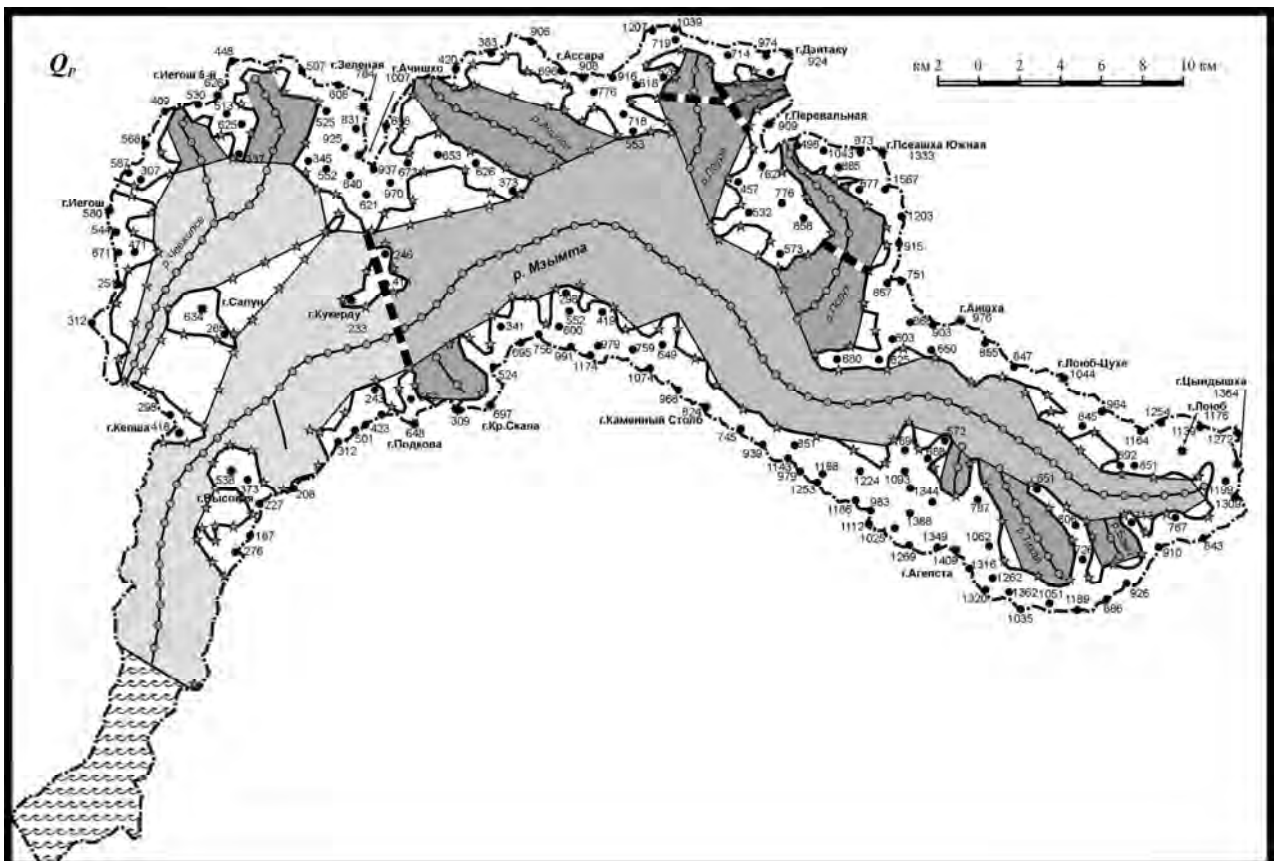


Рис. 8.26. Карта фактического материала для палеоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.25)

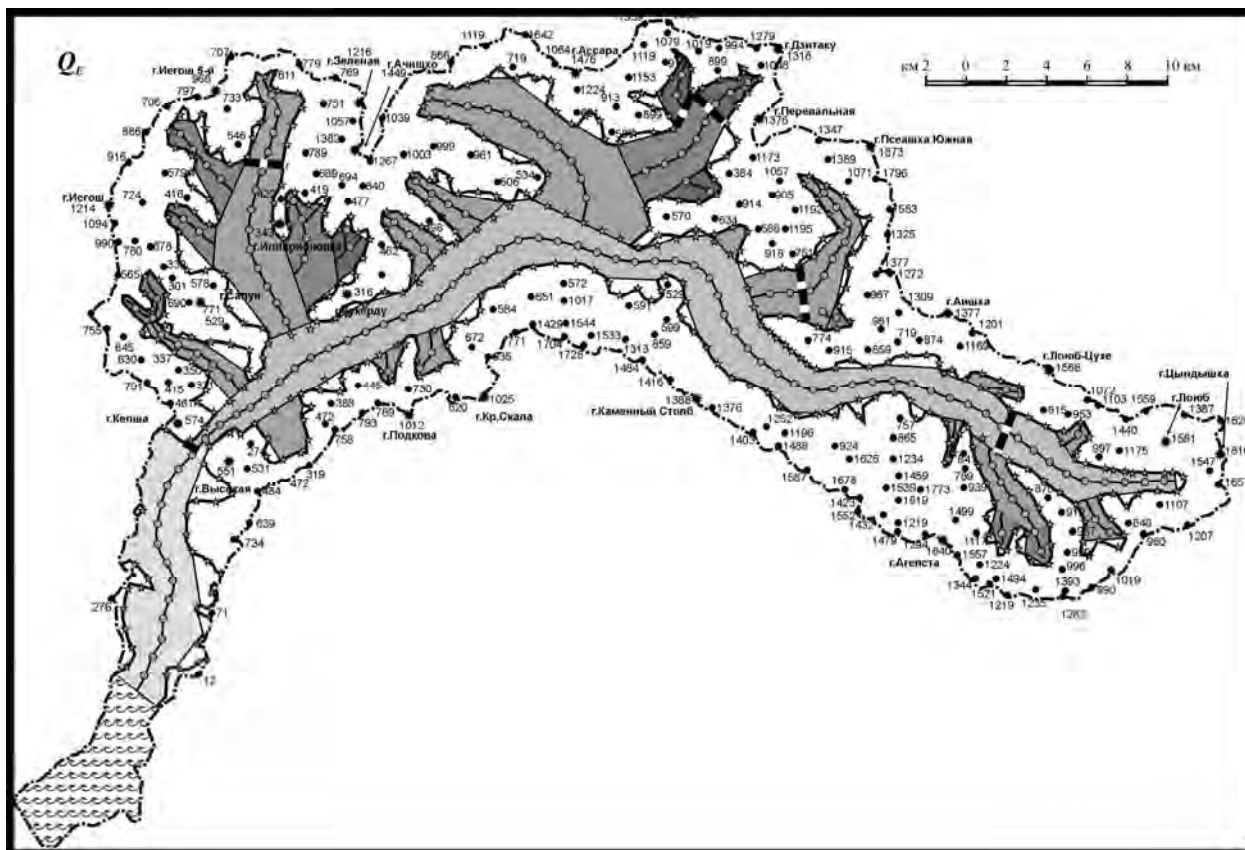


Рис. 8.27. Карта фактического материала для эоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.25)

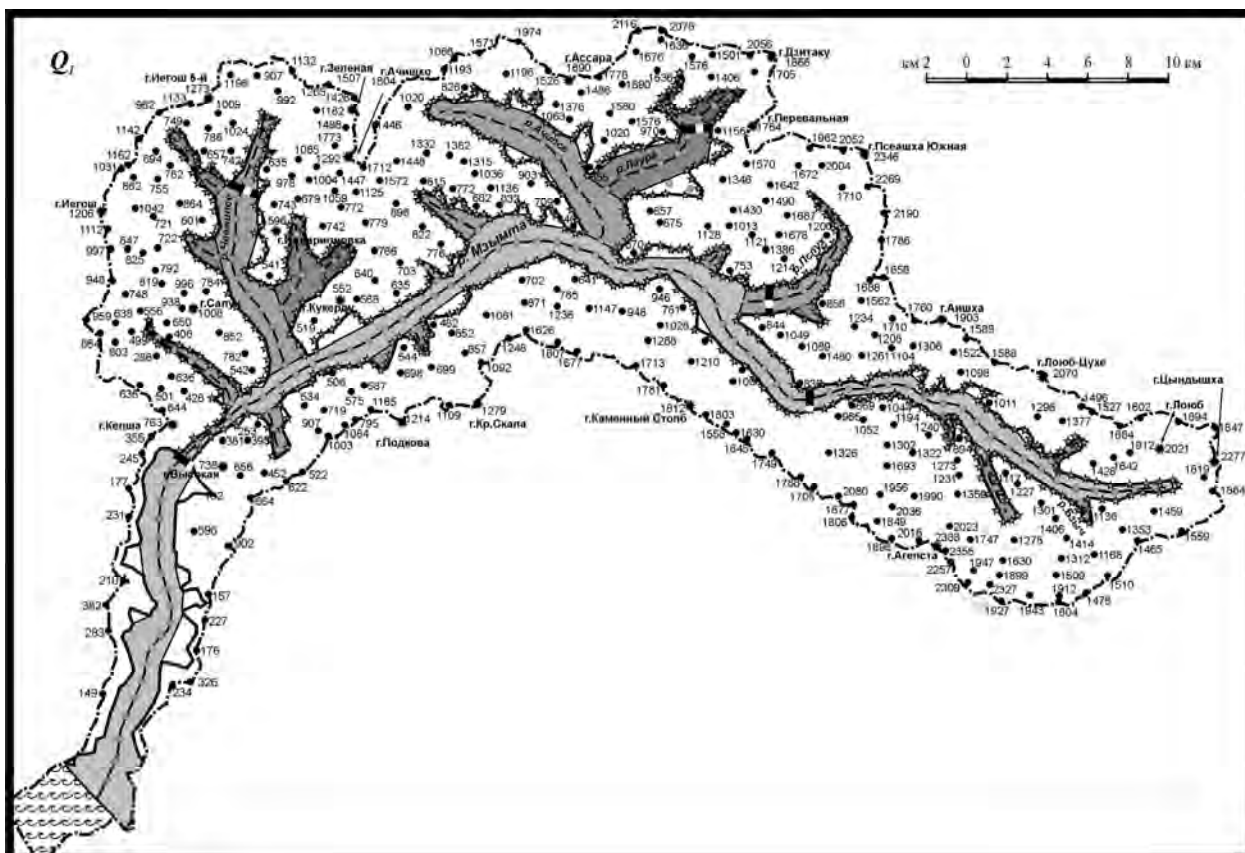


Рис. 8.28. Карта фактического материала для раннеоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.25)

8.2.4. Карты палеореконокструкций.

Выделяется два основных типа реконструкций палеорельефа: палеогипсометрические, наиболее точно воспроизводящие морфологию анализируемого рельефа, и палеогеоморфологические, отражающие типизацию рельефа по основным морфологическим характеристикам.

8.2.4.1. Палеогипсометрические карты

Палеогипсометрические карты по существу содержат часть нагрузки приведенных выше карт фактического материала. На них отражены в основном изогипсы палеорельефа и абсолютные отметки ряда опорных точек (рис. 8.29-8.32).

Сопоставление данных карт позволяет наглядно отразить изменение количественных характеристик морфологии как палеорельефа рассматриваемого района в целом, так и отдельных морфоструктур. Фиксируется время появления в рельефе отдельных локальных поднятий, их последовательное расширение, углубление палеодолин и их сужение и т.п. Выявляется этапность появления в рельефе орогенических сооружений, которая позволяет количественно оценивать их рост как по площади, так и по высоте.

8.2.4.2. Палеогеоморфологические карты

Палеогеоморфологические реконструкции опираются на палеогипсометрические и предназначены для отражения основных типов рельефа. Поэтому их сопоставление позволяет в дальнейшем наиболее наглядно отразить кинематику преобразования рельефа, используя следующие характерные палеогеоморфологические элементы горного рельефа:

контуры относительных палеовозвышенностей, палеоступеней, днищ палеодолин и т.п.

типы палеовозвышенностей, тектонических палеоблоков, зон пьедестальных равнин, зон бассейновой аккумуляции и т.п.

Для сложных и больших районов целесообразно масштабное ранжирование основных элементов рельефа. Принимается общепринятая классификация по абсолютной высоте: холмы и возвышенности до 0,5 км; горы: низкие 0,5-1 км, средние 1-2, высокие выше 2 км

Данные построения, по сравнению с палеогипсометрическими, позволяют более эффективно отражать динамику перестройки рельефа рассматриваемой территории (рис. 8.33-8.36).

Сравнение разновозрастных палеогеоморфологических карт отражает:

последовательное появление в рельефе отдельных возвышенностей и изменение их типизации;

сокращение подгорной равнины вплоть до ее полного исчезновения на территории современного горного сооружения; возникновение на ее месте разновысотных гор, а в прибрежной области — холмогорья;

удлинение магистральной долины и ее постепенное сужение;

разрастание и сужение боковых долин;

Все это определяет динамику последовательного разрастания горного сооружения Большого Кавказа, включающую все перечисленные выше частные преобразования рельефа.

Последовательность возникновения и роста палеовозвышенностей позволяет также оценить возраст появления крутых склонов, благоприятных для начала активизации опасных склоновых процессов, в том числе оползнеобразования.

Использованная типизация палеорельефа может детализироваться и дополняться. В качестве одного из возможных дополнений можно указать на целесообразность выделения пролювиальных конусов выноса у устьев крупных притоков и даже шлейфов таких конусов.

Известно, что при впадении в широкую долину главной реки у ее главных притоков обычно образуются выраженные в рельефе пролювиальные конусы выноса. Очевидно, такие конусы выноса могли образовываться, например, по краю широкой неогеновой долины р. палео-Мзымты у устьев палео-Чвежипсе, палео-Ачипсе, палео-Пслух и др.

В качестве первого приближения можно предположить, что контур реконструируемого конуса выноса представлял собой полукруг с диаметром, равным ширине днища устья притока. Можно полагать, что в пределах такого конуса уклон медианной линии притока может быть равен его уклону в нижней части долины этого притока.

Кроме того, при среднемасштабных реконструкциях палеорельефа нередко возникают спорные ситуации. В данном случае следует остановиться на вопросе о значимости узких сквозных перевалов, выявленных при возрастном расчленении рельефа на горном ограничении бассейна палео-Мзымты.

Судя по современному расположению останцов соответствующих элементов рельефа, на ранних (неогеновых) стадиях становления орогена водоразделы долины пра-Мзымты и прилегающей к ней предгорной равнины не были сплошными. Они пересекаются сравнительно узкими седловинами.

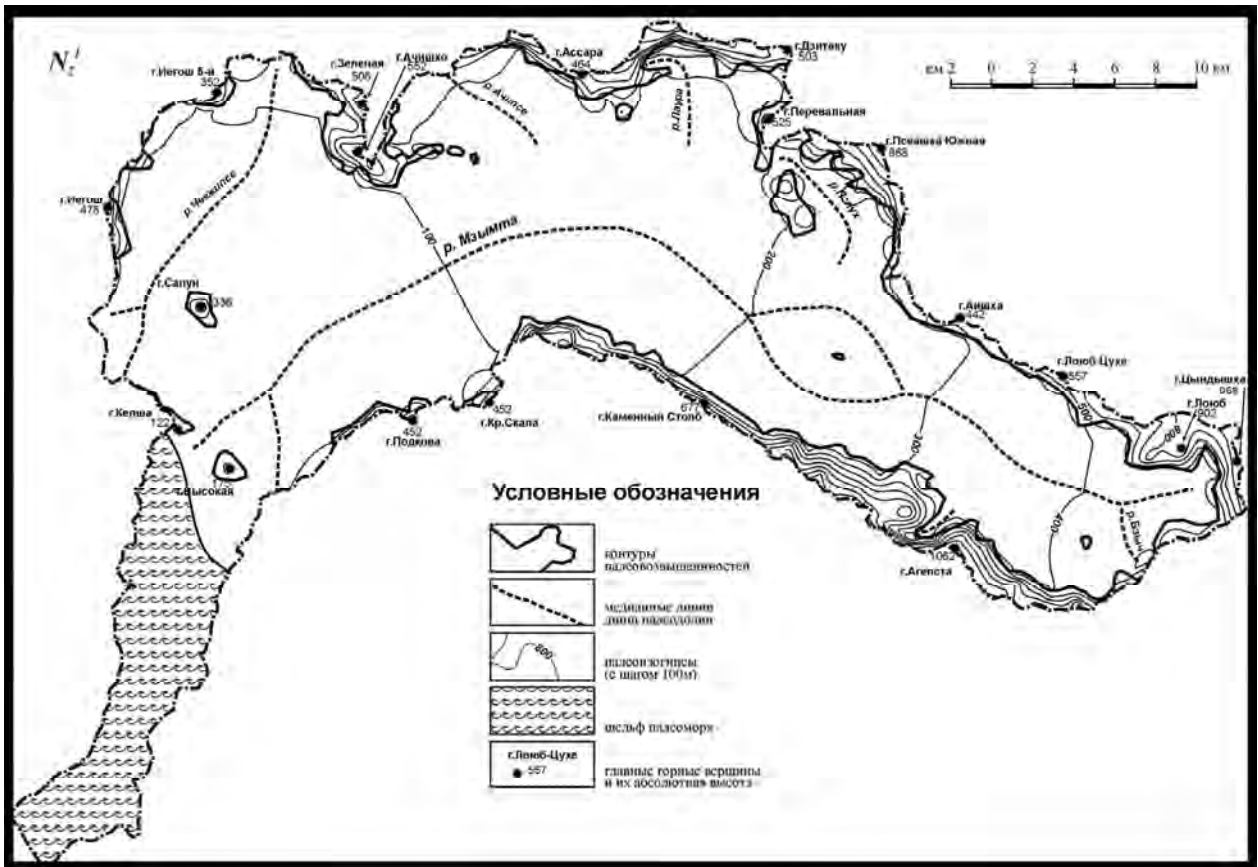


Рис. 8.29. Палеогипсометрическая карта для раннеплиоценового возрастного среза

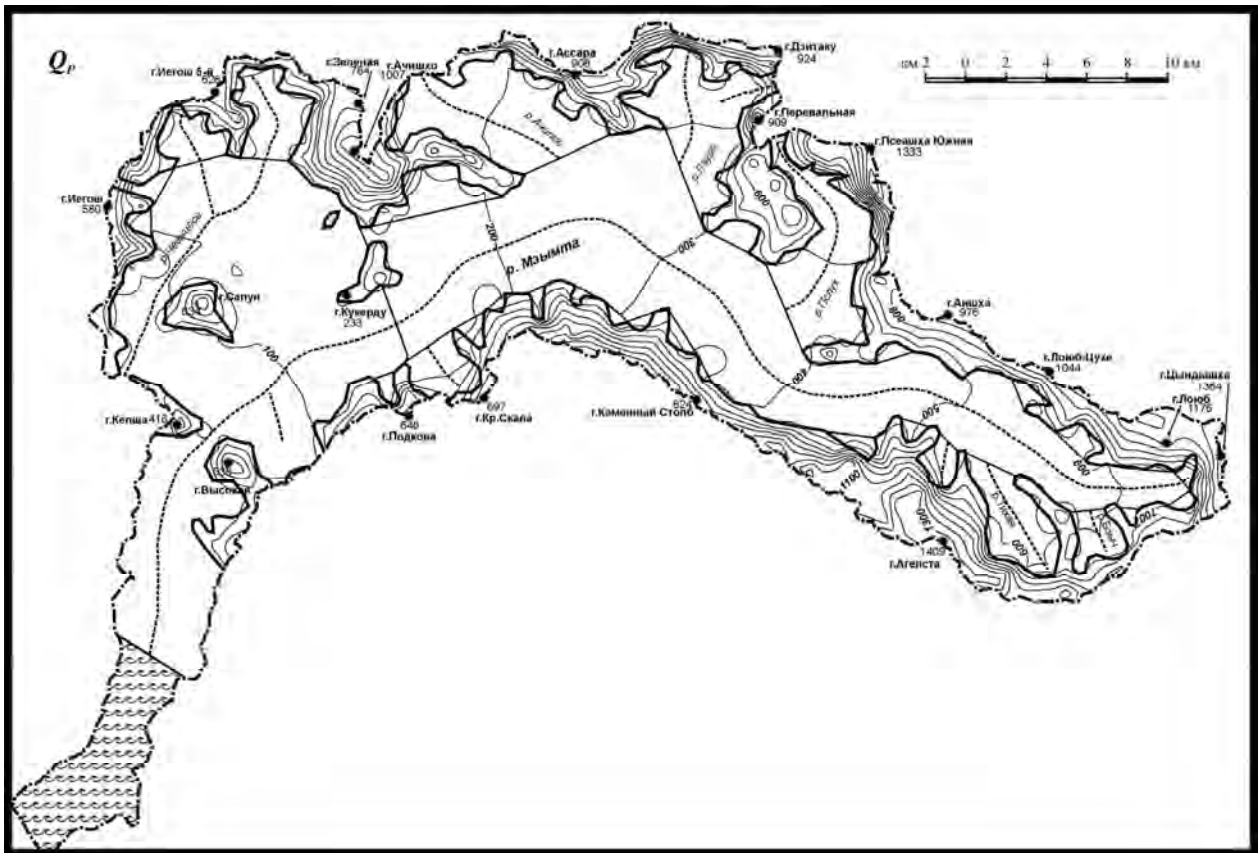


Рис. 8.30. Палеогипсометрическая карта для позднего палеоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.29)

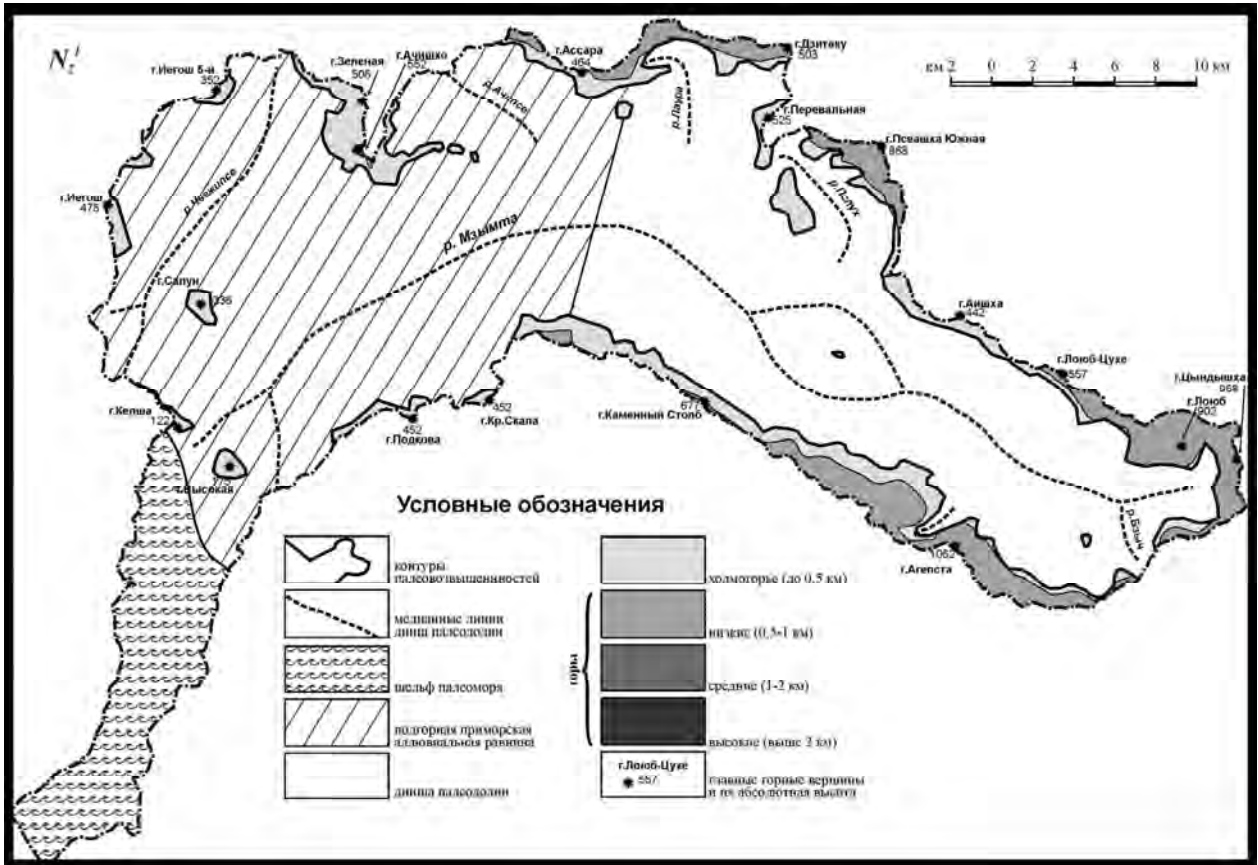


Рис. 8.33. Палеогеоморфологическая карта для раннеплиоценового возрастного среза

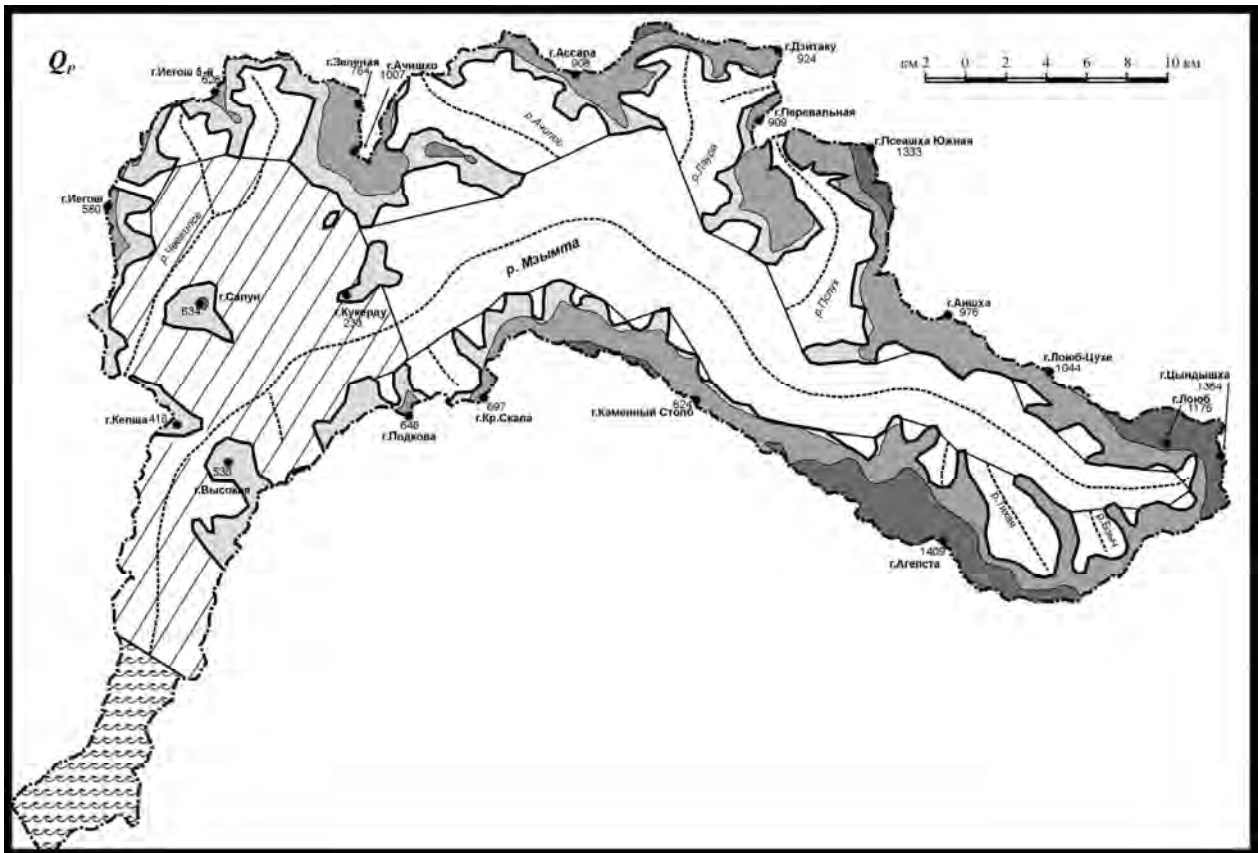


Рис. 8.34. Палеогипсометрическая карта для позднего палеоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.33)

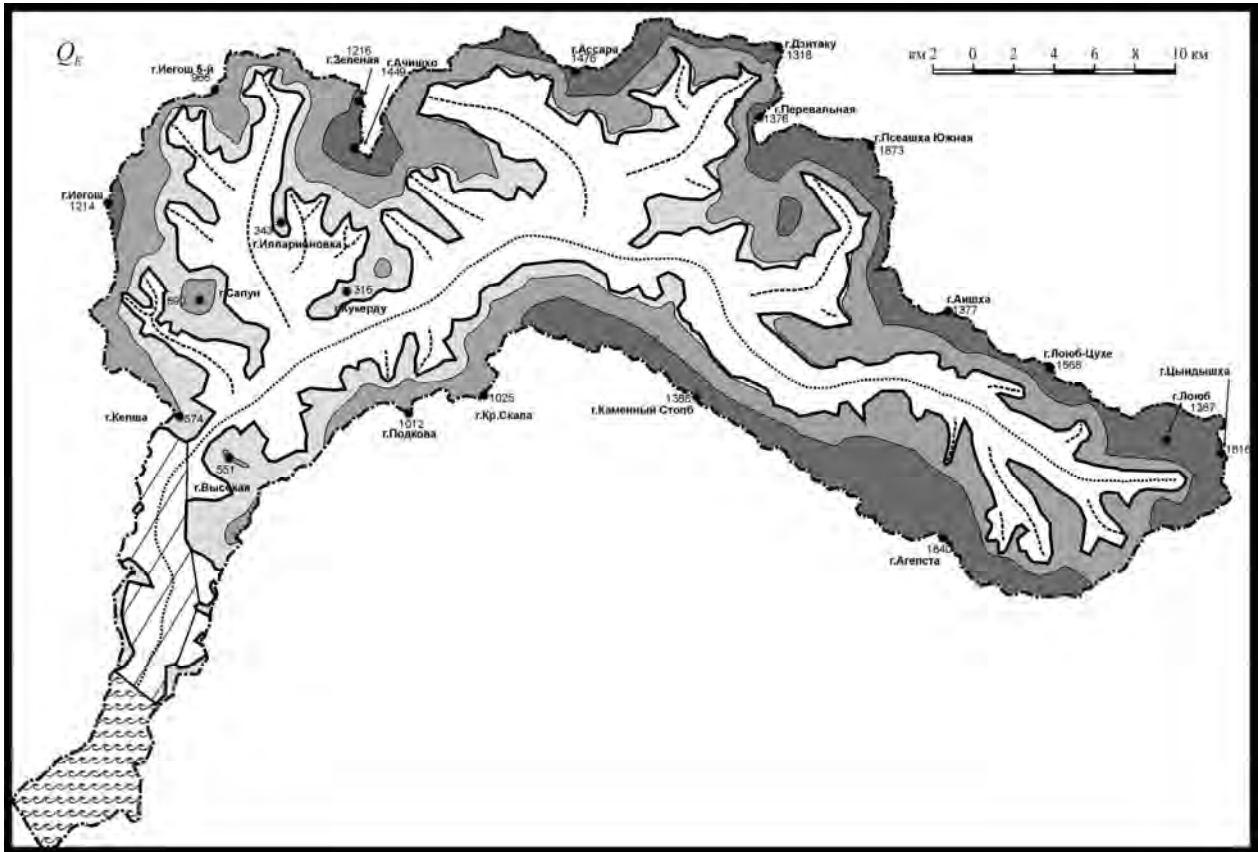


Рис. 8.35. Палеогипсометрическая карта для позднего эоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.33)

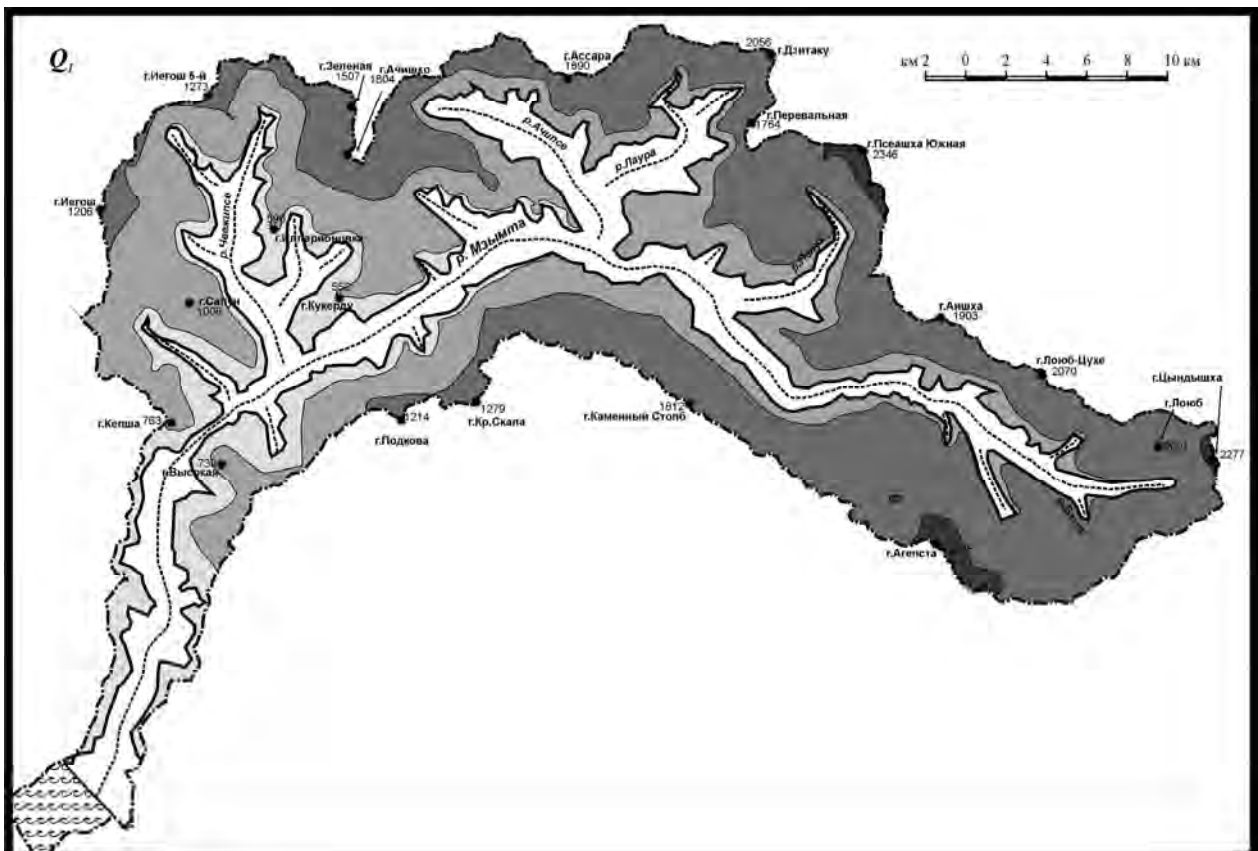


Рис. 8.36. Палеогипсометрическая карта для позднего раннеоплейстоценового возрастного среза (условные обозначения см. рис. 8.33)

Не исключено, что эти седловины образовались в более позднее время и тогда они могут исключаться из рассмотрения при палеорекоконструкциях. Однако этому варианту нет определенных доказательств, а, главное, может только предполагаться механизм их позднейшего формирования. Поскольку эти водоразделы в четвертичном периоде подвергались неоднократному оледенению, таким вариантом их образования может быть ледниковое выпахивание или моделировка.

Не исключено, однако, что эти седловины первичны и тогда возникает вопрос: а не могли ли они служить трассами стока из основной долины?

Против такого предположения можно привести несколько возражений

1. Главная река текла по широкой долине, которая раскрывалась на предгорную равнину. Вряд ли она повернула бы в один или несколько узких “проходов”.

2. По мнению некоторых исследователей, наиболее молодые понижения на перевалах могли формироваться в результате двустороннего размыва, т.е. не были элементами сквозных долин [Думитрашко, 1977, с. 233]. При возрастном расчленении рельефа водоразделов узкие наиболее молодые поперечные промоины должны рассматриваться в качестве результата комплексной обычно многоэтапной деятельности ряда местных денудационных факторов (малых ручьев, снежников, ледников, гравитационных процессов и т.п.). Соответственно эти узкие поперечные понижения должны исключаться из нормальной последовательности разновозрастных ярусов рельефа.

3. Важным критерием должно считаться направление общего наклона террасовых уровней, отвечающих времени пересечения водораздела рекой. Если все такие уровни наклонены в разные стороны от водораздела, то он никогда не пересекался единым водотоком.

4. Против пересечения низовьями Мзымты восточного водораздела свидетельствует присутствие на нем гальки вулканических пород из бассейна р. Псоу [Пастушенко, Кочетов, 1971, с.189]. Следовательно, переток мог быть только в обратном направлении.

8.2.4.3. Соотношение мелко- и среднемасштабных реконструкций

Хотя мелко- и среднемасштабные палеорекоконструкции составлялись на различные по размерам территории и были нацелены на решение разных задач, их сравнение полезно и позволяет сделать некоторые выводы.

Детализация реконструкций позволяет уточнить строение выделенных ранее элементов палеорельефа. Так, например, утверждение, что рассматриваемая часть Главного хребта стала единым однородным поднятием на “понтическом” этапе, при более детальном рассмотрении оказывается не совсем верным. На самом деле данная часть будущего хребта на данном этапе еще представляла собой цепь из нескольких разрозненных поднятий. Но понижения были менее крупными, чем возвышенности.

Среднемасштабные палеорекоконструкции по сравнению с мелкомасштабными выявляют более сложную систему первоначально разобщенных возвышенностей, проявившихся в пределах подгорной аллювиальной равнины. Позже эти возвышенности не только разрастались по площади и высоте, но и объединялись в более крупные сооружения. При этом все четче оконтуривался современный бассейн горной части р. Мзымты. Особенно ярко проявился рост фронтальной части горного сооружения, представленный ныне грядой Ахцу, которая ограничена с юго-запада системой надвигов Воронцовской шовной зоны [Несмеянов, 1992].

Построение комплекса среднемасштабных карт полезно для конкретного решения ряда палеогеоэкологических задач. Так, появление новых крутосклонных возвышенностей может провоцировать активизацию опасных склоновых процессов. Рельеф в районе расположения стоянок древнего человека в эпохи его обитания мог существенно отличаться от современного и т.п.

Решение многих спорных вопросов, возникающих при среднемасштабных построениях, требует дальнейшей детализации геоморфологических исследований и крупномасштабных палеорекоконструкций [Несмеянов, 1977^{1,2}, 1989, 1990; Несмеянов, Ранов, 1971]. Однако такие крупномасштабные реконструкции оказываются существенно более трудоемкими, требующими учета многих дополнительных факторов [Несмеянов, 1999, 2012; Ранов, Несмеянов, 1973].

8.3. Особенности детальных реконструкций древнего рельефа.

Рассмотренные выше мелко- и среднемасштабные палеорекоконструкции тем не менее довольно грубы а потому недостаточны для анализа строения и преобразования различных локальных объектов, например, археологических стоянок, когда необходимо восстановить историю развития небольшого участка отдельного склона, части речной долины и т.п.

Сложность подобных реконструкций обуславливается еще и тем, что в каждом конкретном случае должен исследоваться различный набор процессов. Различна будет и их относительная значимость. Поэтому невозможно предложить единую методику исследований для различных орографиче-

ских ситуаций и исследуемых объектов. Кроме того, следует помнить, что понятие “крупномасштабные” реконструкции отличается весьма значительным диапазоном таких масштабов (они различаются на несколько порядков величин, изменяясь от 1:25 000 до 1:100). Поэтому в дальнейшем, очевидна необходимость их самостоятельной масштабной классификации со своей спецификой методики исследований. Поэтому ниже дается лишь краткое перечисление отдельных направлений, в которых следует развивать исследования.

В целом принципиальными отличиями крупномасштабных палеореконовструкций можно считать, во-первых, желательность учета разрывных смещений на объектах пересеченных активными разрывами, а во-вторых, необходимость изучения деятельности разнообразных денудационных процессов. От обоих этих направлений исследований, как было отмечено выше, можно было абстрагироваться даже при среднемасштабных реконструкциях в силу их относительной грубости (например, при шаге палеоизогипс, равном 100 м).

При крупномасштабных палеореконовструкциях желательны также дополнительные расчетные поправки к определениям высот палеорельефа и ширины речных долин. Если на водоразделах не происходило накопления покровных отложений то вполне возможно их снижение за счет плоскостной денудации, т.е. так называемой “денудации сверху”. Ширина древних долин в свою очередь постепенно нарастала за счет известного еще по работам В. Пенка явления “параллельного отступления склонов”, т.е. так называемой “денудации сбоку”. В отдельных случаях важно оценить скорость регрессивной эрозии. И денудация “сверху”, и денудация “сбоку”, и регрессивная эрозия в большой мере зависят от литологии денудируемых пород, уклона поверхности и климатических условий. Но конкретный материал по определению скоростей различных экзогенных процессов для каждого литологического типа пород в разных климатических условиях еще ждет своего обобщения. В настоящее время опубликованы лишь отдельные примеры измерений скоростей некоторых денудационных процессов в тех или иных условиях. На их основании могут быть сделаны самые общие прикидки диапазона вариации этих скоростей [Несмеянов, 1999, 2012].

Как правило, не учитывается, что скорости каждого экзогенного процесса, а иногда и сами эти процессы не оставались постоянными. Они менялись даже в плейстоцене параллельно с изменениями климатической обстановки. Смена ведущего процесса, а, следовательно, и скорость денудации могли быть связаны и с непостоянством локальной обстановки. Например, делювиальные или осыпные склоны при подмыве их речной меандрой превращаются в оползневые или обвальные. Смещение меандр могло привести к неоднократному изменению профиля склона. Поэтому детальные палеореконовструкции весьма трудоемки и сложны.

Скорости переработки склонов некоторыми процессами изучены явно недостаточно. Очень мало данных, например, о скорости отступления оползневых склонов. А ведь в некоторых узких долинах обвальные и оползневые процессы весьма активны.

В литературе содержатся различные подчас трудно сопоставимые единицы измерения рассматриваемых денудационных процессов. Чтобы избежать сложных пересчетов, ниже существующие оценки приведены к следующим легко сопоставимым единицам: 1 мм/год = 1 м/тыс. лет = 1 км/млн. лет.

Наибольшее количество материалов относится к “отступанию” склонов, меньше — к плоскостной денудации и выветриванию и совсем мало — к глубинной и регрессивной эрозии.

Суммируя данные по скоростям денудации можно отчетливо заметить существенную разницу в темпах развития отдельных процессов. При этом следует отметить, что в данном случае наиболее важны средние многолетние скорости, которые могут существенно отличаться от кратковременных импульсов активизации или затухания того или иного процесса. Такие скорости обычно различаются для каждого процесса на три-четыре порядка величин. Трудности реконструкции детальной палеоклиматической обстановки и хода их изменения в геологической истории заставляют отдавать предпочтение наиболее типичным интервалам скоростей для использования при палеореконовструкциях. Конечно, при этом следует делать поправку и на литологию пород.

Сравнение наиболее типичных скоростей дает отчетливое представление о соотношении различных денудационных процессов в развитии рельефа (табл. 8.8). Наименьшими скоростями обладает плоскостная денудация, которая не всегда успевает уничтожить даже результаты выветривания. Типичные скорости снижения рельефа (денудации “сверху”) составляют метры и десятки метров за млн. лет. Следовательно, даже за весь новейший этап это снижение не превышало обычно 1 км и, по-видимому, в большинстве случаев ограничивалось величинами в первые сотни метров. Это тем более вероятно, что самые высокие и древние поднятия сложены, как правило, достаточно прочными породами. Таким образом, поправки в расчеты суммарных амплитуд вертикальных новейших движений за счет плоскостной денудации соизмеримы с величинами поправок за изменение уровня океана.

Таблица 8.8.

Средние скорости процессов денудации (++—наиболее типичные; +—редкие; ?-уникальные) [Несмеянов, 1999].

Процессы	Скорости в мм/год; м/тыс.лет; км/млн.лет							
	0,001	0,01	0,1	0	10	100	1 000	10 000
Выветривание		++	++	+	?			
Плоскостная денудация		++	+	+				
“Отступление” склонов			+	++	++	+		
Глубинная эрозия	Равнинных рек	+	++	+				
	Горных рек и ледников			+	++	+	+	?
Регрессивная эрозия	в скальных породах				+	++	+	?
	в рыхлых породах						+	++
“Общая” скорость денудации			+	+				

Типичные средние скорости “отступления” склонов, т.е. денудации “сбоку” на два-три порядка величин выше скоростей денудации “сверху” и составляют сотни метров и километры за млн. лет. Они близки к средним скоростям глубинной эрозии горных рек и на один-два порядка величины меньше скоростей регрессивной эрозии в скальных породах. А регрессивная эрозия в рыхлых породах выше еще на два порядка величин.

Эта выводы согласуются в целом с представлениями Ю.П. Селиверстова [1986, с. 227-228]. По его заключению, вертикальное снижение рельефа за счет денудации происходит в сотни и тысячи раз медленнее, чем горизонтальное его разрушение по типу денудации, а скорость “отступления” склонов во влажных тропиках в среднем в 100 раз превышает эрозионную активность русловых водотоков (очевидно, равнинных). Этим он объясняет большую ширину древних эрозионных врезов и существование крупных долинных педиментов и педиленов в активизированных древних платформах.

Важно отметить, что во многих публикациях под “скоростью эрозии” понимают так называемую “общую” скорость денудации, осредняющую проявления плоскостной денудации и глубинной эрозии. Подобные оценки нередко базируются на объеме кластического материала, вынесенного во впадины с условной единицы площади горного сооружения. Такие скорости для Альп оцениваются в 0,09-0,35 мм/год, для Гималаев в 0,7-1,1 мм/год, для Тайваня — в 5,5 мм/год, для бассейна р. Колорадо в США в 0,14 мм/год [Жукал, 1987, с. 127]. Естественно, что эти скорости меньше скоростей глубинной эрозии горных рек и в целом выше скоростей, типичных для плоскостной денудации.

Ю.П. Селиверстов [1986, с. 261], опираясь на многочисленные натурные измерения, утверждает, что величины твердого стока могут меняться в 300-700 раз в условиях однотипного рельефа одной климатической зоны, т.к. величина стока является результатом разной подготовки пород процессами выветривания, наличия или отсутствия растительного покрова и хозяйственной деятельности. Поэтому он рекомендует весьма осторожно относиться к показателям и модулям твердого стока, а также считает сомнительными количественные оценки механической и химической эрозии.

Примером подобных расчетов могут служить следующие рассуждения С.С. Воскресенского [1971, с. 42]. По данным из многих публикаций, в растворе с поверхности суши сносится 5-15 мм за тысячу лет (0,005-0,015 мм/год). Стало быть, если считать, что в раствор при выветривании переходит 0,1 объема породы, то за год в среднем (считая и экспонированные и не экспонированные горные породы) разрушается слой в 0,05-0,15 мм и для образования чехла обломков в 2 м мощностью требуется около 15-40 тыс. лет. Но эти цифры не выходят за пределы диапазона “общих” скоростей денудации.

В целом, можно заключить, что формирование методики крупномасштабных палеорекоконструкций — дело будущего. В настоящее время делаются лишь отдельные попытки подобных реконструкций, отражающие определенные локальные ситуации.

8.4. Реконструкция орогенических движений

Реконструкция орогенических движений обычно сводится к количественной оценке изменения интенсивности вертикальной составляющей новейших движений. Такую реконструкцию целесообразно дать отдельно для орогенов, воздымавшихся с различной интенсивностью и достигших к настоящему времени различной максимальной высоты. С этих позиций целесообразно различать высокоактивные (достигшие максимальной высоты выше 6 км), среднеактивные (2-6 км) и низкоактивные (до 2 км) орогены. Следует также учесть, что здесь учитываются только высоты, связанные с тектоническими воздыманиями и исключаются высокие горы иного происхождения (например, вулканические).

8.4.1. Интенсивность воздымания высокоактивного орогена (на примере среднеазиатского региона)

Интенсивность воздымания высокоактивных среднеазиатских ороменов изучалась по материалам применения методики расчетов для опорных точек.

Для надежности получаемых результатов было использовано два вида расчетов с использованием относительных и абсолютных величин [Несмеянов, 1969₂, 1971₁].

8.4.1.1. Расчеты с использованием относительных величин

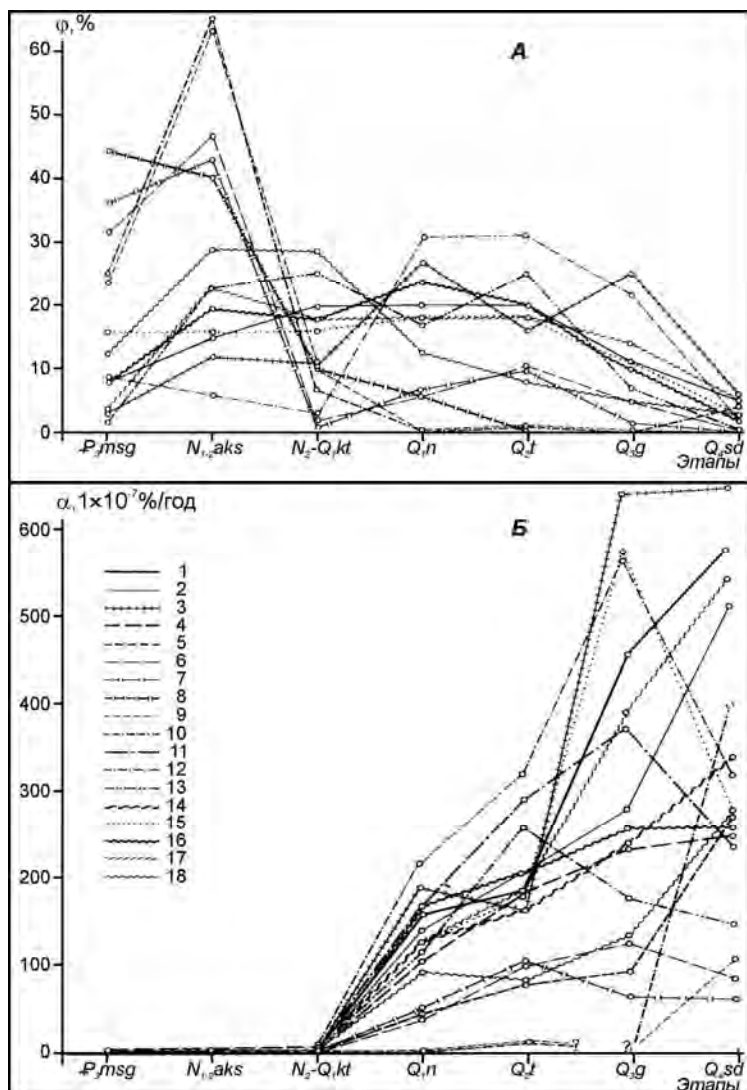


Рис. 8.37 Графики поэтапного прироста суммарной амплитуды вертикальных новейших движений [Несмеянов, 1969₂].

А — изменение поэтапной доли прироста амплитуды, в % от суммарной амплитуды для данного участка,

Б — изменение средней скорости прироста амплитуды, 10⁻⁷% в год

1 — Кураминский хребет; 2 — Бабайобское поднятие; 3 — Музбекское поднятие; 4 — Ферганская депрессия; 5 — северная зона Ферганской депрессии; 6 — Акбельский адыр; 7 — Супетауский адыр; 8 — Камышкурганская впадина; 9 — Кайраккумская впадина; 10 — Южномахрамская впадина; 11 — Южная зона депрессии; 12 — Гузанская горст-антиклиналь; 13 — Сарыкамьшская горст-антиклиналь; 14 — Туркестанский хребет; 15 — Андыгентауский горст; 16 — Даудинский горст; 17 — Сарыташский горст; 18 — Ахунтауский горст.

менений невелика. Близкие отношения наблюдаются для структур Туркестанского хребта и отчасти для поднятий Южной зоны Ферганской депрессии.

Значительно отличаются графики для всех структур Северной зоны депрессии. Здесь преобладающие по величине движения приходятся на массагетский и аксарайский этапы, а в последующее время относительная величина их существенно уменьшается (особенно для стабильно прогибающихся

Необходимость оценки общей тенденции изменения интенсивности новейших тектонических движений для всего рассматриваемого региона осложняется тем, что направленность и величина этих движений неодинаковы для разных структур. Поэтому целесообразно выразить данные движения в таких единицах, которые позволили бы сопоставить тенденции движений. Для этой цели удобно выразить величину движений каждого этапа (x) в процентах от суммарной амплитуды (A_Σ) новейших движений для каждого анализируемого участка, т.е. оценить поэтапную долю прироста суммарной амплитуды вертикальной составляющей новейших движений (φ), которая рассчитывается по формуле:

$$\varphi = \frac{x}{A_{\Sigma}} \times 100\% .$$

На рис. 8.37А приведен график, где для ряда структур Ферганской депрессии и ее горного обрамления построены кривые изменения относительной величины движений от этапа к этапу.

На графике по вертикальной оси отложены поэтапные доли суммарной амплитуды движений (в процентах) а по горизонтальной — этапы (в безразмерной шкале) Из графика видно, что максимальная величина процентного выражения поэтапных долей суммарной амплитуды изменяется в несколько раз, редко — в первые десятки раз. При этом намечаются некоторые изменения для участков, занимающих близкую тектоническую позицию.

Так, для структур Кураминского хребта относительная величина движений в начале возрастает (массагетский, аксарайский и коктырлюкский этапы), а затем испытывает колебания близ одного уровня и, наконец, в голоцене вновь уменьшается. Общая же амплитуда из-

ся впадин). Это хорошо согласуется с развитием в Северной зоне весьма интенсивных олигоцен-неогеновых прогибаний и сравнительно небольших воздыманий в более поздние этапы.

Однако вышеописанный график дает искаженное представление о соотношении интенсивности движений, так как на нем поэтапная доля перемещений отнесена к этапам, как к равновеликим по продолжительности подразделениям. На самом деле продолжительность этапов сильно различается. Приняты следующие продолжительности этапов: массагетского — 10 млн. лет, аксарайского — 20 млн. лет, коктырлюкского — 4 млн. лет, нанайского — 150 тыс. лет, ташкентского — 100 тыс. лет, голодностепского — 40 тыс. лет и сырдарьинского — 10 тыс. лет.

Реальное представление об изменении интенсивности движений можно получить сопоставив **средние скорости поэтапного прироста суммарной амплитуды вертикальной составляющей новейших тектонических движений** (a), которые рассчитываются по формуле: $a = \frac{\varphi}{t}$, где поэтапная доля суммарной амплитуды новейших движений (φ , в %) отнесена к продолжительности этапа (t , в годах).

Поскольку максимальная длительность этапов составляет первые десятки миллионов лет, размерность получаемых условных единиц выражается в десятиллионных долях процента от суммарной амплитуды новейших движений данного объекта в год (или в десятитысячных долях процента в тысячу лет). В дальнейшем описании они для краткости называются “условные единицы”.

Кривые изменения указанных средних скоростей движений нанесены на графике (см. рис.8.37Б), где по вертикальной оси отсчитываются величины поэтапных долей суммарной амплитуды новейших движений (в условных единицах), а по горизонтальной проставлены этапы.

Здесь по сравнению с графиком, на котором были отражены величины поэтапных долей прироста суммарной амплитуды движений, соотношения явно меняются. Хорошо видно, что интенсивность тектонических движений не остается постоянной, а в общем однотипно меняется для всех структур.

Выделяются две основные эпохи с различной интенсивностью движений. Первая эпоха, охватывающая массагетский, аксарайский и коктырлюкский этапы (промежуток времени примерно в 34 млн. лет), характеризуется средними интенсивностями в единицы и десятки условных единиц. Средние цифры (в условных единицах) составляют для этапов: массагетского — 19, Аксарайского — 17, коктырлюкского — 26.

Вторая эпоха (продолжительностью порядка 300 тыс. лет) обладает в общем на два порядка величин более высокой интенсивностью тектонических движений. В ней средние скорости составляют (в условных единицах) для этапов: нанайского — 1000, ташкентского — 1780, голодностепского — 2250, сырдарьинского — 2400.

Для второй эпохи характерен также большой разброс результатов, который, скорее всего, связан в основном с особенностями развития отдельных структур.

8.4.1.2. Расчеты с использованием абсолютных величин

Картина изменений **абсолютных значений средней суммарной поэтапной скорости**¹ вертикальных тектонических движений ($V = \frac{x}{t}$ мм/год) для тех же основных структур Ферганской депрессии и ее горного обрамления видна из графика (рис. 8.38А).

Эта картина близка к описанной выше для изменения средней скорости поэтапного прироста суммарной амплитуды движений в условных единицах. И здесь отдельные структуры существенно (на порядок величин) различаются по амплитудам суммарных и поэтапных вертикальных движений (точнее — вертикальной составляющей новейших движений).

И на этом графике достаточно хорошо различаются две эпохи. В позднеэоценовую эпоху средние скорости для Ферганской депрессии составляли в массагетский этап 0,1 мм/год, в аксарайский 0,08 мм/год и в коктырлюкский (каракаитайский) 0,25 мм/год. В неоплейстоценовую эпоху они были больше на порядок величин: в кошкурганский (нанайский) этап 1,36 мм/год, в ташкентский 2,16 мм/год, а для голодностепского и сырдарьинского этапов в среднем составляли 3,45 мм/год.

При выделении двух указанных выше эпох может возникнуть сомнение в правомерности сопоставления интенсивности движений для столь неравноценных интервалов времени. Действительно, всю послекоктырлюкскую, т.е. неоплейстоценовую эпоху можно представить как фазу или одну из фаз значительной активизации тектонических движений в начале этапа, равноценного по продолжительности с массагетским, аксарайским или каракаитайским (коктырлюкским) этапами. Фазы усиления

¹ Следует помнить, что здесь и далее используются не средние поэтапные, а средние суммарные поэтапные скорости. Дело в том, что осредняется не истинная амплитуда поэтапных движений, а их суммарная амплитуда, исключая встречные перемещения.

движений на ранних стадиях указанных этапов, конечно, были. Это подтверждается приуроченностью многочисленных, обычно локальных несогласий к границам свит. Однако ряд факторов свидетельствует о том, что в позднеэретичную эпоху отсутствовали фазы активизации тектонических движений, равные по интенсивности той, которая соответствует всей послепалеокаракайской эпохе. Так, глубина поэтапных позднеэретичных врезов достигает величин 0,4-0,5 км, а для неоплейстоценовых по 0,4-0,6 км. Следовательно, суммарная величина максимальных неоплейстоценовых врезов (0,5-1,5 км) не только превышает величину отдельных позднеэретичных врезов, но нередко соизмерима и с суммарной величиной всех трех позднеэретичных врезов (0,5-1,4 км)¹.

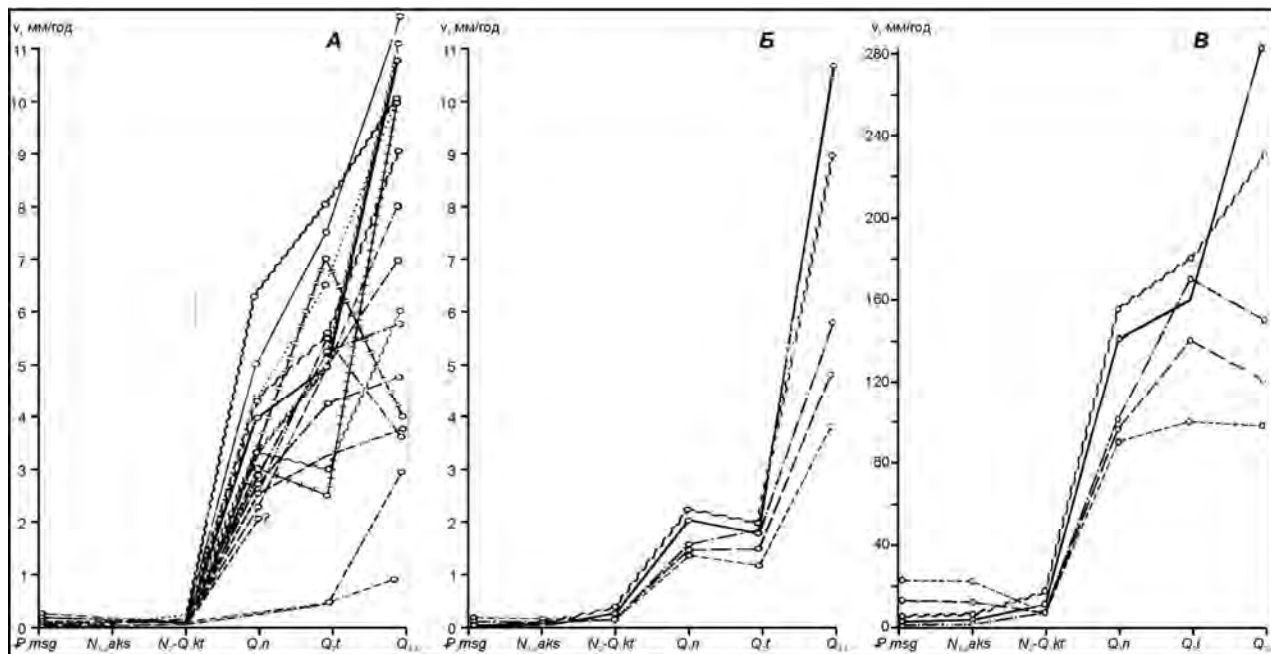


Рис. 8.38 Графики изменения скоростей вертикальных новейших движений [Несмеянов, 1969₂].
 А, Б — изменение средней суммарной поэтапной скорости движений: А — основной вариант,
 Б — дополнительный вариант; В — изменение среднегодовой поэтапной скорости движений.
 (Условные обозначения см. на рис. — 8.37)

То же самое можно сказать и относительно амплитуд поэтапных движений. Максимальные позднеэретичные поэтапные прогибания равны 1-3 км, а поднятия 0,6-1 км. Амплитуды поднятий кошкурганского этапа достигают величины 0,9 км, ташкентского 0,8 км, а суммарная амплитуда неоплейстоценовых этапов — 2,3 км.

Можно было бы предположить также, что неравноценность величины средних поэтапных скоростей движений отражает различия в продолжительности этапов, для которых производилось осреднение величин и скоростей движений. Как было отмечено М.В. Гзовским [1964], максимальные цифры скоростей движений, исчисляемые как средние для всего новейшего периода, обычно не превышают 0,25 мм/год, в то время как для коротких интервалов времени (в несколько лет), эти скорости достигают 100 мм/год. Это связывается с неравномерностью и прерывистым колебательным характером тектонических движений. М.В. Гзовский считает, что в первом приближении увеличение времени осреднения в 10 раз приводит к уменьшению в два раза величины средней скорости движений — **коэффициент Гзовского**. Он полагал также, что, опираясь на данную зависимость и зная средние значения скорости для одного промежутка времени осреднения, можно рассчитать и средние значения скорости для другого времени осреднения.

Путем введения соответствующих коэффициентов такой пересчет для условия среднегодового осреднения поэтапных скоростей был сделан применительно к крупнейшим структурам района. Максимальные среднегодовые скорости движений для основных структур района в позднеэретичную эпоху достигали 23 мм/год, а в четвертичную 280 мм/год (см. рис. 8.38В)

Учитывая неоднократные пересмотры стратиграфии неоплейстоцена и датировок его подразделений, был рассмотрен иной (второй) вариант абсолютной датировки неоплейстоценовых этапов, когда нанайский и ташкентский этапы имеют продолжительность по 300 тыс. лет, а коктюрлюкский —

¹ Подобные соотношения характерны для подавляющего большинства орогенических областей. И данную зависимость можно использовать при самых первоначальных исследованиях в слабо изученных орогенах.

2-3 млн. лет. На соответствующем графике (см. рис. 8.38Б) также видно значительное изменение интенсивности движений в начале неоплейстоцена.

Все вышеизложенное подтверждает значительные различия в интенсивности орогенических движений, отвечающих олигоцен-эоплейстоценовому и неоплейстоценовому подразделениям новейшего этапа геологического развития орогенов. Изменение на один-два порядка величин — качественный скачек в их интенсивности осуществился в начале неоплейстоцена.

Впечатляет различие в продолжительности выделенных эпох с различной интенсивностью тектонических движений. Достаточно сказать, что вся неоплейстоценовая эпоха многократно меньше любого из более древних этапов. Это видно на графике изменения средней суммарной поэтапной скорости вертикальных тектонических движений, на котором продолжительность отдельных этапов отложена в едином линейном масштабе (рис. 8.39).

Здесь уместен вопрос: всеобщей или локальной является эпоха или фаза тектонической активности, которую переживает сейчас Западный Тянь-Шань? Ответ на него могут дать, конечно, только широкие региональные исследования. Однако некоторые предварительные выводы можно сделать уже сейчас.

Для сравнения аналогичные расчеты были сделаны для некоторых изученных автором поднятий Центрального и Западного Копетдага, а также для Карпат (бассейн р. Тиссы — по материалам Т.Ю. Пиотровской [1966]). Соответствующие сводные графики также представлены на рис. 8.39 совместно с графиками по Тянь-Шаню. Видно, что во всех этих удаленных друг от друга регионах в начале неоплейстоцена произошло резкое, в общем, на порядок величин повышение интенсивности тектонических движений. Это подтверждается и материалами по Большому Кавказу [Несмеянов, 1992].

Известно, что большинству горных областей свойственны близкие к наблюдающимся в рассмотренных выше регионах соотношения глубин четвертичных и неогеновых врезов речных систем. Эта общность геоморфологического строения горных стран свидетельствует о чрезвычайно широком, если не глобальном изменении интенсивности тектонических движений на границе эоплейстоцена и неоплейстоцена или в начале неоплейстоцена. Повышенная тектоническая активность, по-видимому, является одной из наиболее характерных особенностей второй половины четвертичного периода.

8.4.2. Интенсивность воздымания среднеактивного орогена (на примере Большого Кавказа)

Анализ интенсивности воздымания среднеактивного орогена Большого Кавказа опиралась на материалы методики расчета уклонов палеодолин [Несмеянов и др., 2016₂].

Амплитуды и средние скорости поэтапных воздыманий основных вершин водораздельных хребтов, ограничивающих долину р. Мзымты, рассчитывались по изменению палеовысот для следующих этапов рельефообразования: позднеплиоцен-палеоплейстоценового (“акчагыльского” — $N_2^3-Q_P$), эоплейстоценового (апшеронско-раннечаудинского — Q_E), раннеэоплейстоценового (монастырско-позднечаудинского — Q_1) и среднеплейстоцен-голоценового (Q_{2-4}) (табл. 8.9).

Сравнение поэтапных скоростей воздыманий выбранных горных вершин однозначно свидетельствует о прогрессирующем характере этих воздыманий. Для всех хребтов отчетливо видно увеличение скоростей воздыманий с начала неоплейстоцена. Наиболее интенсивными воздыманиями отличаются Главный Кавказский хребет и хребет Ацетука — г. Агепста. (рис. 8.40). Меньшими, но близкими между собой скоростями воздымания отличаются хребты Аибга и Иегош, а также массив Ачишхо. Еще меньше скорости у массива Ахцу. Отдельные вершины, возникшие на подгорной приморской равнине на разных этапах рельефообразования, характеризуются неоднородными скоростями воздымания.

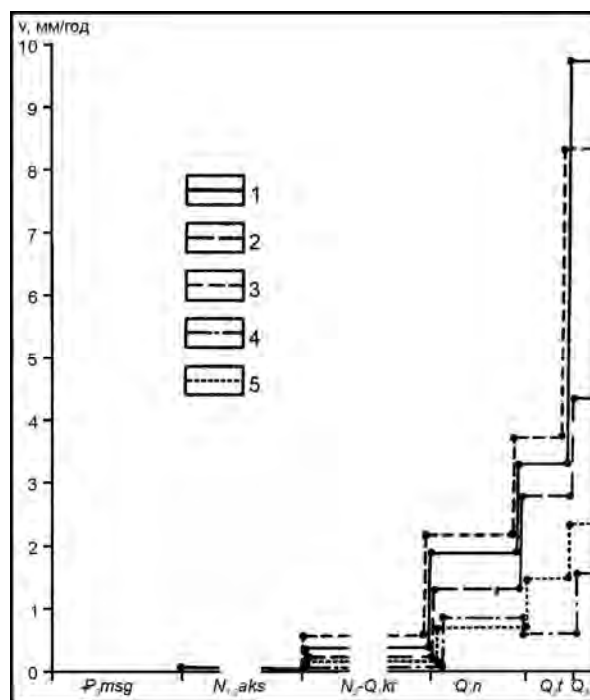


Рис. 8.39. Изменение средней суммарной поэтапной скорости вертикальных новейших движений в мм/год с наблюдением масштаба продолжительности этапов

1 — Кураминский хребет-поднятие; 2 — Ферганская депрессия; 3 — Северные отроги Туркестанского хребта; 4 — поднятия в бассейне р. Тиссы (Карпаты); 5 — поднятия Центрального и Западного Копет-Дага.

Поэтапные амплитуды и скорости воздыманий отдельных горных вершин

Горные сооружения	Вершины	Палеовысоты, м				Современная высота, м	Амплитуды воздыманий, м				Скорости воздыманий, мм/год			
		N_2^1	Q_P	Q_E	Q_1		$N_2^3 - Q_P$	Q_E	Q_1	Q_{2-4}	$N_2^3 - Q_P$	Q_E	Q_1	Q_{2-4}
Главный Кавказский хребет	Ассара	464	916	1276	1890	2633	452	360	614	743	0,26	0,36	1,54	2,01
	Дзитаку	503	824	1318	1866	2819	321	494	548	953	0,19	0,50	1,37	2,58
	Перевальная	525	909	1376	1764	2634	384	467	388	871	0,23	0,47	0,97	2,35
	Псеашха Южная	868	1333	1879	2346	3251	465	546	467	905	0,27	0,57	1,17	2,45
	Аишха	499	976	1377	1903	2858	477	401	526	955	0,28	0,40	1,32	2,58
	Лююб-Цухе	557	1044	1568	2070	2939	487	524	502	869	0,29	0,52	1,26	2,35
	Лююб	902	1479	1561	2021	2970	577	82	460	949	0,34	0,08	1,15	2,56
Цындышха	958	1364	1816	2277	3139	406	452	461	862	0,24	0,45	1,15	2,33	
Хребты Ацегука и Аибга (с отрогом)	Агепста	1062	1409	1840	2388	3257	347	431	549	869	0,20	0,43	1,37	2,35
	Каменный Столб	505	824	1388	1812	2509	319	564	424	697	0,19	0,57	1,06	1,88
	Красная Скала	414	638	1025	1279	1759	224	387	254	480	0,13	0,39	0,64	1,30
	Подкова	452	648	906	1214	1722	196	258	308	508	0,12	0,26	0,77	1,37
Массив Ачишхо	Зеленая	508	784	1216	1507	2079	276	432	291	572	0,16	0,43	0,73	1,55
	Ачишхо	552	1007	1449	1804	2391	455	442	355	587	0,27	0,44	0,89	1,59
Иегошский хр.	Иегош 5-й	352	626	966	1293	1837	274	340	327	544	0,16	0,34	0,82	1,47
	Иегош	478	580	893	1236	1789	102	313	343	553	0,06	0,31	0,86	1,50
Массив Ахцу	Высокая	175	538	672	861	1123	363	134	189	262	0,21	0,13	0,47	0,71
	Кепша	122	308	551	738	1070	186	243	187	332	0,11	0,23	0,47	0,90
Отдельные вершины	Кукерду		233	316	552	1095		83	236	543		0,1	0,6	1,47
	Илларионовка			343	596	1175			253	579			0,63	1,56
	Сапун	336	634	921	1158	1373	298	287	237	215	0,18	0,29	0,59	0,58

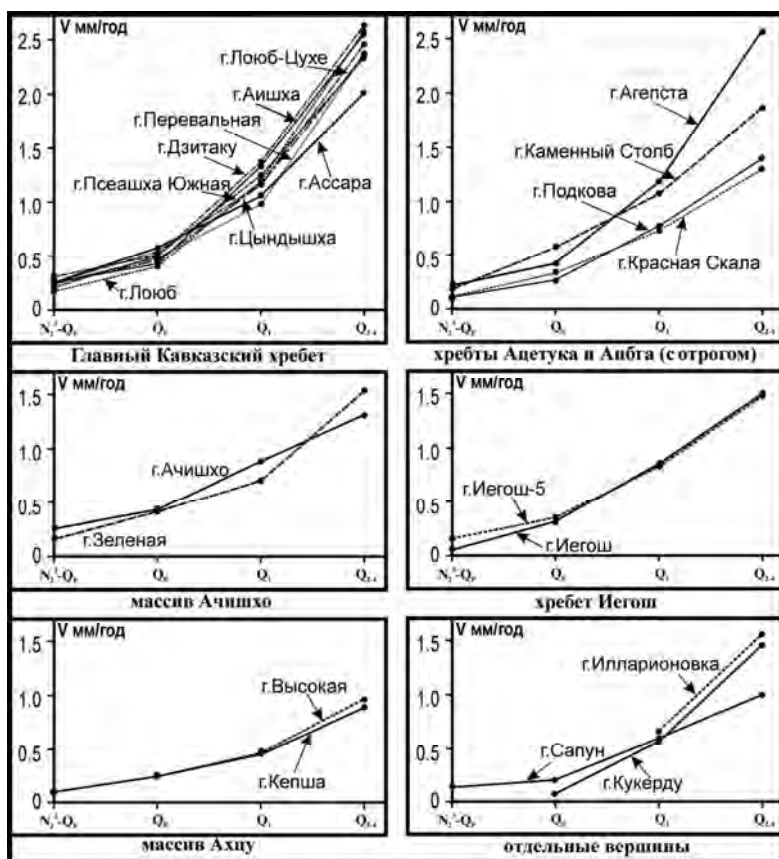


Рис. 8 40. Графики изменения скоростей поэтапных воздыманий хребтов и отдельных вершин

В целом можно отметить, что скорости воздымания всех исследуемых хребтов в эоплейстоцене имеют сходные величины и обычно не превышают 0,5 мм/год. Современное высокогорье отличается резким увеличением скоростей воздымания и их максимальными значениями в неоплейстоцене.

* *
*

Суммируя сказанное по анализу изменения интенсивности орогенических воздыманий можно констатировать следующее:

- в высокоактивных и среднеактивных альпийских орогенах наблюдается сходное развитие рассматриваемых воздыманий: везде они резко активизируются в неоплейстоцене;
- интенсивность неоплейстоценовых воздыманий высокоактивных орогенов в 2-3 раза больше, чем у среднеактивного орогена.

Таким образом, изучение изменения интенсивности орогенеза, прове-

денное с применением различных методических подходов (на основе расчетов для опорных точек и расчета с помощью анализа уклонов палеодолин), привело к получению принципиально сходных результатов.

8.5. Перспективные возможности и очередные проблемы

Возрастное расчленение рельефа разной детальности открывает широкие возможности и ставит очередные проблемы в совершенствовании методик построения реконструкций палеорельефа и количественной характеристики орогенеза.

8.5.1. Проблемы совершенствования методики палеореконовструкций

Реконструкции палеорельефа сложны и предусматривают ряд исходных допущений, которые в свою очередь могут при детализации исследований потребовать дополнительного анализа. Поэтому данное направление чревато разнообразием путей совершенствования.

8.5.1.1. Реконструкции берегов палеоморей

Возрастное расчленение рельефа позволяет получать оригинальные материалы по трассировке берегов палеоморей на основе геоморфологических данных. Ранее такие реконструкции основывались на учете литологических материалов, которые интерпретировались с помощью некоторых палеогеографических построений, например, на основе статистических сведений о наборе и ширине зон валунно-галечного, песчаного, глинистого и карбонатного прибрежно-морского осадконакопления на побережьях разной крутизны склонов и приглубости моря. Ясно, что подобные материалы не отличались точностью и береговые линии могли реконструироваться с точностью нанесения их планового расположения в несколько километров и даже десятков километров.

Возрастное расчленение рельефа, как было показано выше, позволяет трассировать линии определенных максимумов трансгрессий с точностью в первые сотни и даже десятки метров.

Эти материалы позволяют решить некоторые вопросы, до недавнего времени считавшиеся спорными. В частности они позволяют считать необоснованными предположения о больших мощностях майкопских (олигоцен-миоценовых) отложений на сводовой части современного Большого Кавказа и соответственно о новейшей инверсии последнего [Копп, Щерба, 1985, 1998; Щерба, 1983, 1987, 1993].

8.5.1.2. Проблемы детализации реконструкций горного палеорельефа

Намечается несколько направлений совершенствования данных реконструкций; эти направления связаны с несовершенством проводимых в настоящее время операций:

- необходимо повысить точность определения высоты исходного палеорельефа в расчетных точках; это уточнение может быть достигнуто при совершенствовании методики различных видов палеогеографических построений, применяемых в настоящее время (например, за счет уточнения величин палеоуклонов, отражающих накопление различных фаций осадков в смежных прогибах, находящихся на различных расстояниях от расчетной точки);
- принятые в настоящее время расчеты соотношения величин поэтапных врезов и поэтапных воздыманий предполагают стабильную эрозионную способность палеорек за счет и стабильной же водообильности; на самом деле эта водообильность могла существенно зависеть от климатических изменений, как общих (региональных), так и локальных; соответственно в принятые пропорции могут быть введены поправки за изменение эрозионной способности; кроме того, различие эрозионной способности может зависеть также и от литологии денудированных пород;
- одним из принимаемых в настоящее время допущений при расчетах вертикальных движений является стабильность высот трансгрессивных уровней Мирового океана и связанных с ним морей; однако намечаются некоторые моменты весьма значительного изменения этого уровня (шкала Вейла), которые следует учитывать при расчете как величин поэтапных эрозионных врезов, так и в определении величин поэтапных воздыманий.

8.5.1.3. Совершенствование методик детальных реконструкций разной направленности

Детальные реконструкции обычно различаются по методике применительно к исследуемым объектам. Так, например, они существенно разнятся будучи направлены на восстановление природной обстановки на моменты активного обживания палеолитических памятников пещерного или открытого типов [Несмеянов, 1999; Ранов, Несмеянов, 1973; Леонова и др, 2006 и др.] и на изучение динамики развития опасных геологических процессов, в том числе активных разрывных смещений при инженерных изысканиях для строительства [Несмеянов, 2004 и др.]. Подобных направлений может быть множество и каждое потребует детализации самостоятельных аспектов палеореконовструкций. Некоторые из этих направлений будут затронуты в последующих главах. Здесь же имелось в виду упомянуть о возможности углубленной специализации будущих палеореконовструкций.

8.5.2. Проблемы преобразования орогенного палеорельефа

В свете сказанного выше о возможной специализации реконструкций горного палеорельефа в качестве первоочередных вопросов следует остановиться на общей типизации основных элементов этого рельефа и на одном из неоднократно рассматривавшихся ранее частных вопросов - распространенности и вариантах плановых перестроек горного рельефа.

8.5.2.1. Этапность преобразования различных типов орогенного рельефа

Возрастное расчленение рельефа в его настоящем виде уже позволяет картировать с разной детальностью этапность преобразования различных элементов палеорельефа, в том числе:

- преобразования (углубления, сужения, удлинения) и изменения планового рисунка речных долин,
- границ и морфологии рельефа отдельных локальных поднятий,
- этапность разрастания общего орогенического сооружения путем вовлечения локальных поднятий в общее воздымание.

Однако можно наметить целый ряд путей дальнейшего совершенствования данного направления, методика которых не разработана:

- существующая методика позволяет реконструировать палеорельеф только на моменты завершения выделенных крупных этапов, но может возникнуть необходимость реконструкций для иных частей эрозионно-аккумулятивного цикла;
- поскольку в ряде активных структур наблюдается расщепление региональных террас, значит, крупные эрозионно-аккумулятивные циклы состоят из более мелких, каждый из которых имеет свои эрозионную и аккумулятивную фазы; и для этих фаз также необходимо разработать методику палеореконовструкций.

8.5.2.2. Проблема возможности кардинальных перестроек речной сети

Данная проблема имеет длительную историю. Обычно для орогенов включающих ряд параллельных горных хребтов, пересекаемых речными долинами, высказываются представления о существенных перестройках гидросети. При этом, как правило, продольные к орогену фрагменты долин часто описываются в качестве более древних (унаследованных от первичной гидросети), а antecedentные участки — в качестве более молодых, новообразованных. Такие представления особенно часто высказывались, например, применительно к Большому Кавказу [Рейнгард, 1917; Кузнецов, 1951; Великовская, 1958 и др.].

Подобные перестройки особенно характерны именно для плейстоцена, когда в связи с активизацией орогенеза эрозионная способность рек повышалась, и предполагаются многочисленные перехваты одних рек другими. Как правило, первичные продольные речные долины при нарастании общего сводообразования “перекашиваются” и основные речные водотоки смещаются к периферии. При этом их боковые притоки будут развиваться неравномерно. С внешнего по отношению к оси мегасвода борта притоки деградируют, а с внутреннего, наоборот, активно развиваются за счет увеличения уклонов, повышения водообильности, а, возможно, и за счет оледенения. Предполагается, что эти активные боковые притоки могут своими растущими верховьями “прорезать” более высокий водораздел и перехватить вышележащую продольную долину, во всяком случае, ее верховья. Подобным образом нередко трактуется “ломаная” в плане конфигурация речных долин и т.п.

При этом порой высказываются весьма оригинальные представления. Так, например, рассматривая вопрос о возрасте перестройки долин Большого Кавказа, С.С. Кузнецов [1951] полагал, что параллельно-линейная гидрографическая сеть существовала до рисского покровного оледенения, которое создало ледяную броню на не успевших расчлениваться пенепленах, а перестройка, т.е. расчленение аллохтонного рельефа, началось в рисс-вюрмскую эпоху. Денудация и пенепленизация продолжалась до начала четвертичного периода, а создание горных хребтов началось в предрисскую эпоху, но в основном активизировалось начиная с рисс-вюрма.

Возрастное расчленение рельефа данной территории однозначно показывает, что упомянутые взгляды С.С. Кузнецова, не имеют ничего общего с реальностью. Да и в целом подобная принципиальная схема перестройки речной сети на самом деле реализуется крайне редко и преимущественно для водотоков высоких порядков [Несмеянов, 1999].

В настоящее время могут рассматриваться два основных варианта формирования долин, поперечных к простираению линейного орогена. Оба эти варианта, так или иначе, рассматривались ранее.

1. Поперечные долины древнее пересекаемых ими хребтов.

Так, по мнению И.Н. Сафронова [1983, с. 51], речная сеть на северном склоне Большого Кавказа с направлением, близким к современному, обозначилась в олигоцене или еще раньше, когда образовался единый Кавказский остров. И далее: “происхождение продольных депрессий рельефа, столь характерных для высокогорной области Большого Кавказа, следует рассматривать главным образом как результат эрозионной деятельности продольных притоков главных поперечных рек” [там же, с. 52-53]. “В олигоцене и раннем миоцене здесь уже существовали зрелые долины меридионального направления с крупными дельтами на прибрежных равнинах” [там же, с. 51].

Позиция И.Н. Сафронова подтверждается палеореконструкциями олигоценового рельефа, подтвержденные доказанными древними субмеридиональными эрозионными ложбинами и дельтами древних рек на месте современных долин. Подтверждается эта позиция и прямыми геоморфологическими наблюдениями, позволившими проследить древние террасовые уровни в субмеридиональных долинах (подобные данные имеются и для среднеазиатских орогенов; в главе 2 они приведены для южноферганских рек).

2. Подольные и поперечные долины связаны с соответствующими депрессионными тектоническими структурами, более древними, чем речная сеть.

Как указывает Н.В. Думитрашко [1977, с. 233], их “продольные отрезки занимают структурные грабен-синклинали депрессии или грабены, а понижения на перевалах между ними образованы в результате двустороннего размыва в условиях литологически и тектонически однообразной депрессионной зоны”, а “основной водораздел Большого Кавказа не подвергался существенной перестройке” [там же, с. 234].

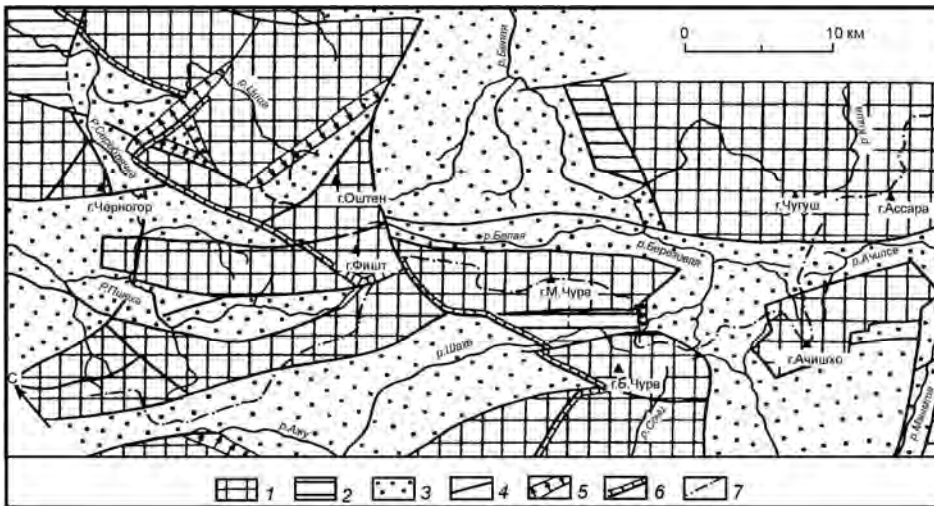


Рис. 8.41. Гидросеть и неструктурное районирование зоны сочленения Западного и Центрального сегментов мегасвода Большого Кавказа [Несмеянов, 1996, 1999]
1 — горсты, 2 — структурные ступени, 3 — грабены, 4 — разрывы, 5 — флексуры, 6 — границы сегментов мегасвода, 7 — главный водораздел

положительных структур в рельефе. Но активизация дифференцированных тектонических движений, проявившаяся особенно ярко в конце плиоцена и плейстоцене, обусловила приуроченность верховьев долин или их крупных притоков к подобным структурно обусловленным понижениям [Несмеянов, 1992, 1996, 1999]. В большинстве случаев общая ширина таких понижений существенно больше обычной ширины здешних речных долин, а реки в плейстоцене нередко глубоко прорезали свои широкие древние днища. Наиболее яркий пример структурной приуроченности долин к поперечным депрессионным зонам наблюдается в пределах сложно построенной Пшехско-Адлерской зоны поперечного дробления [Несмеянов, 1992, 1999, 2012]. Здесь в системе локальных грабенов, формировавшихся параллельно со становлением в рельефе хребтов, практически смыкаются верховья рек Белой, Шахе и Мзымты (рис. 8.41).

Поперечная Пшехско-Адлерская зона начала формироваться в юре (с келловая), т.е. задолго до новейшего орогенеза [Хаин, Ломизе, 1961]. Поэтому она могла реально контролировать древнейшие элементы современной гидросети. В новейшей структуре Пшехско-Адлерская зона представлена субмеридиональным поясом фронтальных поднятий (горстов) и поясом тыловых грабенов, к которым и приурочены верховья р. Белой. К югу от Срединной зоны эта цепь грабенов смыкается с имеющей северо-западную ориентировку цепью грабенов Мзымтинской шовной зоны. Именно в этих грабенах находятся самые верховья р. Белой, р. Березовой и р. Ачипсе, являющейся притоком р. Мзымты. Таким образом, в данном районе пересечение оси мегасвода верховьями рек бассейна р. Кубани обусловлено развитием грабенообразных структур в сложной системе Пшехско-Адлерской поперечной зоны, имеющей древнее заложение.

Детальный анализ возрастного расчленения рельефа и деформаций поверхностей выравнивания показал, что, на самом деле, все упомянутые выше продольные понижения и фрагменты широких продольных речных долин на северном и южном склонах Западного Кавказа являются в большинстве случаев отрицательными новейшими структурами, преимущественно грабенами. Большинство поперечных речных долин заложилось еще до начала проявления

Может возникнуть вопрос о возможности первоначального течения р. Мзымты в бассейн р. Белей через долину р. Ачипсе. Против такого предположения существуют следующие аргументы.

Определенным, упоминавшимся выше, критерием, единства речной долины можно считать постоянство ориентировки наклона террасовых уровней. В данном же случае такие уровни в долине р. Ачипсе наклонены к востоку, т.е. противоположно направлению их наклона в верховьях долины р. Мзымты. Следовательно, Ачипсе всегда была притоком Мзымты.

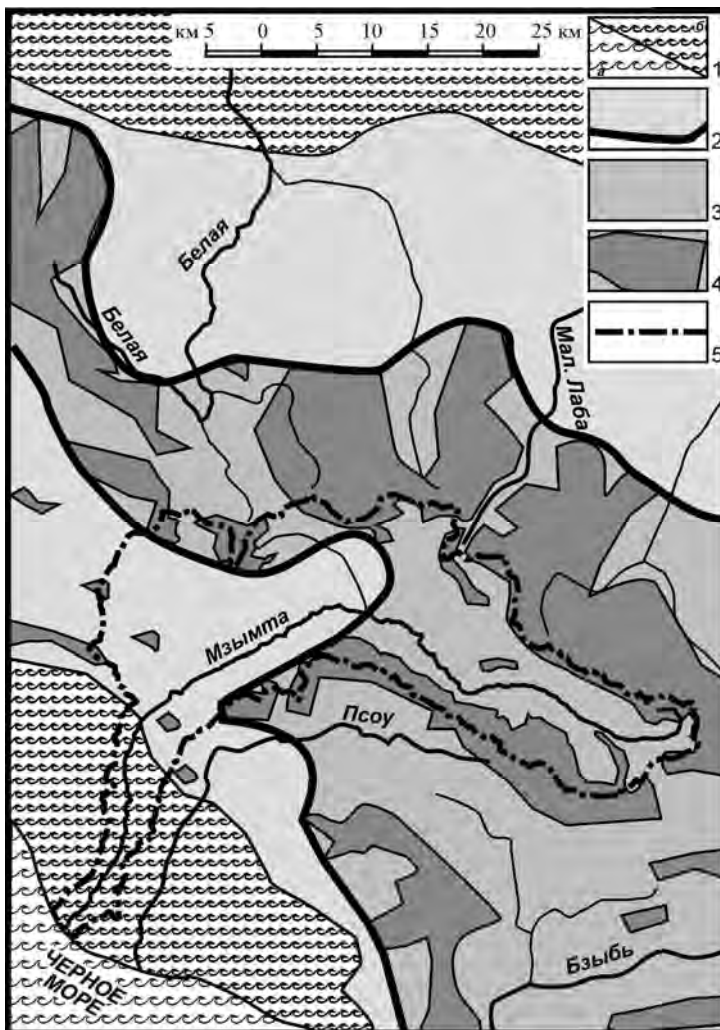


Рис. 8.42. Палеогеоморфологическая схема района современных долин рек Белая и Мзымта для раннеплиоценового возрастного среза

1 — моря: а — современное, б — раннеплиоценовое; 2 — приморская равнина и ее граница; 3 — долины рек, 4 — возвышенности; 5 — граница современного бассейна р. Мзымты

Косвенным, но достаточно очевидным критерием можно считать стремление любой реки в приморском районе течь по кратчайшему направлению к морю, поскольку в этом направлении ее русло будет иметь наибольшие уклоны. Более широкая реконструкция палеорельефа для “пontiческого” этапа (рис. 8.42) показывает, что от устья Ачипсе до южного морского берега расстояние вдвое короче, чем до северного берега. Соответственно, и по этому критерию в конце миоцена Ачипсе впадала в Мзымту, которая текла к югу в сторону будущего поднятия Ахцу. Расположение современного водораздела между притоками р. Белой, верховьями Ачипсе и Чвежипсе в едином грабене свидетельствует о том, что этот грабен существовал уже в миоцене и по нему тогда же проходил главный водораздел рек северного и южно-го склонов мегасвода Большого Кавказа.

8.5.3. Проблемы оценки орогенических движений.

Оценка суммарных и поэтапных величин орогенических движений также должна совершенствоваться по нескольким направлениям:

- ❖ пути повышения детальности расчета суммарных и поэтапных воздыманий в расчетных точках были намечены выше (см. раздел 8.5.1.б); целесообразны уточнения методики для учета глубины эрозионных врезов, выполненных инстративным аллювием;
- ❖ методика расчета палеоуклонов также должна совершенствоваться; могут рассматриваться различные направления такого совершенствования, например, за счет установления зависимости отложения различных фаций от величин палеоуклонов для рек определенной водообильности; но такие зависимости должны учитывать палеоклиматические изменения в истории развития рассматриваемого района; кроме того, можно детализировать влияние изменения водообильности боковых притоков на водообильность различных частей главной водной артерии рассматриваемого района;
- ❖ важно анализировать соотношение результатов определения поэтапных воздыманий, полученных как с помощью метода расчетных точек, так и метода расчета палеоуклонов; не исключена необходимость введения соответствующих поправок;
- ❖ известная сложность реконструкции поэтапных горизонтальных смещений не исключает необходимости исследований в этом направлении.

ГЛАВА 9.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПРИКЛАДНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОРОТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕТОДА

Прикладное использование оротектонического метода весьма разнообразно и последовательно расширяется. В данной главе рассматриваются уже ставшие достаточно известными направления.

В самом общем виде можно выделить прямое и вспомогательное применение неотектонических исследований с возрастным расчленением рельефа. Прямым можно считать такое применение, которое непосредственно позволяет получить желаемый результат. Например, анализ деформаций разновозрастных геоморфологических уровней позволяет выявить опасные смещения, которые могут нарушить устойчивость инженерных сооружений. Вспомогательное значение имеют неотектонические исследования, позволяющие более рационально использовать другие более трудоемкие и дорогостоящие методы, например, геофизические, горнопроходческие и т.п.

Обычно рекомендуется использовать две стадии исследований [Корчуганова и др., 2001]. На первой стадии предлагается изучение новейшего структурного плана, начиная с регионального уровня его генерализации на основе преимущественно дистанционных исследований с использованием топографических и аэрокосмических материалов. На второй (интерпретационной) стадии на основе имеющихся региональных закономерностей (полученных с помощью проведенных ранее геолого-металлогенических, геофизических и других исследований) составляются карты тематического содержания и другие материалы, непосредственно способствующие получению итоговых результатов, например, поиску полезных ископаемых.

Применительно к возрастному расчленению рельефа, на первой стадии составляются региональная сеть геолого-геоморфологических профилей и местная схема этапности рельефообразования. А на втором этапе с помощью построения локальных сетей геоморфологических профилей и разнообразных специальных карт анализируются конкретные структурные, геоморфологические и палеогеографические особенности развития перспективных участков.

Некоторые виды вспомогательного использования возрастного расчленения рельефа были рассмотрены выше. К ним можно отнести разномасштабные варианты неструктурного (см. главу 5) и сейсмического (см. главу 8) районирования. Поэтому здесь соответствующие материалы не приводятся. Также нет смысла повторять информацию по методике палеоортографических реконструкций (см. главу 7), которые могут использоваться в различных прикладных направлениях, в том числе в инженерной геологии, например, для анализа продолжительности формирования оползневых и иных опасных геологических процессов. Целесообразно, однако, остановиться на применении подобных реконструкций в археологических исследованиях.

9.1. Инженерные изыскания и строительное проектирование

Оротектонический метод достаточно широко используется в инженерных изысканиях для строительства. Он является существенной составной частью инженерной геотектоники и позволяет получать конкретные количественные оценки ряда параметров, важных для строительного проектирования.

Вертикальные разрывные тектонические смещения (РТС) выявляются по смещениям геоморфологических уровней, картируемых при возрастном расчленении рельефа. Соответственно, большая часть рассматриваемых далее материалов по количественной оценке разрывных смещений и тектонически обусловленных наклонов опирается на результаты использования оротектонического метода.

Следует отметить, что этот метод применялся для неотектонического районирования и количественной оценки разрывных смещений на Кавказе, Урале, Сахалине, в Средней Азии, Сибири, Монголии [Воейкова и др., 2007; Несмеянов, 1971, 1992, 2004; Несмеянов, Бархатов, 1978; Сейсмическое..., 1980 и др.]. Он использовался при проектировании магистральных трубопроводов, АЭС, сейсмическом микрорайонировании городов, курортных зон, разнообразных осваиваемых территорий и т.п. [Несмеянов, 2004]. Ряд полученных при этом теоретических и практических данных нашел отражение в методических и нормативных документах по инженерным изысканиям для строительства [Рекомендации..., 1984, 1985; СП 151.13330.2012]. Поэтому многие положения представлений о тектонической опасности, прогнозе тектонической и сеймотектонической активности разрывных смещений опираются на результаты применения практического оротектонического метода.

9.1.1. Инженерная геотектоника

Инженерная геотектоника — раздел инженерной геологии, изучающий влияние тектонических структур и процессов на условия строительства, эксплуатации и ликвидации инженерных объектов [Несмеянов, 2004].

Инженерная специфика данной прикладной отрасли геотектоники определяется существенными ограничениями объекта и временного интервала исследований.

Основным объектом исследований является **геологическая среда техногенеза**, т.е. приповерхностные части земной коры, так или иначе осваиваемые человеком. Расположенные здесь тектонические структуры могут весьма существенно отличаться от более глубинных, в том числе и верхнекоровых.

Во временном аспекте для инженерной геотектоники основной интерес представляют **тектонические движения ближайшего будущего**. При их характеристике анализируются не естественные этапы геологического развития, а инженерные временные интервалы, например, сроки службы различных инженерных сооружений.

Инженерный подход определяет и специфику характеристики тектонических движений. Так, тектоническая активность рассматривается преимущественно с точки зрения ее **возможной опасности для устойчивости инженерных сооружений**, которые могут иметь различные величины допустимых деформаций.

Должны учитываться и уже достаточно определившиеся различия в принципиальных подходах к проектированию инженерной защиты от тектонических явлений для **приповерхностных, заглубленных и прецизионных ответственных сооружений**. Все это определяет специфику направлений и методов исследований, используемых инженерной геотектоникой.

9.1.2. Проблема тектонической опасности

Тектоническая опасность — понятие из области инженерной геотектоники. В инженерной геотектонике активность разрывов определяется опасностью разрывных тектонических смещений (РТС) для инженерных сооружений. Разрывные тектонические (криповые) смещения предложено рассматривать в качестве самостоятельного опасного геологического процесса [Несмеянов, 1989₂, 2004; Несмеянов, Ларина, Латынина и др., 1991].

Тектоническая опасность определяется главным образом величиной ожидаемых максимальных разрывных смещений и наклонов за срок службы инженерных сооружений. Эти тектонические движения изучаются в основном геолого-геоморфологическими и геодезическими методами. Тектоническую опасность желательно оценивать по комплексу данных о четвертичных и современных движениях [Несмеянов, 2004].

РТС или тектонический крип необходимо учитывать при инженерных изысканиях, а также в период строительства и эксплуатации зданий и сооружений. К РТС близки некоторые другие опасные движения блоков земной коры. В отдельных случаях опасные, т.е. близкие по амплитуде к разрывным и локализованные по площади блоковые движения, могут быть связаны с флексурами, современным ростом куполов и других структур. В областях с высокой (более 8 баллов) сейсмичностью возможно сочетание относительно медленных РТС с практически мгновенными импульсными сейсмотектоническими разрывными смещениями и дислокациями.

Для выявления и количественной оценки современных РТС используются историко-геоморфологические, геодезические и геофизические исследования. Режим РТС может быть стабильным (стационарным) и изменчивым (нестационарным). Эта нестационарность обуславливается: неравномерностью их скоростей, а иногда и сменой ориентировки движений; связью с сейсмичностью, проявляющейся в изменении скоростей крипа до или после землетрясения; сочетанием относительно медленного и длительного крипа с практически мгновенными сейсмогенными движениями, формирующими сейсмотектонические дислокации. Нестационарность режима РТС обуславливает необходимость длительных исследований, превышающих традиционную продолжительность инженерных изысканий.

Эндогенные РТС вуализируются у земной поверхности двумя типами соизмеримых с ними по величине экзогенных смещений в рыхлых грунтах, связанных с сезонными колебаниями температуры, влажности верхних слоев грунтовой толщи и уровня подземных вод и с гравитационными перемещениями этих грунтов по наклонной поверхности скального основания. Такие смещения часто активизируются при техногенных воздействиях. Сезонные смещения могут превышать по скорости РТС и выделяются с помощью многолетних режимных наблюдений. Гравитационные пластические смещения могут быть отделены от РТС наблюдениями за смещениями подстилающих скальных пород. Такие наблюдения осуществляются, например, с помощью глубинных геодезических реперов особых конструкций.

Виды и размеры опасных значений РТС зависят от типа и конструкции инженерных сооружений с разной степенью ответственности. Степень ответственности зданий и сооружений зависит от размеров материального и социального ущерба, возможного при достижении конструкциями предельных

состояний, и определяются в настоящее время коэффициентом надежности (v_n) [ГОСТ 2771-88 (СТ СЭВ 384-87) Надежность строительных конструкций и оснований]. Этот коэффициент применяется при проектировании объектов в гражданском строительстве, промышленности, сельском хозяйстве, энергетике, водном хозяйстве, связи и на транспорте. На коэффициент надежности делаются предельные значения несущей способности, деформаций, раскрытия трещин и расчетные значения сопротивлений, умножаются расчетные значения нагрузок, усилий и других воздействий (табл. 9.1).

Таблица 9.1.

Классы ответственности сооружений (по ГОСТ 2771-88).

Класс		Коэффициент надежности v_n
Первый	Здания и сооружения, имеющие уникальное народнохозяйственное значение	>1,00
Второй	—	1,00
Третий	—	0,95
Четвертый	Временные сооружения	0,90

При строительстве уникальных сооружений (высоких плотин, АЭС, ГАЭС, радиотелескопов, следящих систем, синхрофазотронов и т. п.), в том числе объектов, проектирование и эксплуатация которых требуют проведения высокоточных (прецизионных) измерений, используются индивидуальные нормативы, которые указываются в техническом задании. Только для отдельных типов уникальных сооружений существуют унифицированные нормативы.

Примером могут служить предельные значения деформаций в основании реакторных отделений АЭС: а) осадка до 30 см, а в период эксплуатации до 10 см; б) крен до 0,001, а при особых воздействиях — до 0,003 [ВСН-85, 1985]. Для объектов массового строительства (классы второй — четвертый) опасные значения деформаций, сходных с РТС, могут регламентироваться¹ согласно: 1) СНиП 2.02.01 83 [1985], в котором учитываются следующие основные параметры совместной деформации основания и сооружения: средняя осадка (\bar{S}) от 10 до 40 см, относительная неравномерность осадок ($\Delta S/i$) от 0,0016 до 0,006, крен фундамента (i) от 0,007 до 0,005; 2) СНиП 2.01.09-90 [1990], где отмечается, что меры по защите не требуются для большинства сооружений (за исключением железобетонных емкостей для жидкостей, трубопроводов и некоторых типов технологического оборудования), если относительные горизонтальные деформации сжатия и растяжения $\varepsilon < 1$ мм/м, радиус кривизны $R > 20$ км, наклон $i < 3$ мм/м, уступ $h < 1$ см. Эти величины опасных значений являются конечными, т.е. суммарными для всего срока работы сооружения. Например, если срок службы сооружения составляет 50 лет, скорость вертикальных деформаций уступа до 0,2 мм/год может считаться неопасной. Реальные современные РТС в областях активного орогенеза и рифтогенеза и в некоторых других тектонических обстановках нередко превосходят перечисленные значения опасных смещений.

9.1.3. Оценка и прогноз современной активности разрывных смещений

В природе встречаются разрывные смещения с инструментально зафиксированными скоростями в несколько сантиметров в год. Подобные скорости отмечаются для разрывных систем сдвигового (Сан-Андреас в США, Таласо-Ферганский в Киргизии и др.), сбросового (Байкальская рифтовая область) и других типов [Никонов, 1977; Тектонические..., 1982]. Активность таких смещений следует, по-видимому, именовать экстремальной, т.е. опасной для любых сооружений, поскольку по соответствующим разрывным сместителям за срок службы сооружения могут сформироваться уступы высотой в несколько метров. Кроме того, учитывая приведенные выше значения смещений, опасных для *сооружений массового строительства* [СП 11-104-97, 1997], можно предложить следующие критерии оценки активности разрывных смещений [Несмеянов, 2004]:

- ✓ с учетом формирования уступообразного вертикального (сбросового) смещения по узкой разрывной зоне (табл. 9.2);
- ✓ с учетом равномерного распределения смещения в подзоне сместителя разрыва и формирования наклона (см. табл. 9.3).

При этом принимаются следующие характеристики разрывов и разрывных смещений [см. Рекомендации..., 1984_{1,2}; Тектонические..., 1982].

1. Необходимо учитывать, что разрывные зоны состоят, как правило, из подзон двух-трех типов (подзоны сместителя, тектонических клиньев и краевых подзон аномальной трещиноватости).

Таблица 9.2.

Степень активности разрывов с формированием уступообразного вертикального разрывного смещения по узкой разрывной зоне (ширина подзоны сместителя до 3 метров при ширине разрывной зоны до 30-50 метров).

Степень активности разрыва	Амплитуда разрывного смещения за 1 млн. лет A (м)	Средняя скорость разрывного смещения V (мм/год)	Амплитуда уступа в основании сооружения за 100 лет a_{100} (мм)
низкая	до 50	до 0,05	до 5
средняя	50 — 100	0,05 — 0,1	5 — 10
высокая	100 — 1 000	0,1 — 1,0	10 — 100
Экстремальная	более 1 000	более 1,0	более 100

¹ Основные параметры отражены в более позднем СП 11-104-97 [1997].

Таблица 9.3.

Степень активности разрывов с формированием наклона основания сооружения в подзоне сместителя шириной 5 м.

Степень активности разрыва	Амплитуда относительного смещения крыльев разрыва за 1 млн. лет А (м)	Средняя скорость разрывного смещения V (мм/год)	Средний наклон основания сооружения за 100 лет i (мм/м)
низкая	до 75	до 0,075	до 1,5
средняя	75 - 150	0,075 – 0,15	1,5 - 3
высокая	более 150	более 0,15	более 3

2. Разрывные смещения обычно локализируются в пределах подзон сместителя (в сложных разрывных зонах — преимущественно в подзоне главного сместителя). Смещения могут локализоваться по трещинообразным поверхностям в пределах подзоны сместителя с образованием уступа, а могут быть более или менее равномерно распределены во всей подзоне сместителя с формированием наклона в основании сооружения.

3. Следует отметить, что использованные в табл. 9.2 и 9.3 параметры смещений даны из расчета на продолжительность порядка в 1 млн. лет (неоплейстоцен), в предположении, что разрывные смещения формируются равномерно. Однако, как было отмечено выше, на самом деле эти скорости возрастают обычно не только от неогена к плейстоцену, но и в пределах плейстоцена. Поэтому желательно пользоваться оценками скоростей разрывных смещений за минимально возможный последний интервал времени.

Для *ответственных и особо ответственных инженерных сооружений* необходимо применять оценки движений, учитывающие упомянутые тенденции развития орогенеза и разрывообразования.

В зависимости от степени ответственности объектов целесообразны два типа расчетов.

1. Для *ответственных сооружений* можно повышать на порядок величин (в 10 раз) скорости движений, оцененные совместно для плиоцена и четвертичного периода. Это позволит повысить надежность принимаемых адекватных инженерных мероприятий. Указанные пересчитанные скорости можно условно назвать *“приведенными”*, поскольку они в определенной степени приведены в соответствие с общей тенденцией ускорения тектонических движений в плейстоцене или во второй его половине и голоцене (табл. 9.4, см. рис. 6.1).

Таблица 9.4.

Оценка активности новейших разрывов.

№	Название	тип	Средняя расчетная скорость (мм/год)	Интервал времени смещения (геологический индекс)	Приведенная скорость (мм/год)	Округленные возможные величины тектонического (разрывного) уступа в основании сооружения за срок его работы a_{100} (мм)
52д	Горный	сброс	0,071	Q	—	7
55	Бабичевский	сброс	0,041	N_2^3+Q	0,41	40
83а	Атапайский	сброс	0,044	N_2^3+Q	0,44	45
88а	Севергайдуцкий	сброс	0,012	N_2^3+Q	0,12	12
88	Гайдуцкий	сброс	0,039	N_2^3+Q	0,39	до 40
109	Большехугорский	всбросо-сброс	0,027	N_2^3+Q	0,27	25
109а	Гудзеевский	сброс	0,014	N_2^3+Q	0,14	14
110а	Югоженьгорский	сброс	0,017	N_2^3+Q	0,17	15
110б	Правоозерейский	сброс	0,023	N_2^3+Q	0,23	20
110в	Восточноозерейский	сброс	0,014	N_2^3+Q	0,14	14
111	Борисовский	сброс	0,027	Q_E	0,27	25
114б	Устьозерейский	сброс	0,19	Q	—	20
			0,3	Q_{2-4}	—	30

2. Для *особо ответственных сооружений* (реакторных зданий АЭС, нефтепроводов и т.п.), аварии на которых могут привести к гибели людей, значительному материальному ущербу и нежелательным экологическим последствиям, целесообразен более детальный расчет с применением коэффициента Гзовского (увеличение расчетной скорости движений вдвое при сокращении времени осреднения на порядок величин). Соответственно, с учетом средней продолжительности срока службы сооружений в 100 лет (10^2 лет) применяются следующие коэффициенты увеличения расчетных скоростей движений:

- 2 для скорости при осреднении в $n \times 1\,000$ лет (10^3 лет),
- 4 для скорости при осреднении в $n \times 10\,000$ лет (10^4 лет),
- 8 для скорости при осреднении в $n \times 100\,000$ лет (10^5 лет),
- 16 для скорости при осреднении в $n \times 1\,000\,000$ лет (10^6 лет).

При существенно иной продолжительности эксплуатации сооружения коэффициенты пересчитываются, но при расчете суммарных деформаций полученные скорости движений умножаются на эту продолжительность.

Следует подчеркнуть, что не только расчетные, но и “приведенные” (пересчитанные с учетом общих тенденций орогенеза) скорости разрывных смещений вполне реальны, т.к. находятся в пределах, допустимых в результате анализа инструментальных наблюдений, т.е. не превышают 0,5 мм/год.

Они близки и к диапазонам скоростей фактически измеренных инструментально дифференцированных вертикальных движений на Кавказе.

Принятые оценки целесообразно использовать в качестве *вероятных максимальных* и учитывать при проектировании защитных мероприятий преимущественно для ответственных и наиболее ответственных сооружений, стройплощадки которых пересечены активными разрывами.

Важно подчеркнуть, что во всех приведенных выше рассуждениях и оценках принималась исключительно криповая природа разрывных смещений. Между тем преимущественно в зонах возможных очагов сильных землетрясений (зонах ВОЗ) часть разрывных смещений может иметь сейсмогенную природу. Для наиболее сейсмически активных зон и областей доля подобных сейсмогенных (импульсных) разрывных смещений может быть значительной. В.П. Солоненко [1973] предполагал даже, что в подобных районах большая часть рельефообразования может быть сейсмогенной.

В настоящее время для подавляющего большинства сейсмоактивных районов доля сейсмогенных подвижек в общей величине разрывных смещений еще не может быть установлена. Поэтому, не исключая вероятности участия сейсмогенных процессов в разрывообразовании сейсмоактивных районов, приходится анализировать все разрывное смещение как криповое. Это допущение в большинстве случаев оправдано, из-за невозможности оценить неравномерность тектонических движений в пределах каждого этапа. Сказанное в полной мере относится к рассмотренному выше примеру по Западному Кавказу, где трассируются зоны ВОЗ с M_{\max} 5,5-6,5 (см. рис. 5.21, табл. 5.5, 8.3).

9.1.4. Сеймотектоническая активность разрывов

При оценке современной активности разрывов, выявленных с помощью оротектонического метода в сейсмоактивных областях, особое внимание уделяется возможности проявления быстрых разрывных смещений, связанных с землетрясениями. Такие сейсмогенные смещения могут оказаться гораздо более опасными, нежели собственно тектонические (криповые). Однако, прогноз величины, локализации на местности и во времени (повторяемости) подобных смещений по-прежнему не разработан. Нуждаются в проработке применительно к оценке сеймотектонической активности разрывов и существующие представления о сейсмогенных структурах. Все эти аспекты находятся на самых начальных стадиях своего изучения.

В целом данный подход представляется антиподальным по отношению к палеосейсмогеологическому методу, нацеленному на характеристику палеоземлетрясений по сейсмогенным тектоническим структурам — палеосейсмодислокациям. Для оценки сеймотектонической активности разрывов, напротив, по данным о локализации, параметрах повторяемости максимальных ожидаемых землетрясений прогнозируются аналогичные характеристики возможных будущих сеймотектонических дислокаций — их локализацию, морфологический тип, кинематику, амплитуду и повторяемость. При этом часто используются те же формулы, что и в палеосейсмогеологическом методе (как общие, так и региональные). В ряде сейсмоактивных регионов не исключены и прямые аналогии с уже выявленными сейсмодислокациями и палеосейсмодислокациями.

Интерпретируя вышеизложенное о традиционной классификации сейсмогенных разрывных образований (см. главу 5) применительно к характеристике сеймотектонической активности разрывов целесообразно различать:

- ✓ собственно сеймотектоническую активность, происходящую в очаговой зоне и в пределах сейсмогенерирующей структуры (шовной зоне или сложной разрывной зоне); это — разрывы, по которым происходит разрядка очаговой энергии, или собственно очаговые, как основные (приосевые), так и краевые разрывные смещения, отражающие блоковую структуру очага, т.е. локальные сеймотектонические дислокации; это — *сейсмоактивные структуры*;
- ✓ сейсмоколебательную активизацию, обуславливающую вторичные смещения по механически ослабленным разрывным и трещинным зонам и крупным трещинам за пределами сейсмических очагов и сейсмогенерирующих структур; смещения происходят за счет приходящих от очагов сейсмических (волновых) воздействий; это — *сейсмоактивизированные структуры*, т.е. типичные гравитационно-сеймотектонические дислокации, поскольку они формируются с участием гравитационного поля Земли.

Обычно сеймотектоническая активность оценивается исходя из очаговых параметров землетрясений. Но для этих же целей могут использоваться и материалы шкалы сейсмической интенсивности (балльности).

9.1.4.1. Сейсмоактивные структуры

Подвижность сейсмоактивных структур зависит в первую очередь от магнитуды (M) и интенсивности (I_0) землетрясения, а также от глубины (h) и механизма очага. Все эти параметры анализируются с помощью многочисленных парных и более сложных зависимостей. Однако, как указывал В.П. Солоненко [1977₂, с. 12], необходимо учитывать также особенности геологического строения эпицентральных зон и другие

причины. Это обстоятельство, наряду с разнообразием жесткости и размеров сейсмических очагов отражает региональную специфику подобных формул. Действительно, многие однотипные зависимости существенно различаются для регионов альпийской складчатой области, жестких кратонов и рифтовых зон юга Сибири и для островных дуг зоны перехода Евразии к Тихому океану. В.П. Солоненко обращал внимание на гипертрофию сейсмодислокаций на днищах и подводных склонах крупных акваторий, особенно на склонах островных дуг (здесь амплитуды могут увеличиваться на порядок величин по сравнению с наземными).

Другая сложность подобных оценок обусловлена тем, что амплитуды некоторых палеосейсмодислокаций превышают расчетные и фиксируемые при современных землетрясениях. В.П. Солоненко [1977₂, с. 12] различает два варианта такого несоответствия:

- 1) палеосейсмодислокация является суммарным эффектом нескольких землетрясений;
- 2) сейсмодислокационные смещения объединены с криповыми, усиливавшимися преимущественно в афтершоковый период и после землетрясения.

К настоящему времени выработан еще целый ряд условий и ограничений использования материалов палеосейсмогеологического метода [Хромовских, 1993; Никонов, 1995₂; Стром, Никонов, 1997 и др.].

1. Непостоянство смещения вдоль сейсмогенного разрыва. Иногда максимальные смещения характерны для центральной части разрыва, а в других случаях несколько участков со значительными смещениями разделены участками, где подвижки невелики или разрыв совсем не проявился на поверхности (см., например, рис. 7.6, 7.7). Эта изменчивость зависит от особенностей процесса вспарывания. В некоторых случаях величина смещения связана с ориентировкой разрыва или его фрагмента и соотношения простираций и типов генерального, второстепенных и опережающих разрывов. Это особенно влияет на соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих на отдельных отрезках разрыва. Изменение величины подвижки может быть обусловлено также влиянием рельефа и грунтовых условий. Как правило, максимальные смещения характерны для незначительной (до 5%) протяженности разрыва. В среднем, характерная для наибольшей части разрыва подвижка не превышает 20% от максимальной. Это обстоятельство требует осторожности при использовании единичных полевых оценок амплитуды смещения для оценки магнитуд землетрясений. Следует помнить, что в большинстве публикуемых регрессивных соотношений этих параметров использованы именно максимальные амплитуды подвижек [Стром, Никонов, 1997].

2. Все исследователи, изучавшие соотношения между величиной смещений по поверхностным разрывам (D), их протяженностью (L) и магнитудой соответствующих землетрясений (M), отмечали закономерное возрастание величины D с ростом значений M и L . При этом обычно используется линейная регрессия, а для параметров D и L — логарифмическая шкала. На подобных графиках, по мнению А.Л. Строма и А.А. Никонова [1997, с. 62], огибающие максимальных значений D_{\max} могут быть аппроксимированы прямыми в диапазоне магнитуд 4-7 (7,5) и при протяженности разрывов до 40-50 км. При дальнейшем увеличении значений M и L наблюдается резкий излом огибающих и возрастание D_{\max} происходит медленнее. Аналогичный излом характерен и для графика M/L при L порядка 50 км. Предполагается, что данная протяженность разрыва представляет собой определенный рубеж, по достижении которого изменяется соотношение между L , D и энергией землетрясения. Когда соотношения между указанными параметрами выходят за пределы, ограниченные положением огибающих на соответствующих графиках (рис. 9.1, 9.2), рекомендуется считать, что величина какого-либо из этих параметров определена не точно.

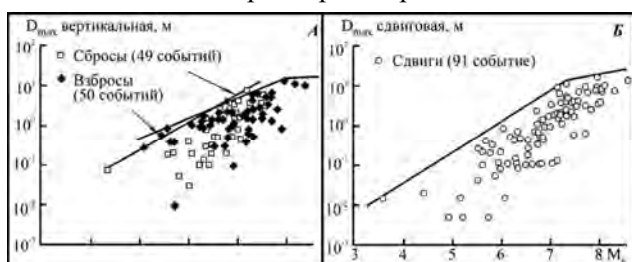


Рис. 9.1. Соотношение максимальных наблюдаемых смещений и M_s с огибающими [Стром, Никонов, 1997].
А — вертикальная компонента (землетрясения с преимущественно сбросовыми и взбросовыми механизмами очагов); Б — горизонтальная компонента (землетрясения с преимущественно сдвиговыми механизмами очагов).

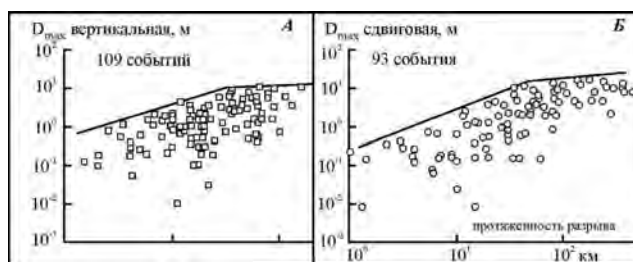


Рис. 9.2. Соотношение максимальных наблюдаемых смещений и протяженности разрывов с огибающими [Стром, Никонов, 1997].

А — вертикальная компонента (землетрясения с преимущественно сбросовыми и взбросовыми механизмами очагов); Б — горизонтальная компонента (землетрясения с преимущественно сдвиговыми механизмами очагов).

3. Влияние механизма очага на величину смещения по приповерхностному разрыву и соотношения между D и M обычно не столь существенно как соотношения между длиной и шириной очагового разрыва и M . Полные D при землетрясениях, произошедших в обстановке растяжения (со сбросовыми подвижками в очагах), несколько превосходят смещения при землетрясениях, произошедших в обста-

новке сжатия (со взбросовыми подвижками). Это объясняется тем, что для разрывов при землетрясениях со сбросовым типом подвижек характерны более значительные (в процентах от D_{\max}) смещения, чем для разрывов от землетрясений с другими механизмами очагов. Предполагается, что различия вызваны совпадением направления тектонической подвижки у сбросов с направлением действия силы тяжести и, наоборот, с противоположным направлением движения у взбросов и надвигов. Косвенно это подтверждается наиболее закономерными соотношениями между M и D для землетрясений со сдвиговым механизмом очагов [Стром, Никонов, 1997].

4. Соотношение параметров современных и палеосейсмотектонических дислокаций [Стром, 1993₂] свидетельствует о возможности их существенных различий по соотношению D_{\max}/L . Так, у ряда палеосейсмодислокаций Байкальской рифтовой зоны, Кавказа, Средней Азии и других областей смещения намного превосходят предельный уровень, характерный для одноактных современных сейсмодислокаций. Возможно несколько причин такого несоответствия. Наиболее вероятной причиной считается наращивание амплитуды при нескольких последовательных землетрясениях. Соответственно, такая палеосейсмодислокация отражает сумму одноактных подвижек (этот вариант известен в США, Японии, Китае, Средней Азии). Другая причина заключается в невозможности проследить всю протяженность палеосейсмодислокации. Ее малоамплитудные участки могли быть уничтожены или замуфлированы денудацией или более молодыми отложениями. В этом случае заниженной оказывается протяженность и рассматриваемое соотношение нарушается. Таким же обликом могут обладать сейсмодислокации землетрясений, у которых очаговый разрыв вспарывает земную поверхность не непрерывно, а на нескольких разобренных участках (Байкальская зона, Средняя Азия). Третьей причиной может служить неправильное определение генезиса палеосейсмодислокации, когда в качестве сейсмодислокационной описываются гравитационно-сейсмодислокационные дислокации. Последние часто отличаются гораздо большими смещениями (например, вертикальными до 15-20 м). В качестве подобных ситуаций А.Л. Стром [1993₂, с. 40] приводит Осиновско-Кедровскую и Танхойскую сейсмодислокации в Байкальской зоне, палеосейсмодислокации Бзыбь, Ненскра и Абакура на Большом Кавказе. Он отмечает, что многие из них приурочены к водоразделам, не связаны непосредственно с активными разрывами и представлены дугообразными в плане обратными уступами, нагорными грабенами-провалами. Эти формы отражают сейсмогенное разрушение водоразделов, а не выход на поверхность очаговых разрывов.

5. Специфика современного фактического материала заключается в том, что даже при уверенности в одноактности образования сейсмодислокации оценка D обычно опирается на единичное измерение в обнажении или траншее (тренинг). Следовательно, эта оценка, скорее всего, случайна. Однако следует помнить, что при увеличении D в 3-5 раз, значение M увеличивается всего на 0,35-0,5 единицы. А это сопоставимо с точностью экспертной оценки M при палеосейсмогеологических исследованиях [Стром, Никонов, 1997]. Данное обстоятельство следует иметь в виду при оценке точности обратных расчетов величины D от M ожидаемого максимального землетрясения.

6. В настоящее время правомерны оба подхода к оценке соотношений параметров землетрясений и сейсмодислокаций: а) регрессионный анализ — графики и формулы и б) графики огибающих на соотношениях D/V и D/L . Первый вариант, как уже было отмечено выше, обычно опирается на максимальные значения D и L сейсмодислокаций. Использование второго подхода позволяет оценить правомочность измеренных значений D и L для оценки M . В то же время на графиках проще определить D_{\max} .

При оценке сейсмодислокационной активности разрывов, очевидно, следует различать возможность проявления сейсмодислокаций от очагов, расположенных на разной глубине (или принадлежащих различным сейсмоактивным слоям). В принципе возможны два априорных варианта:

- малоглубинные (верхнекоровые) землетрясения, очаговые разрывы которых могут достигать земной поверхности;
- более глубокие очаги и периферия плейстосейстовых зон верхнекоровых землетрясений, когда активизируется не магистральный, а периферические разрывы очаговой зоны.

Для первого случая можно соотносить протяженность приповерхностных разрывов в пределах сейсмогенерирующих структур с протяженностью очагов максимальных ожидаемых землетрясений. При этом варианте в расчетах могут использоваться зависимости для очаговых разрывов.

Для второго случая пригодны разные варианты конкретных соотношений между параметрами сейсмодислокаций на земной поверхности и параметрами соответствующих землетрясений. Естественно, что должны учитываться средние величины ожидаемых смещений, т.к. максимальные более свойственны очаговым (магистральным) разрывам.

Совершенно очевидна большая неоднозначность оценок ожидаемых сейсмодислокационных смещений. Поэтому целесообразно использование всех видов обобщенных и региональных зависимостей с последующим их осреднением. Естественно, что далее могут делаться те или иные допуски на воз-

возможность максимального смещения с учетом ответственности (или специфики функционирования) инженерного сооружения.

Ниже приводятся некоторые наиболее представительные общие зависимости.

При описании **очаговых разрывов** учитывается целый ряд параметров, в том числе:

L — длина (протяженность), **W** — ширина (по падению плоскости сместителя), **D** — подвижка (или амплитуда смещения), **V_p** — скорость распространения разрыва (или скорость вспарывания сейсмодислокации), **V_d** — скорость скольжения берегов разрыва (или скорость сейсмогенной подвижки), **Am** — амплитуда смещения по сейсмодислокации (линеаменту) на поверхности.

Таблица 9.5.

M	Am в метрах	W в км	Δt в секун- дах
8,5 (8,3-8,7)	20 (15-30)	40	90-180
8,0 (7,8-8,2)	10 (7-13)	20	40-80
7,5 (7,3-7,7)	5 (4-6,5)	10	20-40
7,0 (6,8-7,2)	2,5 (2-3)	5	10-20
6,5 (6,3-6,7)	1,3 (1-1,6)	3	6-10
6,0 (5,8-6,2)	0,6 (0,5-0,9)	2	3-5

В.И. Уломов [Уломов, Шумилина, 1999] приводят следующие унифицированные оценки амплитуд (**Am**) смещения бортов разрывов вдоль соответствующих линеаментов. В таблице 9.5 приведены средние, а в скобках — интегральные значения основных параметров; **Δt** — интервал времени вспарывания очага).

При расчетах используется формула, отражающая величину средней относительной деформации $E \cdot 10^4$ пород в центральной части очага (т.е. на отрезке $L/2$) при его вспарывании: $\log Am = 0,6M - 3,8$.

В.В. Штейнберг [1983] на основании анализа мировых данных приводит следующие зависимости.

1. Зависимости L от Ms:

- для сдвиговых землетрясений: $\ln L_{км} = 0,64M_s - 2,75$, при $R = 0,87$;
- для внутриблоковых землетрясений: $\lg L_{км} = 0,57M_s - 2,44$, при $R = 0,9$;
- для взбросо-надвиговых землетрясений (при M_s от 5,3 до 8,7):
 $\lg L_{км} = 0,45M_s - 1,54$, при $R = 0,9$,
 $\lg L_{км} = 0,41M_s - 1,35$, при $R = 0,92$;
- для сбросовых землетрясений (при M_s от 5,1 до 8,4): $\lg L_{км} = 0,38M_s - 1,06$, при $R = 0,82$;

2. Зависимости D от Ms при (R от 0,7 до 0,92):

- для сдвигов: $\lg D_m = 0,75M_s - 5,21$;
- для взбросов и надвигов: $\lg D_m = 0,48M_s - 3,05$;
- для сбросов: $\lg D_m = 0,25M_s - 1,49$.

3. Зависимости D от L при (R от 0,6 до 0,7):

- для сдвигов: $\lg D_m = 0,79 \lg L_{км} - 1,3$;
- для взбросов и надвигов: $\lg D_m = 0,44 \lg L_{км} - 0,42$;
- для сбросов: $\lg D_m = 0,52 \lg L_{км} - 0,35$.

При этом В.В. Штейнберг [1983, с. 61] отмечает, что очаги больших ($M_s > 5$) землетрясений в земной коре (и верхах литосферы) зачастую представляют собой системы разрывов, имеющих сложную геометрическую форму с изменяющимися в пространстве подвижкой и сброшенным напряжением. Но достоверная информация о реальном сейсмическом источнике и строении среды практически отсутствуют.

Оценочные величины скоростей вспарывания и скольжения составляют $V_p = 1-4,5$ км/с и $V_d = 1-200$ см/с. Но локальные значения скоростей скольжения в отдельных случаях в 20-30 раз превышают средние по всему очагу рассчитанные значения [Штейнберг, 1984; Штейнберг, Сакс, Аптикаев и др., 1993].

А.В. Ваков [1988, 1992] предлагает следующие зависимости для **коровых землетрясений** вне субдукционных зон Заварицкого-Беньефа (**L** в километрах) при разной протяженности очагов:

• для сдвигов:	$0,25 \pm Ms = 4 \lg L + 0,65$ ($15 < L < 30$), $0,2 \pm Ms = 2 \lg L + 3,65$ ($30 \leq L \leq 70$), $0,15 \pm Ms = 2 \lg L + 5,50$ ($70 \leq L < 500$);
• для сбросо- и взбросо-сдвигов:	$0,2 \pm Ms = 4 \lg L + 1,05$ ($12 < L < 27$), $0,15 \pm Ms = 2 \lg L + 3,95$ ($27 \leq L \leq 55$), $0,15 \pm Ms = \lg L + 5,75$ ($55 \leq L < 400$);
• для сдвиго-сбросов и взбросов:	$0,2 \pm Ms = 4 \lg L + 1,45$ ($10 < L < 25$), $0,15 \pm Ms = 2 \lg L + 4,25$ ($25 \leq L \leq 55$), $0,15 \pm Ms = \lg L + 6$ ($55 \leq L < 260$);
• для сбросов и взбросов:	$0,25 \pm Ms = 4 \lg L + 1,85$ ($8 < L < 22$), $0,2 \pm Ms = 2 \lg L + 4,55$ ($25 \leq L \leq 50$), $0,2 \pm Ms = \lg L + 6,25$ ($40 \leq L < 200$).

При оценке сейсмотектонической опасности главными параметрами следует считать амплитуду и ориентировку смещения. При этом ориентировка смещения определяется кинематическим (или морфологическим) типом анализируемой сейсмодислокации (например, сдвиг, сброс, взброс, надвиг или их комбинации).

Использование тех или иных зависимостей, описываемых формулами, требует определенных допущений или упрощений в интерпретации наблюдаемых природных объектов. Например, А.Л. Стром [1993₁] характеризуя *сейсмогенные подвижки по тектоническим нарушениям* в основаниях сооружений, полагает: 1) что зоны возникновения сейсмогенных разрывов в принципе совпадают с сейсмогенерирующими структурами (разломами); 2) что шириной сколовых деформаций можно пренебречь, а на ранних стадиях изысканий можно пользоваться не региональными, а общими зависимостями, опирающимися на совокупность мировых данных; 3) что традиционные подходы к оценке зависимостей амплитуды смещения от магнитуды [Штейнберг, 1983 и др.] выведены на основании данных о максимальных смещениях, а потому будут превосходить их наиболее вероятные значения и т.п. А.Л. Стром справедливо отмечает изменчивость амплитуды смещения по простиранию сейсмодислокации. Поэтому он предлагает оценивать как предельные, так и наиболее вероятные значения амплитуд сейсмогенных подвижек по уже существующим тектоническим нарушениям (табл. 9.6 а, б). При этом он считает абсолютным максимумом смещений $D_{max} \sim 12-14$ м при $M_s \sim 8,0$.

Таблица 9.6.

Характеристика наиболее вероятных амплитуд смещений по сейсмогенным разрывам [Стром, 1993₁].

а. Соотношение средних и максимальных амплитуд, при $D_{cp} = e^a [10 \exp(A + BM_s)]^b$							
Соотношение D_{cp}/D_{max}	Компоненты смещения по разрыву						
	полный вектор для очагов землетрясений всех типов	горизонтальная составляющая для преимущественно сдвиговых землетрясений	вертикальная составляющая для преимущественно сбросовых и взбросовых землетрясений				
Среднее значение	0,39	0,35	0,36				
Максимальное значение	0,78	0,58	0,78				
Минимальное значение	0,13	0,13	0,12				
Количество событий	42	30	26				
Стандартное отклонение	0,14	0,13	0,15				
б. Значения коэффициентов в уравнениях регрессии для амплитуд смещений $D_{cp} = \exp(A + BM_s) \times (e^a \times Ms^b)$							
Компонента смещений (D_{cp}) по разрыву	Тип подвижки в очаге	Количество учтенных событий	Значения				$R^2, \%$
			коэффициентов		стандартных ошибок		
			A, a	B, b	A, a	B, b	
$D_{max} = \exp(A + BM_s)$							
Горизонтальная	Сдвиг	81	-13,240	1,895	0,789	0,115	77,33
Вертикальная	Сброс	43	-11,125	1,627	1,425	0,213	58,63
Вертикальная	Взброс	40	-5,912	0,906	1,194	0,171	42,61
$D_{cp} = \exp(A + BM_s)$							
Полная	Все типы	42	-13,584	1,832	1,735	0,248	57,74
Горизонтальная	Сдвиг	29	-17,019	2,258	1,796	0,256	74,30
Вертикальная	Сброс	10	-15,448	2,174	3,551	0,515	69,02
$D_{cp} = \exp^a D_{max}^b$							
Полная	Все типы	111	-1,115	1,043	0,040	0,024	94,55
Горизонтальная	Сдвиг	30	-1,113	1,093	0,066	0,034	97,40
Вертикальная	Сброс	10	-0,851	0,902	0,118	0,075	94,72
Вертикальная	Взброс	15	-1,186	1,018	0,104	0,084	91,90
Примечание: зависимость $D_{cp} = \exp(A + BM_s)$ для землетрясений с преимущественно взбросовыми подвижками в очагах не используется для расчетов в связи с низким значением коэффициента корреляции ($R^2 = 8,38\%$)							

А.Л. Стром [1993₁, с. 15] отмечает, что с практической точки зрения представляется важным определение вероятности возникновения предсказанной подвижки (как наиболее вероятной, так и предельной) за срок службы сооружения. Это возможно путем учета следующих вероятностей:

- возникновения землетрясения определенной магнитуды в пределах рассматриваемой сейсмогенерирующей структуры за расчетный срок;
- выхода очагового разрыва на поверхность (или на уровень заложения подземного сооружения);
- возникновения сейсмогенного разрыва именно в районе проектируемого сооружения;
- совпадения участка разрыва с максимальной амплитудой и участка размещения сооружения;
- возникновения при этом событии подвижки с амплитудой, предельной для землетрясения с данной магнитудой.

Он полагает, что расчет вероятности возникновения землетрясения с определенной магнитудой требует установления периода повторяемости таких событий. Значения остальных вероятностей мо-

гут быть определены на основании статистического анализа мировой совокупности данных о землетрясениях, сопровождавшихся образованием сейсмодислокаций. Так, значение вероятности возникновения поверхностного разрыва на исследуемом участке может быть получено путем сопоставления длин сейсмодислокаций, характерных для землетрясений с определенными магнитудами и типом подвижек в очагах, с длинами соответствующих сейсмогенерирующих зон. Значение вероятности возникновения землетрясения с определенной магнитудой может рассматриваться как вероятность возникновения землетрясения в одном и том же очаге. Вероятность возникновения сейсмодислокации соответствует среднему отношению протяженности поверхностных разрывов к длине очага. Вероятность проявления максимальной амплитуды под сооружением определяется с учетом того, что размеры строительных объектов намного меньше (обычно 3-5%) протяженности сейсмогенных разрывов. При этом для глубоких подземных сооружений следует также иметь в виду обычное увеличение приповерхностных амплитуд смещений по сравнению с амплитудами на глубине.

9.1.4.2. Сейсмоактивизированные структуры

Сейсмоактивизированные разрывы имеют существенно меньшую протяженность, но не видимую амплитуду по сравнению с сейсмоактивными. По В.П. Солоненко [1977₂, с. 13], “длина известных гравитационно-сеймотектонических структур достигает 7 км, например, структура Шартлай” на западном побережье Байкала (клин 7×2 км, опустившийся на 880 м). Обычны сбросо-обвалы и гравитационно-сеймотектонические клинья.

Поскольку сбросо-обвалы формируются на крутых склонах и отрогах, даже относительно небольшие сбросовые подвижки могут казаться весьма значительными за счет расширения трещины на гребне. Так, В.П. Солоненко [1977₂, с. 13] пишет, что “на сбросо-обвале сейсмогенной структуры Снежной видимая амплитуда вертикального смещения 25-90 м, ширина сбросовых рвов 35-90 м, хотя истинные средне-максимальные амплитуды по сбросу — 7 м. На некоторых сбросо-обвалах здесь насчитывается 5-6 рядов трещин отрыва и сбросо-обвал имеет ступенчатое строение”. Он отмечает также, что видимая амплитуда сбросо-обвальной трещины вниз по склону уменьшается, сбросо-обвальный эскарп к тальвегу сходит на нет, и в анфасе имеет форму усов. Но иногда сброс пересекает тальвег и следующий мыс, проявляя свою тектоническую, а не гравитационную природу, а иногда истинный сброс, выходя на склон ущелья, переходит в сбросо-обвал [там же].

При 11-12 балльных землетрясениях могут формироваться гравитационно-сеймотектонические клинья и выколы склонов гор.

Вторичные (активизированные) разрывы особенно часто образуются в зонах тектонического растяжения, где они возникают при напряжениях, меньших максимальных сдвиговых напряжений, приведших к образованию главного (сеймотектонического или сейсмоактивного) разрыва. Они имеют, как правило, меньшие размеры и проникают на меньшую глубину, а смещения по ним могут иметь характер, отличный от сейсмоактивного смещения. При землетрясениях с $M \geq 7$ вторичные разрывы могут возникать в полосе шириной 30-40 км [Штейнберг, Сакс, Аптикаев и др., 1993]. Особенно интенсивны вторичные разрывы с преобладанием вертикальной компоненты движения (надвиги, взбросы, сбросы). Они располагаются преимущественно в пределах поднятого (висячего), более подвижного блока.

Существуют частные оценки величин вторичных смещений. Так, при Дагестанском (1970 г.) и Газлийских (1976 г.) землетрясениях с $M = 4-5$ величины остаточных смещений составляли порядка 1-2 мм на расстояниях 10-20 км. При основном толчке Газлийского (1976 г.) землетрясения с $M = 7,3$ остаточное вертикальное смещение составило 65 см, что удовлетворительно согласуется с результатами геодезических наблюдений. Амплитуда остаточных смещений при Кумдагском землетрясении с $M = 5,7$ достигала 1 см на расстоянии около 40 км. Результаты интерпретации записей колебаний при землетрясениях указывают на возможность использования для оценки амплитуд остаточных смещений ($U_{ост}$) формулы:

$$U_{ост} = \frac{D \times S}{6\pi r^2},$$

где D — подвижки в источнике, S — площадь очага, r — расстояние от центра источника до пункта наблюдения ($U_{ост}$ и D — в сантиметрах, S и r — в километрах).

Отличия экспериментальных данных от расчетных связаны с учетом механизма очага, эффекта направленности излучения и различий затухания в зависимости от строения среды [Штейнберг, Сакс, Аптикаев и др., 1993, с. 37].

В последнее время все чаще предпринимаются попытки ввести остаточные смещения в сейсмическую шкалу. Среди различных характеристик таких сейсмических смещений в данном случае наибольший интерес представляют амплитуды колебательных смещений почвы. Такие смещения при благоприятных условиях, например, при наличии ослабленных разрывных зон, могут стать остаточными за счет относительного смещения крыльев разрыва.

Наиболее представительным в настоящее время может считаться обобщение, предпринятое Ф.Ф. Аптикаевым и Н.В. Шебалиным [1988]. Они исходили из того, что при интенсивности сотрясений менее 5 баллов остаточные деформации почвы практически отсутствуют. Известны максимальные остаточные смещения величиной до 10-20 м. В целом упомянутые исследователи приходят к следующим оценкам (табл. 9.7).

Таблица 9.7.

Корреляция максимальных амплитуд колебательных смещений и амплитуд остаточных смещений с балльностью (по [Аптикаев, Шебалин, 1988]).

Интенсивность, баллы	Колебательные (возвратные) смещения, сантиметры		Остаточные смещения, сантиметры		Сейсмодислокации, сантиметры [Солоненко, 1975]
	средняя оценка	интервал значений	средние	интервал значений	
7	5,5	4,4-6,9	1,2	0,41-4,0	—
8	9	7-12	11	4,1-30	10-30
9	15	13-18	70	31-160	80-150
10	33	28-38	300	161-600	800
11	44	39-50	1 000	601-1 600	1 200
12		> 50	—	> 1 600	(2 000)

Ф.Ф. Аптикаев и Н.В. Шебалин [1988, с. 106-107] отмечают, что при возрастании макросейсмической интенсивности на 1 балл остаточные смещения в интервале 5-8 баллов возрастают в среднем примерно в 10 раз, а в интервале 8-9 баллов — в среднем примерно в 5-6 раз. Эти приращения намного больше, чем приращения максимальных колебательных смещений. Обращает на себя внимание и то, что преобладание остаточных смещений над колебательными начинается примерно с 8 баллов, т.е. именно тогда, когда в макросейсмических эффектах проявляются серьезные нарушения построек и заметные эффекты на поверхности земли.

В демонстрируемой таблице к сейсмоактивизированным смещениям ближе всего, приведенные в графе “остаточные смещения”. Следует, однако, помнить, что в данном случае исходно имелись в виду неразрывные остаточные смещения. При наличии “незакрепленного” сместителя величины остаточных смещений могут быть несколько большими, но не достигающими величин собственно “сейсмодислокаций”, которые отвечают сейсмоактивным структурам.

Кроме того, во многих случаях смещение может увеличиваться за счет местных нерелаксированных напряжений, которые могут разряжаться при дополнительных сейсмических воздействиях.

Скорее всего, максимальные сейсмоактивизированные разрывные смещения могут приближаться к максимальным остаточным динамическим смещениям, приведенным в рассматриваемой табл. 9.7.

9.1.4.3. Использование шкалы сейсмической интенсивности (балльности)

Как известно, официальная шкала балльности не включает материалы по сейсмогенным тектоническим деформациям [Никонов, 1995₂]. Тем не менее, существует как ряд предложений такого варианта шкалы, так и предостережения о возможных ошибках.

Еще в 70-х годах В.П. Солоненко [1973, с. 10] отмечал, что “шкала балльности по сейсмогенным деформациям не может быть универсальной. Параметры сейсмодислокаций, гравитационных явлений, сейсмогенных фаций осадков зависят не только от энергии землетрясений, но и от многих других факторов¹. Поэтому нельзя механически переносить шкалу балльности из одной сейсмической зоны в другую”. Тем не менее, он [Солоненко, 1973, 1977_{1,3}] предложил свой вариант такой шкалы:

- 8 баллов ($M = 5\frac{1}{2} - 6\frac{1}{2}$) — в отдельных случаях образуются смещения до 20 см общей протяженностью от 0,25 до 1,5-9 км; локальные очаговые сейсмодислокации, как правило, не достигают земной поверхности;
- 9 баллов ($M = 6\frac{1}{2} - 7$) — локальные сейсмодислокации представлены системой трещин: отдельные трещины длиной до сотен метров, общая протяженность при сбросах и взбросах 2-3 км, при сдвигах 10-12 км, амплитуда вертикального смещения 0,8-1,2 м, (до 3-5 м), ширина трещин до 1 м;
- 10 баллов ($M = 7 - 7\frac{3}{4}$) — при сбросах возникают мощные, но короткие (от нескольких до 15 км, при сбросо-сдвигах до 30 км) трещины шириной до 15-20 м, при сдвигах общая протяженность трещин достигает 100 км, амплитуда вертикального смещения — до 7-8 м, могут происходить грабенообразные провалы и сколы небольших вершин гор;
- 11 баллов ($M = 7\frac{3}{4} - 8\frac{1}{4}$): а) в зонах растяжения при сбросовых движениях возникают короткие (20 км и более), но мощные трещины с амплитудой вертикального смещения до 10-12 м, а по палеосейсмодислокациям — до нескольких десятков метров; б) при сдвигах длина активных

¹ К таким факторам В.П. Солоненко [1977₁, с. 34] относил “глубины и механизм очага, типы сейсмогенных структур, ориентировки очаговой зоны, геологического строения, рельефа и т.д.”, в том числе инженерно-геологические, геокриологические и другие условия.

разрывов достигает 350 км, но амплитуда вертикальных смещений невелика, а зона разрывов может иметь сложную морфологию. Главные трещины осложняются оперяющими трещинами растяжения и сжатия, местами, особенно при изменении простирания основного сдвига, они переходят в сейсмотектонические рвы шириной 8-10 м и более, могут образоваться структуры типа “битой тарелки” с радиально расходящейся и ветвящейся сетью сбросов и сбросовых рвов шириной до 20 м в скальных грунтах.

- 12 баллов ($M > 8\frac{1}{4}$) — резкие изменения рельефа и гидрографии на площади до 7-10 тыс. км², зоны активизированных и вновь образованных разрывов достигают длины 450 км, а суммарная длина разрывов в плейстоценовой области на континенте может достигать 850 км, кроме обычных сейсмодислокаций возможны значительные срывы вершин гор, образование сейсмогравитационно-тектонических клиньев с амплитудой вертикального смещения до сотен метров; мгновенное образование милонитов.

9.2. Поиски нефтегазоносных и водоносных структур

Таблица 9.8.
Наиболее типичные структурные ситуации размещения жидких полезных ископаемых

Структурные ситуации \ Виды ископаемых	Нефть и газ	Воды	
		холодные	минеральные и термальные
Антиклинальные и сводовые структуры	+	+	-
Слабодислоцированные пластовые горизонты	-	+	~
Трещинные и карстовые полости	-	~	+

Распространение: + — преимущественное или частое; ~ — редкое; - — отсутствие или очень редкое

Жидкие и газообразные полезные ископаемые при самом схематичном подходе делятся на три категории, различающиеся по типам структурного положения месторождений: 1) нефть и газ, 2) холодные воды, 3) минеральные и термальные воды.

Структурные ситуации расположения месторождений этих ископаемых при столь же обобщенном подходе можно свести к трем основным вариантам:

- антиклинальные и сводовые структуры,
- слабо дислоцированные пласты,
- трещинные и карстовые полости.

Все три варианта могут осложняться разрывными структурами.

Месторождения перечисленных видов полезных ископаемых по-разному связаны с этими структурными ситуациями (табл. 9.8), а сами указанные структурные ситуации могут находить различное отражение в морфологии и истории формирования рельефа. Не одинаковы и возможности использования при этом и возрастного расчленения рельефа.

9.2.1. Выявление антиклинальных и сводовых структур.

Общеизвестно, что нефтяные месторождения тяготеют к сводам антиклинальных структур. Геоморфологические методы важны для выявления зарождающихся поднятий на сводах погребенных антиклиналей, а также для характеристики морфологии и истории проявления в рельефе орографически выраженных структур.

9.2.1.1. Поиски зарождающихся антиклинальных и сводовых структур

Поиски зарождающихся поднятий в рельефе аккумулятивных равнин, когда такие структуры еще не получили отражения в рисунке горизонталей на топографических картах обычно основываются на распределении малых водотоков. Такие водотоки либо центрально расходятся от зарождающегося свода, либо огибают его.

Эти явления могут иметь существенную специфику в различных климатических и ландшафтных зонах. Для примера подобной специфики можно привести: а) ситуацию в области развития вечной мерзлоты с образованием термокарстовых озер и заболоченности (рис. 9.3) и б) ситуацию в условиях аридной зоны с развитием эолового рельефа (рис. 9.4).

9.2.1.2. Проявления орографически выраженных антиклинальных структур

Специфика орографического выражения разнообразных положительных структур подробно описана в трудах Н.П. Костенко [1972, 1999] и рассматривалась выше (см. рис. 1.12, 1.13, 1.16 1.17 и др.). В пределах таких структур водотоки врезаются с деформациями террас, отражающими асимметрию воздымающихся сводов, иногда с образованием изгибов долин или даже врезанных меандр. У антиклиналей, подорванных разрывами, часто наблюдаются смещения террас, а на пликвативных сочленениях террасовые “ножницы”. Возрастное расчленение рельефа позволяет получить важный материал по особенностям истории формирования таких поднятий.

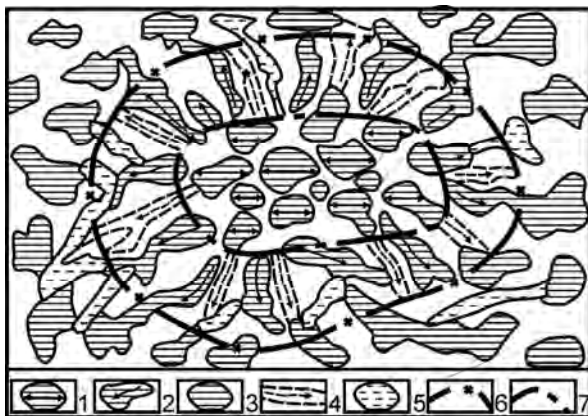


Рис. 9.3. Куполовидное поднятие в области развития мерзлоты (суровый климат Сибири) [Костенко, 1999]

1-3 — озера термокарстовые: 1 — бессточные на своде, 2 — удлиненные с эмбриональными ложбинами стока на склонах свода, 3 — в области разгрузки ложбин стока и на удалении от поднятия; 4 — линейные ложбины стока; 5 — заболоченные участки; 6-7 — границы: 6 — зарождающегося поднятия; 7 — свода поднятия

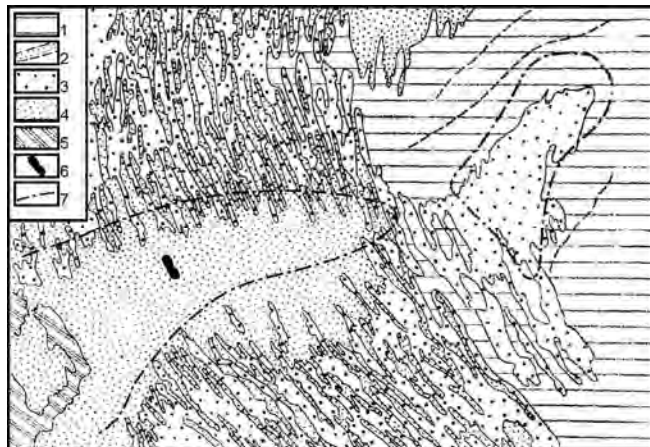


Рис. 9.4. Антиклинальное поднятие в эоловом рельефе [Применение..., 1970]

1 — глинистая аллювиально-пролювиальная равнина; 2 — русла временных водотоков; 3 — пониженные участки песчаных массивов; 4 — повышенные участки песчаных массивов (гряды); 5 — солончаки; 6 — выходы пород хазарского яруса; 7 — контур антиклинального поднятия

В долинах, пересекающих систему чередующихся впадин и поднятий, последние часто являются подпруживающими водупорами для подземных вод, которые на границе, особенно на разрывной границе впадины с поднятием могут выходить на земную поверхность. Наиболее глубокие впадины могут оказаться артезианскими бассейнами с застойными водами. Все эти ситуации характерны, например, для Ферганской депрессии [Несмеянов, 1971₁].

При формировании поднятий в основании достаточно крутых пролювиальных шлейфов, образовавшихся на краях межгорных впадин, перед этими поднятиями могут образоваться артезианские бассейны с напорными водами. Такая ситуация наблюдается, например, у северного предгорного шлейфа Ферганской депрессии, частично “упирающегося” в орографически выраженное поднятие Дигмай-Супетауской гряды. Здесь напорные пресные воды при бурении характеризуются самоизливом и используются для орошения полей и садов.

Важным фактором изучения орографически выраженных нефтеносных структур является учет явления смещения сводов на глубине, которое в Средней Азии образно называли “перекатыванием” осей складок [Попов, 1954] и которое очень важно учитывать при постановке бурения на погребенные залежи.

Наиболее полно это явление было описано В.Е. Хаиным [1954]. Он предлагал отличать осевую и сводовую линии, а в складках, развивающихся параллельно с накоплением осадков и характеризовавшихся перемещением свода во времени, полезно проводить различие между современным положением свода по отдельным горизонтам и древним сводом, совпадающим с минимумом мощности данного горизонта или участком полного его выклинивания [там же, с. 467].

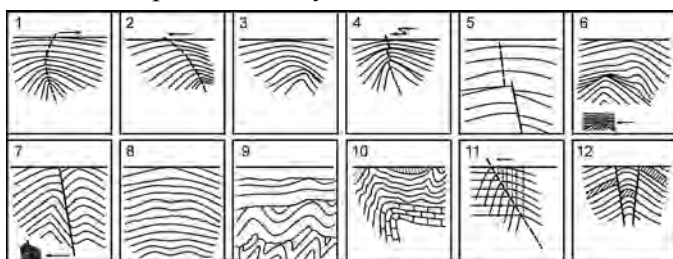


Рис. 9.5. Основные типы смещения сводов антиклинальных складок [Хаин, 1954].

1 — при медленном росте асимметричного поднятия; 2 — послезерозивное; 3 — при миграции центра поднятия во времени; 4 — стратиграфическое при региональном изменении мощностей; 5 — над эродированным сводом, нарушенным разрывом; 6 — вследствие послезерозивного прислонения; 7 — вследствие прислонения к разрыву; 8 — при переходе от одной эпохи складкообразования к другой; 9 — общая первичная дисгармония; 10 — механическая дисгармония; 11 — геометрическое; 12 — послесброзовое

В.Е. Хаин [1954, с. 538] предложил различать три основных типа дисгармонии в складках, “т.е. несоответствия в форме, ориентировке и нередко также в числе складок в различных стратиграфических горизонтах, на различных глубинах от поверхности” (рис. 9.5). По его мнению, “*первичная дисгармония* возникает постепенно в процессе длительного роста складок, вследствие изменения общего плана распределения поднятий и прогибов, вследствие неравномерности накопления осадков или неравномерного размыва сводов развивающихся складок. Она продолжается уже при *однофазном* формировании складок, если это асимметричные консидигенные поднятия (схема 1 на рис. 9.5) или если наблюдается заметно выраженное региональное изменение мощностей (2).

Еще более отчетливо проявляется первичная дисгармония при *многофазном* формировании складок, протекающем то на фоне накопления осадков, то в условиях перерыва в отложении последних. Смещение сводов при этом может явиться следствием миграции центра консидигенного поднятия или из-

менения его общей ориентировки и конфигурации (3), послезэрозионного облекания сводов асимметричных поднятий (4), послезэрозионного облекания поднятий, нарушенных разрывом или флексурой (5), послезэрозионного прислонения - образования “вторичной” складки в слоях, прислоненных к размытому более древнему ядру складки (6), аналогичного явления в слоях, примыкающих к поверхности разрыва, в его опущенном крыле (7). Все эти случаи относятся к *частной* дисгармонии; при переходе от одной эпохи складкообразования к другой нередко возникает *общая* дисгармония. Последняя является следствием того, что в течение одной эпохи складкообразования наблюдается тенденция к объединению отдельных куполовидных поднятий в более крупные брахиантиклинали и даже в линейные антиклинали, а при переходе к следующей эпохе эти крупные складки вновь распадаются на более мелкие (8). В общем же по мере развития складчатости структура более верхних и более молодых горизонтов все упрощается, складки становятся более крупными и пологими; наоборот, с глубиной наблюдается общее усложнение структуры (9), представляющее предельный случай общей первичной дисгармонии. Следующий тип составляет *вторичная* или *механическая дисгармония*, возникающая вследствие различной пластичности участвующих в складчатости пластов (10); особенно ярко она проявляется при наличии в разрезе мощных пластов каменной и других солей, ангидрита, гипса, глистых отложений. Наконец к явлениям *ложной дисгармонии* (псевдодисгармонии) можно отнести смещение свода в косых антиклинальных складках (11) и в антиклиналях, разбитых сбросами (12).” [Хаин, 1954, с. 539-540].

Количественная величина смещения свода на глубине может быть весьма значительной. В.И. Попов [1954, с. 222-223] для межгорных впадин Западного Тянь-Шаня, где месторождения залегают ниже олигоценовой подошвы кайнозойских моласс, вывел даже грубую зависимость “между величиной горизонтального перекачивания оси (П), с одной стороны, и мощностью моласс (М), разделяющих те горизонты, для которых сравнивается положение антиклинальных складок — с другой”. По его мнению, “чаще всего П составляет 20-50% от М, если вычесть влияние асимметрии складок. В отдельных же случаях это отношение повышается даже до 85%. Видимое же смещение оси обычно меньше (13-30% от М)” [там же, с. 222]. В абсолютных величинах видимые размеры горизонтального перекачивания осей составляют 100-700 м, а с учетом асимметрии антиклиналей — 200-1000 м [там же, с. 223].

Следует подчеркнуть, что многие нефтеносные структуры нарушены разнообразными разрывами даже сложными системами разрывов. Иногда такие разрывы играют экранирующую роль, которая определяет локализацию месторождений. Многие из этих разрывов не выходят на земную поверхность и их роль трудно учитывать при возрастном расчленении рельефа.

9.2.2. Локализация месторождений из слабо дислоцированных пластов

В слабо дислоцированных отложениях обычно располагаются подземные водоносные горизонты. Крупные месторождения часто связываются с подпруживающим влиянием молодых складок и разрывов, которые оказываются барьерами на пути стока подземных вод. В некоторых ситуациях такие структурные барьеры могут создать условия для их разгрузки. Трещиноватые разрывные зоны, обладающие высокой фильтрационной способностью, становятся каналами для подъема напорных вод к земной поверхности из одного или нескольких водоносных горизонтов.

При поисках подземных вод и исследованиях для рационального расположения водозаборов возрастное расчленение рельефа и анализ новейших, особенно четвертичных деформаций важны для выявления молодых пликативных и дизъюнктивных структур-барьеров [Корчуганова и др., 2001].

Подобные исследования, особенно в комплексе с геофизическими работами, позволяют выявлять области питания, транзита, накопления и разгрузки подземных вод и наметить участки для размещения скважин поискового и разведочного бурения на воду.

В некоторых регионах неотектонические поднятия могут способствовать локализации обширных бассейнов или зон концентрации подземных вод. Так, в Таизском районе Республики Йемен подобными исследованиями был выявлен односторонний грабен, к которому приурочено днище долины с большими запасами питьевой воды (рис. 9.6 [Корчуганова, 2007]).

9.2.3. Локализация источников, связанных с трещинными и карстовыми водами

Подобные источники могут быть связаны как с холодными, так и с термальными водами.

9.2.3.1. Поиски источников холодных вод

Такие поиски особенно в горно-складчатых областях с развитием карста чрезвычайно сложны. Возрастное расчленение рельефа и неотектоническое районирование составляют лишь часть сложного комплекса исследований по выявлению путей миграции и источников подземных вод.

Для характеристики подобных природных условий достаточно привести характерный пример одного из закарстованных известняковых массивов Западного Кавказа. Здесь относительная разница высот между

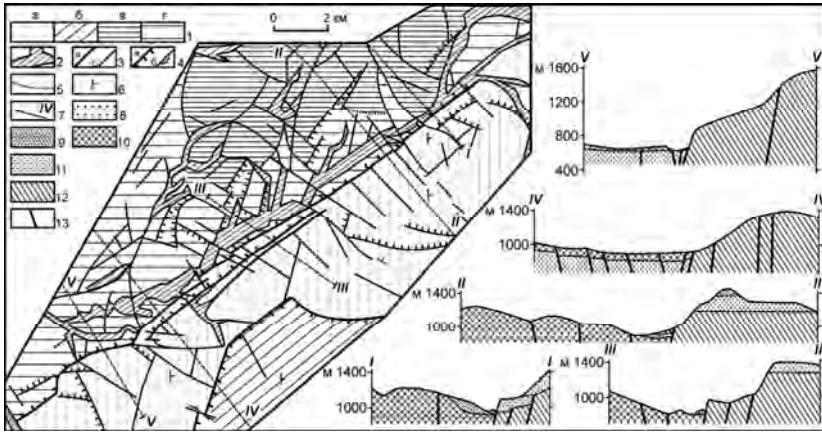


Рис. 9.6. Структурно-геоморфологическое строение района вадии Бани Хавлан и геологические разрезы через одноименный грабен (Йемен) [Корчуганова, 2007]

На карте: (1-7): 1 — новейшие структуры: а, б — тектонические поднятия (с амплитудой: а — значительной, б — умеренной); в, г — вулканотектонические (формирующие в рельефе поднятия: в — высокие, г — умеренные и слабые); 2 — днище вадии в обобщенных контурах; 3 — разломы: а — региональные, б — прочие; 4 — кинематика разломов, предполагаемая: а — сбросы, б — сдвиги; 5 — контуры вулканических и вулканотектонических структур, орографически проявленных;

6 — наклоны структурных поверхностей на меловых песчаниках; 7 — линии разрезов.

На профилях: (8-13): 8 — четвертичные отложения, 9 — олигоцен-миоценовые кислые вулканы, 10 — эоценовые оливиновые базальты, 11 — меловые песчаники группы Тавила, 5 — докембрийские гнейсы, 12 — разломы

областями питания и разгрузки вод в карстовых системах превышает 4 км, а вадозные потоки проникают глубоко под тальвеги эрозионных врезов и становятся напорными с давлением до сотен атмосфер.

Примером подобной сложной карстовой системы с формированием не только подтальвеговых карстовых полостей, но и полостей, пересекающих современные речные долины, может служить Бзыбский карстовый массив на южном склоне Юго-западного Кавказа, где в 1986 г. были проведены специальные индикаторные опыты [Комплексные..., 1987].

Бзыбский массив (рис. 9.7) сложен закарстованными верхнеюрскими (лузитан-титонскими) и нижнемеловыми (валанжин-барремскими) известняками, мощностью 2 км. Они залегают на служащей водопором вулканогенной толще байоса. С юга массив граничит по Калдахварскому сбросу с некарстующимися палеогеновыми терригенными отложениями. С северо-востока, севера и запада массив ограничивает долина р. Бзыбь, а с востока — долина р. Аапста. Сам массив прорезан верховьями р. Хипста и ее притоков. В Бзыбском массиве известен ряд глубоких карстовых полостей. Крупнейшая из них пропасть Снежная — Меженного (глубиной 1370 м) имеет мощный подземный водоток (расход в межень до 0,5 м³/с, в паводок — до 25 м³/с) с неизвестной до эксперимента областью разгрузки. А на юго-западе массива располагается крупнейший источник Мчишта (средний многолетний расход 9,5 м³/с, максимальный — 197 м³/с). В 1986 году в период глубокой межени, когда некоторые вклюдзы стали работать как поноры, поглощая воду из рек (например, верхний вклюдз на р. Хипсте), был проведен сложный эксперимент с запуском индикаторов в пещеру Снежную на глубине 700 м (уранин) и в Хипстинскую экстравеллу, работавшую в это время в режиме понора (родамин). Основной результат эксперимента: “Прохождение уранина из карстовой водоносной системы Снежная-Меженного в вклюдз Мчишта плотным “пакетом” красителя (концентрация 140-300 мг/м³) свидетельствует о существовании хорошо проработанных подрусловых карстовых каналов под долинами рек Хипста и Ыгри”. И далее: “Средняя скорость прохождения красителя на верхнем участке карстовой водоносной системы (уклон 0,093) оказались меньше (1,8 км/сут.), чем на нижнем участке (уклон 0,014, скорость 2,2 км/сут.)” [Комплексные..., 1987, с. 101].

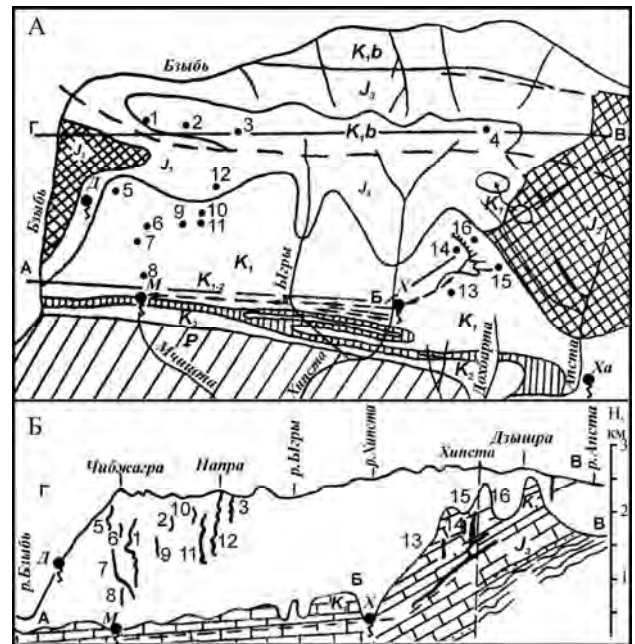


Рис. 9.7. Схема проведения индикаторных опытов на Бзыбском массиве [Комплексные..., 1987].

План (А) и совмещенные разрезы

по линиям А—Б—В и Г—В (Б) Бзыбского массива.
Карстовые полости: 1 — В, Пантохина; 2 — Багьянская; 3 — Графский провал; 4 — Алексинского; 5 — Нокторн; 6 — Весенняя; 7 — Пионерская; 8 — Белорусская; 9 — Изабелла; 10 — Студенческая; 11 — Форельная; 12 — Напра; 13 — Коньон; 14 — Сувенир; 15 — Снежная — Меженного; 16 — Вулкан. Основные источники: Д — Джирхва; М — Мчишта; Х — Хипста; Ха — Хабю. Пунктиром показано направление течения красителя.

Низкая температура и слабая минерализация вод на глубинах в сотни и первые тысячи метров ниже уровня моря свидетельствуют об активном современном водообмене в карстовых массивах многокилометровой высоты. Низы этих массивов принадлежат фреатической зоне, а стабильно осушены

только их самые верхние части. Благодаря бурению (Гагра, Шаори) во фреатической зоне отмечаются карстовые полости с поперечником до 6-12 м. Следовательно, и во фреатическую эпоху могут формироваться достаточно развитые карстовые системы. Однако, превращение этих систем в ярусные с образованием четких субгоризонтальных форм происходит, по-видимому, в более поздние эпохи, преимущественно в вадозную, т.е. реализуется в частях горных массивов, приподнятых над уровнем моря и эрозионных тальвегов.

Из сказанного выше следует, что карстовый процесс уже в начале новейшего орогенеза мог, по крайней мере, своей фреатической зоной, охватить целиком известняковые массивы, вплоть до их основания, расположенного на значительных глубинах. В процессе орогенеза в верхах каждого массива (или во всем массиве, если его основание оказалось приподнятым над тальвегами рек) карстовые системы приобретают все более четкую связь с террасовым рядом, а в пещерах появляются осадки, связанные с вадозной и сухой эпохами карстообразования.

9.2.3.2. Поиски термальных источников

Термальные источники обычно располагаются в орогенах с новейшей вулканической деятельностью. Эта деятельность часто характерна только для части орогена. Поэтому сначала локализуются геотермальные провинции, а затем уже в них выявляются структуры, благоприятные для поиска термальных источников. Считается, что наиболее информативными подходами к поиску термальных источников являются вулкано-тектонический, структурно-кинематический и неотектонический [Корчуганова и др., 2001; Корчуганова, 2007].

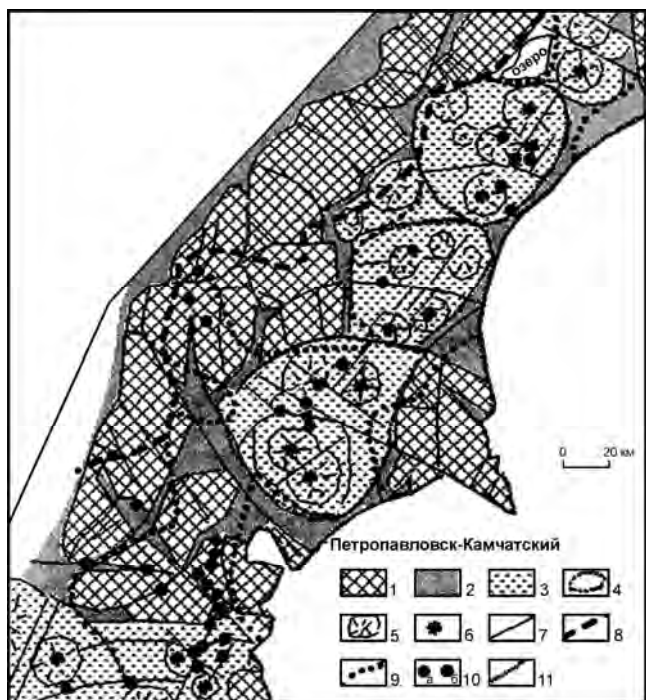


Рис. 9.8. Положение термальных, перегретых вод и природного пара в позднеорогенной структуре Восточной Камчатки [Корчуганова и др., 2001]

1 — новейшие поднятия; 2 — новейшие впадины и долинообразные понижения; 3 — область развития вулканического рельефа; 4 — обобщенные контуры вулканотектонических структур; 5 — отдельные вулканы; 6 — действующие вулканы; 7 — разрывные нарушения; 8-9 — границы: 8 — Камчатской Юго-Восточной геотермальной провинции, 9 — распространения подземных промышленных вод; 10 — выходы термальных, перегретых вод и природного пара: а — до 75°C, б — кипящие >95°C и высокотемпературные 95-75°C (8-10 — данные «Камчатгеологии»)

Типичные примеры подобных исследований приводятся для Камчатки. Здесь выделяется Восточно-Камчатский вулканический пояс, разделяющийся на сегменты. Наиболее изучена Юго-восточная геотермальная провинция с многочисленными термальными и холодными минерализованными источниками.

Для этой провинции характерно присутствие разномасштабных и сложно группирующихся изометричных и брахиморфных структур, нарушенных разрывами различной кинематики. К этим структурам приурочены термальные источники (рис. 9.8).

Детальное изучение Петропавловского района показало, что основная часть подобных источников связана с разрывными нарушениями, образованными в условиях растяжения земной коры (рис. 9.9).

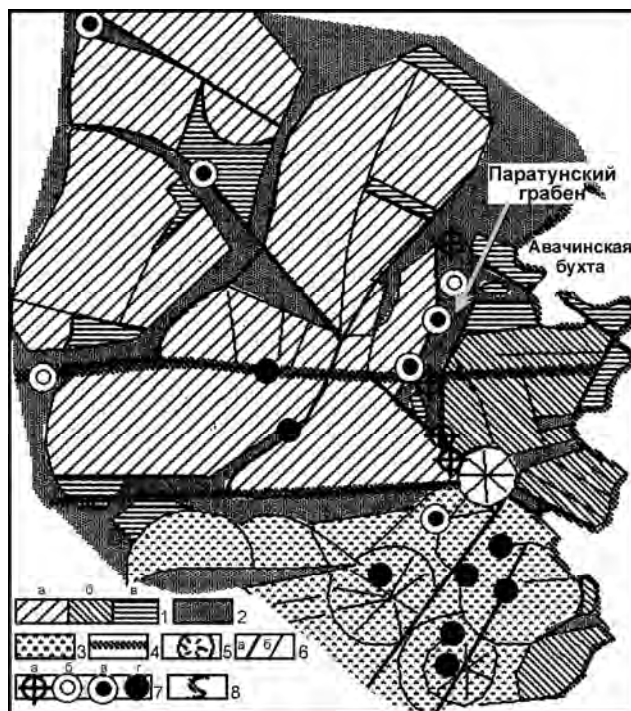


Рис. 9.9. Структурный и вулканотектонический контроль выходов термальных вод в Петропавловском районе Камчатки [Корчуганова и др., 2001]

1-2 — новейшие структуры: 1 — поднятия: а — значительные, б — умеренные, в — слабые; 2 — впадины, в том числе приразломные, разработанные реками; 3 — Южно-Камчатский вулканический пояс; 4 — линейменты; 5 — отдельные вулканические постройки; 6 — разломы: а — региональные, б — прочие; 7 — выходы термальных перегретых вод и природного пара: а — до 50°, б — 50-75°, в — 75-90°, г — кипящие, более 95°C (данные «Камчатгеологии»); 8 — береговая линия

Друга группа термальных источников, расположенная вне Южно- и Восточно-Камчатского вулканических поясов, контролируется разрывами сбросо-сдвиговой и сдвиговой кинематики, с которыми генетически связаны впадины присдвигового растяжения. Рекомендуется также обращать внимание на поперечные, в данном случае широтные зоны глубинных разломов [Корчуганова, 2007, с. 297].

Ясно, что при подобных исследованиях детальное возрастное расчленение рельефа может эффективно способствовать морфоструктурной дифференциации анализируемых неотектонических и вулканотектонических структур, а также выделению наиболее активных разрывных смещений, особенно раздвиговой кинематики.

9.3. Поиски мест для подземных хранилищ и захоронения высокотоксичных материалов

Среди разнообразных подземных и глубинных инженерных сооружений важное место занимают разнообразные хранилища и захоронения твердых, жидких и газообразных веществ (табл. 9.9).

Таблица 9.9.

Подразделение подземных емкостей и основные условия их сооружения [Добина, Евстропов, 1967].

	Группы подземных емкостей					
	Использование отработанных полостей		Специальное сооружение емкостей			
Способ сооружения	Переоборудование горных выработок шахт и рудников	Использование выработанных пористых коллекторов	Траншейный	Горный	Выщелачиванием	Взрывной
Характеристика вмещающих горных пород	Уголь, каменная соль, пыльный известняк	Нефтегазоносные песчаники	Вечномерзлые породы	Гранит, глинистый сланец, гипс, известняк, вечномерзлые породы	Каменная соль	Глинистые породы

Существует ряд критериев, нормирующих условия сооружения хранилищ и захоронений, которые учитываются при выборе геологических условий их размещения. А эти условия в свою очередь определяют возможности применения тех или иных методов изысканий, в том числе и оротектонического метода.

Важнейшим фактором при проектировании подобных сооружений является способность горного массива противостоять фильтрации хранящихся и захораниваемых веществ. Для такой фильтрации благоприятны зоны повышенной трещиноватости, как самостоятельные, так и связанные с тектоническими разрывами. Современная активизация разрывных смещений способствует раскрытию трещин и повышению фильтрационной способности горных пород. Оротектонический метод нацелен на выявление именно активных тектонических структур и на количественную оценку этой активности.

9.3.1. Хранилища

Емкости для хранения сжиженных углеводородов рекомендуется располагать на глубинах не менее 60 м. Для сжиженных газов, хранящихся под давлением, рациональными глубинами являются: для бутана 30-60 м, для пропана 80-100 м [Добина, Евстропов, 1967]. Но практически глубина заложения подземной емкости определяется горно-геологическими условиями и свойствами горных пород.

Перспективен вид хранилищ, создаваемых способом внутренних взрывов (в том числе и ядерных). Объем их зависит от глубины. Считается, что емкости до 300 м³ в глинистых породах могут сооружаться на глубинах до 30 м. При обычных взрывах диаметр емкости, как правило, 4-7 м. Обычно под действием взрыва в пластичных горных породах вокруг емкостей образуется зона уплотненных пород повышенной прочности. Поэтому предпочтительны пластичные четвертичные менее трещиноватые глины. Желательна мощность глинистой толщи порядка 20-40 м.

Физико-механическими последствиями подземного взрыва кроме разрушения пород в ближней зоне являются также существенные изменения пустотности и блочности среды, а это ведет к изменению фильтрационных характеристик и плотности массива. Как правило, взрыв приводит к разуплотнению среды (массива) и существуют количественные оценки изменения трещиноватости и раскрытия трещин (трещинной пустотности). Но в высокопористых средах наряду с центральной зоной повышенной проницаемости вероятно появление зоны пониженной проницаемости (уплотнения) на более далеких расстояниях от центра взрыва [Спивак, 1980].

При использовании взрывов необходимо учитывать преобразование не только самих скальных пород, но и динамики подземных вод. В этом аспекте, по мнению В.В. Адушкина, А.А. Спивака, Э.М. Горбуновой и др. [1990], основные механические проявления крупномасштабного подземного взрыва, нарушающие естественно установившуюся гидродинамику подземных вод, связаны, во-первых, с действием волны сжатия на водосодержащие коллекторы, а во-вторых, с образованием в

среде дополнительных пустот (камуфлетная полость, наведенная трещиноватость, а также пустотность, обусловленная разуплотнением среды) и деформацией водных коллекторов массива горных пород в целом. Процессы, сопровождающие взрыв, сложны. Динамическое сжатие коллекторов при взрыве приводит к куполообразному повышению уровня подземных вод и инъекции воды в поровое пространство и в ранее существовавшие и вновь образованные трещины. Формирование и последующее обрушение камуфлетной полости и, как следствие — образование столба обрушения и области повышенного разуплотнения среды вплоть до свободной поверхности, образует центральную депрессию в упомянутом куполе подземных вод. Следующая стадия движения подземных вод связана с их стоком в образовавшиеся при взрыве пустоты и образованием депрессионной воронки. На заключительной стадии происходит восстановление первоначального уровня подземных вод после заполнения образованных при взрыве пустот. Эти процессы сопровождаются изменением механических и фильтрационных свойств пород и образованием новых каналов фильтрации. Если быстрые колебания уровня подземных вод в эпицентре взрыва завершаются обычно в течение нескольких дней, то первоначальный уровень подземных вод может восстанавливаться более года [Адушкин, Спивак, Горбунова и др., 1990].

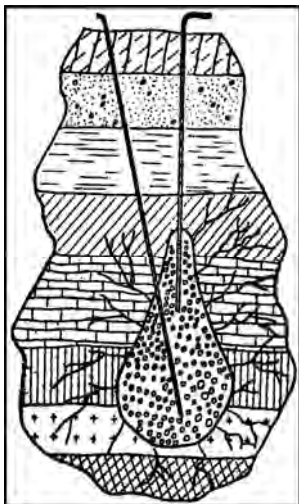


Рис. 9.10. Схема подземного хранилища, созданного ядерным взрывом и частично заполненного обломочным материалом [Добина, Евстропов, 1967].

При ядерных взрывах объем подземных резервуаров обычно 4-40 тыс. м³. В водонепроницаемых породах от ядерного взрыва образуется сферическая полость, которая после обрушения свода принимает конфигурацию конуса обрушения. При сильном измельчении пород взрывом, конус обрушения может оказаться заполненным мелкообломочным материалом (рис. 9.10), что сильно уменьшит емкость хранилища [Добина, Евстропов, 1965].

Для анализа трещиноватости в районе формирования подобных резервуаров полезен опыт по изучению разрушения горных пород взрывом [Моисинец, 1976; Моисинец, Абрамов, 1982]. В первую очередь важно отметить формирование четырех главных систем трещин (рис. 9.11) [Моисинец, Абрамов, 1982]. Под действием волны сжатия образуются радиальные трещины вокруг центра взрыва, а под действием волн разрушения формируются концентрические трещины вокруг этого центра. Действие отраженной волны растяжения формирует обширное поле трещин, “блюдецобразных” по отношению к земной поверхности и на значительном расстоянии близ центра взрыва (но выше него) — субгоризонтальных. Кроме того, у самой поверхности может образоваться более или менее хаотичная трещиноватость, возникающая от волн сжатия и растяжения на границе раздела полупространства. Все эти системы могут, так или иначе, трансформироваться с учетом ранее существовавших в массиве систем трещин. Кроме того, можно предполагать некоторое уплотнение массива ниже центра взрыва. В сильно трещиноватом массиве на некотором расстоянии от взрывного заряда дробление пород практически прекращается и формируется зона рыхления, где массив распадается по естественным макротрещинам [Моисинец, Абрамов, 1982].



Рис. 9.11. Распределение главных трещин разрушения при взрыве заряда ВВ в среде [Моисинец, Абрамов, 1982].

1-4 — распределение трещин в среде под действием: 1 — прямой волны сжатия, 2 — волн сжатия и растяжения на границе раздела полупространства, 3 — отраженной волны растяжения, 4 — волн разрежения.

Все эти данные позволяют четче прогнозировать характер строения горного массива после взрыва и определять мероприятия по изоляции захораниваемых веществ.

9.3.2. Захоронения

Вредные отходы могут быть твердыми, жидкими, редко газообразными. Наиболее распространены являются жидкие отходы. Отверждение даже радиоактивных отходов, их хранение и захоронение производится в малопроницаемые геологические формации, в которые захораниваются и жидкие отходы.

Теоретически надежность хранения подтверждается геологически длительным сохранением на глубинах углей, нефти, газа, фосфоритов и других веществ, которые можно считать естественными “отходами” древней жизнедеятельности.

Известно, что нефтяные и газовые залежи сохраняются и при высоких пластовых давлениях под “покрышками” слабо проницаемых пород даже при близком расположении тектонических разрывов, которые при наличии в поднятом (надвиги) или опущенном (пологие сбросы) крыльях литологических водоупоров характеризуются экранирующим эффектом (рис. 9.12).

Надежность захоронения в значительной мере определяется интенсивностью водообмена, которая в значительной мере определяется глубиной. Зона затрудненного водообмена со скоростями движения вод от долей до первых метров в год и временем полного водообмена в тысячи и десятки тысяч лет обычно

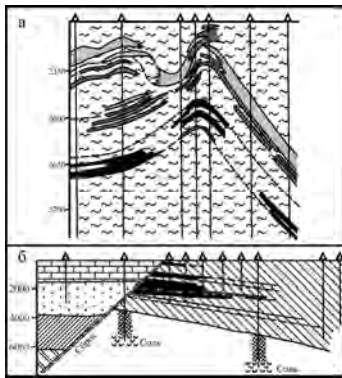


Рис. 9.12. Некоторые типы залежей углеводородов в осадочных толщах [Глубинное..., 1994].
а) Западная Сибирь;
б) Прикаспий.

локализуется в интервале глубин от первых сотен метров до 1,5-2 км. Для зоны замедленного водообмена (глубины 2-5 км и более) те же параметры составляют сантиметры в год и миллионы лет при преобладании рассолов, возраст которых в платформенных чехлах близок к возрасту вмещающих пород.

При наличии проницаемых разрывных зон подобные воды могут оказаться у земной поверхности. Участки, прилегающие к таким проницаемым зонам (обычно — к зонам динамического влияния разрывов), неблагоприятны для глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов и промышленных стоков. Существуют даже рекомендательные схемы (рис. 9.13) оценивающие возможность или невозможность захоронения вредных жидких отходов в зонах динамического влияния разрывных нарушений [Глубинное..., 1994, с. 63].

Оценка сейсмических воздействий на глубинные и приповерхностные сооружения, связанные с подземным захоронением, различна. Обычно интенсивность сейсмического воздействия с глубиной уменьшается. Поэтому ограничение создания полигонов захоронения жидких радиоактивных отходов по сейсмичности относится, прежде всего, к наземным сооружениям (павильонам скважин, трубопроводам, насосным станциям и т.п.), которые должны быть сейсмостойкими. Тем не менее, подобные захоронения не должны производиться в районах с возможностью образования сеймотектонических дислокаций [Глубинное..., 1994].

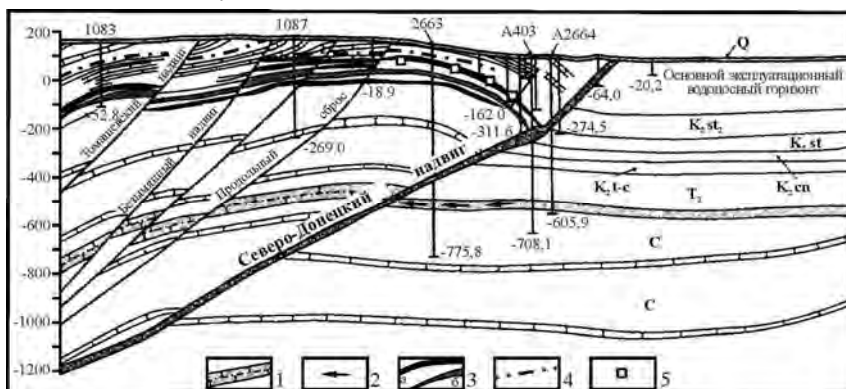


Рис. 9.14. Схематический профиль района Северо-Донецкого надвига (по И.А. Дружинину, А.Б. Кремерову [Гидрогеологические..., 1993]).

1 — триасовый водоносный горизонт — объект исследований; 2 — направление движения подземных вод; 3 — угольные пласты рабочей мощности (а — неотработанные, б — отработанные частично или полностью); 4 — угольные пласты нерабочей мощности; 5 — горные выработки.

Негативный вариант связан с Северо-Донецким надвигом на сочленении Воронежской антеклизы с Донбассом (рис. 9.14). Район изучался в

	Характер нарушения	Методы обнаружения и исследования
	Нарушение развито только в фундаменте и проявляется в образованиях коры выветривания. Практически не влияет на условия изолированности коллекторских горизонтов.	Геофизические методы (магнито-, сейсморазведка), бурение 2-3 скважин. Захоронение в районе тектонического нарушения возможно.
	Нарушение развито в фундаменте и перекрывающих его образованиях, выше проявляется в виде пликативного залегания слоев. Может влиять на изолированность в интервалах разрыва сплошности.	Геофизические методы, бурение 2-3 скважин. Захоронение возможно при подтверждении изолирующих свойств и их сохранения в будущем.
	Нарушение сечет фундамент и вышезалегающие образования, плоскость смещения заглинзована и является экраном, изолирующим коллекторские горизонты.	Геофизические методы, бурение скважин, опытно-фильтрационные исследования. Требуется убедительное доказательство возможности захоронения.
	Нарушение сечет фундамент и вышезалегающие образования, плоскость смещения проницаема, по ней возможна связь горизонтов.	Геофизические методы, бурение скважин, опытно-фильтрационные исследования. Захоронение невозможно.

Рис. 9.13. Схемы возможного влияния тектонических нарушений на условия захоронения [Глубинное..., 1994].

Тектонические разрывные нарушения в области захоронения вредных жидких отходов могут служить путями их вертикальной фильтрации вплоть до вышезалегающих горизонтов подземных вод. Это обычно относится к разрывам с мощными проницаемыми подзонами сместителя. Их проницаемость может быть связана как с литологией тектонитов, так и с молодой активностью, обусловившей увеличение трещинной пустотности. Но в некоторых случаях тектонические разрывы могут играть и роль экранов, препятствующих вертикальной фильтрации.

Негативный вариант связан с Северо-Донецким надвигом на сочленении Воронежской антеклизы с Донбассом (рис. 9.14). Район изучался в

связи с поисково-разведочными работами для захоронения промстоков Рубежанского ПО “Краситель”. Выявлена тесная гидравлическая связь потенциального коллектора, которым является триасовый водоносный горизонт в лежащем крыле надвига, с разрывной зоной надвига, а по ней — с приповерхностными водоносными горизонтами в каменноугольных отложениях висячего крыла. Эти горизонты обводняют горные выработки шахт, примыкающих к надвику. Данное обстоятельство послужило одним из аргументов против использования триасового водоносного горизонта в качестве коллектора промстоков [Гидрогеологические..., 1993].

Благоприятные для захоронения жидких РАО условия имеют место на горно-химическом комбинате (ГХК Красноярск-26), где система захоронения отходов (полигон “Северный”) расположена у сочленения относительно опущенной молодой Западно-Сибирской плиты и относительно поднятой древней Сибирской платформы. Здесь Чулымо-Енисейская впадина сочленяется по субмеридиокальному разрыву с поднятием Енисейского кряжа (рис. 9.15). Разрывная зона заглинизирована и представляет собой глинистый экран, изолирующий воды в районе возможного влияния захоронения. Влияние экрана обусловило различие до 43 м в высоте естественных уровней грунтовых вод в крыльях разрыва (установлено результатами эксплуатации полигона и гелиевой съемкой). Глинистый экран образован перемьятыми в разрывной зоне глинистыми породами. Разрывное сочленение находится в 3-4 км от центра захоронения. Водоносные горизонты I и II, залегающие в центре полигона на глубинах соответственно 370-465 м и 180-280 м, рекомендованы в качестве пластов-коллекторов для захоронения отходов [Глубинные..., 1994].

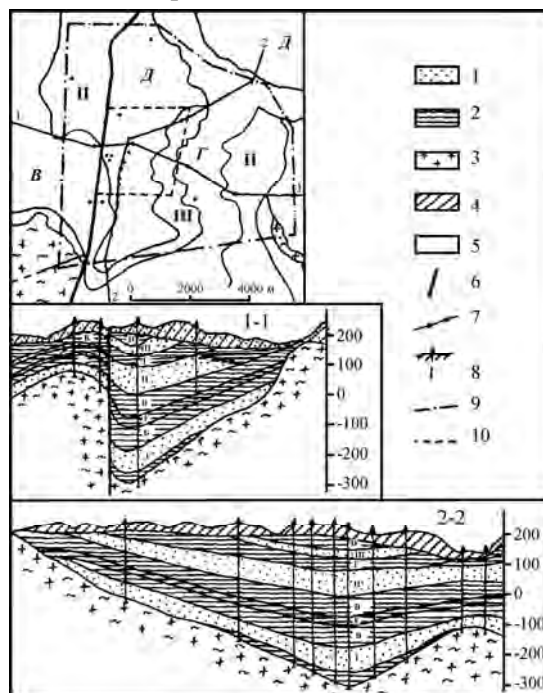


Рис. 9.15 Геологическая схема района полигона глубинного захоронения жидких отходов [Глубинное..., 1994].

1 — проницаемые породы; 2 — слабопроницаемые породы; 3 — скальные породы; 4 — аллювиальные отложения; 5 — условный индекс горизонтов; 6 — тектоническая зона (экран); 7 — линия геологического разреза и разведочные скважины (план); 8 — разведочные скважины; 9 — граница горного отвода недр; 10 — полигон захоронения.

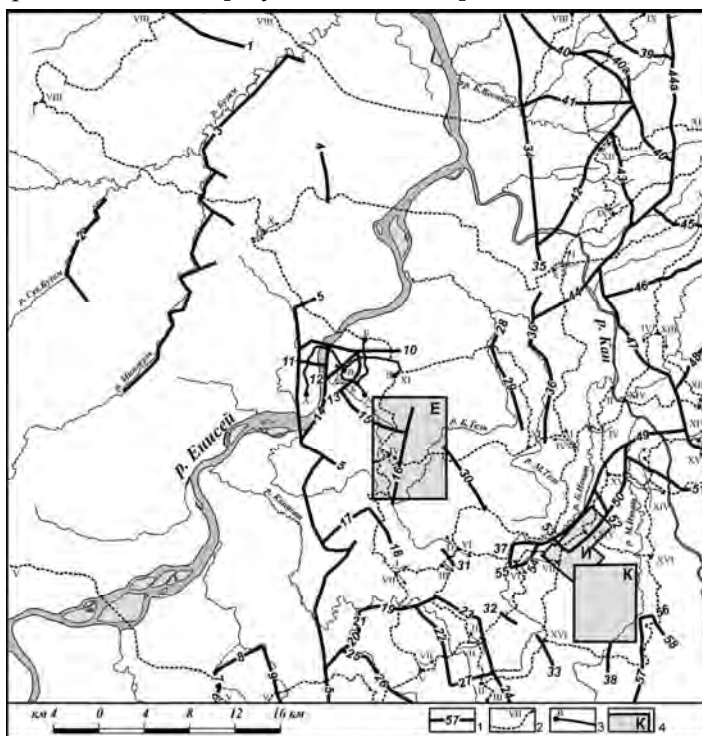


Рис. 9.16 Схема активных разрывов и расположение конкурирующих участков могильника ВАО в районе ГХК Красноярск-26 [Несмеянов, Воейкова, 2008].

1 — активные разрывы и их номера; 2-3 — линии геоморфологических профилей: 2 — региональной сети; 3 — локальной сети; 4 — конкурирующие участки: Е — Енисейский, И — Итатский, К — Каменный [Андерсон и др., 2011]

была утверждена Декларация о намерениях строительства подземной исследовательской лаборатории, как первого этапа создания могильника ВАО. В ней определены два перспективных участка — “Верхнеитатский” (в состав которого входят участки “Итатский” и “Каменный”) и “Енисейский”. При этом отмечается, что активные разрывы 15 и 16 пересекают площадь участка “Енисейский”, а на его северной границе располагается густая сеть активных разрывных нарушений [Андерсон и др., 2011, с. 505].

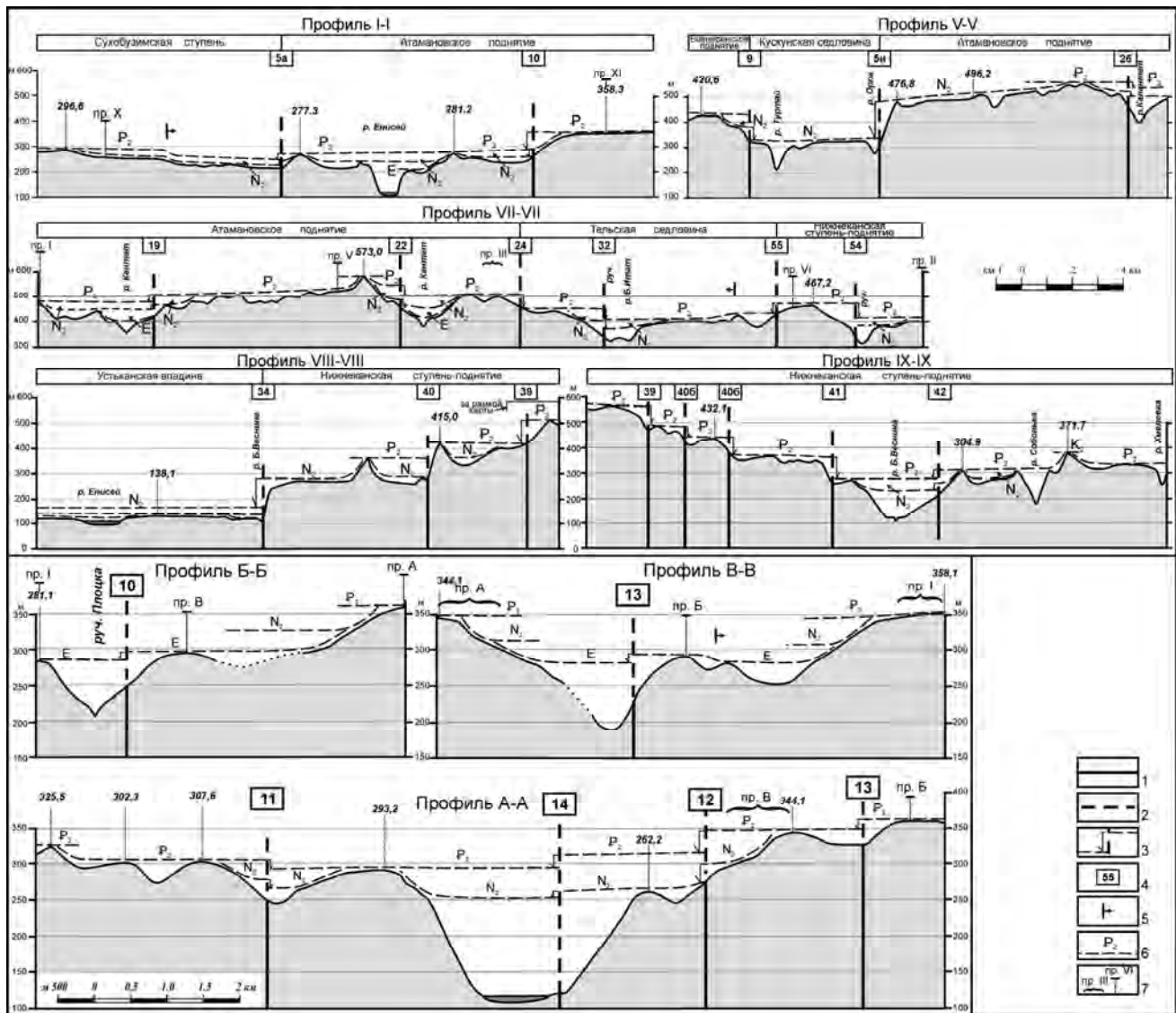


Рис. 9.17 Фрагменты геоморфологических профилей региональной и локальной сети [Несмеянов, Воейкова, 2008].
 1-2 — разрывы: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; 3 — направление смещения геоморфологических уровней по разрыву; 4 — номер разрыва (см. рис. 9.16); 5 — флексуры; 6 — геоморфологические уровни; 7 — места пересечения профилей.

Для хранения жидких и твердых вредных, особенно высокоактивных отходов, рекомендуется создание глубинных могильников (на глубинах не менее 2-3 км) в тектонических геоблоках, которые сложены горными породами с эффективными защитными свойствами и находятся в состоянии длительного тектонического покоя. Геологическая среда таких могильников может быть представлена вулканитами основного состава, глинами, солями и другими породами, обеспечивающими необходимую изоляцию. Непригодными считаются участки разрывных зон, особенно новейших и обводненных, т.к. они обладают повышенной проницаемостью и фильтрацией подземных вод. Поэтому наиболее перспективными для выделения подобных геоблоков считаются древние платформы и особенно их щиты [Лаверов, Омеляненко, Величкин, 1994; Дзюба, 1999; Лаверов, Величкин, Омеляненко и др., 2000]. Для хранения жидких и газообразных углеводородов и опасных отходов могут применяться горные выработки большого объема (200-500 м³ и более), особенно в мощных соляных пластах [Мазуров, 1982; Осипов, Лапочкин, Еремина, 1994; Лапочкин, Журавлева, 2000]. При этом учитывается, во-первых, возможность залечивания трещин солью, а во-вторых, определенная изменчивость объема выработок за счет деформируемости солей. Последнее требует учета времени хранения. Это особенно важно для радиоактивных отходов, предназначенных для “вечного” захоронения. При этом захоронение считается “вечным”, если спустя 1 000 лет утечка не превышает 1/10⁵ содержания опасного вещества, например, радионуклида [Лапочкин, Еремина, 1986; Лапочкин, Журавлева, 2000].

Рассмотренные выше требования к хранению и захоронению различных материалов определяют пути и возможности применения оротектонического метода для выявления благоприятных горных массивов.

9.4. Поиски россыпей

Большой вклад в первоначальное применение геоморфологических методов для поиска разнообразных россыпей внес Ю.А. Билибин [1955]. Основное внимание было уделено им поиску благородных металлов (золота и платины), но отмечалась также специфика поисков некоторых рудных минералов (оловянный камень, вольфрамит, магнетит), редких (монацит) и драгоценных (алмаз, рубин, сапфир) камней.

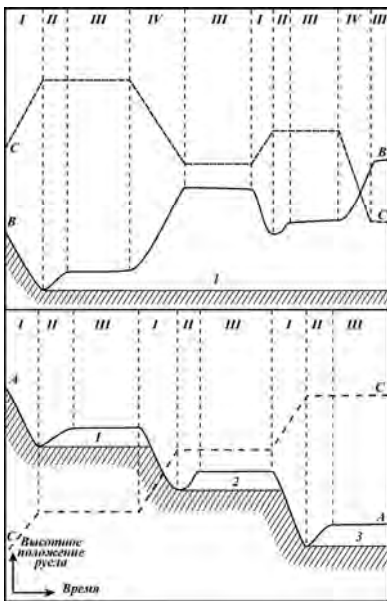


Рис. 9.18 График образования долинных и террасовых россыпей (А-А) и сложных россыпей (В-В) [Билибин, 1955].

1, 2, 3 — положение плотика; I-IV — фазы: I — углубления, II — накопления наносов, III — покая; IV — погружения; С-С — кривые тектонических движений

Третьим важным положением является утверждение, что при длительном многоцикловом формировании речной долины происходит преобразование россыпей. “Говорить об образовании аллювиальной россыпи можно лишь тогда, когда коренное месторождение, питающее ее металлом, только начинает вскрываться процессами деструкции” [Билибин, 1955, с. 147]. Поэтому современные россыпи считаются, как правило, преобразованными из более древних. И это преобразование сопровождается обычно некоторым переносом “обломочного материала вниз по течению” [там же]. И далее: “металл, перемещаемый во время половодья вместе с донными наносами, благодаря своему большому удельному весу бывает сосредоточен в самых нижних частях активного слоя мощностью всего лишь в несколько сантиметров” [там же, с. 148].

Упомянутые выше основные закономерности россыпеобразования сопровождаются рассмотрением огромного количества частных ситуаций, которые могут иметь как общее, так и местное значение. Поэтому книга Ю.А. Билибина не потеряла актуальности до настоящего времени.

Позднее Н.А. Шилов [1985, с. 286-287] отмечал, что “основная часть запасов террасовых россыпей (более 75%) связана с I и II надпойменными речными террасами, причем в I находится почти половина — 40,9% (или 18,2% от всех запасов). Более 90% запасов этих россыпей сосредоточено в первых трех надпойменных террасах”. Этот исследователь концентрировал внимание на россыпеобразующих формациях, типах континентального литогенеза, генетических типах и классификации россыпей, разнообразных деталях процесса перемещения полезных минералов. Так, например, им уточнялась их связь с различными динамическими фазами террасообразования: “в горных условиях образование аллювиального слоя вообще и пласта с промышленными концентрациями рудного вещества в частности отличается сложностью, выраженной прежде всего в нарушении смен динамических фаз процесса, в понимании В.В. Ламакина. В

Для настоящего исследования наиболее интересна группа аллювиальных россыпей, в которой Ю.А. Билибин [1955, с. 9-10] выделял: “а) русловые россыпи, залегающие в самом русле водного потока или непосредственно под ним; б) косовые россыпи, залегающие на галечных островах, косах и отмелях и обычно содержащие полезное ископаемое в верхних частях речных наносов; в) долинные россыпи, залегающие в современной долине водного потока, но независимо от расположения его современного русла, часто в стороне от него; г) террасовые россыпи, залегающие на речных террасах”. При этом отмечалось, что “золото, а также другие полезные ископаемые россыпей, обладая большим удельным весом, нежели главная масса слагающего россыпи материала, стремятся при водной сортировке сосредоточиться в нижних частях россыпи”, которая обычно носит название “пески”, а “порода на которой залегают пески, называется “плотиком”” [там же, с. 10].

Наиболее важным достижением Ю.А. Билибина можно считать отмеченную выше схему строения эрозионно-аккумулятивного цикла. К этой схеме им была четко привязана схема образования долинных и террасовых россыпей и положение металлоносного плотика на разных фазах указанного цикла (рис. 9.18).

Вторым важным выводом Ю.А. Билибина служит его схема зонального распределения россыпей в эпоху продвижения регрессивной эрозии вверх по основной долине и ее притокам (рис. 9.19).



Рис. 9.19 Схема зонального распределения россыпей по речной сети [Билибин, 1955].

I и IV — зоны долинных россыпей; II — зона русловых и террасовых россыпей; III — зона преобразования русловых россыпей в долинные и уничтожения террасовых россыпей

таких условиях перстративный и даже констративный аллювий, диффундирующий в инстративные отложения, чаще всего как бы “прорастает” в них — образуется система, состоящая не только из пород разных фракций, ... но и из отложений, относящихся не к одному времени образования. Каждый член системы независимо от места в разрезе, принадлежит, точнее, может относиться к разным динамическим фазам, проявляющимся не в той последовательности, как она обычно трактуется литологами” [Шило, 1985, с. 248]. Кроме того, Н.А. Шило [1985, с. 256] высказывается против “идей Ю.А. Билибина о слоевом движении донных отложений”, “в массе которых перемещается уже освободившееся от жильного материала рудное вещество (золото, платина, касситерит и др.)”. Он полагает, что основной перенос золота и др. минералов осуществляется, когда они находятся еще в жильной породе. Но и “освободившиеся от жильного материала благородные металлы... могут переноситься на значительные расстояния, особенно в констративную и перстративную динамические фазы деятельности руслового потока” [Шило, 1985, с. 259].

Традиционно считается, что основная масса тяжелого металла (золота, платины) концентрируется в инстративном аллювии, который залегают в относительно узком и неглубоком врезе, “запечатанном” под субстративным аллювием.

Соответственно, основной задачей геоморфологических исследований при поисках таких россыпей можно считать поиск узких врезов, выполненных инстративным аллювием.

Данная задача в долинах горных рек имеет три варианта стандартных решений при: 1) симметричном строении поперечного профиля долины — т.е. равномерном орогеническом воздымании территории; 2) слабом и 3) сильном перекосе долины.

На рис. 9.20 показано соотношение основных элементов трех поздних эрозионно-аккумулятивных циклов. При этом наиболее молодой из них находится на завершении накопления констративного аллювия. Такая ситуация обычна для геологической современности многих орогенов.

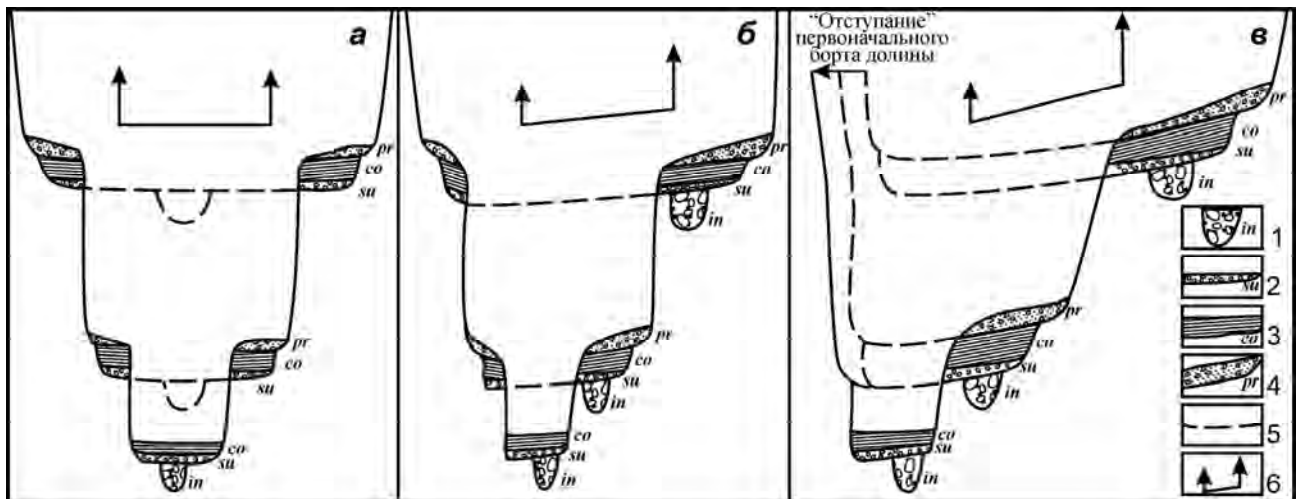


Рис. 9.20. Схема различий в строении горной долины при:

а — отсутствии перекоса, **б** — слабым перекосом, **в** — интенсивном перекосе

1-4 — динамические фазы аллювия: 1 — инстративная, 2 — субстративная, 3 — констративная, 4 — перстративная; 5 — корреляционные линии; 6 — величина неравномерности воздымания бортов долины.

Симметричное строение долины. Более молодые эрозионные врез располагаются практически равноудаленно от бортов относительно древних врез. Локальные врез с инстративным аллювием обычно находятся ближе к оси долины (рис. 9.20 а). Поэтому большинство из них бывает уничтожено последующими эрозионными врезами.

Слабый перекося долины. При таком перекосе молодой врез обычно еще не выходит за пределы более древнего вреза, но смещен к тому борту, куда направлен наклон перекоса. В обоих бортах долины остаются сохраненными все элементы разновозрастных врез (рис. 9.20 б). В этом случае инстративный врез несколько смещен относительно центра последующего субстративного вреза, а субстративный врез следующего эрозионно-аккумулятивного цикла еще несколько смещен в том же направлении. Соответственно, при слабом перекосе долины в ней вполне могут сохраняться фрагменты инстративных врез.

Сильный перекося долины. Это перекося, когда каждый последующий врез выходит за пределы предыдущего вреза в борту долины, куда направлен перекося. В таком борту обычно не охраняются элементы более древних врез (рис. 9.20 в). В этом случае все элементы одного эрозионно-аккумулятивного цикла стремятся сместиться относительно предыдущего. Но искомый локальный инстративный врез обычно находится еще в пределах предыдущего субстративного вреза и имеет шанс сохраниться.

Можно наметить **два варианта сложных сочетаний** участков возможной сохранности фрагментов древних инстративных врезов.

Первый вариант связан с большой извилистостью молодых русел, пересекающих более древние врезы. Тогда в современных бортах долины могут наблюдаться обнажения древних инстративных врезов. Это помогает их трассировке.

Второй вариант относится к рассмотренной выше (см. рис. 2.26) ситуации смены направления перекосов долины. В этом случае возможны сложные изгибы и даже перекрещивание трасс разновозрастных инстративных врезов.

Следует отметить, что продолжительность формирования отдельных упоминавшихся выше типов аллювия каждого эрозионно-аккумулятивного цикла в разных тектонических ситуациях, свойственных даже одной долине, может быть различной.

Дело в том, что при различных интенсивности тектонического воздымания и прочности (податливости эрозии) разных литологических типов пород, продолжительность прединстративного и особенно предсубстративного эрозионных врезов может быть существенно различной. Многократно приходилось наблюдать как в одних ситуациях (например, при пересечении руслом тектонических впадин) накапливается современный констративный аллювий, а в других (например, в активных горстовых поднятиях) еще продолжается активная глубинная эрозия. Следовательно, одноцикловый и однотипный аллювий даже в пределах одной горной долины, пересекающей клавиатуру тектонических блоков, может оказаться существенно разновозрастным.

Возрастное расчленение рельефа и связанное с ним неоструктурное районирование позволяют наметить участки наиболее вероятного образования как первичных, так и преобразованных россыпей.

Предложена схема наиболее распространенных структурно-геоморфологических ловушек тяжелых минералов и металлов (рис. 9.21).

Обычно в первую очередь перспективными считаются зоны сочленения блоковых структур, особенно проявление “поднятия на пути транзита обломочного материала”, россыпи часто контролируются активными приразломными впадинами (рис. 9.22) и разрывными зонами (рис. 9.23), а повышенное внимание обращается на участки разгрузки и подпруживания [Корчуганова, 2007, с. 273].

Возрастное расчленение рельефа особенно важно при выявлении долин, развивавшихся унаследованно, и долин, связанных с перестройкой рельефа.

Считается [Россыпные..., 1997], что “аллювиальные россыпи долин унаследованного развития — самые многочисленные в большинстве россыпных провинций. При устойчивом поднятии территории россыпи занимают современные днища долин; при чередовании эпох врезания и аккумуляции россыпи оказываются погребенными под овраженным днищем; в стабильных морфоструктурах при преобладании боковой эрозии образуются близповерхностные залежи, обычно небольшие по запасам и с небольшой мощностью пласта.” [Корчуганова, 2007, с. 273].

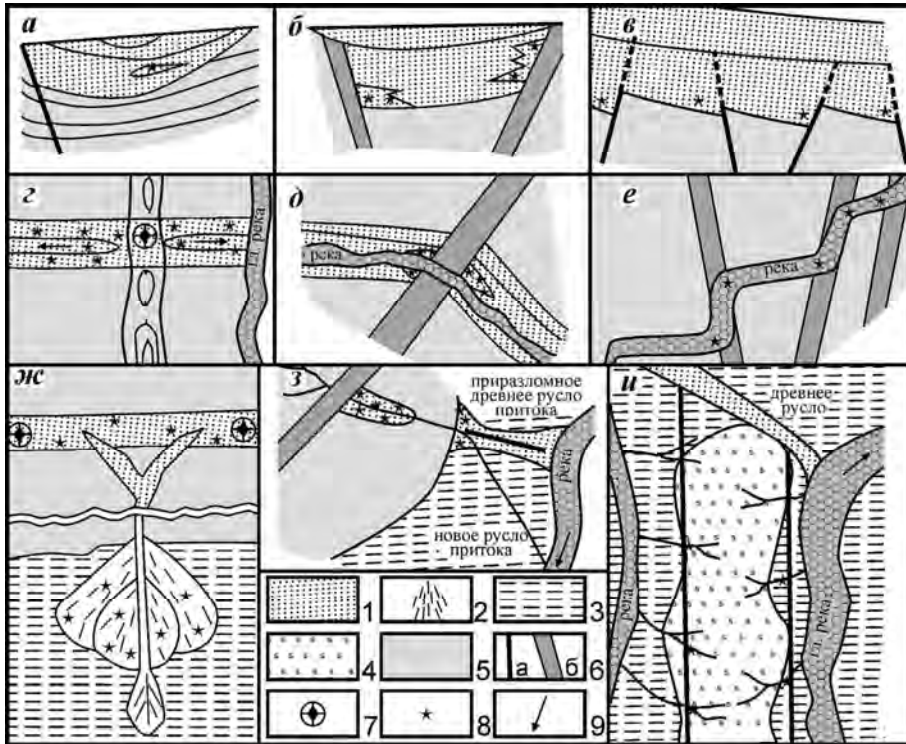


Рис. 9.21. Структурно-геоморфологические ловушки россыпей главных долин и притоков [Корчуганова и др., 2001, Корчуганова 2007]

Типы ловушек главных долин: *а-в* — приуроченные к грабен-синклиналиям; *г* — связанные с изменением направления стока при осложнении продольных долин поперечными поднятиями, *д* — зон разлома и повышенной трещиноватости пород, *е-ж* — перехватов: *е* — многократных, *ж* — однократных (тип “усов”); *з-и* — типы ловушек притоков: *з* — разработанные по зонам дробления и разрывов с местной разгрузкой металлоносного аллювия, *и* — приуроченные к разрывам, осложняющим и ограничивающим массив с коренным источником (тип “позвоночника”).

1 — разновозрастные аллювиальные отложения; 2 — разновозрастные пролювиальные отложения; 3 — предгорные и межгорные впадины; 4 — интрузивные образования; 5 — коренные стратифицированные горные породы; 6 — разрывные нарушения (а) и зоны повышенной трещиноватости пород (б); 7 — участки речных перехватов; 8 — металлоносность флювиальных отложений; 9 — направление течения рек

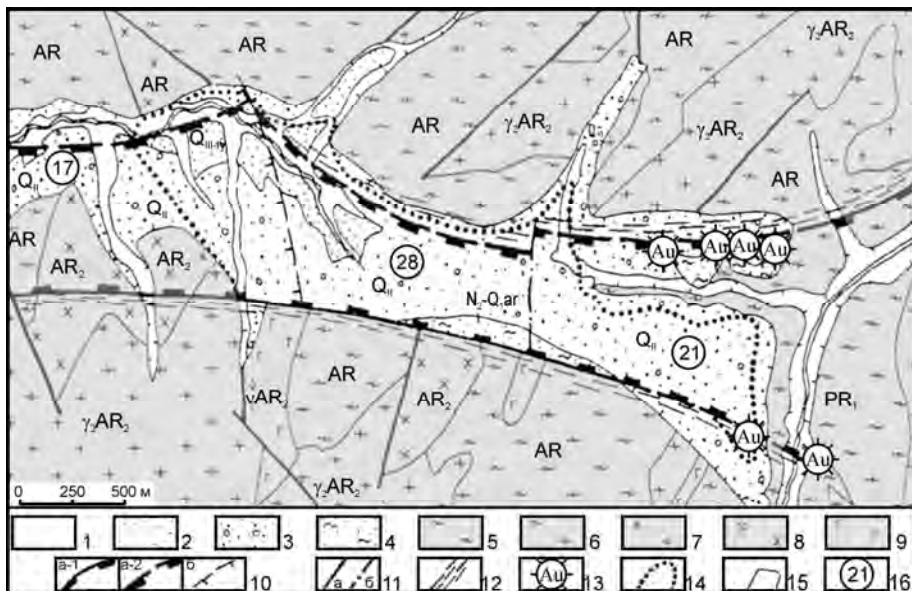


Рис. 9.22. Схема расположения Петровской россыпи в центральной части Золотогорской приразломной впадины на территории Центрально-Дамбукинского россыпного узла [Корчуганова 2007]

1 — современные аллювиальные отложения; 2-4 — озерно-аллювиальные отложения: 2 — верхнеплейстоценовые-голоценовые, 3 — среднеплейстоценовые, 4 — плиоценовые (аргинская свита); 5 — кристаллические сланцы, нижнепротерозойские; 6 — гнейсы, архейские; 7 — граниты, гранодиориты; 8 — диориты, лампрофиры; 9 — габбро-амфиболиты, нориты; 10 — тектонические уступы: а — главные, выраженные в рельефе (а-1) и погребенные (а-2), б — второстепенные; 11 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 12 — минерализованные зоны дробления и брекчирования; 13 — рудопроявления золота; 14 — контур промышленной россыпи золота; 15 — геологические границы; 16 — мощность рыхлых отложений, по данным бурения, м

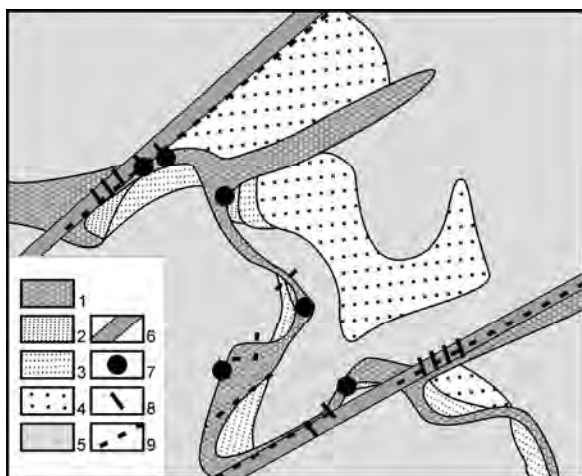


Рис. 9.23. Структурный контроль концентрации алмазов в аллювиальных отложениях (западная Якутия [Корчуганова 2007])

1-4 — аллювиальные отложения: 1 — поймы, 2-4 — надпойменных террас: 2 — первой, 3 — третьей, 4 — четвертой; 5 — коренные породы; 6 — линейменты; 7 — мелкообъемные пробы, содержащие алмазы; 8-9 — линии шурфов: 8 — содержащие алмазы, 9 — “пустые”. Шурфы, в которых обнаружены алмазы, расположены на участках долин, контролируемых линейментами-разломами

При перестройке рельефа часто долины, продольные по отношению к оси орогена, пересекаются поперечной долиной. В результате создается речная сеть с унаследованными и новообразованными участками и с разнообразием россыпей. “В таких составных долинах участки обогащения металлом и тяжелыми минералами могут быть приурочены к унаследованным фрагментам продольных долин, долиннообразным понижениям в районах перехватов, к древним конусам выноса в устьях сквозных долин” (рис. 9.24) [Корчуганова, 2007, с. 277]. В последнем из перечисленных вариантов часто отмечается исчезновение в отложениях молодых конусов выноса россыпеобразующего металла, который присутствует в отложениях конусов выноса более ранних генераций. Это может

быть связано с перестройкой гидросети, формированием сеущей долины, которая прорезала древние продольные долины, заполненные металлоносными отложениями. Последние оказались вне сферы развития молодой эрозии, а истоки молодой гидросети прорезают неметаллоносные отложения [Корчуганова и др., 2001, с. 143].

В прибрежно-шельфовых зонах все промышленных золотые россыпи располагаются в переходной области суммарного нулевого или слабого прерывистого прогибания, где создаются условия для продолжительного экспонирования источников питания россыпей [Россыпные..., 1997]. Современные россыпи в береговой зоне моря образуются за счет размыва либо коренных источников, либо промежуточных коллекторов и продуктов их выветривания. Вероятны прибрежно-морские россыпи, связанные с древними затопленными береговыми линиями, и аллювиальные россыпи в затопленных долинах рек, особенно приразрывных. В качестве типичного примера Н.И. Корчуганова [2007, с. 280] приводит Приморье, где россыпная золотоносность связана или с верхнечетвертичными долинами, которые начинаются на суше и перекрываются в акватории Японского моря морскими осадками, или с современными и затопленными плейстоценовыми пляжами (рис. 9.25).

9.5. Поиски и разведка рудных месторождений

Обычно рассматриваются три аспекта связи неотектоники и металлогении, отражающие историко-геологический подход к проблеме: 1) влияние неотектонических движений на закономерности размещения оруденения, сформировавшегося в неотектонический этап геологического развития; 2) выявление с помощью неотектонического анализа более древних рудоносных и рудоконтролирующих

щих структур; 3) отражение неотектонических движений в металлогенической зональности фанерозойских и докембрийских складчатых областей [Рундквист, Волчанская, 1987]. Но два последних аспекта при этом практически идентичны.

Методический подход традиционно рассматривает следующие направления: 1) использование дистанционных съемок для выявления рудоносных структур, 2) комплексирование морфоструктурных и геофизических исследований для поиска погребенных структур, 3) сопоставление структурной и металлогенической зональности, 4) анализ денудационного среза и палеогеоморфологические реконструкции периодов рудообразования и 5) прогнозирование скрытого оруденения по комплексу признаков [Волчанская, Сапожникова, 1990]. При этом потенциально рудоносные структуры обычно рассматриваются на уровне прослеживания линеаментов, которые без необходимых доказательств идентифицируются с тектоническими разрывами и глубинными разломами.

В целом проблема применения возрастного расчленения рельефа и неоструктурного районирования для поиска и разведки рудных месторождений находится на самых предварительных стадиях разработки. Тем не менее, можно наметить некоторые существующие подходы применения неоструктурного анализа, открывающие перспективы использования указанных методик: 1) неотектоника при поисках месторождений новейшего этапа; 2) неотектоническое проявление более древних рудоносных структур; 3) неотектоническое проявление разномасштабной металлогенической зональности разновозрастных орогенических областей.

9.5.1 Неотектоника при поисках месторождений новейшего этапа.

Месторождения, образовавшиеся на неотектоническом этапе, контролируются обычно системами глубинных разломов сдвигового типа и зонами их динамического влияния, которые (например, на западе США) могут сопровождаться также максимальной плотностью эпицентров землетрясений [Рундквист, Волчанская, 1987]. Так, в зоне Береговых хребтов США крупные месторождения ртути контролируются системой сдвигов северо-западного простирания, в том числе разломом Сан-Андреас [Волчанская, Сапожникова, 1990].

Разнообразные металлогенические проявления связываются с молодыми структурными, преимущественно дизъюнктивными узлами. Например, на западе США крупные позднегеретичные месторождения (Au, Ag, Mo, W, Pb, Zn, Be и др.) и многофазные вулканические центры располагаются в узлах пересечения широтных сдвигов с поперечными нарушениями. В Центральном Андах поперечные сдвиги контролируют оловянные и полиметаллические месторождения с возрастом 9-11 млн. лет. [Рундквист, Волчанская, 1987].

Минерализованные проявления связываются с новейшими купольными поднятиями и сложными кольцевыми структурами. Локальный контроль такого оруденения часто определяется участками пересечения кольцевых структур трансрегиональными активизированными линеаменами [Рундквист, Волчанская, 1987].

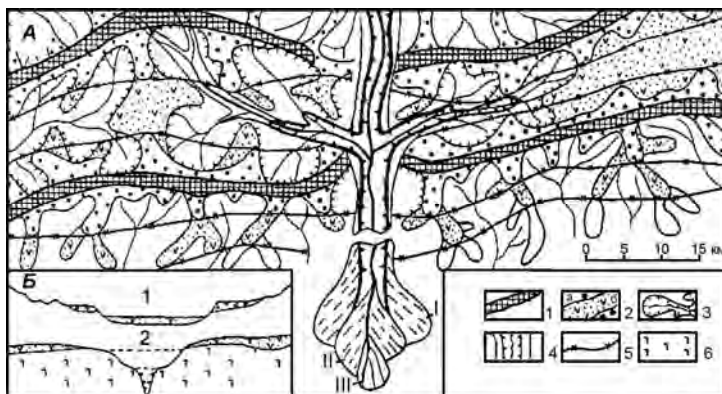


Рис. 9.24. Перестройка гидросети и соотношение древних и молодых долин [Корчуганова 2007]

А — строение участка перехвата древней продольной долины молодой секущей долиной;

Б — поперечное сечение современной долины в верховьях (1) и на участке сопряжения продольной и сквозной долин (2).

1 — водораздел древней продольной долины; 2 — отложения, выполняющие продольную долину (а — аллювиальные, б — морские); 3 — начало перехвата древней продольной долины; 4 — молодая секущая долина; 5 — разновозрастные границы продольных долин в горном сооружении и в предгорье; 6 — коренные породы.

I-III — возрастные генерации конусов выноса (I — древние, II и III — молодые)

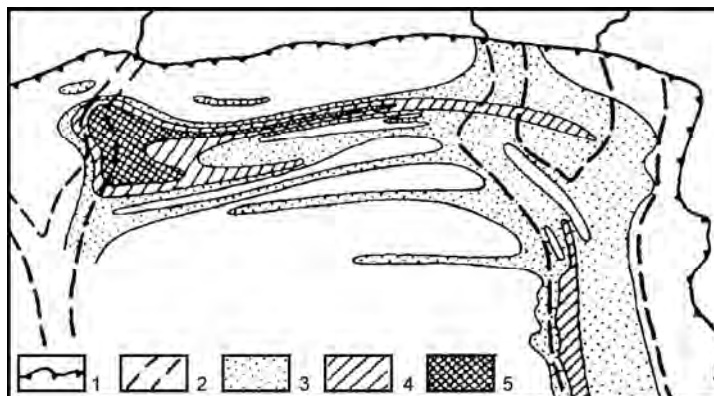


Рис. 9.25. Россыпь "Подводный пляж" бухты Тихангоу в Южном Приморье [Корчуганова 2007]

1 — береговая линия; 2 — погребенные и затопленные долины; 3-5 — участки россыпи с запасом золота, усл.ед./м³: 3 — 100-500, 4 — 500-1000, 5 — более 1000

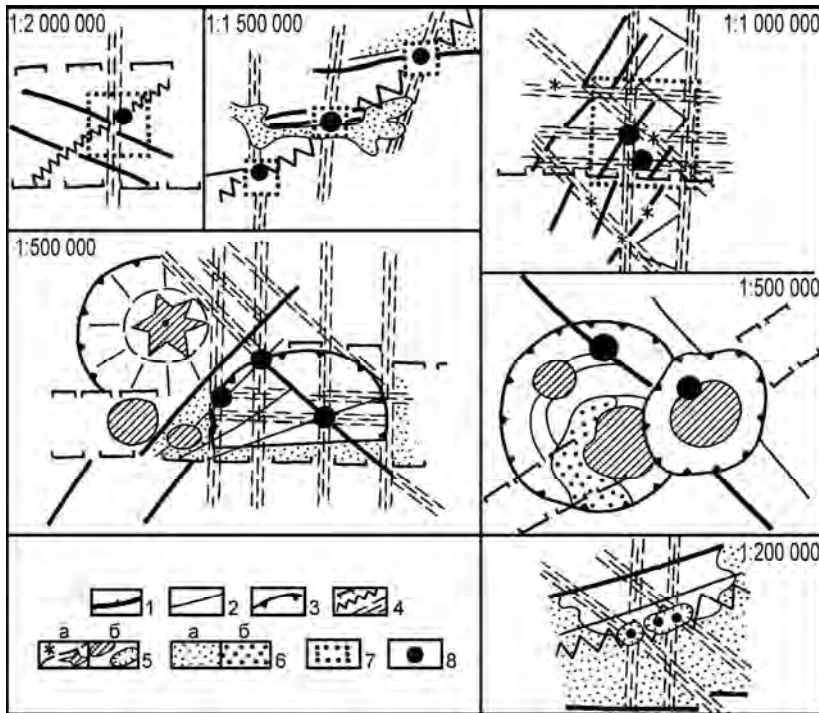


Рис. 9.26. Морфоструктурные образы рудоносных узлов эндогенной активности на различных уровнях генерализации
[Волчанская, Сапожникова, 1990]

1 — крупнейшие линейменты — региональные глубинные разломы; 2 — прочие линейменты; 3 — границы кольцевых структур различного генезиса; 4 — сквозные системы нарушений различного типа и ранга; 5 — обособленные формы рельефа: а — вулканические конусы, б — куполовидные поднятия; 6 — депрессионные зоны (а) и впадины (б); 7 — рудоносные узлы; 8 — проявления эндогенной минерализации

проникновения рудоносных расплавов в самые верхние части земной коры [там же, с. 147].

9.5.2 Неотектоническое проявление более древних рудоносных структур.

Некоторые древние рудоносные структуры наследуются новейшими деформациями. Многие из подобных структур испытали неоднократное оживление.

Примером наследования новейшими разрывами разновозрастных рудоконтролирующих структур может служить провинция Кимберли в Австралии. Здесь отчетливое проявление в современном рельефе получили несколько систем нарушений, контролирующих как молодые (18-20 млн. лет) кимберлиты и лампроиты, так и древние (юрские и докембрийские).

Унаследованно могут развиваться разномасштабные купольные, сводовые и депрессионные структуры. Например, оловоносная металлогеническая область Сихотэ-Алиня контролируется той частью мезозойского складчатого пояса, которая пересекает периферийную часть погребенной, но активизированной на новейшем этапе Ханкайской кольцевой мегаструктуры с обнажающимся докембрийским кристаллическим фундаментом в центре [Фотопортреты..., 1995].

Среди унаследованных депрессионных структур рудоносны чаще всего вулканические кальдеры и грабены с разнообразной (Au, Ag, U, Hg, Sb, флюорит и др.) эпитермальной минерализацией [Рундквист, Волчанская, 1987]. Характерным примером является Заонежская кольцевая структура, расположенная в районе островов на севере Онежского озера и приуроченная к протерозойскому рудоносному узлу (рис. 9.27). Считается, что Заонежская структура является очагом длительной эндогенной активности, возникшим в раннем протерозое и развивавшимся в последующие эпохи [Кочнева и др., 2004].

Наиболее разработанным методом применения неотектоники для поиска погребенных древних рудных месторождений является анализ типов и сочетаний прямолинейных, дугообразных, кольцевых и т.п. линейментов, дешифрируемых на разнообразных аэрокосмических материалах в молодом чехле.

Не исключено, что применение возрастного расчленения рельефа и анализ этапности рельефообразования позволят выявлять более разнообразные, в том числе региональные варианты унаследованности новейшими структурами древних. А соответственно появятся новые направления использования неотектоники для поиска локализации древнего рудообразования.

Делаются попытки систематизации морфоструктурных образов рудоносных узлов на различных уровнях генерализации результатов морфоструктурного дешифрирования (рис. 9.26). При этом считается, что благодаря большой подвижности пересекающихся зон в узлах наблюдается высокая контрастность рельефа. В морфоструктурном рисунке узлов повышенная блоковая расчлененность возникает за счет большого количества пересекающихся линейментов и других аномалий рельефа и ландшафта. Сложность рельефа может быть также обусловлена препарировкой экзогенными процессами магматических тел и “просвечиванию” погребенных структур [Волчанская, Сапожникова, 1990, с. 38]. Наиболее проницаемыми и наиболее благоприятными для локализации руды являются те узлы, в которых пересекается большое количество линейных элементов, поскольку это создает благоприятные условия для

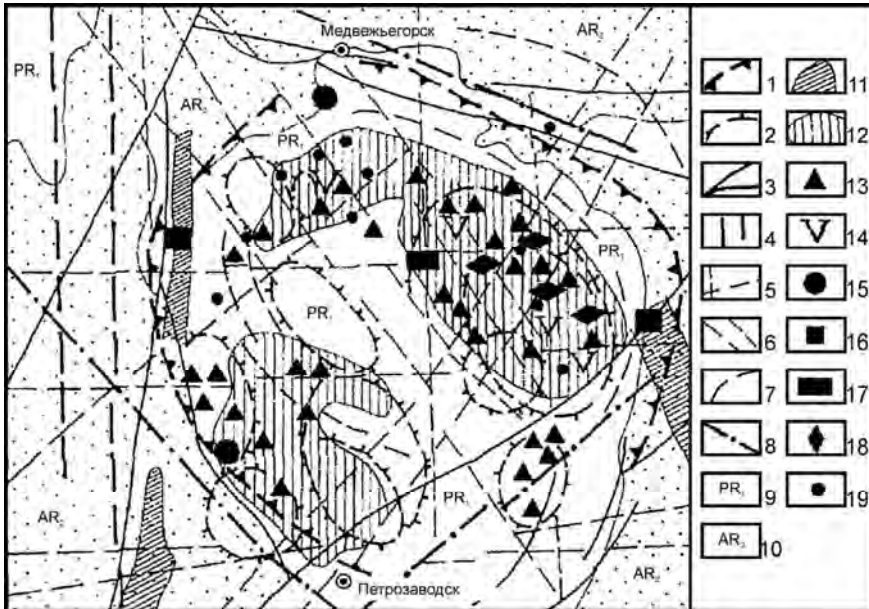


Рис. 9.27. Схема размещения месторождений и рудопроявлений в Заонежской структуре [Корчуганова 2007]

1 — границы Заонежской кольцевой структуры; 2 — границы дочерних кольцевых структур; 3 — разломы; 4 — фрагменты сквозных меридиональных линейных зон; 5-7 — линейные нарушения, выявленные по топокартам и космоснимкам: 5 — ортогональные, 6 — диагональные, 7 — дугообразные; 8 — линейные нарушения, установленные по геофизическим данным; 9 — раннепротерозойские толеит-базальтовые и песчано-доломитовые пестроцветные отложения с углеродисто-туфогенными прослоями; 10 — архейские метаморфические толщи; 11-12 — ореолы: 11 — железорудной, 12 — медной и полиметаллической минерализации; 13-19 — месторождения и рудопроявления: 13 — шунгитовых пород, 14 — ванадия, 15 — гидротермальные вулканогенные медные, 16 — магматические: железа и железотитановые, 17 — осадочные медные, 18 — вулканогенно-осадочные медные, 19 — комплексы платинометаллических руд

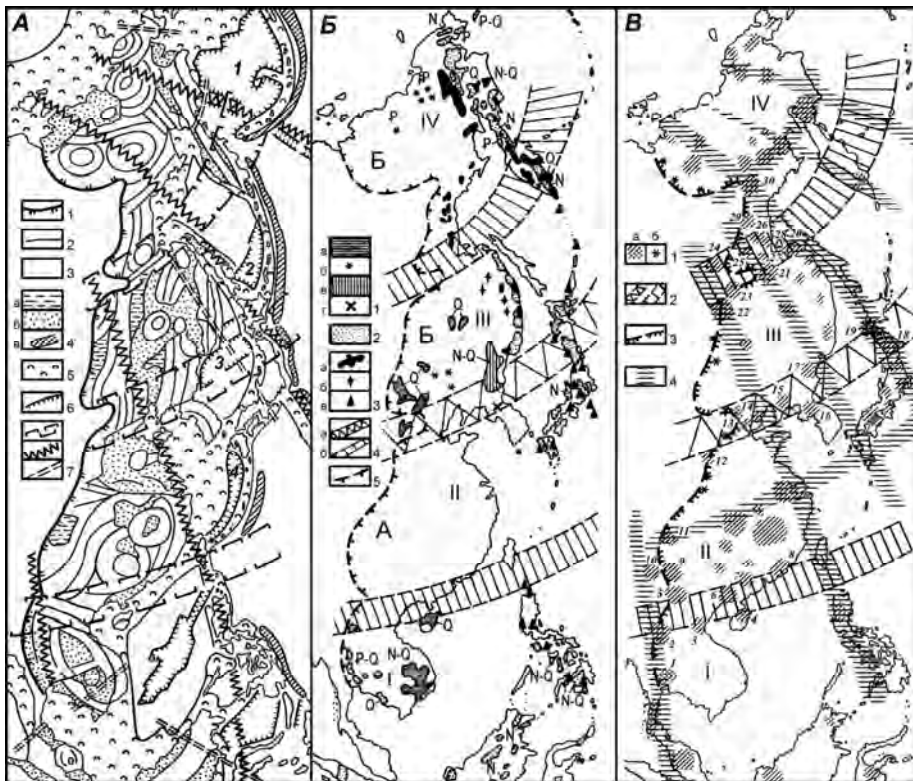


Рис. 9.28. Сегментация континентальной окраины:

A — по морфоструктурным элементам, *Б* — по особенностям распространения ареалов кайнозойского вулканизма, *В* — по распространению скоплений (кластеров) месторождений (по [Волчанская, Сапожникова, 1990]).

Для *A*: 1 — граница континентальной окраины (КО), отделяющая ее от центральной части материка, гипсометрическая ступень; 2 — линейменты, разграничивающие разновысотные области и расчленяющие КО; 3 — области относительных поднятий суши; 4 — области относительных опусканий: а — внутригорные и межгорные впадины и котловины, б — депрессионные области и зоны, в — глубоководные впадины (желоба); 5 — наиболее поднятые блоки для морей и океана (области шельфа, банки и т.п.); 6 — уступы в рельефе морского дна; 7 — сквозные системы нарушений. Цифрами обозначены впадины: 1 — Алеутская, 2 — Курильская, 3 — Япономорская, 4 — Окинавская.

Для *Б*: 1 — щелочная и щелочно-известковая серия: а — щелочно-оливиново-базальтоидная (лейциты, базаниты, шихлуиты, нефелиновые базальты и т.д.); б — то же, внесмасштабный знак; в — щелочно-известковая (либургиты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендиты); г — то же, внесмасштабный знак; 2 — известково-щелочная серия; 3 — толеитовая серия: а — ареалы, б — то же, внесмасштабный знак, в — вулканические аппараты; 4 — сквозные линейные пояса-границы: а — секторов, б — сегментов и их индексы (сектора: А — южный, Б — северный; сегменты: I — Индоитайский, II — Восточнокитайский, III — Приморско-Хинганский, IV — Колымский); 5 — границы континентальной окраины.

Для *В*: 1а — скопления месторождений по данным анализа "Металлогенической карты..." [1984] и их номера, б — месторождения; 2 — сквозные линейные пояса; 3 — граница континентальной окраины; 4 — сквозные системы нарушений; I-IV - сегменты (см. Б).

9.5.3 Неотектоническое проявление разномасштабной металлогенической зональности разновозрастных орогенических областей.

Обычно рассматриваются два вида металлогенической зональности, связанной с развитием рельефа, площадной и вертикальной.

Площадная металлогеническая зональность

Детальнее разработан разномасштабный площадной вид металлогенической зональности [Волчанская, Сапожникова, 1990]. Он предусматривает, по крайней мере, три масштабных уровня исследований, которые можно условно назвать трансрегиональным, региональным и локальным. Можно привести по одному характерному их примеру.

Трансрегиональный уровень металлогенической зональности иллюстрируется на примере Тихоокеанской континентальной окраины (рис. 9.28).

Обособление и сегментация этой окраины Евразийского континен-

та осуществляется по геолого-геофизическим и морфоструктурным признакам. Западная граница и продольная зональность определяются в основном по деформациям поверхности Мохо. Континентальная окраина отличается от центральной части Азии специфическими чертами крупных форм рельефа: 1) около 40% территории составляют депрессионные зоны, в том числе акватории морей и глубоководных желобов, 2) клавишная структура рельефа с контрастным чередованием узких депрессионных областей и зон хребтов и нагорий, в том числе островодужных, 3) преобладание северо-восточной ориентировки элементов рельефа [Рудоконцентрирующие..., 1983]. На западной границе континентальной окраины находится значительная (1,5-2 км) гипсометрическая ступень, а по восточной проходит система глубоководных желобов. Как по геологическим, так и по морфоструктурным особенностям эта окраина характеризуется продольной зональностью, включая: 1) западную собственно материковую часть, 2) центральную с акваториями окраинных морей, 3) островных дуг и 4) глубоководных желобов.

Границы сегментов рассматриваются как хорошо выраженные в рельефе субширотные зоны аномалий структурного плана, особенно изменения простираний различных элементов, интенсивности и типов вулканизма и набора месторождений. Считается, что это мобильные пояса сдвигового характера и глубинного заложения [Волчанская, Сапожникова, 1990].

Показательно, что западная граница Тихоокеанского металлогенического пояса [Радкевич, 1984] совпадает с западной границей континентальной окраины [Волчанская, Сапожникова, 1990].

В Индокитайском сегменте (I) эта граница трассируется медными и сурьмяными месторождениями Таиланда — кластеры № 1 и № 2, а также Пингской, Йомской сурьмяноносными и Таиландской меденосной рудными зонами.

В Восточнокитайском сегменте (II) к западной границе континентальной окраины приурочены кластеры № 5 с месторождениями группы Имэнь (Cu, Ni, Co), Маоцзян (Ni), Гэцзю (Sn, W, Pb); № 9 с месторождениями Лимахэ (Ni, Cu), группа Дунгуань (Cu), Лэнманчан и группа Хойцзе (Pb, Zn) и др.; № 10 с медными месторождениями Личан и Шангуаньцунь; № 11 с месторождениями Кандин (Au), Инцзин (Cu), Дачжуну (Pb, Zn); № 12 с месторождениями Гэшан (Pb, Zn) и Мэньсяньбэйбу (Cu) и др. Присутствуют северо-западная Фансианская полиметаллическая, и Цинь-минь-Янцзынская медно-молибден-железорудная рудные зоны.

В Приморско-Хинганском сегменте (III) с западной границей континентальной окраины связаны кластеры № 22 и № 23, куда входит большое число месторождений российского Забайкалья: полиметаллические Мангидайская и Култуминская группы, оловорудные Зеренское, Ононское, Смирновское, полиметаллические Керчинско-Заводское, Акатуевское, Покровское, Кличкинское и др., молибденовые Сарыгинское, Давенда и др., золоторудное Холоджикан. На западной границе отмечаются Приаргунская полиметаллическая, Южноякутская золотоносная, Билякчанская полиметаллическая рудные зоны.

В Колымском сегменте (IV) к западной границе приурочены кластеры: № 24 (золоторудные Кабакан, Нагорный) в Становом хребте; № 29 (Сараданакское — Pb, Zn) Курун-Урях (Au) в Учуро-Майском поднятии; № 30 Шуриновское, Чапманское (Sn), Водопадное, Нагими (Au) и др., а также ряд месторождений Верхоянского хребта. На западной границе как бы обрываются северо-восточная Яно-Борулахская, Терехтяхская и Дербеке-Нельгехинская оловоносные рудные зоны.

К разделяющим сегменты сквозным линейным поясам приурочены металлогенические зоны.

Зона 20-23° с.ш. — пояса между I и II сегментами прослеживается по резким изгибам северо-восточных зон (Среднемеконгская золотоносная зона резко отклоняется к западу близ широты 20°), по резким их смещениям (на 20° с.ш. Северо-Вьетнамская оловоносная зона резко суживается, Западно-Таиландская сурьмяноносная зона смещена относительно Пингской и Намской сурьмяноносных зон). Здесь же наблюдается резкое отклонение от генерального северо-восточного простирания рудоносных зон: запад-северо-западное простирание имеет оловоносная зона Гэцзю, северо-западное — Фансианская полиметаллическая, резко изгибается Южно-Китайская золотоносная, восток-северо-восточную ориентировку приобретает Прибрежная вольфрам-оловоносная зона. Здесь находятся оловянные и вольфрамовые месторождения группы Хайфын, Импиньшань, Ляньхуаньшань и др. (№ 8).

Западное окончание этого пояса образует структурно-рудоносный узел с западным ограничением континентальной окраины. К этому узлу относятся группа меденосных и сурьмяноносных месторождений Таиланда (кластер № 2), группы Гэцзю (Sn), Имень (Cu) и месторождения Монцян (Ni) в КНР (кластер № 5).

Зона 39-43° с.ш. — Яньшанского пояса между II и III сегментами включает золоторудные месторождения Японии на севере о. Хонсю и на юго-западе о. Хоккайдо (месторождение Титосе, рудная провинция Китаками, район Косака, скопления месторождений типа Куроко).

Зона 54-58° с.ш. — Монголо-Охотского пояса между III и IV сегментами включает группу Нижне-амурских золоторудных месторождений, Удоканскую полиметаллическую группу (№ 21). В западном структурно-рудоносном узле расположена группа золоторудных и молибденовых месторождений (кластер № 23 — Холоджикан, Ковыхта и др.).

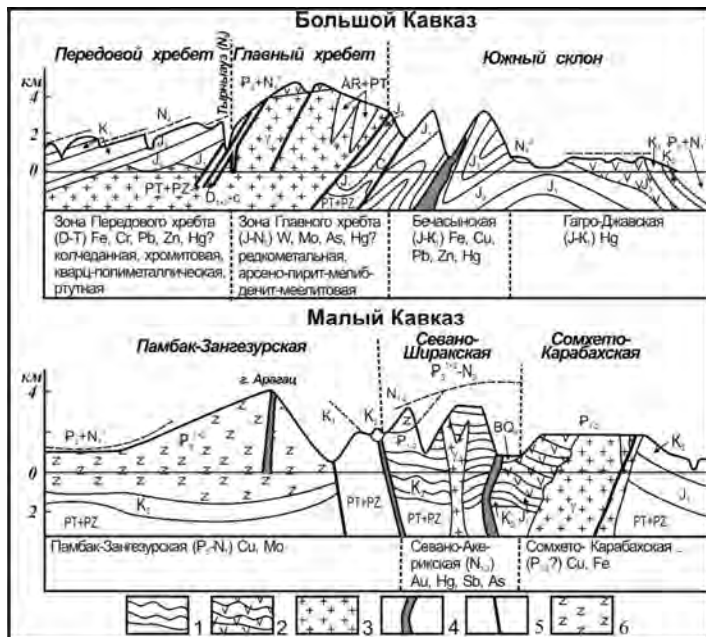


Рис. 9.29. Морфоструктурная и металлогеническая зональность в подвижных областях [Волчанская, Сапожникова, 1990].
 1 — дислоцированные образования палеозойского возраста; 2 — эвгеосинклинальные образования мезозойского и палеозойского возраста; 3 — гранитоиды; 4 — вулканы и их жерловины; 5 — разломы; 6 — вулканогенно-осадочные образования

ефа. Они часто различаются количеством и последовательностью фаз орогенического развития, типом тектонических деформаций, особенностями структурных и литоморфных форм рельефа. Как правило, все морфоструктурные зоны разграничены крупнейшими продольными линеаментами, которые по геолого-геофизическим данным обычно интерпретируются как зоны глубинных разломов.

Считается также, что эта общая схема дополняется двумя вариантами более детальной зональности: продольно-поперечной (каркасной) и концентрической (секториально-дуговой).

“Морфоструктурные зоны могут возникать как за счет неравномерности проявления интенсивности орогенических движений, вследствие чего различным образом деформируется один уровень поверхности выравнивания, сформированный в предшествующую стадию тектонического покоя (Большой Кавказ), так и за счет последовательного причленения разновозрастных зон, разрастания горной страны с деформациями нескольких разновозрастных уровней планации (Малый Кавказ, Анды и другие области)” [Волчанская, Сапожникова, 1990, с. 105].

Металлогеническая зональность Большого Кавказа “находится в прямом соответствии с его структурноформационной зональностью и ... хорошо коррелируется с высотными ярусами рельефа и морфоструктурными зонами. Ее можно охарактеризовать как прямую. Более ранние герцинские высокотемпературные рудные формации (редкометалльная, хромитовая, колчеданная) приурочены к наиболее высоким ярусам горного рельефа Главного кавказского и Передового хребтов. Более поздние формации киммерийского и альпийского возраста распространены на северном и южном склоне хребта и в пределах более погруженных сегментов западной и восточной части главного водораздела. Для последних также характерна зональность с проявлением редкометалльных формаций в области главного водораздела и колчеданно-полиметаллических, барит-полиметаллических и других типов руд вдоль южного склона. Проявления альпийского металлогенического цикла имеют интразональный характер и главным образом оконтуривают с севера и юга область ядра современного сводового поднятия” [Волчанская, Сапожникова, 1990, с. 114].

Металлогеническая зональность Малого Кавказа “согласуется с морфоструктурной зональностью и ... имеет инверсионный тип для альпийской эпохи. Так более ранняя минерализация (P₃-N₁) (медно-полиметаллическая, колчеданная и медно-молибденовая) распространена на крыльях сводового поднятия Малого Кавказа — в пределах Сомхето-Карабахской (Алаверди-Кафанской) и Памбак-Зангезурской зон. В центральной части, приуроченной к эвгеосинклинальному троговому прогибу палеогенового возраста, располагается Севано-Акеринская зона с раннегерцинским хромитовым и поздним золоторудным (Sb, Hg, As) оруденением миоплиоценового возраста. Наряду с этим продольные металлогенические зоны расчленяются на отдельные блоки, границы которых, установленные по морфоструктурным данным, хорошо согласуются с отдельными ареалами минерализации” [Волчанская, Сапожникова, 1990, с. 114-115].

Ясно, что на трансрегиональном уровне материалы возрастного расчленения рельефа еще практически не используются. Однако более детальное изучение орогенических элементов в данном направлении позволит выявить определенную специфику развития отдельных структурных элементов. Во всяком случае, уже сейчас стали явными различия в истории развития материковой части и островных дуг, проявившиеся в первую очередь в различиях возраста начала их новейшего орогенического этапа (олигоцен для материка и поздний миоцен для островных дуг [Воейкова и др., 2007; Несмеянов, 2004, 2012]).

Региональный уровень металлогенической зональности орогенических областей обычно рассматривается на уровне выявления специфики рудоносности различных обычно продольных морфоструктурных зон, часто совпадающих со структурно-фациальными зонами (рис. 9.29). Отмечается при этом, что морфоструктурные зоны отличаются фоновыми высотами ярусов рельефа и морфоструктурным обликом горного рельефа.

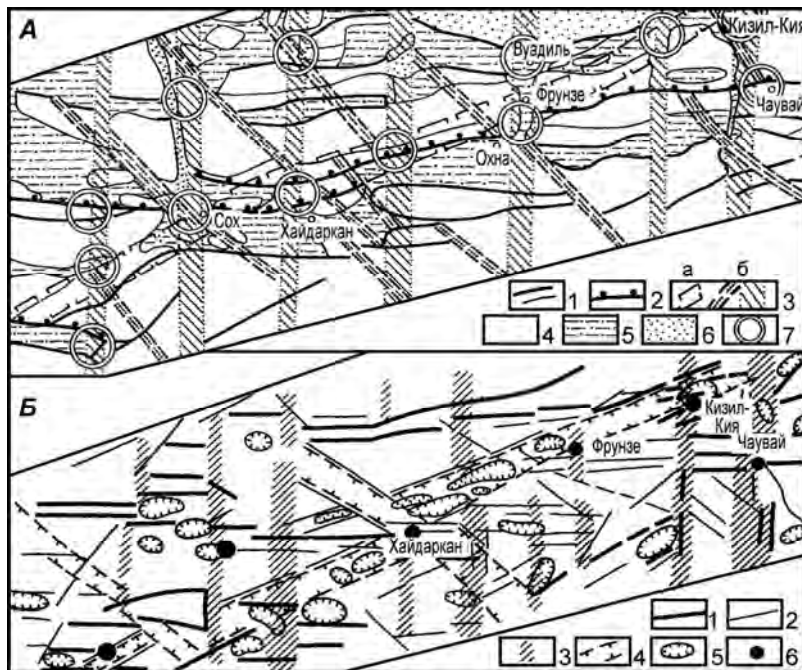


Рис. 9.30. Хайдаркенский рудный район [Волчанская, Сапожникова, 1990]:

А — линейный геолого-геоморфологический контроль оруденения,

Б — соотношение трансрегиональной Хайдаркен-Актюзской зоны с остаточными аномалиями силы тяжести.

На *А*: 1 — границы морфоструктурных зон и подзон; 2 — зоны надвигов; 3 — сквозные системы нарушений: а — трансрегиональная Хайдаркен-Актюзская, б — прочие; 4 — области относительных поднятий; 5 — относительно погруженные области; 6 — области максимального погружения; 7 — узлы эндогенной активности.

На *Б*: 1 — крупные градиентные зоны; 2 — прочие градиентные зоны; 3 — сквозные зоны, являющиеся границами поперечных блоков; 4 — сквозные зоны, выделяемые по комплексу признаков; 5 — локальные минимумы и максимумы; 6 — проявления эндогенной минерализации.

кенкенского рудного района (Сымап, Шамыши, Хайдакен, Кадамжай) связана с региональной сквозной Хайдакен-Актюзской зоной (линеаментом) северо-восточного простирания.

Морфоструктурным анализом наряду с широтными структурами, представляющими собой чередование поднятий и внутригорных депрессий, выявлены структурные элементы северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний. Анализ гравиметрических, магнитометрических и сейсмических данных показал, что всем этим линеаментам отвечают разломы глубокого заложения.

Рудные узлы и поля располагаются в структурных узлах на пересечениях этого линеамента с системами широтных региональных разломов, часто надвигового типа. Рудные поля локализируются в нескольких параллельных кулисах широтных антиклинальных структур. Оруденение приурочено к местам резких смещений основной зоны глубинными разломами других простираний.

В более крупном масштабе эти узлы представляют собой грабеноподобные блоки сложной конфигурации. Внутри рудоносных блоков магматические и рудные тела ориентированы вдоль неявно выраженных сквозных систем нарушений [Волчанская, Сапожникова, 1990].

Возрастное расчленение рельефа, проведенное ранее в данном регионе в мелком и среднем масштабах [Несмеянов, 1971], не принималось во внимание. Можно полагать, что использование таких материалов позволит уточнить выявленные закономерности структурной приуроченности древнего и молодого оруденения.

Вертикальная металлогеническая зональность

В изучении проявления в современном рельефе древней вертикальной металлогенической зональности делаются еще только первые шаги. Существуют отдельные примеры, отражающие преимущественно региональные закономерности. Один из характерных примеров относится к Сихотэ-Алинию [Волчанская, 1981]. Здесь намечена четкая вертикальная зональность оруденения и анализируется различная глубина эрозионного среза. Суммарное влияние неотектонических перемещений локальных блоков и уровня эрозионного среза обуславливает различную зафиксированную ярусность оруденения (рис. 9.31) [Волчанская, Сапожникова, 1990]. В результате, чем меньше величина относительного эрозионного среза купола, тем больше возможный вертикальный диапазон оруденения. Кроме того, одна и та же рудоносная зона может иметь различную металлогению в разных местах при косом эрозионном срезе по вертикали.

Рассмотренный уровень морфоструктурной дифференциации оруденения, конечно, очень схематичен. Современный уровень неоструктурного районирования и возрастного расчленения рельефа, например, Западного Кавказа [Несмеянов, 1992], может служить базой для гораздо более дифференцированного и детального сопоставления древнего и молодого оруденения с новейшими структурами.

Локальный уровень металлогенической зональности обычно анализируется на примере сквозных систем нарушений, вдоль которых обнаруживается цепь месторождений и рудопоявлений. В качестве типичного примера можно привести Хайдаркен-Актюзский линеамент северо-восточного простирания, определяющий структурное положение ряда сурьмяно-ртутных, олово-вольфрамовых и других редкометалльных месторождений (рис. 9.30).

Хайдаркенский рудный район находится в пределах широтного Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса, который имеет широтное простирание и состоит из ряда кулис антиклинальных и синклинальных структур.

Позиция рудных полей Хайдар-

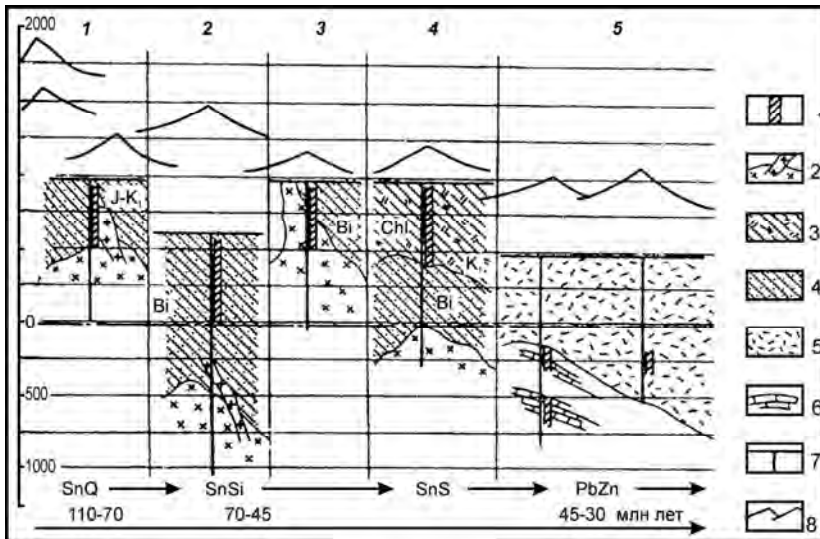


Рис. 9.31. Влияние уровня среза и неотектоники на “этажи” (1-5) оруденения Сихотэ-Алиния [Волчанская, Сапожникова, 1990]

1 — интервал промышленного оруденения; 2 — интрузии лейкогранитов эоценового возраста; 3 — хлоритовые роговики; 4 — биотитовые роговики; 5 — мел-палеогеновые эффузивы; 6 — мезозойские осадочные образования с линзами известняков; 7 — горные выработки и скважины; 8 — уровни рельефа. Рудные формации: SnO — касситерит-кварцевая, SnSi — касситерит-силикатная, SnS — касситерит-сульфидная, PbZn — свинцово-цинковая

пример, 80% гидротермального оруденения в Северо-Восточном Забайкалье локализуется на высотах 700-800 м. (рис. 9.32) [Александров, 1974; Волчанская, Сапожникова, 1990]). Различия в истории развития орогенических структур и в интенсивности орогенеза могут отразиться в приуроченности месторождений к определенным гипсометрическим уровням (рис. 9.33). Статистический анализ локализации магнетитовых месторождений Южной Сибири показал, что моды их распределения составляют для Кузнецкого Алатау — 1 км, для Саян и горной Шории — 0,4-0,5 км. Вертикальный диапазон одного “этажа” оруденения обычно не превышает 0,5-0,6 км и составляет в Монголии для олова 1,2-1,4 км, а для флюоритового оруденения — 1-2 км, а по другим данным фоновые высоты рудовмещающих блоков для оловянных групп формаций в обрамлении Хэнтэйского свода достигают 1,5-1,6 км, а для флюоритового оруденения — 1,2-1,3 км. [Волчанская, Сапожникова, 1990, с. 119-120].

Комплексный анализ геолого-металлогенетических, геофизических и других материалов, определяющих

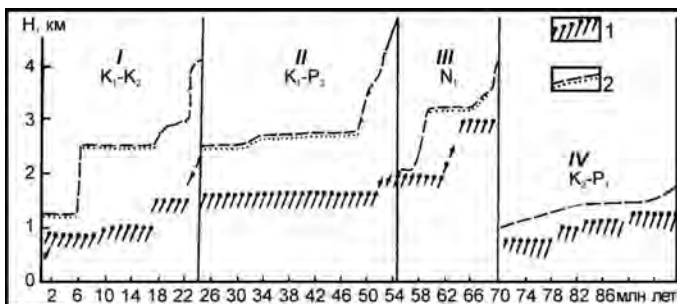


Рис. 9.33. Фоновые высоты рудовмещающих блоков (абсолютная высота) [Волчанская, Сапожникова, 1990]

I — Кордильеры Северной Америки — Сьерра-Невада и южная часть шт. Аризона (Au, Cu, Mo), II — Канадские Кордильеры (Cu, Mo, Ag, Pb, Zn), III — Большой Бассейн (Ag, Au, Pb, Zn); IV — Сихотэ-Алинь (Sn, W, Pb, Zn);

1 — положение зоны оруденения в рудовмещающих блоках, 2 — максимальные фоновые отметки окружающих блоков горных хребтов

Подобные закономерности различны в районах с различным режимом неотектонических движений. В районах длительных унаследованных воздыманий “оптимальные” гипсометрические уровни оруденения обычно располагаются в пределах низкогорного ярусного рельефа, не подвергавшегося глубокой эрозии. В молодых складчатых областях, где оруденение погребено под толщей более молодых отложений, в том числе вулканитов, оптимальные условия для вскрытия эрозией зоны оруденения приурочены к участкам наиболее интенсивных неотектонических движений [Рундквист, Волчанская, 1987].

Неотектонические движения в некоторых районах определяют локализацию месторождений на определенных гипсометрических уровнях. Например, 80% гидротермального оруденения в Северо-Восточном Забайкалье локализуется на высотах 700-

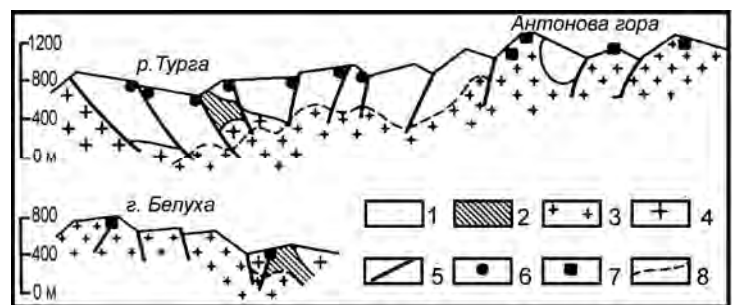


Рис. 9.32. Гипсометрические уровни оловянных и вольфрамовых месторождений Забайкалья [Волчанская, Сапожникова, 1990]

1 — мезозойские осадочные образования; 2 — выступы докембрийского фундамента; 3 — гранитоиды, PZ; 4 — гранитоиды, MZ; 5 — разломы; 6-7 — месторождения (6 — олова, 7 — вольфрама); 8 — предположительная граница фронта гранитообразования

закономерности распределения рудных месторождений, часто позволяет наметить местный (региональный) комплекс неотектонических методов поиска новых рудопроявлений с применением возрастного расчленения рельефа. В частности, возрастное расчленение рельефа позволяет наметить региональную специфику орографического проявления новейших складчатых и блоковых структур в условиях различной литологической неоднородности субстрата (неодинаковая смена пород с различной подверженностью эрозии). Следует помнить, что неотектонические исследования при поисках рудных месторождений должны рассматриваться в качестве элемента сложного комплекса геолого-геоморфологических и геофизических исследований, нацеленных на объемное моделирование рудных полей.

9.6. Палеогеографические и палеоэкологические реконструкции в археологии

Такие реконструкции в значительной мере базируются на результатах возрастного расчленения рельефа и оценках относительных и абсолютных палеовысот их расположения и характеристики окружающего рельефа на моменты обживания анализируемых стоянок. Подобные реконструкции наиболее эффективны для палеолитических стоянок, формировавшихся во времена, достаточно удаленные от современности, а потому располагавшиеся в рельефе, отличном от современного [Несмеянов, 1999].

По своему масштабу и детальности различаются построения, связанные с необходимостью различать региональную и локальную палеоэкологию палеолита [Леонова, Несмеянов, Матюшкин, 1993].

Региональная палеоэкология отражает общий “фон” природной обстановки крупной территории — региона, включающей или окружающей исследуемую стоянку или группу стоянок. Этот “фон” содержит общие сведения о рельефе, климате, растительности, животном мире и преобладающих ландшафтах. Геоморфологические материалы должны характеризовать рельеф по средней высотности (обычно достаточно оценить его, например, как равнинный, холмистый, низко-, средне- или высокогорный, но гораздо эффективнее конкретные количественные показатели и схемы с палеоизогипсами), по степени эрозионной расчлененности и т.п. Вкупе с подобными же климатическими и ботаническими характеристиками это позволит восстановить наборы типичных ландшафтов, что в свою очередь определит наиболее вероятные варианты охоты, собирательства, хозяйствования, а также предпочтительные ареалы и пути кочевий. Как правило, региональная палеоэкология предусматривает изучение территорий площадью в десятки и сотни тысяч квадратных километров, т.е. с радиусом во многие десятки и сотни километров вокруг стоянки.

Локальная палеоэкология оценивает конкретные (локальные) особенности расположения стоянки и условий существования ее обитателей, т.е. самого места поселения и его ближайших окрестностей. В данном случае геоморфологические материалы должны определять конкретные количественные показатели рельефа, близость к реке или другим источникам воды, степень защищенности поселения от врагов, характер освещенности поселения, возможности обзора окрестностей для охоты и т.п. Рельеф в значительной степени определяет также специфику процессов осадконакопления, в том числе фациальный состав, интенсивность осадкообразования, характер денудации и т.д. Соответственно, в данном случае изучаются, во-первых, территории от первых гектаров до первых квадратных километров при характеристике места жительства, где формируется культурный слой поселения, и, во-вторых, примерно в десятки и даже первые сотни квадратных километров, т.е. в радиусе первых десятков километров от стоянки, когда реконструируются постоянно или часто посещаемые территории.

Таким образом, геоморфологический аспект палеоэкологических построений ориентирован, главным образом, на количественные палеорекострукции рельефа, особенно горного. Кроме того, при региональных палеоэкологических построениях важна геоморфологическая типизация рельефа, в том числе его конкретных форм. К части последних могут оказаться приуроченными определенные виды палеолитических стоянок. Установление подобной локализации может повысить эффективность поисков новых стоянок сокращением площадей более детальных исследований, как это делалось, например, в Средней Азии [Ранов, Несмеянов, 1973]. Сама же типизация геоморфологического положения палеолитических памятников может иметь региональную специфику и осуществляется в значительной мере на стадии локальных палеоэкологических исследований в отдельных ключевых участках.

9.6.1. Реконструкции среднеазиатских палеолитических стоянок.

Основные исследования в данном направлении проводились в 60-70-х годах прошлого столетия и были связаны с начавшимся тогда возрастным расчленением рельефа. Они позволили выявить разнообразные ситуации геоморфологического положения стоянок открытого и пещерного типов на примере наиболее распространенных мустьерских (рис. 9.34, табл. 9.10) [Ранов, Несмеянов, 1973; Несмеянов, 1977₂; Несмеянов, Ранов, 1971].

9.6.1.1. Местонахождения и стоянки открытого типа

Среди местонахождений открытого типа присутствуют стоянки как с рассеянными находками (например, Джар-Кутан в Южной Фергане), так и многослойные стоянки (например, Шугноу в Афгано-Таджикской депрессии). Присутствуют также палеолитические мастерские, представляющие собой выемки, усеянные отщепами и отработанными нуклеусами (Капчигайские палеолитические мастерские в Южной Фергане). Широко развиты местонахождения с развеванным культурным слоем (так называемые адырные стоянки Центральной Ферганы) или с неоднократным переотложением изделий с исходного геоморфологического уровня на нижележащие (местонахождения на бортах Дигмай-Супетауской гряды в Северной зоне Ферганской депрессии).

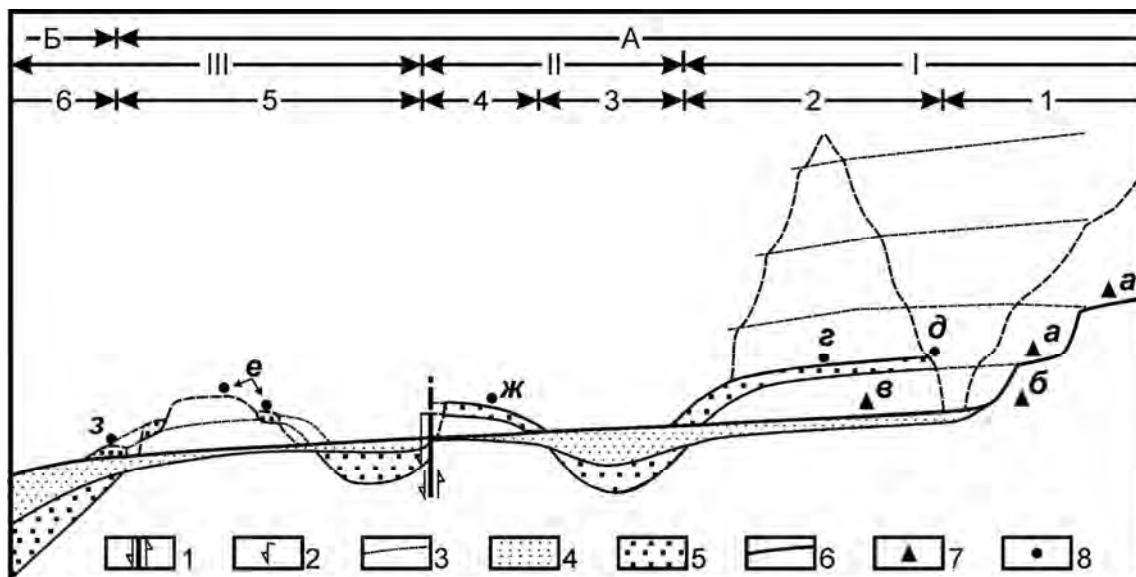


Рис. 9.34. Схема палеогеоморфологических ситуаций размещения мустьерских стоянок (на примере рубежа этапов Q_2 и Q_3 в Средней Азии).

А, Б — области: А — горная, Б — седиментационной впадины, развивавшейся в Q_2^2 ;

I-III — зоны: I — блоковых структурных ступеней, II — складчато-блоковых структур, III — складчатых структур.

1-6 — подзоны: 1 — подзона тыловой “русловой лестницы”, 2 — подзона “выработанной” речной долины, 3 — синклинальная подзона наложения террас, 4 — подзона горст-антиклинального “полухордового веера” террас, 5 — подзона антиклинальных “хордовых” террас, 6 — подзона конуса выноса и бассейновых накоплений на периферии области стабильного прогибания и осадконакопления.

а-з — палеогеоморфологические ситуации размещения стоянок (см. табл. 5.6).

1 — тектонические разрывы и ориентировка смещений по ним; 2 — амплитуда смещения уровня Q_2^1 за этап Q_2^2 ; 3 — корреляция геоморфологических уровней; 4-5 — преимущественно аллювиальные отложения для этапов: 4 — Q_2^2 , 5 — Q_2^1 ; 6 — уровень русла на конец этапа Q_2^2 (рубеж этапов Q_2 и Q_3); 7-8 — мустьерские стоянки: 7 — пещерного типа, 8 — открытого типа.

Таблица 9.10

Основные палеогеоморфологические ситуации расположения стоянок развитого мустье в горных долинах Средней Азии (рис. 9.34) и их палеоэкологическая характеристика

Стоянки			Экологические факторы: главные (++) , второстепенные (+), незначительны (—), неопределенные (*)					
Тип	Геоморфологическое положение	Индекс на рис. 5.18	Среднеазиатские примеры стоянок и местонахождений	Близость к воде	Удобство для охоты		Безопасность от врагов	
					Для выслеживания животных	Для загона		
Пещерный	В разновозрастных “законсервированных” участках долин и русел	а	Ташик-Таш, Аман-Кутан	++	—	++; —	*	
	У основания водопадных обрывов	б	Огзи-Кичик, Оби-Рахмат	++	*	—; ++	*	
	В бортах долин у подножья высокой террасы на уровне русла	в	Ходжакент	+	+	—; +	*	
Открытый	На первых высоких террасах в бортах долин	г	Сары-Курган, Уч-Курган, Тоссор	*	+	—	+	
	На стрелках первых высоких террас у слияния рек или в устье притока	д	Джар-Кутан	*	+	—	++	
	На локальных возвышенностях	антиклинальных	е	Ак-Джар, Георгиевский бугор	*	+	—	+
		горст-антиклинальных	ж					
	На конусах выноса	з	Аирбаз	++	*	—	—	

Стоянки открытого типа разнообразны по своему геоморфологическому положению [Ранов, Несмеянов, 1973; Несмеянов, 1977₂; Несмеянов, Ранов, 1971].

1. Стоянки открытого типа на первых высоких террасах в бортах активно развивающихся горных долин. Стоянки первоначально располагались преимущественно у бровок террас, наиболее подверженных эрозии. Поэтому обычно сохраняются их периферические части. Обычно это участки концентрации подъемных изделий. Стоянки, как правило, представляли собой кратковременные лагеря. Расположение стоянок объясняется их относительной безопасностью (удобно наблюдать за приближением врагов) и возможностями выслеживания добычи в долине.

2. Стоянки на расчлененных конусах выноса по периферии горного сооружения — Аирбаз — отдельные находки мустьерских изделий на поверхности и в разрезе конуса выноса ташкентского (Q_2) комплекса (рис. 9.35).

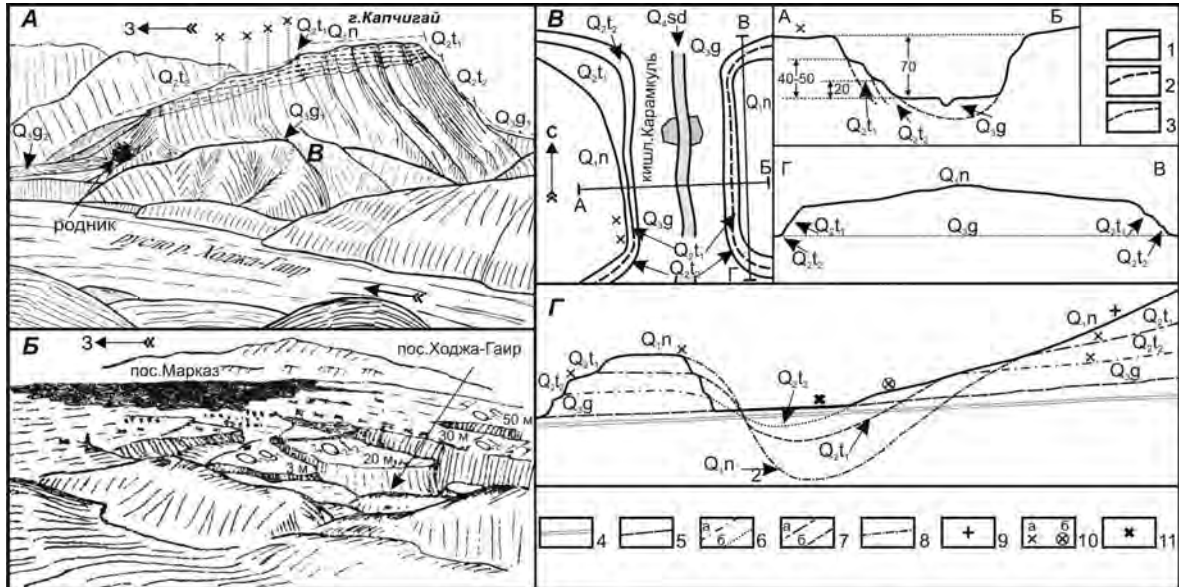


Рис. 9.35. Местонахождения близ г. Ферганы

А — Кипчигайские палеолитические мастерские; Б — местонахождение Аирбаз в низовьях р. Ходжа-Гаир;

В — местонахождение Карамкуль; Г — виды адырных местонахождений

Для В: 1-2 — геологические границы; 1 — достоверные, 2 — предполагаемые; 3 — корреляционные линии;

Для Г: 4 — современное русло реки; 5-8 — корреляционные линии разновозрастных врезов (а — террасы, б — погребенные уровни): 5 — Q_{1n} , 6 — Q_{2t1} , 7 — Q_{2t2} ; 8 — Q_{3g} ;

Возраст и тип археологических объектов: 9 — нижний палеолит, 10 — средний палеолит (а — на поверхности террас, б — погребенный); 11 — верхний палеолит и неолит

3. Стоянки, приуроченные к террасам на стрелках у слияния рек или в устьях боковых притоков. Типичный пример — мустьерская стоянка Джар-Кутан (см. рис.2.14, 2.15). Подобные стоянки, но многослойные, т.е. неоднократно возобновлявшиеся характерны для верхнего палеолита — Шугноу (рис. 9.36) [Ранов, Несмеянов, 1973].

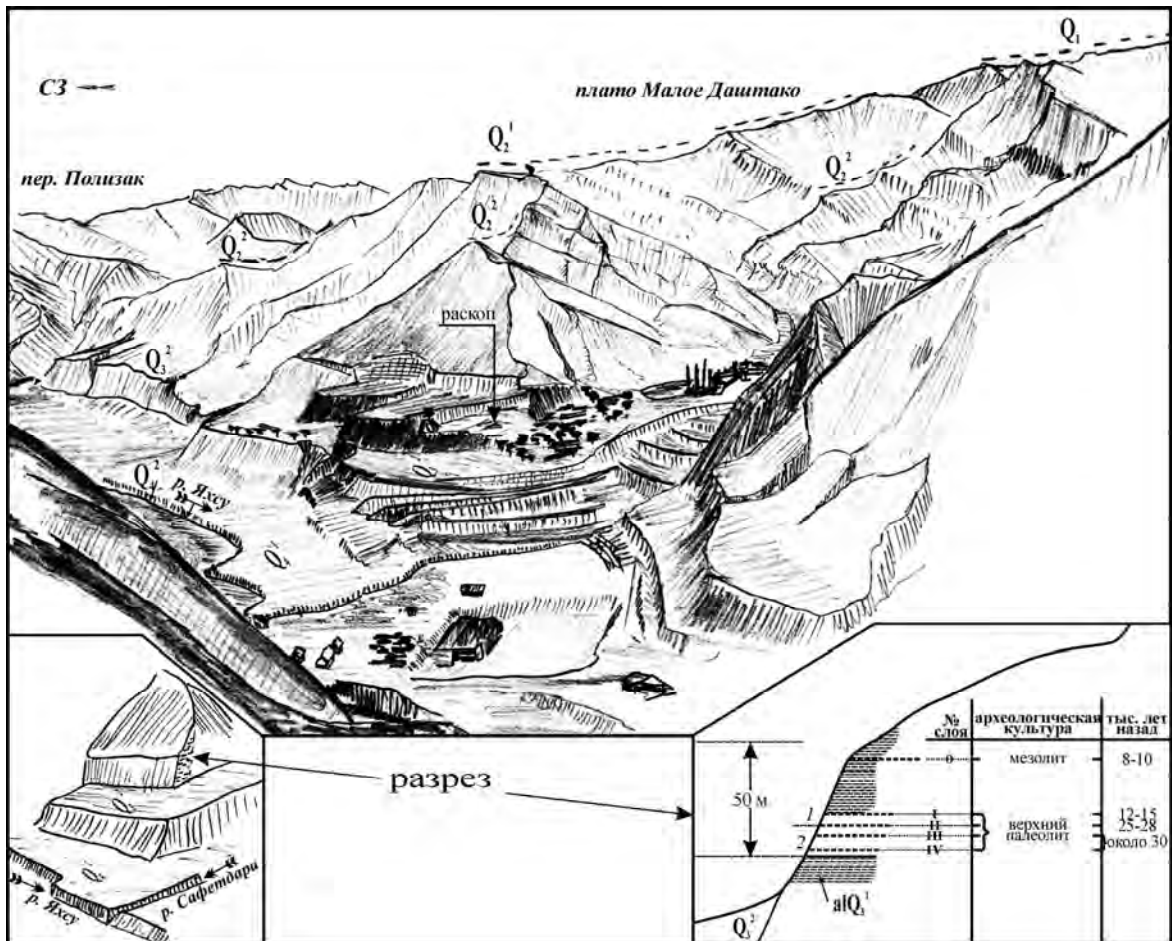


Рис. 9.36. Стоянка Шугноу [Ранов, Несмеянов, 1973]

Общий вид. Положение разреза и распределение культурных слоев в разрезе

4. Стоянки на сводах и бортах отдельных структурных возвышенностей — адырные стоянки на возвышенностях в межгорных и предгорных впадинах. Типичные представители — Кайраккумские местонахождения (рис. 9.37) и местонахождения у г. Ферганы (рис. 9.38). Это преимущественно местонахождения подъемных изделий на поверхности древних террасовых уровней, развитых в бортах долин, которые пересекают разобщенные возвышенности, сложенные кайнозойскими молассами. У наиболее крупных антиклинальных возвышенностей (например, Дигмай-Супетауская гряда в Северной Фергане) дислоцированные террасированные уровни могут быть отчленены эрозией от основной антиклинали. Эти обособленные возвышенности с дислоцированными террасами получили местное название “трамплины”.

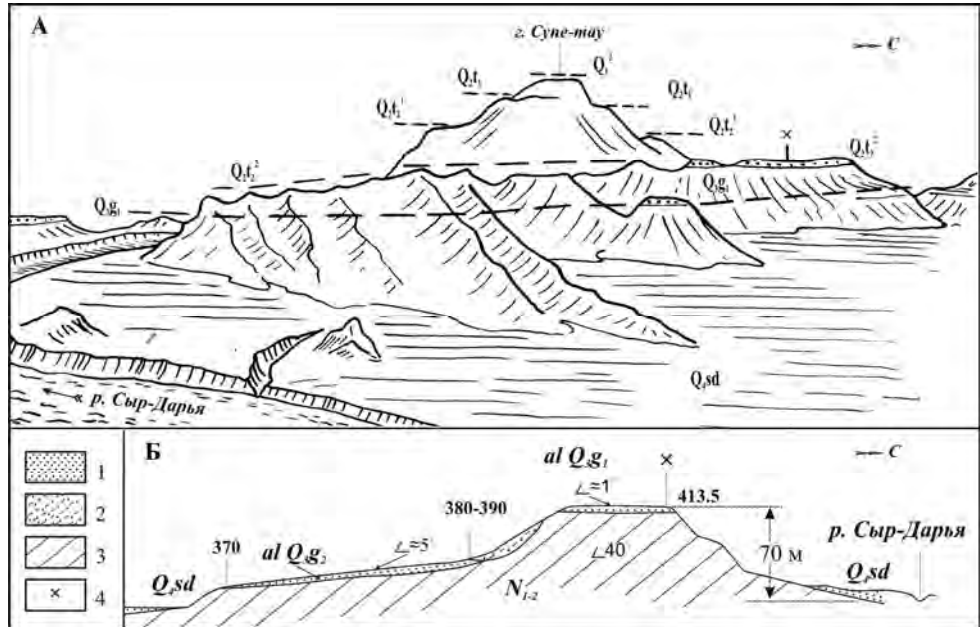


Рис. 9.37. Варианты геолого-геоморфологического положения Кайраккумского палеолита в Западной Фергане [Ранов, Несмеянов, 1973]

А — положение местонахождения (предположительно исходное) на ташкентском геоморфологическом уровне у горы Супе-тау; Б — местонахождение переотложенных изделий на останце голодностепского террасового уровня.

1 — аллювий террас, 2 — склоновые гравитационные отложения, 3 — дислоцированные неогеновые отложения в покоях террас, 4 — палеолитические местонахождения.

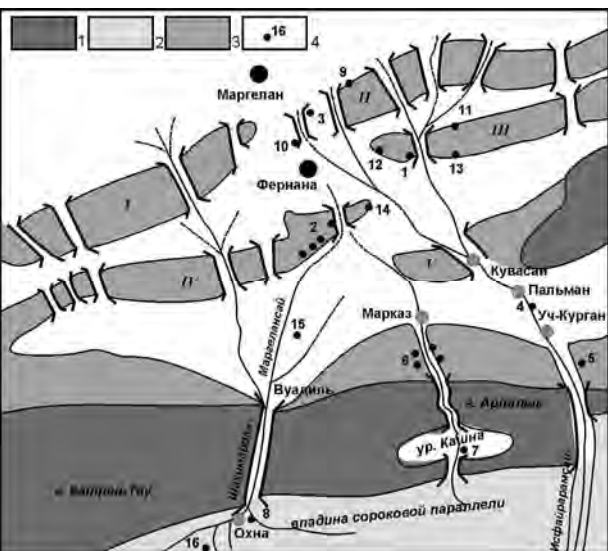


Рис. 9.38. Схема размещения основных палеолитических местонахождений Южной Ферганы

1 — сложенные палеозоом горные гряды; 2 — впадина сороковой параллели; 3 — адыры (I — Капчагайский, II — Кувинский, III — Найманский, IV — Кувасайский V — Чимионский); 4 — основные местонахождения (1 — Карамкуль, 2 — Ак-Там, 3 — Саурбулак, 4 — Пальман, 5 — Уч-Курган, 6 — Амбаргаз, 7 — Капчагай, 8 — Охна, 9 — Бешальш-сай, 10 — Джойдам, 11 — Арсип, 12 — Кошкурчи, 13 — Суфан (Суфияк), 14 — Пакане, 15 — Наукат, 16 — Джото-сай.

Ранов, 1973; Несмеянов, 1977₂; Несмеянов, Ранов, 1971].

1. Пещерные стоянки, связанные с “законсервированными” с ташкентского (Q_2) или голодностепского (Q_3) этапов участками верховьев речных долин. Типичные представители — пещеры Тешик-Таш (рис. 9.41) и Аман-Кутан (рис. 9.42). Такие пещеры и гроты с сохранившимися культурными слоями обычно расположены почти на уровне современных русел, т.е. так же, как и во время их заселения древними людьми.

К стоянкам открытого типа следует относить и мастерские, связанные с месторождениями каменного сырья. Не исключено, впрочем, что эти мастерские использовались и в качестве временных лагерей.

5. Мастерские, представляющие собой каменоломни в бортах горных долин — Капчагайске каменоломни (см. рис. 9.35 А) Они приурочены к выходам горных пород, обладающих раковистым изломом. В разных местах использовались стекловатые лавы, тонкозернистые туфы, микрокварциты, яшмы и т.п. В некоторых районах для поделок использовались кремнистые конкреции и окремненные известняки.

6. Мастерские на прирусловых галечных косах — Ак-Джар (рис. 9.39). Это местонахождение связано с ядром четвертичной антиклинали, на своде которой периодически возникали галечные косы в русле низовой р. Вахш [Костенко и др., 1961].

7. Особую группу представляют стоянки и мастерские (особенно позднепалеолитические и мезолитические) располагавшиеся возле родников (Ходжа-Гор, Кульбулак — рис. 9.40).

9.6.1.2. Местонахождения и стоянки пещерного типа

Описано большое разнообразие геоморфологического положения пещерных стоянок [Ранов, Несмеянов, 1973; Несмеянов, 1977₂; Несмеянов, Ранов, 1971].

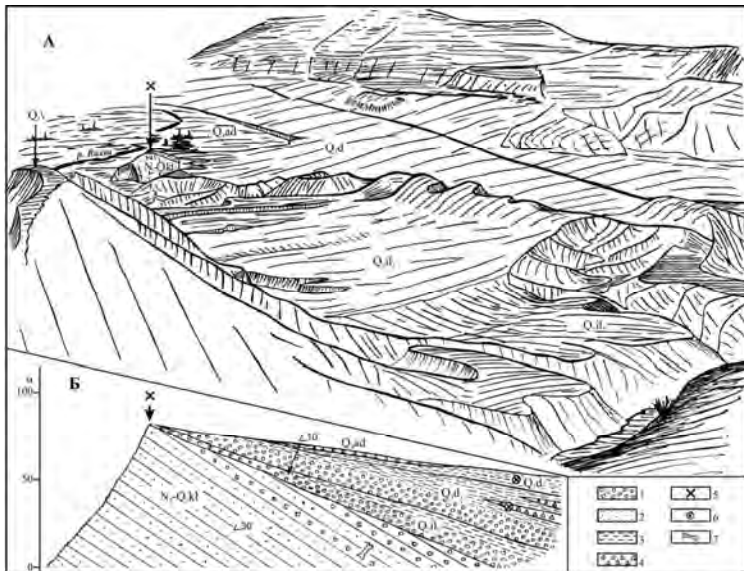


Рис. 9.39. Местонахождение Ак-Джар [Ранов, Несмеянов, 1973]

А — вид на местонахождение с севера; Б — геологический профиль

1 — галечник; 2 — песок и песчаник; 3 — лессовидный суглинок; 4 — щебень; 5-6 — мустьерские изделия: 5 — подъемные в осадках древней прирусловой косы на своде поднятия, 6 — переотложенные; 7 — кости.

верхности ближайших к руслу, довольно высоких террас, преимущественно у их бровок. Это связано с выбором наиболее благоприятных палеоэкологических ситуаций, которые обеспечивали безопасность, удобство проживания (близость к воде, топливу и т.п.), а также условия для выслеживания добычи, охоты и собирательства.

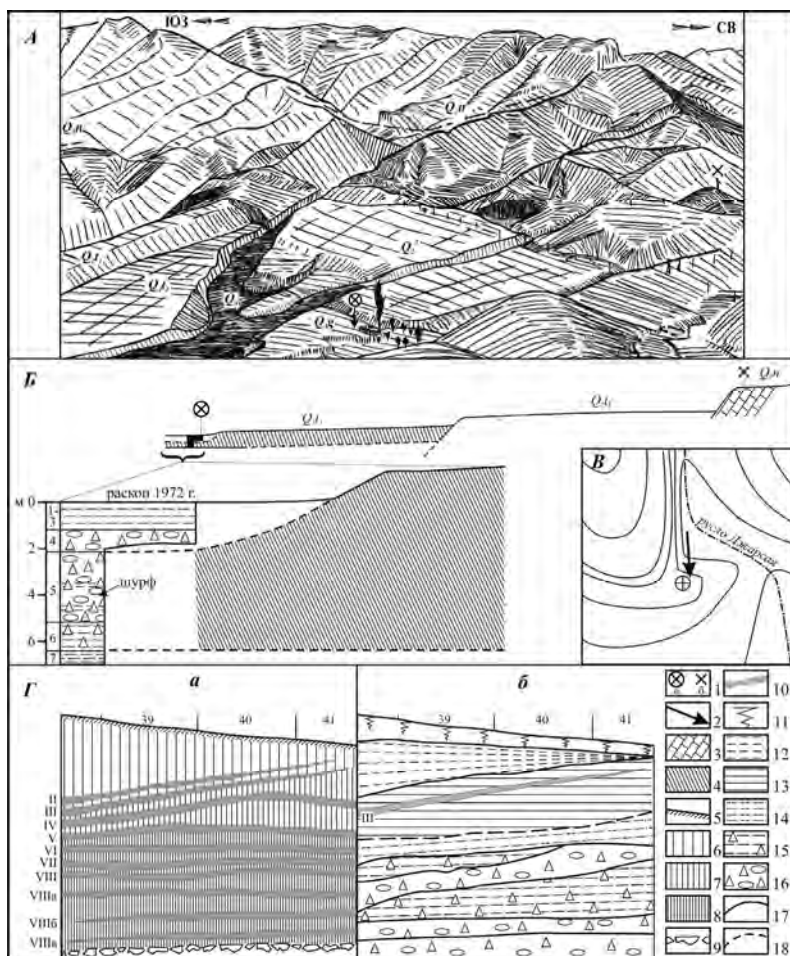


Рис. 9.40. Стоянка Кульбулак в Ангреной долине Северо-Западного Тянь-Шаня.

А — общий вид района стоянки; Б — геоморфологический профиль в районе стоянки и фрагмент этого профиля с раскопом и шурфом 1972 г.; В — план участка, на котором стрелкой показано вероятное направление селевых “выбросов” из Джарсяя в сторону стоянки; Г — варианты документации одного и того же фрагмента раскопа 1972 г. (а — по М.Р. Касымову, б — по С.А. Несмеянову).

1 — археологические объекты: а — местоположение стоянки; б — местоположение палеолитической мастерской; 2 — направление селевых выбросов из Джарсяя в сторону стоянки (на В); 3 — известняки в цоколе террасы; 4 — селевые отложения на позднеаташкентской террасе; 5-10 — (на Га): 5 — дерновый слой, 6 — супесь, 7 — аллювиально-озерные отложения, 8 — суглинок, 9 — обломочный материал, 10 — культурные слои (на Гб — визуально опознаваемый культурный слой); 11-18 — (на Б и Гб): 11-16 — отложения в раскопе и шурфе: 11 — почвенный горизонт; 12 — делювиальный суглинок; 13-14 — глины озерные: 13 — чистые, 14 — обогащенные песчано-гравийным материалом; 15-16 — пролювиально-селевые отложения: 15 — щебнисто-глинистые, 16 — валунно-щебнистые; 17 — геологические границы; 18 — корреляционные линии.

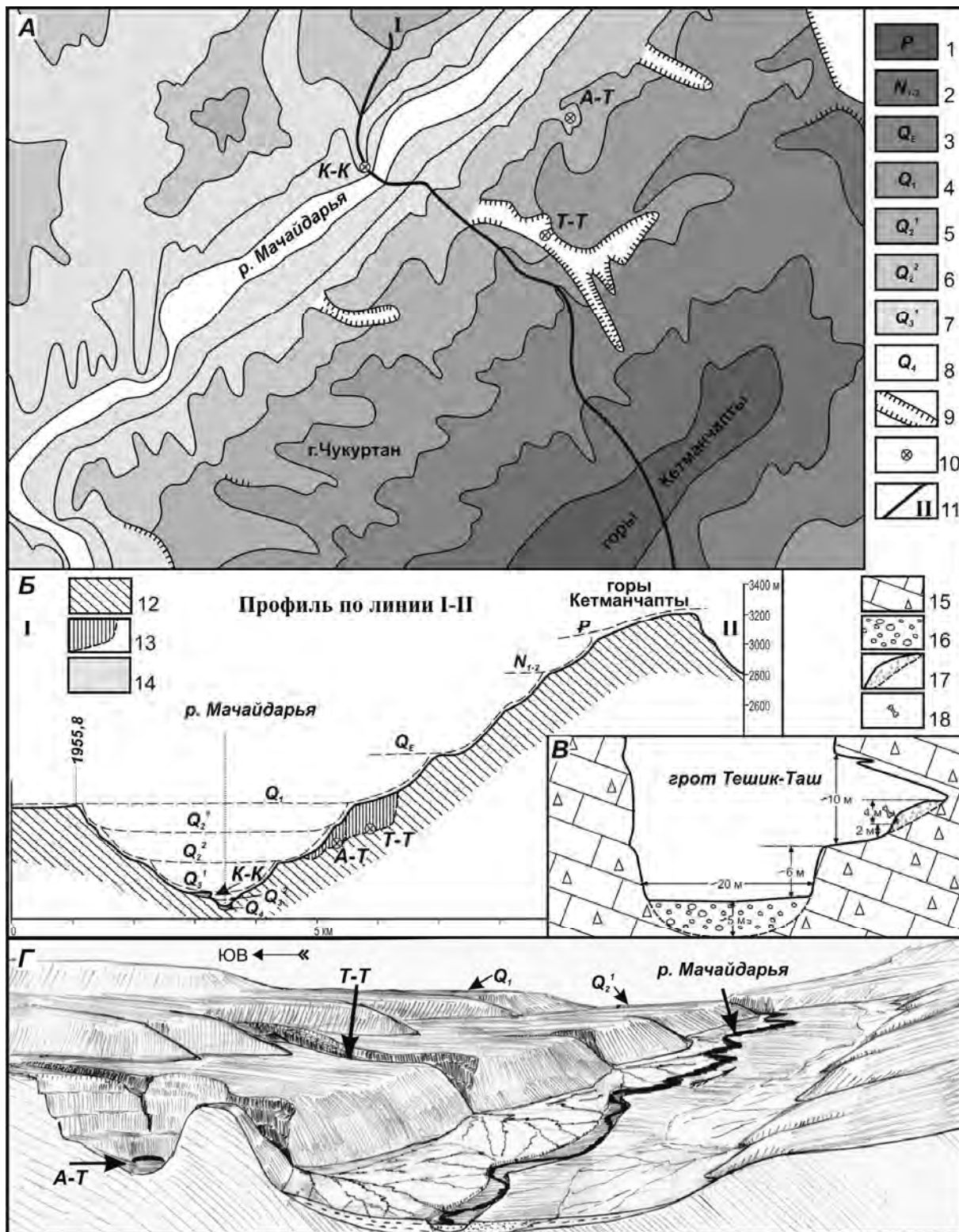


Рис. 9.41. Мустьерские стоянки в гротах Тешик-Таш и Амир-Темир, расположенные в “законсервированных” верховьях долин левых притоков р. Мачайдарья в юго-западных отрогах Гиссаро-Алая

А — геоморфологическая карта; Б — геоморфологический профиль по линии I-II;

В — профиль прирусловой части ущелья у грота Тешик-Таш [Ранов, Несмеянов, 1973];

Г — реконструкция позднеаташкентского палеорельефа района среднего течения р. Мачайдарья на время обживания мустьерских стоянок в навесах Тешик-Таш и Амир-Темир [Несмеянов, Ранов, 1971].

На А: 1-7 — возраст геоморфологических уровней: 1 — палеогеновый (P), 2 — миоплиоценовый (N_{1,2}), 3 — эоплейстоценовый (кулякского этапа — Q_E), 4 — вахшского этапа (Q₁), 5 — раннеилакского этапа (Q₂¹), 6 — позднеилакского этапа (Q₂²), 7 — душанбинского этапа (Q₃), 8 — амударьинского этапа (Q₄); 9 — обрывы и эрозионные ущелья; 10 — пещерные стоянки (мустьерские: Т-Т — Тешик-Таш, А-К — Амир-Темир; мезолитическая К-К — Катта-Курган); 11 — линия геоморфологического профиля.

На Б: 12 — мезозойские отложения, 13 — проекция эрозионных врезов ущелий, 14 — аллювий.

На В: 15 — брекчированные юрские известняки, 16 — аллювий, 17 — пещерные отложения, 18 — кости.

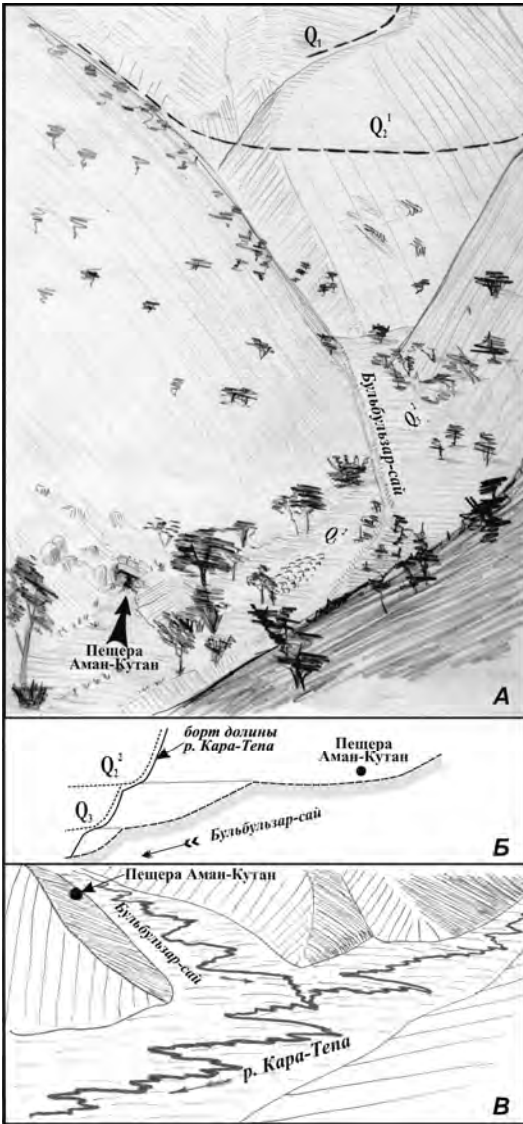


Рис. 9.42. Пещера Аман-Кутан
[Ранов, Несмеянов, 1973]

А — долина Бульбульзар-сая в районе пещеры; Б — соотношение террасовых уровней Бульбульзар-сая и р. Кара-Тепя; В — палеогеографическая реконструкция низовий Бульбульзар-сая на конец ташкентской эпохи

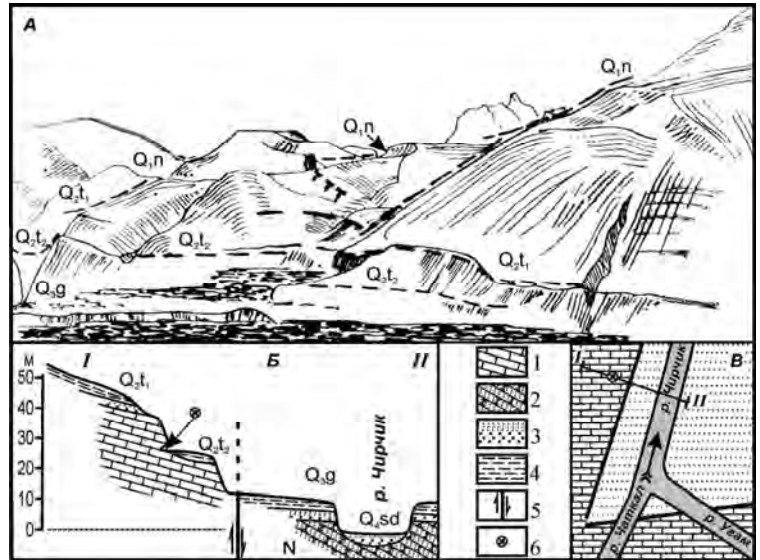


Рис. 9.43 Грот Ходжакент [Ранов, Несмеянов, 1973]

А — левый борт долины р. Чирчик у грота; Б — соотношение террас в районе грота; В — схема соотношения дочетвертичных отложений в районе грота

1 — палеозойские терригенные отложения; 2 — неогеновые терригенные отложения; 3-4 — аккумулятивный чехол террас; 3 — пески и галечники, 4 — лесс; 5 — предполагаемые разрывные нарушения (на профиле — направление смещений крыльев); 6 — грот Ходжакент.

9.6.2. Реконструкции кавказских палеолитических стоянок.

Из всего множества известных на Западном и Центральном Кавказе палеолитических памятников для анализа современного геоморфологического положения первичных местонахождений с сохранившимися культурными слоями может быть использовано всего около двух десятков стоянок [Несмеянов, 1999]. Важно, что они примерно поровну распределены на северном и южном склонах Большого Кавказа (табл. 9.11).

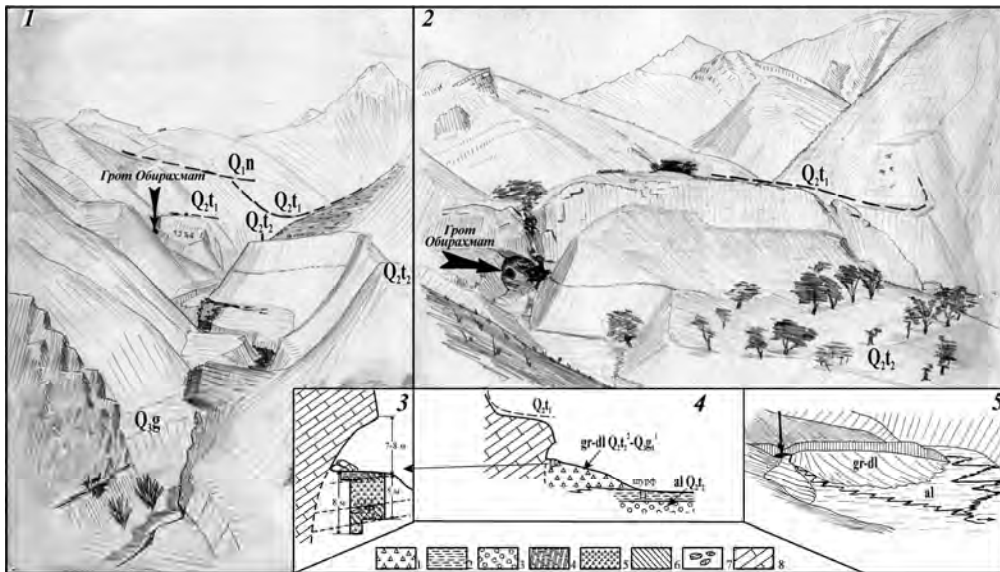


Рис. 9.44. Грот Обирахмат

[Ранов, Несмеянов, 1973]

1 — низовья долины Пальтав-Сая, 2 — участок долины Пальтав-Сая в районе грота, 3 — разрез археологического раскопа в гроте, 4 — геолого-геоморфологический профиль, 5 — реконструкция палеорельефа на конец ташкентского этапа (Q_{2t_2}).

1-3 — типы отложений: 1 — гравитационные склоновые, 2 — покровные, преимущественно суглинистые, 3 — аллювиальные; 4-7 — литологическая характеристика отложений, вскрытых археологическим раскопом: 4 — пылеватый суглинок с мелким щебнем, 5 — щебень с мелкими глыбами, 6 — слои обогащенные распыленным углистым материалом, 7 — глыбы известняков; 8 — палеозойские известняки.

Основные палеолитические стоянки изученной части Западного Кавказа

Склоны Большого Кавказа	Районы поселений	№№ на рис. 9.45, 9.48	Стоянка		Возраст первичного заселения
			Название	Тип*	
Северный	—	1	Ильская	о	мустье
	Майкопский	2	Среднехаджохская	о	ашель
		3	Каменноостская	п	поздний палеолит
		4	Даховская	п	ранний палеолит?, мустье
	Лагонакский	5	Матузка	п	мустье
		6	Мезмайская	п	мустье
	Губский	7	Баракаевская	п	мустье
		8	Монашеская	п	мустье
		9	Губский навес №1	п	мустье
		10	Сатанай	п	поздний палеолит
	Баранакский	11	Треугольная	п	ашель
Южный	Сочинско-Адлерский	12	Малая Воронцовская	п	мустье
		13	1-я Хостинская	п	мустье
		14	2-я Хостинская	п	мустье
		15	Навалишеская	п	мустье
		16	Кепшинская	п	мустье
		17	Ахштырская	п	мустье
	Кударский	18	Кударо I	п	ашель
		19	Кударо II	п	ашель
		20	Кударо III	п	ашель

* Стоянки: о — открытого типа, п — пещерного типа

Благоприятным обстоятельством для сопоставления геоморфологического положения стоянок является принципиальное сходство стратиграфических схем плиоценовых и плейстоценовых террасовых образований северного и южного склонов хребта. Поэтому можно при анализе пользоваться сводными подразделениями, для обозначения которых привлекаются либо индексы: Q_E ; Q_1^2 ; $Q_2^1(Q_2^{1a}, Q_2^{1b})$; $Q_2^2(Q_2^{2a}, Q_2^{2b})$; Q_3^1 и Q_3^2 , либо названия комплексов и подкомплексов наиболее обстоятельно проработанной стратиграфической схемы северного склона Большого Кавказа (рис. 9.45). Характерно, что данная схема включает как речные, так и морские террасы.

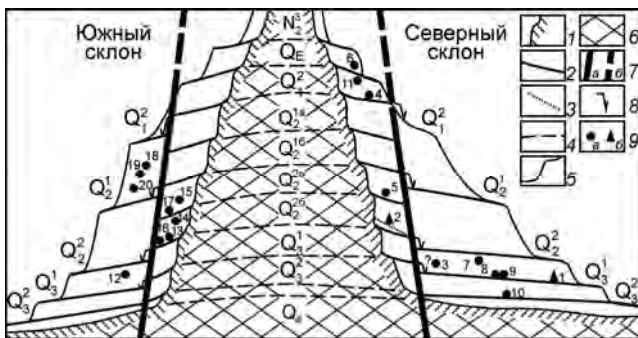


Рис. 9.45. Принципиальная схема геоморфологического положения палеолитических стоянок на северном и южном склонах Большого Кавказа [Несмеянов, 1999]

1-5 — геоморфологические элементы: 1 — русла рек, 2-4 — геоморфологические уровни: 2 — основные, 3 — локальные, 4 — корреляционные линии; 5 — склоны, опирающиеся на террасовые уровни; 6 — ороген; 7 — тектонические нарушения (а — разрывы, б — их проекции); 8 — вертикальные смещения геоморфологических уровней; 9 — стоянки (а — открытого и б — пещерного типов) и их номера (см. табл. 9.11)

Следует подчеркнуть большую неравномерность представительности разных типов стоянок. Так, стоянок открытого типа всего две (одна мустьерская и одна позднеашельская), т.е. на порядок меньше, чем стоянок пещерного типа. По возрасту первичного заселения явно преобладают мустьерские стоянки. Верхнепалеолитических стоянок всего четыре — все пещерные, а ашельских — пять, из которых только одна открытого типа. Соответственно, наиболее представителен материал по анализу распределения мустьерских стоянок. В принципе сходная картина неравномерной представительности с преобладанием именно мустьерских стоянок отмечалась ранее и для Среднеазиатских регионов [Ранов, Несмеянов, 1973].

9.6.2.1. Геоморфологическая датировка стоянок открытого типа

Две разновозрастные стоянки открытого типа связаны с разновозрастными геоморфологическими уровнями. Мустьерская стоянка Ильская приурочена к вюшатскому (Q_3^1) уровню (рис. 9.46), а Среднехаджохская позднеашельская стоянка — в целом к позднехаджохскому (Q_2^{2a}) уровню (рис. 9.47).

На Ильской стоянке (Ильская 2) культурный слой 7, очевидно, синхронен средней или нижней части вюшатского аллювия, а культурный слой 6 — верхам пойменной фации этого аллювия. Все более молодые (1-5) культурные слои стоянок Ильская 1 и Ильская 2 с абсолютными датировками $37,2 \pm 1,8$; $40,8 \pm 1,2$ и 47 ± 2 тыс. лет отвечают покровной толще вюшатской террасы и в значительной мере синхронны времени формирования майкопской террасы (Q_3^2). Полезно напомнить, что для древесины из аллювия абадзехской (Q_4^1) террасы имеется абсолютная датировка $9 \pm 0,1$ тыс. лет.

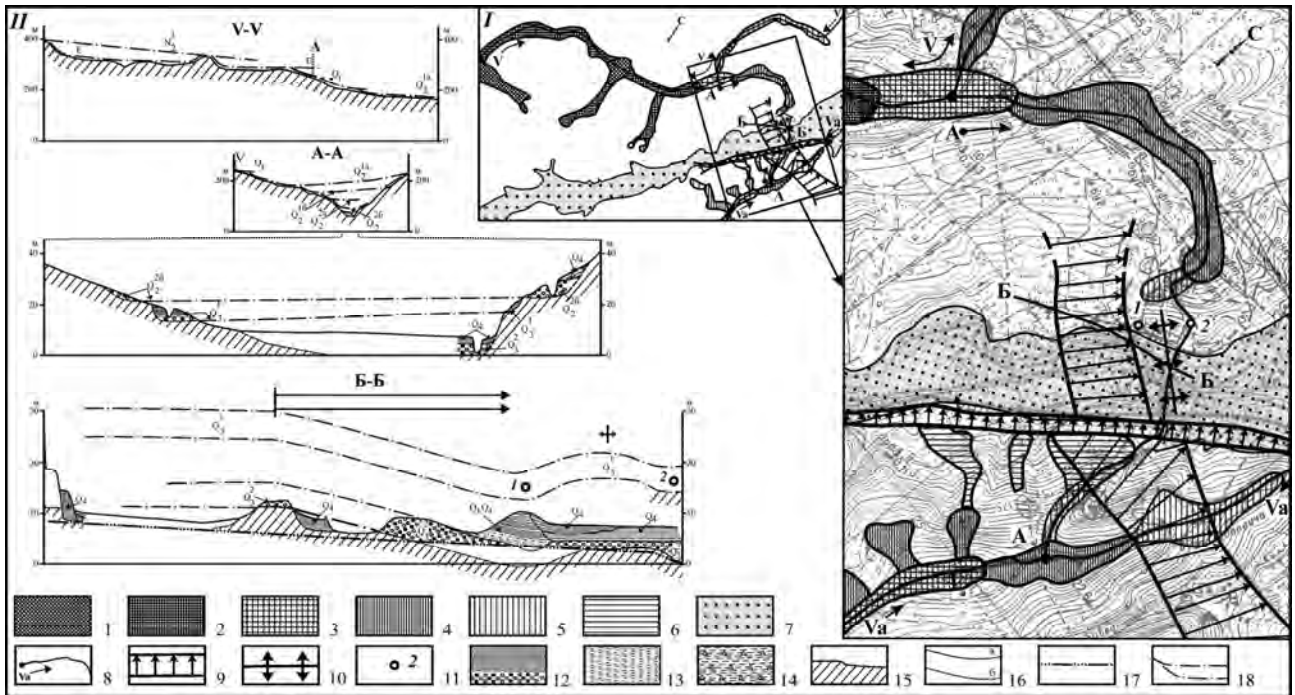


Рис. 9.46. Ильская мустьевская стоянка

I — структурно-геоморфологическая схема района и ее фрагмент на участок палеолитических стоянок
II — геолого-геоморфологические профили: **V-V** — фрагмент регионального профиля, **A-A** — поперечный, через долину р. Иль в районе стоянки и его фрагмент, **Б-Б** — вдоль русла р. Иль, фиксирующий молодые тектонические деформации речных террас (со снесенными на него палеолитическими стоянками).

На схемах. 1-6 — геоморфологические уровни: 1 — “акчагыльский” (N_2^3); 2 — “апшеронский” (E); 3 — воздвиженский (Q_1); 4-5 — курджипские: 4 — ранний (Q_2^{1a}), 5 — поздний (Q_2^{1b}); 6 — раннехаджохский (Q_2^{2a}); 7 — голоценовые аккумулятивные отложения в днище долины; 8 — линии геоморфологических профилей; 9 — флексуры; 10 — ось антиклинального перегиба верхнеплейстоценовых террас; 11 — палеолитические стоянки Ильская 1 (1) и Ильская 2 (2).

На профилях. 12-13 — террасовые отложения: 12 — аллювиальные различного гранулометрического состава от песка до валунных галечников, 13 — подпрудноаллювиальные, преимущественно глинистые; 14 — покровные субаральные суглинистые и суглинисто-щебнистые отложения; 15 — коренные породы в цоколе террас; 16 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 17-18 — корреляционные линии: 17 — тальвега р. Иль, 18 — геоморфологических уровней.

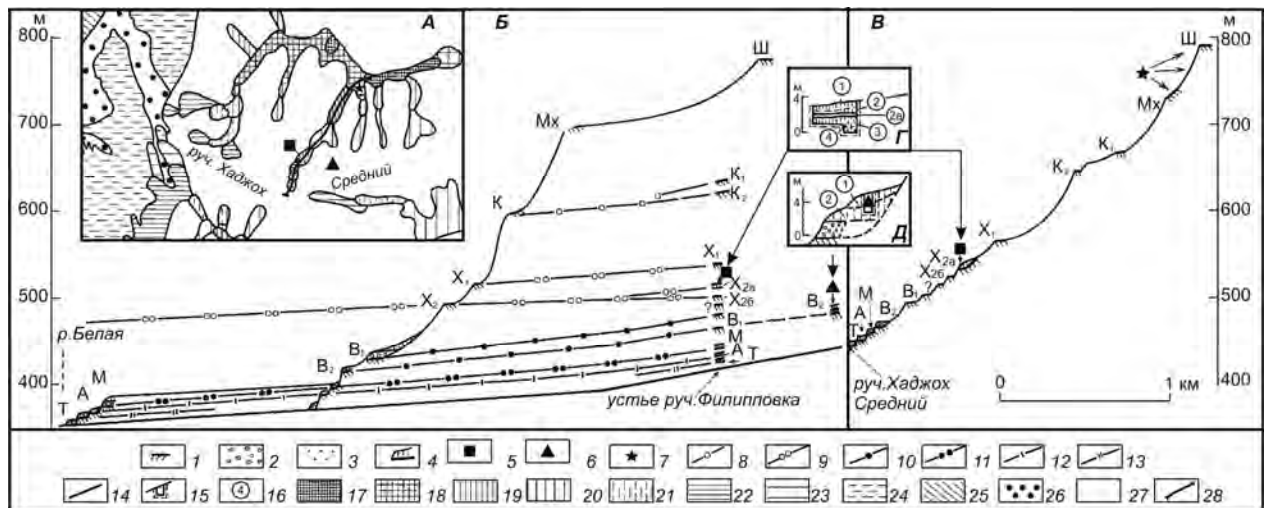


Рис. 9.47. Геоморфологическое положение памятников каменного века в долине руч. Хаджох Средний [Несмеянов, 1999]

A — схема расположения местонахождений, **Б-В** — геоморфологические профили по правобережью ручья (**A** — продольный, **Б** — поперечный), **Г-Д** — схемы разрезов (**Г** — раскопа на Среднехаджохской стоянке, **Д** — Шаханского местонахождения).
 1 — цоколи террас; 2 — грубый русловой аллювий; 3 — предположительно пойменный песок; 4 — покровные отложения; 5 — Среднехаджохская стоянка; 6 — Шаханское местонахождение; 7 — Шаханская мастерская; 8-13 — корреляционные линии геоморфологических уровней: 8 — курджипских (K, K_1, K_2), 9 — хаджохских (X_1, X_2, X_{2a}, X_{2b}), 10 — вюшатских (B_1, B_2), 11 — майкопского (M), 12 — абадзехского (A), 13 — тульского (T); 14 — русло ручья; 15 — шурфы и раскопы; 16 — номера слоев;
 17-28 — **на A**: 17-26 — террасовые уровни 17 — шаханский (Ш), 18 — махашевский (Mx), 19 — курджипский, 20 — раннехаджохский, 21 — позднехаджохский, 22 — ранневюшатский, 23 — поздневюшатский, 24 — майкопский, 25 — абадзехский, 26 — белореченский; 27 — склоны не расчлененные, 28 — линия профиля, показанного на **A**

Нижний, предположительно культурный или слабо перемещенный, слой (4-ый) Среднехаджохской стоянки отвечает пойменным отложениям древнего элемента позднехаджохского геоморфологического уровня (Q_2^{26}), а остальные (1-3) культурные слои связаны с залегающими выше по разрезу покровными отложениями. Все слои отвечают позднему ашелю. Наиболее представлен культурный слой 2а.

Поскольку здесь изучены самые тыловые части террасы, было высказано предположение о том, что культурный слой 3 может быть синхронен либо концу аккумулятивной фазы древнего элемента позднехаджохской террасы (Q_2^{26-1}), либо эрозионной фазе ее молодого элемента (Q_2^{26-2}) [Несмеянов, Голованова, 1988].

9.6.2.2. Геоморфологическая датировка пещерных полостей

Пещерные полости, как северного, так и южного склонов Большого Кавказа, заселявшиеся в палеолите, развиты в широком возрастном диапазоне эрозионных врезов, охватывающем весь плейстоцен (см. рис. 9.45). На обоих склонах позднепалеолитические мустьерские и ашельские стоянки занимают также весьма широкий диапазон врезов, различаясь в основном по наиболее низкому расположению пещер с соответствующим наиболее ранним заселением. Суммарная картина данного явления (рис. 9.48) такова:

- ❖ пещеры, заселяющиеся с позднего, палеолита концентрируются в пределах следующих врезов:

- майкопского (Q_3^2) — Сатанай, Руслановская;
- вюшатского (Q_3^1) — Каменноостская, Касожская;

- ❖ мустьерские пещеры приурочены к врезам:

- вюшатскому (Q_3^1) — Монашеская и Губский навес №1 в его нижней части; Баракаевская и Малая Воронцовская — в верхней;
- хаджохским (Q_2^2):
 - позднему (Q_2^{26}) — 1-я Хостинская и Кепшинская в нижней части, 2-я Хостинская — в верхней;
 - раннему (Q_2^{2a}) — Матузка и Ахштырская в нижней части, Навалишенская — в верхней;
- воздвиженскому (Q_1^2) — Даховская,
- “апшеронскому” (Q_E) — Мезмайская.

- ❖ ашельские пещеры связаны с:

- курджипским (Q_2^1) врезом (Кударо-I, II, III),
- воздвиженским (Q_1^2) врезом (Треугольная),
- “апшеронским” (Q_E) врезом (Цона).

Очевидна разновозрастность геоморфологически наиболее молодых пещер с разновозрастным заселением:

- ✓ ашельское заселение закончилось в курджипском (Q_2^1) этапе,
- ✓ мустьерское — в вюшатском (Q_3^1),
- ✓ позднепалеолитическое, вероятно, в майкопском (Q_3^2), но возможно и в начале абадзехского (Q_4^1) этапа.

Характерно, что геоморфологически наиболее молодые мустьерские стоянки пещерного и открытого типов связаны с вюшатским эрозионно-аккумулятивным подкомплексом местной стратиграфической шкалы. Судя по геоморфологическому положению Среднехаджохской стоянки открытого типа вполне допустимо предполагать, что в хаджохском эрозионном врезе возможны позднеашельские стоянки пещерного типа. С этих позиций понятна приуроченность к воздвиженскому эрозионному врезу пещерной стоянки Треугольная с раннеашельскими культуросодержащими отложениями. В то же время присутствие мустьерских слоев в Даховской стоянке (воздвиженский врез) и стоянке Мезмайская (“апшеронский” врез) показывает, что заселение верхних частей долинных бортов было связано с определенными специфическими палеоэкологическими обстановками. В частности для стоянок в Даховской и Мезмайской пещерах, по-видимому, определяющим условием была близость локальных источников воды, обусловленная наличием родника (Даховская) или близкого бокового притока с “законсервированной” долиной (Мезмайская).

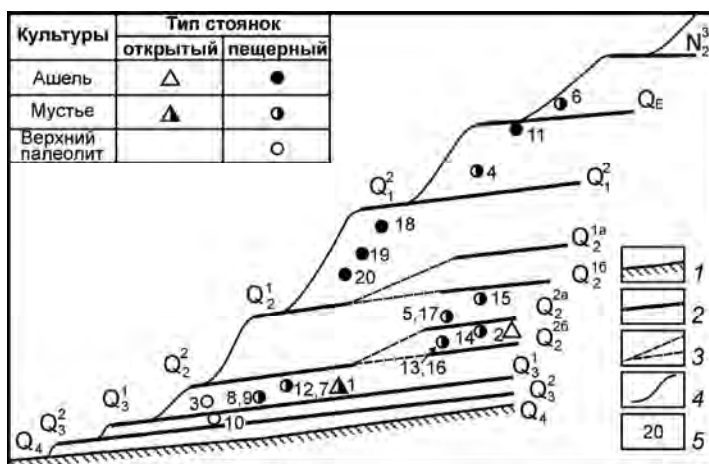


Рис. 9.48. Сводная принципиальная схема геоморфологического положения палеолитических стоянок западной части Большого Кавказа [Несмеянов, 1999]

1 — русло реки, 2 — плейстоценовые геоморфологические уровни, 3 — расщепление региональных уровней, 4 — склоны опирающиеся на террасовые уровни, 5 — стоянки и их номера (см. табл. 9.11).

Суммируя материалы по геоморфологическому положению палеолитических стоянок и местонахождений Западного Кавказа можно сделать следующие выводы.

- ❖ В палеолите человеком была так или иначе освоена вся территория западной части Большого Кавказа и его предгорий. По крайней мере, со среднего палеолита пещерные стоянки появились в приводораздельной части хребта (плато Лагонаки).
- ❖ Выявлен ряд районов, где группируются наиболее важные из известных ныне стоянок и местонахождений (группы Майкопско-Лагонакская, Губская, Баранакская, Сочинско-Адлерская на Северо-Западном Кавказе; Кударинская — на Центральном). Большое число проведенных к настоящему времени археологических разведок в разных частях Большого Кавказа и его предгорий не позволяют исключить предположение о том, что обнаружены по крайней мере некоторые из районов первичной концентрации древнейшего населения.
- ❖ Малочисленность стоянок открытого типа и их концентрация в предгорьях позволяют предположить, что горные районы осваивались древним человеком преимущественно с помощью пещерных стоянок. В горах и высоких предгорьях поселения открытого типа, скорее всего, представляли собой преимущественно кратковременные охотничьи лагеря, разбираемые лишь в наиболее благоприятные сезоны.
- ❖ Одновозрастные пещерные стоянки обычно занимают широкий диапазон разновозрастных эрозионных врезов: 1) позднепалеолитические — Q_3^2 и Q_3^1 ; 2) мустьерские — Q_3^1 , Q_2^2 , Q_2^1 , Q_1^2 и $N_2^3-Q_1^1$; 3) ашельские — Q_2^1 , Q_1^2 и $N_2^3-Q_1^1$.
- ❖ Разновозрастное заселение наиболее молодых пещер: 1) ашельское заселение началось в курджипском (Q_2^1) этапе, 2) мустьерское — в вюшатском (Q_3^1), 3) позднепалеолитическое — в майкопском (Q_3^2). Судя по геоморфологическому положению Среднехаджохской стоянки открытого типа вероятно заселение в позднем ашеле пещер в хаджохском (Q_2^2) эрозионном врезе.
- ❖ Анализ соотношения возраста пещерных полостей и наиболее древних культурных слоев и культуросодержащих отложений позволяет сделать вывод о достаточно быстром освоении древними людьми большинства появившихся на поверхность или ставших доступными палеоэкологически благоприятных пещерных полостей.
- ❖ Принятая корреляция речных террас с морскими позволяет охарактеризовать абсолютный возраст эрозионных врезов, с которыми связаны рассматриваемые пещерные стоянки. В частности, Монашеская, Баракаевская, Губский навес № 1, Сквозная и Малая Воронцовская пещеры моложе 120 тыс. лет, обе Хостинские и Кепшинская — моложе 130 тыс. лет, а Матузка, Навалишенская и Ахштырская — вряд ли могут быть существенно древнее 150 тыс. лет.
- ❖ Кударские пещеры стали доступны для заселения скорее всего в интервале от 150-200 до 300-400 тыс. лет, а Треугольная — около 600 тыс. лет.

9.6.2.3. Сравнительный палеоэкологический анализ разновозрастных поселений

Типизация палеоэкологических ситуаций разновозрастных стоянок рассматривается в двух основных аспектах. Первый анализирует изменение абсолютной и относительной высоты рельефа в разные периоды обживания каждой стоянки. Второй аспект касается выявления наборов одновозрастных стоянок. Оба аспекта позволяют охарактеризовать диапазоны высотной освоенности гор древним человеком, а совместно с палеоботаническими и палеоэкологическими материалами — наиболее эффективные типы охоты и другой хозяйственной деятельности. Понятно, что по мере накопления археологических, палеонтологических и палеоландшафтных материалов использование полученных палеогеографических данных будет становиться все более разносторонним и эффективным.

Следует отметить, что для памятников, особенно пещерных, заселявшихся неоднократно на протяжении длительного времени (десятки и сотни тысяч лет), палеогеоморфологическая обстановка могла существенно различаться в разновременные эпохи их обживания. Это особенно важно для Кавказа, где много длительно населявшихся или посещавшихся пещер. При этом могла меняться и морфология самой пещеры, как это имело место, например, на стоянке Матузка [Несмеянов, 1993₂, 1999].

Поскольку в рассматриваемом регионе изучено всего две разновозрастные стоянки открытого типа, подобный сравнительный анализ целесообразен в основном для пещерных стоянок [Несмеянов, 1999]. С этой целью в табличной форме даны обобщения:

- ✓ относительных высот пещерных стоянок над руслом ближайшей реки (табл. 9.12);
- ✓ их абсолютных высот (табл. 9.13) и
- ✓ диапазона изменения абсолютной высоты наиболее древних стоянок со времени их первичного заселения до современности (табл. 9.14).

Таблица 9.12

Относительные высоты пещерных стоянок Северо-Западного Кавказа над руслом ближайшей реки в эпохи их палеолитического заселения (округленные значения на конец этапов).

Склоны Большого Кавказа	Районы	Пещерные стоянки	Относительные палеовысоты в метрах									
			Верхний палеолит		Мустье		Ашель					
			Q ₄ ¹	Q ₃ ²		Q ₃ ¹		Q ₂ ²		Q ₂ ¹	Q ₁ ²	
	б	а	б	а	б	а						
Северный	М	Каменноостская		~30								
	Л	Матузка				75-160						
		Мезмайская		140		120-130						
	Г	Баракаевская			50-60							
		Касожская	70-75									
		Губский навес № 1	50	75	35							
		Монашеская		40	30							
		Руслановская	20-25									
Б	Сатанайская	15										
Южный	С	Треугольная			35			35?		30	20	
		М.Воронцовская	60		50		30					
		1-я Хостинская	85		65		45	5-10				
		2-я Хостинская	85		65		45	10				
		Новалищенская	95		85		70	50	20			
		Кепшинская	50		35		20-25	~0				
	К	Ахштырская	95		90		60	35	10?			
		Кударо I		210		190		150		70		
	Диапазон палеовысот на Западном Кавказе		Кударо II		190		170		130		50	
			общий	50-95	30-210	30-90	120-130	20-160	0-50	10-20	30-70	20
на северном склоне			15-75	30-210	30-60	120-130	75-160	35	—	30	20	
		на южном склоне	50-95	—	35-90	—	20-70	0-50	10-20	—	—	

Районы: М — Майкопский, Л — Лагонакский, Г — Губский, Б — Баранакский, С — Сочинско-Адлерский, К — Кударинский.

Таблица 9.13

Абсолютные палеовысоты пещерных стоянок Северо-Западного Кавказа в эпохи их палеолитического заселения (высоты в метрах даны на конец этапов)

Склоны Большого Кавказа	Районы	Пещерные стоянки	Относительные палеовысоты в метрах									
			Верхний палеолит		Мустье		Ашель					
			Q ₄ ¹	Q ₃ ²		Q ₃ ¹		Q ₂ ²		Q ₂ ¹	Q ₁ ²	
	б	а	б	а	б	а						
Северный	М	Даховская				750						
	Л	Матузка			700		650					
		Мезмайская		1270		1250						
	Г	Баракаевская										
		Касожская	830									
		Губский навес № 1	800	760	730							
		Монашеская		760	730							
		Руслановская	770									
Б	Сатанайская				750							
Южный	С	Треугольная		1400				1300		1150	1000	
		М.Воронцовская	320		300		240					
		1-я Хостинская	180		155		130	90				
		2-я Хостинская	160		135		95	80				
		Новалищенская	200		180		160-150	120	70-80			
		Кепшинская	220		200		180	150				
	К	Ахштырская	165		160		125	95	65			
		Кударо I — III		1500		1450		1350		1200		
	Диапазон палеовысот на Западном Кавказе		общий	50-95	30-210	30-90	120-130	20-160	0-50	10-20	30-70	20
			на северном склоне	15-75	30-210	30-60	120-130	75-160	35	—	30	20
на южном склоне			50-95	—	35-90	—	20-70	0-50	10-20	—	—	

Районы: М — Майкопский, Л — Лагонакский, Г — Губский, Б — Баранакский, С — Сочинско-Адлерский, К — Кударинский.

Таблица 9.14

Увеличение абсолютной высоты пещеры или стоянки открытого типа с эпохи ее заселения до настоящего времени на Северо-Западном Кавказе (округленные величины даны в метрах)

Склоны Большого Кавказа	Районы	Пещерные стоянки		Эпохи обживания (тыс. лет)								
		Название	Тип*	Q ₃ ²	Q ₃ ¹	Q ₂ ²	Q ₂ ¹	Q ₁ ²				
				60 -	70	12	0	150 -	200	300 -	400	700
				Мустье			Ашель					
позднее	раннее и архаичное	поздний и развитой	ранний									
		Среднеадажохская	о			130-150						
Северный	М	Даховская	п		100							
	Л	Матузка	п	20	70							
		Мезмайская	п	40	60							
	Г	Баракаевская	п		150-200							
		Губский навес № 1 и Монашеская	п	100-150								
Б	Треугольная	п	100		200	350	500					
Южный	С	М.Воронцовская	п		100							
	К	Кударо I—III	п	100?:	150?:	250	400	500				
		Максимальные величины изменения абсолютной высоты		150	200	250	400	500				
* Типы: о — открытый, п — пещерный												
Районы: М — Майкопский, Л — Лагонакский, Г — Губский, Б — Баранакский, С — Сочинско-Адлерский, К — Кударинский.												

Для некоторых палеоэкологических оценок представляет интерес характер основной охотничьей добычи (табл. 9.15). Последнюю целесообразно разделить на три типа, определяющих специфику охоты:

- 1) пещерные обитатели — главным образом пещерный медведь;
- 2) быстро бегающие часто стадные обитатели преимущественно открытых, обычно равнинных пространств — бизоны, быки, лошади; к этой группе тяготеют, по-видимому, и лесные олени, хотя они могут подниматься и достаточно высоко в горы;
- 3) высокогорные жители, обычно со значительной сезонной вертикальной миграцией — козлы, бараны.

Таблица 9.15

Типы главной охотничьей добычи в пещерных стоянках Северо-Западного Кавказа.

Склоны Большого Кавказа	Районы	Пещерные стоянки	Пещерный медведь			Бизон или бык; лошадь или олень			Козел или баран		
			ашель	мустье	верхний палеолит	ашель	мустье	верхний палеолит	ашель	мустье	верхний палеолит
Северный	М	Каменноостская						+			+
	Л	Матузка		+						+	
		Мезмайская									
	Г	Баракаевская						+			+
		Касоужская							+		+
		Губский навес № 1						+	+		+
		Монашеская						+			+
Руслановская								+			
Б	Сатанайская						+				
Южный	С	Треугольная				+					
		М.Воронцовская		+	?						
		1-я Хостинская		+							
		2-я Хостинская		+	+						
		Новалишенская		+	+						
		Кепшинская		+							+
	Ахштырская		+	+							
К	Кударо I		+	+						+	
	Кударо III		+	+						+	

Естественно, что охота на представителей каждой группы отличалась значительным своеобразием, которое должно было найти отражение не только в характере охотничьего инвентаря, но и всего уклада жизни (необходимость длительных далеких охотничьих экспедиций мужской части населения, сложная организация загонной охоты и т.п.). Как видно из этой таблицы, такая специфика была свойственна целым регионам. Например, большинство общин из пещерных стоянок южного склона Большого Кавказа в течение всего палеолита ориентировалось на добычу пещерного медведя, а жители пещерных и открытых стоянок северного склона и предгорий также в течение всего палеолита предпочитали охоту на подвижную дичь открытых или полуоткрытых, преимущественно равнинных пространств. В то же время население многих стоянок обоих склонов Большого Кавказа время от времени охотилось и на козлов или баранов, обитавших преимущественно в высокогорье.

Интересно проанализировать изменение максимальных величин палеоорграфических показателей пещерных стоянок.

1) Максимальные величины относительных высот обживаемых пещер (см. табл. 9.12) неуклонно нарастают от десятков метров в ашеле до примерно 150 м в мустье и 200 м в верхнем палеолите¹. Не исключено, что частично это было связано, во-первых, с длительным использованием удобных пещерных полостей, а во-вторых, с обживанием пещер, удобных для охоты не столько в долинах, сколько на водораздельных плато (Даховская и Мезмайская в мустье, Касожская — в конце позднего палеолита). Максимальные относительные высоты одновозрастно обжитых пещер на северном и южном склонах Кавказа близки.

2) Максимальные абсолютные высоты пещерных стоянок (см. табл. 9.13) возрастали от 1000 м в раннем ашеле до 1500 м в конце палеолита, т.е. в целом незначительно. Хорошие, более или менее долговременные стоянки, практически не поднимались выше 1500 м. Очевидно, истинное высокогорье (выше 2 км) осваивалось исключительно в процессе отдельных охотничьих вылазок. Максимальные высоты одновозрастных памятников на северном и южном склонах Большого Кавказа в целом близки.

3) Изменения абсолютной высоты длительно обживавшихся пещер (см. табл. 9.14) были довольно значительными, но все же не настолько, чтобы кардинально изменять высотную ландшафтную поясность их расположения. Так, даже для раннего (ранненеоплейстоценового) ашеля изменения абсолютной высоты по сравнению с современностью не превышали 0,5 км, а для раннего мустье, по-видимому, были не более 200 м. Следовательно, основные климатические изменения, фиксируемые палеоботаническим методом, определялись общепланетарными вариациями климата. Тем не менее, при детальном палеоландшафтных реконструкциях следует учитывать палеовысоты расположения древнейших палеолитических стоянок, особенно ашельских.

9.6.2.4. Типичные и аномальные палеоэкологические ситуации

Из-за малочисленности наиболее древних ашельских и мустьерских стоянок и обычной длительности их обживания целесообразно построение 3-х палеорекопструкций (рис. 9.49):

- на конец ашельской эпохи, т.е. на конец хаджожского этапа рельефообразования (Q_2^2);
- на конец мустьерской эпохи, т.е. на середину майкопского этапа рельефообразования (Q_3^2) и
- на конец позднпалеолитической эпохи, т.е. на абадзехский этап рельефообразования (Q_4^1).

На позднеашельском этапе (см. рис. 9.49А), когда уже было разработано днище позднехаджожского эрозионного вреза (Q_2^{26}):

- к хаджожскому комплексу террас приурочена Среднехаджожская стоянка открытого типа, расположенная в тыловой части низкой (временами пойменной) террасы на стрелке у устья бокового притока;
- пещерные стоянки приурочены к бортам трех региональных более древних эрозионных врезов (Q_2^1 — Кударские I, II, III; Q_1^2 — Треугольная; Q_E — Цонская) обоих склонов Большого Кавказа.

На позднемустьерском этапе (см. рис. 9.49Б), когда, по-видимому, только заканчивалась или только-только закончилась эрозионная фаза майкопского эрозионно-аккумулятивного цикла (Q_3^2) все стоянки на обоих склонах Большого Кавказа приурочены к более древним террасам и бортам эрозионных врезов:

- Q_3^1 — Ильская стоянка открытого типа, пещерные стоянки: в нижней части вреза — Монашеская и Губский навес №1; в верхней части — Баракаевская и Малая Воронцовская;

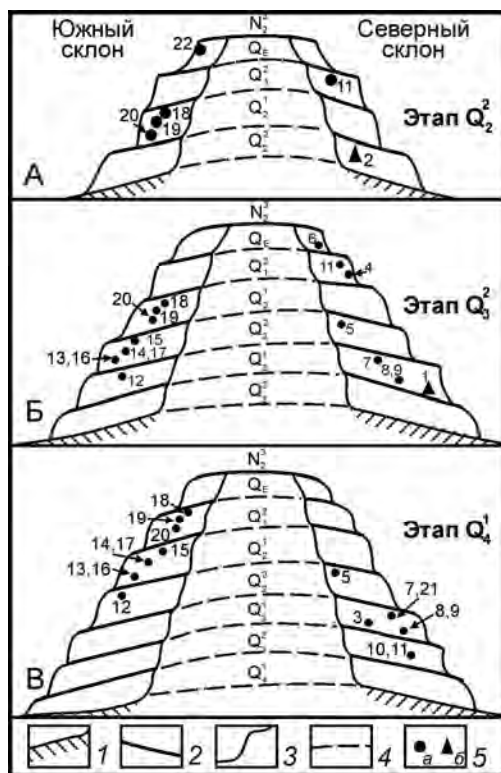


Рис. 9.49. Палеогеоморфологические ситуации расположения разновозрастных палеолитических стоянок на склонах Большого Кавказа [Несмеянов, 1999]
 А — позднеашельский этап (Q_2^2);
 Б — позднемустьерский этап (Q_3^2);
 В — финальнопалеолитический (Q_4^1)

1-4 — геоморфологические элементы: 1 — русла рек, 2 — геоморфологические уровни, 3 — склоны, опирающиеся на террасовые уровни; 4 — корреляционные линии; 5 — стоянки (а — открытого и б — пещерного типов) и их номера (1-20 — см. табл. 9.11, 21 — Касожская, 22 — Цона).

¹ Несколько большими являются указанные величины для Кударских пещер (до 130-150 м в конце ашеля и до 170-190 м в мустье). Это связано, очевидно, с их очень длительным периодическим обживанием и очень активным углублением долины р. Джоджоры.

- Q_2^2 — в нижней части вреза — 1-я Хостинская, Кепшинская; в средней его части — 2-я Хостинская, Ахштырская, Матузка; в верхней части — Навалишенская пещерные стоянки;
- Q_2^1 — Кударские I-III пещерные стоянки;
- Q_E — Мезмайская пещерная стоянка.

На финальнопалеолитическом этапе (см. рис. 9.49В), когда разрабатывался абадзехский эрозионный врез (Q_4^1), все пещерные стоянки приурочены к более древним эрозионным врезам:

- Q_3^2 — Сатанайская и Руслановская;
- Q_3^1 — Монашеская, Губского навеса № 1, Баракаевская, Касожская, Каменноостская, Малая Воронцовская;
- Q_2^2 — 1-я и 2-я Хостинские, Кепшинская, Ахштырская;
- Q_2^1 — Кударские-I-III.

Таким образом, на различных этапах человеком осваивались для жилья от 3 до 5 разновозрастных эрозионных врезов. При этом только небольшое число стоянок открытого типа (Среднехаджохская, Ильская) и пещерного (Кепшинская, Ахштырская?, Хостинские?) типов начали осваиваться, находясь очень близко от днища эрозионного вреза или речной поймы. Такие ситуации были возможны только в эпохи достаточно выработанного днища эрозионного вреза (Q_3^1 или Q_2^2). На стадиях активизации глубинной эрозии даже самые низкие поселения располагались достаточно высоко над углубляющимся, вероятно, узким руслом. Не исключено, что появление развернутого палеонтологического материала позволит детализировать благоприятность этих ситуаций для различных видов промыслов. Так, освоение наиболее высоких геоморфологических уровней было часто обусловлено наличием родников (Даховская, Баракаевская, Касожская пещеры) и удобством охоты на высоких плоских водоразделах. Не исключено, что некоторые геоморфологические ситуации были более благоприятны для собирательства, рыболовства и т.п.

В пространственном расположении пещерных палеолитических стоянок Северо-Западного Кавказа также намечаются определенные если не закономерности, то специфика. Они связаны с ориентировкой разных долин, в которых находятся эти стоянки.

В субширотных речных долинах независимо от их западной или восточной ориентировки заселенные пещеры и навесы располагаются на северных бортах долин. Это объясняется, скорее всего, благоприятной освещенностью привходовых частей таких пещер и навесов. На северном склоне Большого Кавказа в эту категорию попадают все разновозрастные стоянки Губского района (Баракаевская, Касожская, Губский навес № 1, Монашеская, Руслановская, Сатанайская), расположенные на левом борту ущелья р. Губс, которая течет на восток. На южном склоне хребта к правому борту р. Джоджоры, текущей на запад, приурочены стоянки Кударо-I, II, III и др.

Для субмеридиональных долин расположение заселенных пещер зависит от ориентировки водотока:

- у рек, текущих на север, пещеры расположены на восточных бортах: Матузка (р. Правая Матузка), Мезмайская (р. Сухой Курджипс), Даховская (р. Белая)¹, Треугольная (балка Громовская);
- у рек, текущих на юг, пещеры расположены на их западных бортах: Малая Воронцовская, 2-я и 1-я Хостинские (р. Большая Хоста), Навалишенская (р. Кудепста), Кепшинская и Ахштырская (р. Мзымта).

В обоих случаях пещеры связаны с правыми, обычно более крутыми склонами, что связывается с воздействием сил Кориолиса. Не исключено, что палеоэкологическим объяснением данной приуроченности пещерных стоянок может служить большая безопасность входов пещер, расположенных на крутых склонах и отчасти лучший обзор окрестностей, помогающий выслеживанию добычи.

Из сказанного, во всяком случае, естественно следует вывод о том, что при поисках пещерных стоянок их наиболее вероятно ожидать, во-первых, на северных бортах субширотных долин, а во-вторых, для долин субмеридиональной ориентировки на правых бортах долин южного склона и левых бортах долин северного склона.

Важно, однако, подчеркнуть, что наряду с целым рядом перечисленных выше общих черт и закономерностей в расположении стоянок, большинство из них обладает некоторыми индивидуальными, иногда парадоксальными по своей уникальности чертами. Представляется целесообразным перечислить наиболее яркие из этих особенностей.

1) Пещеры, расположенные аномально высоко над руслом ближайшей крупной реки и использовавшиеся, очевидно, для посещения водораздельных плато — Даховская, Мезмайская, Баракаевская, Касожская; возможно к этой категории тяготеют Хостинские и Навалишенская пещеры. Большинство этих стоянок обладали местными источниками воды.

2) Пещеры, в которых функционировали водотоки, отложившие аллювиальные фации осадков — Малая Воронцовская, Кепшинская, вероятно, Ахштырская и Кударские. По-видимому, к озерно-

¹ Даховская пещера может, очевидно, рассматриваться и как связанная с южным обрывом Скалистого хребта, обращенным к реке Дах.

аллювиальным, сформировавшихся в подземных условиях осадкам, следует относить базальные тонкозернистые, часто тонкослоистые осадки Треугольной и Кударинских пещер.

3) Пещеры, сформировавшиеся в подземном состоянии задолго до вскрытия их глубинной эрозией — Треугольная, Кударские, возможно Малая Воронцовская.

К числу ситуаций, близких к парадоксальным по своей уникальности, следует отнести:

1) принадлежность к отложениям, фациально замещавшим аллювий главной реки, в тыловой части днища долины культурных слоев на Среднеадажохской стоянке открытого типа;

2) чередование культурных слоев с аллювием главной реки за счет периодической активизации молодой тектонической флексуры и перекоса днища длины, обусловившего осушение ее края на стоянке открытого типа Ильская 2;

3) сложная перестройка внутренней полости пещеры Матузка с “засыпкой” нижнего яруса этой полости и проседания промежуточного пола, на котором расположена изученная часть стоянки;

4) присутствие останца песчаной нептунической дайки, заполнившей первичную подземную полость пещеры Треугольная;

5) образование трубообразных эрозионных каналов в толще пещерных осадков пещеры Треугольная и вероятных в отложениях Кударских пещер.

Сказанное показывает, что методика изучения палеолитических стоянок должна предусматривать наряду с выявлением типичных черт, обычных для большинства стоянок аналогичного типа и возраста, изучение неожиданных черт, возникающих в результате проявления нетипичных, так сказать, “нештатных” ситуаций.

9.6.3. Сравнительный анализ палеогеоморфологии мустьерских стоянок Кавказа и Средней Азии

Большой интерес представляет и сравнение наборов палеоэкологических типов древних поселений в разных орогенах. В настоящее время подобное сравнение возможно только с достаточно разносторонне изученными мустьерскими поселениями горных областей Западного Кавказа и Средней Азии.

Сравнительный палеогеоморфологический анализ расположения стоянок древнего человека в разных орогенах целесообразен, в первую очередь, для более или менее синхронных этапов. Это позволит избежать специфики, связанной с общими различиями хозяйственного уклада разновозрастных поселений. Важно также, чтобы эпоха, в которую рассматриваются сопоставляемые регионы, характеризовалась максимальным разнообразием археологических памятников. Такой эпохой и для Северо-Западного Кавказа и для разнородных орогенов Средней Азии, очевидно, может служить позднее мустье в интервале порядка 40-60 тыс. лет.

Для Северо-Западного Кавказа это — первая половина майкопского этапа рельефообразования (Q_3^{2a}), а для Средней Азии — первая половина (самаркандский подэтап) голодностепского этапа (Q_3^1) или рубеж голодностепского и ташкентского (Q_2) этапов, датируемый около 55 тыс. лет. Соответственно, очевидны некоторые различия в фазах местных эрозионно-аккумулятивных циклов, обусловленные региональной спецификой этапности орогенеза указанных областей. Для Кавказа это время, как было показано выше, приходится преимущественно на эрозионную фазу эрозионно-аккумулятивного цикла, а для Средней Азии оно охватывает весь такой цикл, и палеореконструкция (см. рис. 9.34) акцентирует завершение цикла, т.е. его аккумулятивную фазу [Несмеянов, 1977₂].

Данное обстоятельство объясняет отсутствие на Кавказе мустьерских стоянок в эрозионном врезе майкопского этапа (рис. 9.50). Наиболее молодые стоянки как открытого типа (Ильская 2), так и пещерного (Монашеская, в Губском наве-

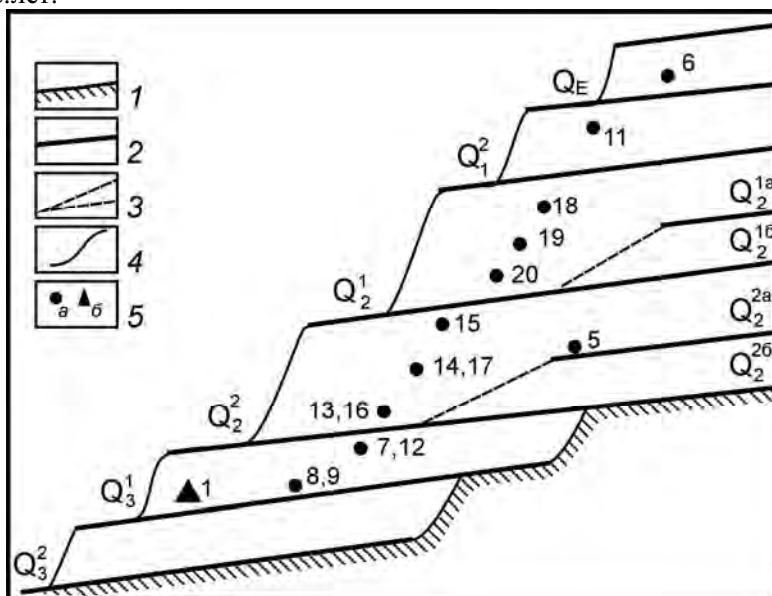


Рис. 9.50. Палеогеоморфологические ситуации расположения позднемустьерских стоянок Северо-Западного Кавказа и Кударо [Несмеянов, 1999]

1 — русло реки, 2 — плейстоценовые геоморфологические уровни, 3 — расщепление региональных уровней, 4 — склоны опирающиеся на террасовые уровни, 5 — стоянки и их номера (см. табл. 9.11).

се № 1) связаны с днищем и низами бортов вюшатского эрозионного вреза (Q_3^1). Отсутствие других достоверных стоянок открытого типа не позволяет выявить все разнообразие расположения их палеогеоморфологических типов. Пещерные же стоянки с позднемустьерскими культурными слоями приурочены к бортам не только вюшатского, но и более высоких эрозионных врезов. Они широко развиты в бортах хаджохского (Q_2^2) и курджипского (Q_2^1) врезов, но встречаются и в более древних. Правда, стоянка Треугольная, связанная с воздвиженским (Q_1^2) врезом, приурочена к неглубокой балке, где относительная высота пещеры незначительна, а потому возраст эрозионных врезов практически не сказывался на палеогеоморфологической обстановке пещерного поселения. Мезмайская же стоянка, связанная с днищем еще более древнего “апшеронского” (Q_E) эрозионного вреза, как было отмечено выше, была, очевидно, связана с охотой преимущественно на поверхности Лагонакского плато и обеспечена местным источником воды, связанным с карстом и близлежащей балкой. Тем не менее, нужно подчеркнуть, во-первых, достаточно широкий диапазон эрозионных врезов даже в долинах крупных рек, с которыми связаны близкие по возрасту позднемустьерские стоянки Северо-Западного Кавказа, а, во-вторых, сравнительно малое разнообразие палеогеоморфологических типов стоянок:

- стоянки открытого типа на первой террасе (Ильская);
- пещерные стоянки непосредственно у тылового шва первой высокой террасы (Монашеская и в Губском навесе №1);
- пещерные стоянки на обычно крутых бортах долин в достаточно широком диапазоне относительных высот — в интервале обычно порядка 30-100 м, а с учетом Кударских стоянок, где, вероятно, были местные источники воды (например, в некоторых пещерах), то в интервале 30-200 м (см. табл. 9.12).

Сравнение рассмотренных выше кавказских и среднеазиатских материалов показывает, что разнородные сложно построенные орогены Средней Азии обладают гораздо большим разнообразием типов древнейших поселений как пещерного, так и особенно открытого типов. Это обусловлено в значительной степени двумя тектоническими причинами. В первую очередь следует отметить большую дифференцированность молодых (четвертичных) тектонических структур Средней Азии, обусловившую появление локальных сложно построенных впадин в горных областях и локальных поднятий во впадинах. Во-вторых, необходимо подчеркнуть отсутствие крупных межгорных впадин в горах Северо-Западного Кавказа. Не исключено, что многие типы среднеазиатских стоянок найдут аналогов в межгорных впадинах Закавказья на территории Грузии и Азербайджана.

Особо следует отметить климатически обусловленное существование в Средней Азии периодически высыхающих крупных водотоков. В результате здесь появляются пещерные стоянки у основания водопадных обрывов. Различие в возрасте однотипных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов, по-видимому, привело к присутствию в Средней Азии позднемустьерских пещер у подножья первой террасы, обживавшихся, когда они находились практически на уровне русла реки.

Все вышесказанное свидетельствует о значительной региональной специфике палеоэкологии стоянок древнего человека. Поэтому методика археологических разведок должна в каждом регионе совершенствоваться с учетом этой специфики.

9.7. Дальнейшие перспективы

Все изложенное выше показывает, что оротектонический метод находит весьма разнообразное практическое применение.

Вместе с тем, достаточно очевидно и то, что уровень применения оротектонического метода неравномерен в различных затронутых выше направлениях. Во многих из них использование данного метода еще только начинается или даже рассматривается как более эффективное в перспективе, чем обычно применяемые традиционные методы. Поэтому здесь нет смысла перечислять очередные задачи внедрения оротектонического метода. В большинстве намеченных направлений слишком мала и методически несовершенна практика его применения, а реальные возможности метода далеко не исчерпаны. Кроме того, вполне вероятно, что могут выявиться и другие перспективные направления прикладного использования рассматриваемого метода.

Все это определяет широту перспектив дальнейшего прикладного использования оротектонического метода.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ.

Применение оротектонического метода (особенно возрастного расчленения рельефа), опирающегося на тектоно-климатическую природу этапности рельефообразования, позволило обнаружить взаимодействие двух противоречивых процессов:

- ❖ упорядоченную цикличность в данной этапности и
- ❖ определенную региональную специфику этапности за счет некоторой разновременности рубежей циклов рельефообразования.

Расширение региональных исследований выявило как характер закономерностей общей (унифицированной, а точнее осредненной) цикличности, так и диапазон разновременности разномасштабных циклов рельефообразования за счет “скольжения” во времени и не полного совпадения пиков (активных фаз) разнородных циклических процессов, обуславливающих это рельефообразование.

Изучение упомянутых противоречивых, но взаимосвязанных процессов определяет, с одной стороны, основные направления *региональной оротектоники*, а с другой — возможности *оротектонического прогноза*.

В настоящее время основные перспективы выявления закономерностей указанных процессов намечаются в трех основных направлениях:

- **стратиграфическом** (временном) с использованием представлений о генетических комплексах континентальных отложений,
- **пространственном** (при районировании и типизации орогенических областей) с учетом геодинамических систем, определяющих режимы новейшего орогенеза, и
- **иерархическом** (при анализе тектоно-климатической цикличности рельефообразования), который обуславливает возможность оротектонического прогноза.

ГЛАВА 10.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ АНАЛИЗА ЭТАПНОСТИ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНЕЗА

Оротектонический метод, выявляя этапность рельефообразования и стадийность орогенеза, определяет подход к стратиграфии, учитывающий разнообразие типов континентальной седиментации, то есть выделение соответствующих генетических комплексов континентальных отложений. При этом намечается специфика общей, межрегиональных и региональных стратиграфических схем, проявляющаяся на фоне разномасштабного возрастного “скольжения” геологических границ. Поскольку значительная часть данных вопросов рассматривалась в специальной монографии, посвященной изучению генетических комплексов континентальных отложений [Несмеянов, 2012], ниже соответствующие проблемы затрагиваются в самой краткой форме.

10.1. Этапность рельефообразования и стратиграфические шкалы.

“История земной коры, как она интересует геолога, — пишет Н.М. Страхов [1948, с. 37], — есть история накопления минеральных тел (пород), слагающих литосферу, и возникновения структур в ней сейчас наблюдаемых. Выделить в историко-геологическом процессе, понимаемым таким образом, естественные этапы можно, лишь положив в основу события в структурной эволюции земной коры и в сопровождающей ее эволюции осадконакопления”.

Выделению **естественных этапов** рельефообразования и структурообразования наиболее полно отвечает **регионально-стратиграфическая концепция**, согласно которой стратиграфия должна опираться на историко-геологический принцип расчленения с выделением реальных стратиграфических (или геостратиграфических, по Г.П. Леонову [1973]) подразделений. Как отмечает Ю.Б. Гладенков [2008, с. 13], “большинство российских геологов считают, что каждое стратиграфическое подразделение должно отражать определенный этап геологического развития того или иного региона и Земли в целом. Другими словами, стратиграфия рассматривается как часть исторической геологии. Ее задача не просто расчленил массы горных пород на какие-то единицы, но дать их расчленение с **исторической и хронологической точек зрения**”.

Этот подход, нацеленный на выделение естественно обособляющихся природных (**тектоно-климатических**, по С.А. Несмеянову [1977]) этапов, представляется наиболее рациональным, поскольку толщи, которые отвечают естественным этапам геологического развития конкретных территорий, являются основным объектом геологического картирования. Параллельно начинает прогрессировать **событийная стратиграфия**, использующая данные цикло-, сейсмо-, хемо-, магнитостратиграфического и других методов. Ее главной спецификой является выделение изохронных стратиграфических реперов.

Таким образом, наиболее важными представляются два стратиграфических подхода, нацеленных на создание: 1) шкал естественной геологической этапности и 2) событийных шкал. В том и другом подходах присутствуют собственно стратиграфический и геохронологический варианты шкал.

Стратификация континентальных отложений опирается на проявления тектонического и климатического факторов. Такая двойная зависимость не вызывает диссонанса при стратиграфическом расчленении с одновременным использованием анализа тектогенных и климатогенных признаков, так как опыт стратиграфической корреляции новейших отложений Средней Азии и Казахстана показал, что в подавляющем большинстве случаев рубежи изменения указанных признаков совпадают [Несмеянов, 1977]. Соответственно допускается **единство тектоно-климатических, т.е. палеогеографических изменений обстановок осадконакопления**.

Представляется неверным уравнивать значимость для стратиграфического расчленения и корреляции тектоно-климатических рубежей с палеобиологическими (филогенетическими). Первые определяют этапы геологической истории, а вторые отражают эти этапы с разной степенью отчетливости и синхронности. Наибольшее совпадение литостратиграфических рубежей возможно с биостратиграфическими рубежами, опирающимися именно на палеоэкологические признаки. Именно в этом направлении видится перспектива корреляции “палеонтологически обеспеченных” и “немых” толщ.

Одной из важнейших принципиальных проблем составления шкал геологической этапности является **проблема границ**. Теоретические стратиграфические исследования традиционно нацелены на все большее уточнение положения стратиграфических границ любого уровня, вплоть до границ систем. В опорных разрезах делаются попытки установить (или принять по договоренности) границы любого ранга с точностью, отвечающей разделу отдельных слоев и даже прослоев. Существует даже представление о “**золотых гвоздях**”, маркирующих нижние границы тех или иных стратонов. Совер-

шенно ясно, что за пределами опорных разрезов, где “забиты” такие “гвозди”, якобы синхронные границы принимаются с теми или иными допущениями и, по существу, синхронными не являются. Рано или поздно признается, что границей служит некий стратиграфический интервал. Поэтому обычны споры о возрастной принадлежности “переходных” слоев, пачек или свит, выделяемых в соответствии с **принципом Карпинского** [Халфин, 1970, 1973; Несмеянов, 2012].

Стремление к универсальной изохронности границ конкретных региональных подразделений все чаще реализуется не доказательством этой синхронности, а “договоренностями” (или “нетривиальными конвенциями”, по К.В. Симакову [1994, с. 95]) о признании такой синхронности [Мейен, 1989; Симаков, 1999]. Как пишет Ю.Б. Гладенков: “Во всяком случае, многие вопросы стратиграфии и таксономии сейчас решаются в духе разумного согласия”, в результате чего якобы “намечается твердая тенденция в унификации стратиграфических кодексов разных стран” [Гладенков, 2004, с. 14]. Понятно, что “разумное согласие” о синхронности вовсе не соответствует или далеко не всегда соответствует реальной возрастной идентичности.

Противоположной является точка зрения о том, что по мере укрупнения стратиграфических единиц увеличивается стратиграфический интервал и для соответствующей границы. В этом случае естественным становится выделение **переходных стратиграфических подразделений**, тем больших, чем более крупным иерархически является анализируемое стратиграфическое подразделение [Халфин, 1973, 1980]. Возрастной интервал такого переходного подразделения определяет величину максимального “**возрастного скольжения**” соответствующих стратиграфических границ [Несмеянов, 1977]. Данное “скольжение” отвечает величине неодновременности проявления тектонических импульсов и климатических изменений в удаленных регионах.

Одной из главных сложностей в стратиграфическом обеспечении обособления палеогеографических и палеотектонических этапов является различие в форме проявления тектоно-климатических этапов в образованиях бассейнового, террасового и покровного генетических комплексов (см. главу 3).

В бассейновом комплексе олигоцен-неогеновых отложений и покровном комплексе четвертичных отложений ярче выражены и легче прослеживаются различные литологические проявления климатического фактора. Соответственно подбираются подходящие частно-литологические методы корреляции. В террасовых четвертичных образованиях орогенов, напротив, отчетливее видны проявления тектонического фактора, фиксируемые геоморфологическими методами. Однако тектонически обусловленные наиболее крупные угловые несогласия и перерывы в бассейновом осадконакоплении, как правило, совпадают с рубежами климатических этапов, а климатические рубежи, проявляющиеся, например, в пульсациях ледников и изменениях растительности, близко совпадают в горных областях с границами тектонически обусловленных эрозионно-аккумулятивных циклов. Это позволяет обособлять единые этапы формирования областей воздымания и опускания, используя для корреляции не один считающийся универсальным метод, а **частно-корреляционный подход**. Правильно подобранные частные корреляционные методы дают возможность проанализировать такие черты строения отложений, которые отражают естественно обособляющиеся этапы тектоно-климатической периодизации как собственно геологической, так и геоморфологической истории рассматриваемой территории [Несмеянов, 1977].

Некоторое возрастное “скольжение” выделенных, таким образом, стратиграфических границ свидетельствует о принципиальной возможности не полной синхронности коррелируемых региональных подразделений. Эта частичная разновозрастность отражает, очевидно, реальную специфику тектоно-климатической периодизации геологической истории отдельных регионов. Сказанным обуславливается **необходимость сохранения региональных стратиграфических схем даже при наличии сводной межрегиональной стратиграфической схемы**. Следует, однако, отметить, что современные стратиграфические материалы в большинстве случаев не достаточно детальны, чтобы установить наличие и реальные размеры возрастного “скольжения” стратиграфических границ.

Корреляция отложений с учетом тектоно-климатической периодизации геологической истории открывает возможности для масштабного, т.е. **циклического анализа региональных стратиграфических схем** [Несмеянов, 1977]. Результаты применения этого анализа будут рассмотрены в главе 12.

Наиболее яркая тенденция развития стратиграфического анализа в настоящее время заключается во все большем проникновении палеоэкологического (палеогеографического) подхода во все хорошо известные направления стратиграфического анализа: литостратиграфический, палеоклиматический, тектонический (диастрофический) и биостратиграфический. Это выражается в стремлении к прослеживанию естественно обособляющихся этапов развития ландшафтной оболочки Земли и органического мира, а также к увязке этих этапов между собой. Соответственно стратиграфическое расчленение и корреляция все больше опираются на палеогеографическую, а шире — на палеоэкологическую периодизацию геологической истории.

Палеоэкологическая периодизация складывается из палеотектонической, палеоклиматической и палеобиологической периодизаций. При этом если первые две периодизации характеризуются довольно четким совпадением, то сложность и специфика развития органического мира обуславливает частую асинхронность развития отдельных его групп, а, следовательно, и неоднозначность корреляции этапов их формирования с тектоно-климатическими этапами.

Вероятно, анализ всей суммы палеобиологических данных и какое-то статистическое осреднение этапов развития разных групп фауны и флоры может привести к выделению единой периодизации истории неорганической и органической природы.

Вторая очевидная тенденция развития стратиграфического анализа заключается в стремлении к масштабной, то есть циклической классификации естественно обособляющихся этапов развития тектонических структур, осадконакопления и биологических форм.

В разрезах многих типов осадочных толщ намечается повторяемость более или менее сложных наборов слоев — седиментационных циклов. Существует множество схем геологической цикличности, опирающихся, как правило, в основном на стратиграфические материалы, которые коррелируются, с одной стороны, с тектонической, а с другой — с астрономической этапностью и цикличностью.

Третья тенденция заключается в использовании для геохронологии все большего разнообразия методов абсолютного датирования стратиграфических подразделений. Этот прогрессивный путь, в принципе позволяющий перевести стратиграфию непосредственно на геохронологическую основу, осложняется невозможностью абсолютной датировки большинства литологических типов пород. Абсолютная датировка толщ, особенно континентальных, осуществляется обычно путем корреляции местной стратиграфической схемы с общей геохронологической шкалой. Но надежность такой корреляции далеко не всегда очевидна.

Важным осложняющим обстоятельством является все шире проявляющаяся неидентичность абсолютного датирования одного и того же стратиграфического подразделения с помощью различных методов абсолютного датирования. Это касается и подразделений как местных стратиграфических схем, так и общей шкалы. В результате все яснее обнаруживается необходимость **параллельного использования нескольких геохронологических шкал**, а соответственно становится неопределенным реальное представление об абсолютном возрасте геологических объектов и явлений. Становятся “расплывчатыми” и абсолютные даты стратиграфических рубежей. В такой же степени осложняется и корреляция местных стратиграфических подразделений с помощью различных методов абсолютного датирования.

Важной тенденцией последних десятилетий является применение сейсморазведки для изучения строения погребенных осадочных бассейнов. Анализ строения разрезов в данном случае относится к **сейсмостратиграфии** и сводится к методике интерпретации сейсмопрофилей. При этом основным объектом анализа волновой картины на этих профилях служит трассировка границ толщ и серий осадков — секвенций, обычно разделенных размывами и несогласиями. Данный аспект возрастного и фациального расчленения погребенных толщ относится к так называемой секвентной стратиграфии [Вейл и др., 1982; Mulholland, 1998 и др.]. При этом некоторые исследователи полагают, что наиболее крупные секвенции могут быть связаны с колебаниями уровня Мирового океана, а потому служат глобальной возрастной корреляции основных этапов развития удаленных бассейнов [Панов, 2008].

Как правило, сейсмостратиграфия опирается на данные стратиграфических схем, составленных для смежных территорий на основе геологического картирования и на данные анализа материала из буровых скважин. Сама же сейсмостратиграфия не делает вклада в детализацию стратиграфических схем. Напротив, она, как правило, огрубляет эти схемы, используя лишь крупные региональные стратиграфические подразделения, особенно подразделения, связанные с применением диастрофического метода расчленения разрезов. Поэтому сейсмостратиграфию следует рассматривать лишь в качестве весьма эффективного, хотя и довольно грубого метода корреляции погребенных толщ, позволяющего, однако, выявлять многие детали строения осадочных бассейнов [Геоисторический..., 1999; Никишин, Копаевич, 2008].

Перечисленные направления нацелены на преодоление возрастного “скольжения” естественных геологических границ и увеличение возможностей возрастного датирования естественных этапов седиментации, рельефо- и структурообразования. Соответственно **основными актуальными направлениями можно считать совершенствование межрегиональной и региональной корреляции стратиграфических схем.**

10.2. Проблемы межрегиональной корреляции этапности орогенического рельефообразования

Характеристика выявляемых с помощью оротектонического метода поэтапных орогенических движений опирается на классификацию и корреляцию соответствующих эрозионных врезов. Их формирование связано с периодическим увеличением уклонов русел, которое вызывает импульсы повышения речной эрозии. Увеличение уклонов в большинстве случаев определяется импульсами орогенических возды-

маний в верховьях рек или регрессивными опусканиями уровня моря и устьев рек. Соответственно, этапность орогенического рельефообразования зависит от соотношения разнородных импульсов.

Как было показано ранее [Несмеянов, 1977, 2012], в самом общем виде проблема решается выявлением единой тектоно-климатической этапности, когда с орогеническими импульсами совпадают (или близки) фазы похолодания, материкового оледенения и эвстатических регрессий Мирового океана.

Данное совпадение, конечно, не полное. Оно нарушается двумя основными факторами — принципиальным и региональным. Принципиальный фактор сказывается на неполном совпадении активных фаз упомянутых циклических процессов, а региональный — обуславливается различиями возраста орогенических импульсов и климатических изменений в отдельных орогенах. Величина упомянутых различий уточняется по мере совершенствования абсолютного датирования местных стратиграфических подразделений.

Ниже в самом кратком виде будут затронуты несколько проблем, отражающих современное состояние представлений о соотношении орогенической и эвстатической этапности. Следует отметить, что для решения этих проблем в настоящее время всесторонних надежных материалов явно недостаточно и в ряде случаев приходится ограничиваться только отдельными наблюдениями.

Проблема совпадения эвстатической и орогенической этапности довольно хорошо подтверждается на примере приморского орогена Западного Кавказа [Несмеянов, 1992, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Здесь, во-первых, достаточно надежно показано совпадение неоплейстоценовых речных террасовых рядов северного и южного склонов орогена Большого Кавказа (см. табл. 8.3), что свидетельствует о тектонической природе импульсной активизации воздыманий, а, следовательно, и речной эрозии.

Во-вторых, показано совпадение речного и морского террасовых рядов на южном склоне Западного Кавказа (см. табл. 8.2). При этом традиционно считается, что эвстатические колебания Черного моря соответствуют океаническим [Федоров, 1963, 1978 и др.]. Это в целом подтверждается существующими представлениями о количестве и возрастной датировке трансгрессивных террас Черноморского побережья Кавказа и Морского океана (табл. 10.1) [Несмеянов, Измайлов, 1995]. Отдельные разночтения в датировках обычно связаны с качеством этих датировок, полученных в разное время.

Таблица 10.1

Предполагаемые соотношения плейстоценовых морских трансгрессивных террас мирового океана и Черноморского побережья Кавказа

Датировки трансгрессий Мирового океана (тыс. лет) по:		Кислородно-изотопные стадии		Основные этапы развития Черноморского бассейна (А.П. Чепалыга и др., 1989). Абсолютные даты в тыс. лет	Региональные морские террасы Черноморского побережья Кавказа	Интервал датировок в тыс. лет
П.А.Каплин, 1977; П.А. Каплин, А.О. Селиванов, 1987; В.М. Купцов, 1986 и др.		Номера теплых стадий	Интервал датировок в тыс. лет (Б.А.Борисов, 2013)			
30-50	25-62(25-58)	3	57-24	Тарханкутский (62,7±2,1; 31,3±0,7)	Сочинская (S _{ch})	
80-110	74-117	5	82-71	Позднекарангатская фаза	Агойская (Ag)	33-67
			102-92		Эльтигенская фаза	Шахейская (Sh)
	117-140 (116-128)	5e	126-114	Тобичинская фаза 146±7; Эпизод "Блэйк" (~100)	Ашейская (Ash)	124±35 139±4
200-230	190-245 (210-245)	7	242-186	Узунларский; 166±7, хазарская фауна; Эпизод "Ямайка" (220-230)	Пшадская (Psh)	
290-350	282-337	9	334-301	Древнеэвксинский; гуньковская (лихвинская) фауна	Криницкая (K _r)	
около 400	362-408 (380-408)	11	427-364			
	453-507	13	528-474	?	Позднечаудинская (Ch ₂) (Идукопасская, Гезельдеринская)	
	549-623	15	621-568	Чадунский? Позднечаудинский; тираспольская; (колкотовская) фауна		
	685-712	17	712-659	Раннечаудинская (Ch ₁) (Дедеркойская)		
	742-787	19	787-760			

Наконец, в-третьих, как было показано выше (см. главы 8 и 9) на примере долины р. Мзымты, наблюдается непосредственное сопряжение речных террас с морскими.

Конечно, эти данные требуют подтверждения в других приморских орогенах.

Проблема разновозрастности эвстатической этапности морей, связанных с Мировым океаном, еще только начинает получать подтверждение. Как показал А.А. Свиточ [2003, с. 333-334], "плейстоценовые трансгрессии вызывались разными факторами: 1 — тектоническим, 2 — изменением глобального водообмена (гляциоэвстатики), 3 — гляциоизостазией. В ряде случаев характер трансгрессии и положение ее уровня во многом определялись наличием проливов между бассейнами. При этом все факторы действовали на колебания уровня морей, подавляя либо усиливая действие какого-либо главного фактора. По характеру развития устанавливаются типы бассейнов: каспийский, черноморский, печорско-карский, восточно-арктический, чукотско-восточно-камчатский, приохотско-приморский, западно-камчатский и саха-

линский, образующие три крупные группы: бассейны южных морей, арктические и тихоокеанские бассейны. Разные причины трансгрессий обусловили их различные временные соотношения, которые можно определить как полихронные, т.е. во времени они соотносятся как синхронно, так и асинхронно (метахронно, гетерохронно диахронно, олигохронно). При этом трансгрессии, обусловленные одним каким-либо основным фактором, в целом синхронны, а разными — асинхронны”.

Время Побережья	Плейстоцен			Голоцен
	ранний	средний	поздний	
Каспийское			50	0 -10
Черно-морское	140-150 90	65-80	—	5 2-3
Балтийское			50	30 23 6-8 1,5
Баринцаво-морское				95 69-100 36-120 20-45 5
Бело-морское			60-80	30-50 11-14 4-7 1/2
Западной-Сибирь		100-140 (до 300)	50-70	8-25 8-12
Чукотское	100-120	40-60	20-30	5-7
Восточно-Камчатское	1120-1180? 1000-1040 860-880 300	220 170-180?	135 90-30-35?	20-25 6-7
Курильское	>250 (до 300)	230-250	80-85	5-6 3-4 2-3
Западно-Сахалинское		60-80	30-40 20-30	<10
Приморское				5-6 2

Рис. 10.1. Уровни морских террас (м) российских побережий [Свиточ, 2003].

Указанные три группы бассейнов различаются особенностями развития [Свиточ, 2003, с. 323].

1. Для бассейнов южных морей — Каспийского и Черного “типичны: четкая и резкая трансгрессивно-регрессивная ритмичность плейстоценовой истории развития бассейнов, обусловленная климато-гидрологическими факторами и периодичностью возникновения проливов..., высокая стратиграфическая полнота разреза морского плейстоцена.

2. Арктические бассейны, Белое и Берингово моря. Отмечаются “теплые” и “холодные” трансгрессии, обусловленные гляциоэвстатическими и гляциоизостатическими причинами, широкое распространение особого типа морских осадков — диамиктона.

3. Тихоокеанские бассейны — слабое (неглубокое) распространение трансгрессий на побережья, отсутствие заметного влияния гляциоизостазии, главенствующее значение гляциоэвстатике и значительное участие тектонических движений суши”.

Асинхронность эвстатических колебаний перечисленных морей, естественно, обуславливает специфику не только морских террасовых рядов, но и террасовых рядов рек, впадающих в эти моря. При этом специфика даже морских террасовых рядов (рис. 10.1) отражает в первую очередь различия в интенсивности орогенических движений. Но и сами трансгрессии в значительной мере разновозрастны и неодинаковы по продолжительности (рис. 10.2) [Свиточ, 2003].

Известная разновозрастность неоплейстоценовых трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей, в том или ином варианте признаваемая практически всеми исследователями, очевидно, создает диссонанс тектонического и эвстатического влияния на эрозионную цикличность Восточного Кавказа. Детали подобных соотношений еще не изучены, однако, данный прецедент ставит вопрос о существовании особой **проблемы строения речного террасового ряда в условиях дисгармонии тектонической и разнородной эвстатической этапности.**

Таким образом, при межрегиональной корреляции могут проявляться различные варианты возрастного “скольжения”, отражающие определенную асинхронность климатических и орогенических проявлений тектоно-климатической этапности рельефообразования. Соответственно намечается необходимость решения следующих очередных задач:

— определение диапазона возрастного “скольжения” региональных геологических границ различной природы, обуславливающих “возрастные интервалы” границ (или величины переходных подразделений) общей стратиграфической шкалы;

— определение диапазонов (средних и максимальных) возрастного “скольжения” границ для подразделений разной продолжительности.

Решение этих задач, которое зависит от детальности абсолютного датирования в первую очередь террасовых и покровных образований, определит возможность создания **нового поколения общей и межрегиональных стратиграфических шкал неоплейстоцена, отражающих использование принципа Карпинского** [Несмеянов, 2012].

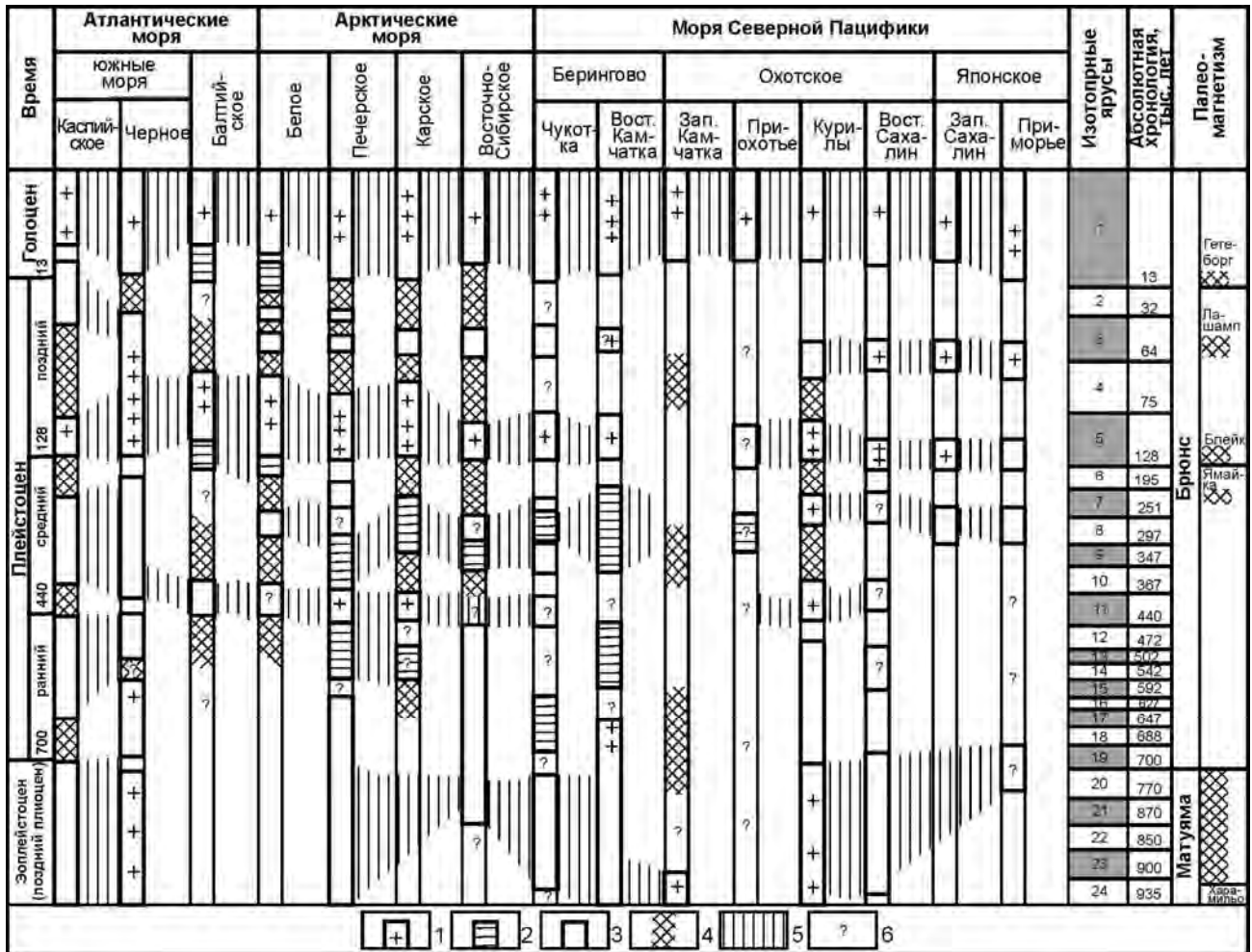


Рис. 10.2. Схема корреляции морского плейстоцена и голоцена России [Свиточ, 2003]

1-3 — трансгрессии: 1 — теплые, 2 — холодные, 3 — “умеренные”; 4 — реперные контрольные отложения; 5 — возможные корреляции; 6 — стратиграфические неопределенности

10.3. Проблемы совершенствования региональных стратиграфических схем, отражающих этапность рельефообразования

Этапность новейшего орогенического рельефообразования зависит от изменений направленности и интенсивности вертикальных тектонических движений. В этом отношении наметились общие для активных новейших внутриконтинентальных орогенов (Памир, Тянь-Шань, Кавказ и др.) тенденции, которые прямо связаны с изменением ориентировки преобладающих вертикальных тектонических движений.

В олигоцене и неогене максимальные поэтапные амплитуды опусканий были больше, чем амплитуды воздыманий. Поэтому соответствующие поднятия были невысокими, уклоны рек малыми, а осадки, особенно для олигоцена и миоцена, преимущественно глинистыми и мелкообломочными. Последнее обстоятельство характерно для межгорных и предгорных прогибов Карпат, Кавказа, Средней Азии, Казахстана и многих районов юга Сибири и Монголии. Грубые осадки появляются преимущественно в плиоцене или с конца миоцена.

В эоплейстоцене амплитуды поднятий и прогибаний сравниваются между собой и даже начинается преобладание воздыманий. Для этого времени в бассейновом генетическом комплексе часто преобладают грубые отложения, в том числе и конгломераты.

С неоплейстоцена максимальные амплитуды воздыманий существенно, иногда в несколько раз превышают амплитуды прогибаний. Со среднего неоплейстоцена в ряде высоких, т.е. активных орогенов абсолютные отрицательные тектонические движения прекращаются даже в межгорных впадинах. Поэтому в неоплейстоцене резко возрастает площадь поднятий и распространения осадков террасового и покровного генетического комплексов, а в олигоцене и неогене преобладали площади бассейнового осадконакопления. Разрастание площади поднятий в неоплейстоцене совпало с увеличением на один — два порядка величин скоростей преимущественно положительных тектонических движений.

Намеченные тенденции изменения знака и интенсивности тектонических движений обусловили специфику построения разновозрастных стратиграфических схем.

Для *палеогена и неогена*, когда в орогенах и на смежных платформах преобладали области прогибания, а в локальных поднятиях хорошо сохранившиеся террасовые уровни фрагментарны или отсутствуют вовсе, основу стратиграфических схем составляют толщи пород бассейнового генетического комплекса. Такой подход обычен также для более древних периодов, когда денудацией были уничтожены соответствующие поднятия, в которых могли формироваться осадки террасового и покровного генетических комплексов.

Для *эоплейстоцена*, когда области прогибания и воздымания соизмеримы, сопоставимы по стратиграфической значимости и материалы всех трех главных генетических комплексов. Однако здесь резко повышается стратиграфическая значимость образований покровного генетического комплекса. Дело в том, что каждому этапу рельефообразования, фиксируемому в образованиях террасового генетического комплекса, отвечает по несколько климатических фаз, которые находят отражение преимущественно в покровных отложениях.

Для *неоплейстоцена* наиболее представительны образования террасового и покровного генетических комплексов. Но покровные образования предпочтительны для расшифровки палеоклиматической, а террасовые — для расшифровки палеотектонической цикличности. Тем не менее, и для неоплейстоцена в каждом регионе целесообразно создание **трех самостоятельных стратиграфических схем**, отвечающих расчленению образований каждого из межрегиональных генетических комплексов. Важно, однако, не противопоставлять эти частные схемы, а **использовать их как взаимодополняющие при построении сводной стратиграфической схемы региона**. В последней нужно отразить неравноценность стратиграфических рубежей, считая наиболее важными те из них, которые фиксируются в схемах всех трех упомянутых комплексов. Такие рубежи отвечают, как правило, границам наиболее крупных сводных подразделений и межрегиональной стратиграфической схемы.

Следует отметить специфику привлечения стратиграфических материалов по результатам расчленения образований второстепенных генетических комплексов. Образования покровно-ледникового и вулканогенного генетических комплексов могут сочетаться с образованиями всех трех видов генетических комплексов. В соответствии с местными условиями залегания они могут либо иметь самостоятельные стратиграфические схемы, либо их элементы включаются в одну из трех упоминавшихся частных стратиграфических схем межрегиональных генетических комплексов.

Таким образом, для новейшего этапа геологической истории (обычно начиная с олигоцена и до современности) в большинстве орогенических областей, как было отмечено выше, характерна смена ведущей роли разных генетических комплексов в датировке этапов рельефообразования. Для голоцена и неоплейстоцена возможна стратификация образований всех трех главных генетических комплексов, для эоплейстоцена, палеоплейстоцена и плиоцена — покровного и бассейнового генетических комплексов, а для более древних этапов обычно доступен анализ преимущественно бассейновых отложений.

Важно подчеркнуть, что общая иерархия этапов новейшего орогенического тектонически обусловленного рельефообразования опирается практически исключительно на анализ образований террасового генетического комплекса. Поэтому для голоцена и неоплейстоцена детальность реконструкций палеорельефа соизмерима с детальностью членения сводной стратиграфической шкалы анализируемого региона, а, начиная с эоплейстоцена и древнее, детальность палеоклиматической информации обычно значительно превышает возможности палеоорографических реконструкций. Это связано с тем, что расчленение неогеновых и более древних отложений в большинстве случаев опирается на палеоклиматические критерии. Соответственно возникают сложности с палеоклиматической характеристикой эоплейстоценовых, палеоплейстоценовых и плиоценовых этапов рельефообразования, поскольку каждому такому этапу отвечает по несколько климатических фаз.

Следует отметить, что в настоящее время для разных регионов используются различные комплексы материалов для стратификации неоплейстоцена. Так, для Кавказского региона часто в единой стратиграфической последовательности давалось чередование образований террасового и покровного генетических комплексов [Жожевников, Милановский, Саядян, 1977; Четвертичная..., 1984]. Для некоторых регионов Русской плиты в стратиграфической схеме преобладали покровные отложения [Болиховская, 1995; Четвертичная..., 1984], а для крупнейших речных долин юга этого региона — аллювиальные свиты [Горцкий, 1964, 1966, 1970]. В настоящее время предложены датированные по комплексу существующих материалов, но несколько различающиеся между собой схемы этапности формирования образований террасового генетического комплекса для орогенов Средней Азии (см. табл. 8.1) и Кавказа (см. табл. 8.3). Но желательно иметь скоррелированные между собой схемы покровных и террасовых образований.

Поскольку стратификация палеогеновых и неогеновых отложений бассейнового генетического комплекса традиционна, ниже следует остановиться на особенностях стратификации эоплейстоценовых, неоплейстоценовых и голоценовых отложений.

10.3.1. Генетические комплексы в эоплейстоцене

Для стратиграфии эоплейстоцена Средней Азии и смежных территорий наиболее важен покровный генетический комплекс. Если в бассейновом генетическом комплексе этому возрастному интервалу обычно отвечает одна свита, а в террасовом генетическом комплексе — один геоморфологический уровень, то в покровном генетическом комплексе, представленном чередованием лессовых и почвенных горизонтов, намечается более двадцати лессово-почвенных циклов [Лазаренко и др., 1977; Додонов, 2002]. В частности в Южном Таджикистане (в разрезе Чашманигар) в интервале от палеомагнитного эпизода Олдувей до инверсии Матуяма-Брюнес (эоплейстоцен) выделяется до 23-х погребенных почв [Додонов, 2002]. В этом возрастном интервале “продолжительность палеоклиматических циклов (лесс+палеопочва) равнялась в среднем 40 тыс. лет” [там же]. Здесь в нижней части преобладают красно-бурые почвы, а в верхней — буроземные.

При этом А.А. Лазаренко [Лазаренко и др., 1977, с. 75] отмечал, что “наиболее развитые почвы, лежащие в основании педокомплексов... отвечают климатическим оптимумам”, а также, что “горизонты лесса формировались в несколько более аридных (семиаридных) условиях, чем полноразвитые погребенные почвы, составляющие основу педокомплексов”, а потому “эпохи лессообразования в общем соответствовали относительным аридам, а эпохи почвообразования — относительным пловиялам” [там же, с. 92]. Для Средней Азии, по его мнению, общерегиональные палеоклиматические изменения “проявлялись главным образом в смене пловияльных и аридных циклов” [там же, с. 77]. А.Е. Додонов [2002, с. 27] также полагал, что в аридной зоне низких широт Азии “холодным фазам соответствует аридизация, а теплым — увлажнение”, т.е. принимал ледниково-аридную модель. Следует отметить, что сходные по детальности схемы расчленения лессово-почвенных образований эоплейстоцена разработаны для срединного пояса Евразии от Австрии и Венгрии на западе до Китая на востоке [Додонов, 2002].

10.3.2. Генетические комплексы в неоплейстоцене и голоцене

Для основной части неоплейстоцена и для голоцена обычны четыре стратиграфических горизонта, т.е. четыре комплекса (группы) эрозионно-аккумулятивных циклов, естественно обособляющихся по сходной величине (глубине, ширине) объединяемых эрозионных врезов и специфике строения своих аккумулятивных чехлов. При межрегиональной корреляции каждый из трех молодых горизонтов включает чаще всего по две террасы, которые принято именовать “цикловыми” или “региональными” террасами. В результате обычно наблюдается 6 или 7 региональных террас [Несмеянов, 1971, 1977; Макарова и др., 2011]. Но в интенсивно воздымающихся блоках может оказаться и большее число эрозионных врезов. В активных орогенах число таких частных врезов и террас может меняться от одного тектонического блока к другому за счет явления “расщепления” террас и эрозионных врезов. Соответственно, намечается иерархия эрозионных врезов и стратиграфических подразделений. И это обстоятельство важно учесть в индексации неоплейстоценовых террасовых комплексов.

В настоящее время намечаются типичные схемы возрастного расчленения неоплейстоценовых террасовых образований в горных областях. Так, в горах Средней Азии и Казахстана хорошо обособляется шесть неоплейстоценовых цикловых террас, отвечающих подразделениям Q_1 ; Q_2^1 ; Q_2^2 ; Q_3^1 ; Q_3^2 ; Q_4 [Костенко, Тетюхин, Фёдоров, 1962; Макарова, Макаров, Акинин, 1979; Макарова и др., 2011; Несмеянов, 1965]. По мнению автора, здесь достаточно часто могут выделяться также террасы Q_4^1 ; Q_4^{2a} ; Q_4^{2b} [Несмеянов, 1971, 1977], а иногда и уровни Q_2^{1a} . Аналогичные террасовые уровни наблюдаются и на Западном Кавказе [Несмеянов, 1992, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995]. Это сходство расчленения свидетельствует об общности тектонической ритмики в формировании удаленных орогенов.

Нельзя, однако, исключать возможности некоторого “возрастного скольжения” рубежей однотипных стратиграфических подразделений при переходе от одного орогена к другому.

В неоплейстоценовых покровных образованиях Таджикистана выявлено 9 педокомплексов при сохранении ледниково-аридной модели. Часто педокомплексы представлены двумя-тремя горизонтами почв, отражающими разный тип почвообразования. Нижняя и верхняя части педокомплексов по морфологическим свойствам и вещественному составу характеризуются аридными признаками с карбонатной стадией почвообразования, отвечающей сероземам. [Додонов, 2002, с. 82, 84]. Продолжительность формирования лессово-почвенных циклов достигала примерно 100 тыс. лет [там же, с. 124].

Характерно, что возраст наиболее молодого ПК 1 параллелизуется с 5 изотопно-кислородной стадией, отвечающей интервалу 71-127 тыс. лет (табл. 10.2) [Додонов, 2002, с. 106]. Соответственно, в местной схеме террасового генетического комплекса (с учетом достаточной неопределенности возрастных датировок) можно предполагать, что ПК 1 и ПК 2 отвечают двум основным террасам ташкентского комплекса, ПК 3 и ПК 4 — нанайской террасе, а более древние почвы — скорее всего эрозионным врезам конца каракитайского этапа. Сырдарьинский и голодностепский террасовые комплексы по этой схеме не имеют коррелятивных почвенных горизонтов. Именно поэтому до сих пор не удавалось выявить и датировать почвенные горизонты в покровных образованиях на молодых террасах Средней Азии.

Таблица 10.2
Калибровка лессово-почвенной
шкалы Юга Средней Азии по изотопно-кислородным данным
[Додонов, 2002].
Возраст границ изотопно-кислородных
стадий по Bassionot et al., 1994.
М/Б — инверсия Матюяма-Брюнес

Стадии изотопно-кислородной шкалы	Возраст, тыс. лет	Горизонты лессов (Л) и педокомплексов (ПК)
	11	
2	24	Л1 ₁
3	57	Л1 ₂
4	71	Л1 ₃
5	127	ПК1
6	186	Л2
7	242	ПК2
8	301	Л3
9	334	ПК3
10	364	Л4
11	427	ПК4
12	528	Л5
13	568	ПК5
14	621	Л6
15	659	ПК6
16	712	Л7
17	724	ПК7
18.2	741	Л8
18.3	760	ПК8
19 М/Б →	787	ПК9
20	806	← М/Б Л10
21		ПК10

Следует отметить, что стратиграфические подразделения молодой части неоплейстоцена Средней Азии (сверху вниз: сырдарьинский, голодностепский, ташкентский и нанайский стратиграфические комплексы) выделялись применительно к террасовым комплексам (соответственно: прирусловые, низкие, средние и высокие террасы). Однако, ряд исследователей (например, А.Е. Додонов [2002]) прямо сопоставляют их с основными подразделениями Общей стратиграфической шкалы неоплейстоцена. Это, конечно, неправильно, во-первых, потому, что в таком случае нет необходимости в местной стратиграфической схеме, а, во-вторых, потому, что образования террасового комплекса имеют иные стратиграфические объемы [Несмеянов, 1971, 1977, 1978, 2012]. Предлагаемая А.Е. Додоновым [2002] корреляция не учитывает истинных возрастных интервалов местных подразделений террасового генетического комплекса (см. табл. 8.1), а, следовательно, неправильно датирует террасовые образования.

Таким образом, существующая основная схема стратификации образований покровного генетического комплекса Юга Средней Азии свидетельствует о нарастании значимости лессово-почвенной стратификации вниз по разрезу неоплейстоцена и далее в эоплейстоцен. И, напротив, вверх по разрезу резко возрастает стратиграфическая значимость образований террасового генетического комплекса.

Близкая детальность расчленения лессово-почвенных покровных образований неоплейстоцена характерна для всей субширотной центральной полосы Евразии. Однако в большинстве схем покровных лессовых толщ равнинных областей выделяются и более молодые, чем в Средней Азии, горизонты погребенных почв, например, верхнеоплейстоценовая внутривалдайская почва [Болиховская, 1995; Додонов, 2002; Четвертичная..., 1982, 1984 и др.]. Для разреза Приташкентского района указывается, что по данным ТЛ-датировок возраст наиболее молодого (первого — Чимганского) почвенного комплекса датируется интервалом 80-90 тыс. лет, второго (Яккатутского) — 110±20 тыс. лет, третьего (Сайлыкского) — 125±30 тыс. лет [Трофимов и др., 2008, с. 436-437]. Для ряда регионов, особенно в равнинных областях, достигнута определенная корреляция покровных образований с подстилающими их речными и морскими террасами.

Сказанное существенно осложняет корреляцию террасовых и покровных образований. Тем важнее сосуществование самостоятельных стратиграфических схем всех трех основных (межрегиональных) генетических комплексов.

В самом конце неоплейстоцена и голоцене при безусловном приоритете стратиграфической значимости террасового генетического

комплекса вновь возрастает стратиграфическая значимость лессово-почвенных образований покровного генетического комплекса. В этом возрастном интервале почвенные образования выражены слабо, но их палеоклиматическая позиция меняется по сравнению с более древними частями плейстоцена. Здесь почвенные образования и слои карбонатного корообразования скорее отвечают увлажненным и, по-видимому, более прохладным эпохам (ледниково-плювиальная модель), которые сопоставимы с эрозионными фазами эрозионно-аккумулятивных циклов [Амосова и др., 1991; Несмеянов, 1971, 1977; Ранов, Несмеянов, 1973; Pias, 1976, 1977]. Эта ситуация отвечает палеогеографическим построениям А.В. Шнитникова [1957, 1969], который оперировал данными преимущественно по голоцену.

Как было показано выше (см. главу 4), по комплексу данных границы подразделений конца неоплейстоцена и голоцена датируются следующим образом (в тыс. лет):

- голодностепского и сырдарьинского горизонтов — 16,
- туткальского и ходжаягонинского подгоризонтов сырдарьинского горизонта — 8,
- кызыласкарских и коккуракских слоев ходжаягонинского подгоризонта — 2,5.

Сказанное определяет существенную сложность сопоставления разнородных материалов при датировании разнородных рубежей рельефообразования.

10.3.3. О палеогеографическом варианте региональной специфики стратиграфических схем голоцена

Для возрастного расчленения голоцена в настоящее время наиболее представительны три типа данных: 1) палеоклиматические материалы в зоне ледниково-перигляциального влияния, 2) эвстатическая ритмика Черноморской и Каспийской зон и 3) анализ среднеазиатских образований террасового генетического комплекса. Подобные материалы часто присутствуют в различных регионах, но их сравнение представляет интерес для выявления региональной специфики этапности рельефообразования.

10.3.3.1 Зона ледниково-перигляциального влияния

Для зоны Скандинавского влияния традиционно используется палеоклиматическая шкала голоцена, опирающаяся на схему А. Блитта и Р. Сернандера и неоднократно дополнявшаяся (табл. 10.3) [Нейштадт, Хотинский, 1985]. В ней голоцен начинается на уровне 12 тыс. лет назад. Однако в современных стратиграфических схемах подошва голоцена датируется в 10 тыс. лет, то есть древний голоцен или субарктический период относятся к концу плейстоцена.

Палеоклиматическая ритмика голоцена на основе палинологических данных используется для значительных территорий севера Русской и Западно-Сибирской равнин. Например, для Нижневартовского разреза принимается следующая схема с рубежами периодов: 1) добореального и бореального — около 9 тыс. лет; 2) бореального и атлантического — около 8 тыс. лет; 3) атлантического и суббореального — моложе 5 тыс. лет; 4) суббореального и субатлантического — моложе 3 тыс. лет [Четвертичная..., 1984, с. 513].

Таблица 10.3

Подразделение голоцена [Нейштадт, Хотинский, 1985].

Периоды по Блитт-Сернандеру	Подпериоды	Хронозоны, тыс. лет	Глобальное деление голоцена	Символ
Субатлантический	СА ³ поздний	1000	Поздний голоцен	H ₄ ; Q _{IV} ⁴
	СА ² средний	2000		
	СА ¹ ранний	2500		
Суббореальный	СБ ³ поздний	3000	Средний голоцен	H ₃ ; Q _{IV} ³
	СБ ² средний	4000		
	СБ ¹ ранний	5000		
Атлантический	А ³ поздний	6000	Ранний голоцен	H ₂ ; Q _{IV} ²
	А ² средний	7000		
	А ¹ ранний	8000		
Бореальный	Б ³ поздний	9000	Древний голоцен	H ₁ ; Q _{IV} ¹
	Б ² средний	9500		
	Б ¹ ранний	10000		
Субарктический	Субар. ³ поздний	11000	Молодой дриас	Древний голоцен
	Субар. ² средний	11800	Аллёрд	
	Субар. ¹ ранний	12000	Средний дриас	

10.3.3.2 Зона влияния черноморской (атлантической) эвстатики

Эвстатическая ритмика Черного моря в настоящее время изучена весьма детально (табл. 10.4). Здесь к основанию голоцена относится новоэвксинская трансгрессия, начало которой датируется в 10,4 тыс. лет назад [Балабанов, 2009].

10.3.3.3 Зона влияния каспийской эвстатики

Эвстатическая ритмика Каспийского моря не раз пересматривалась. Традиционно голоценовой считалась новокаспийская трансгрессия. В настоящее время наиболее представительными считаются следующие датировки [Свиточ, 2003]:

- временной интервал верхнехвалынской трансгрессии 9-14 тыс. лет, а средний возраст — 12 тыс. лет;
- новокаспийская трансгрессия 0-8 тыс. лет, а ее максимум в интервале от 2-3 до 5-6,5 тыс. лет.

Осадки этой трансгрессии делятся на две части:

- нижненовокаспийские отложения — 6,5-2 тыс. лет;
- верхненовокаспийские отложения — 0,6-0,1 тыс. лет.

Следовательно, естественная граница плейстоцена и голоцена в данном регионе имеет возраст около 8 тыс. лет.

10.3.3.4 Зона влияния центральноазиатской тектоно-климатической ритмики

Тектоно-климатическая ритмика в Средней Азии наиболее полно фиксируется в строении террасовых образований (в долинах рек Вахш, Зеравшан, Сыр-Дарья) рек и горных озер (Иссык-Куль). Здесь наиболее молодым элементом террасовых образований является сырдарьинский горизонт, который делится на туткаульский (16-8 тыс. лет) и ходжаягонинский (8-0 тыс. лет) подгоризонты. Последний в свою очередь состоит из кызыла-скарских (8-2,5 тыс. лет) и коккуракских (2,5-0 тыс. лет) слоев. Для коккуракских слоев возможно более дробное деление с рубежами на уровнях 0,6 и 0,1 тыс. лет (табл. 10.5) [Несмеянов, 1977; Амосова и др., 1991].

Трансгрессивно-регрессивная ритмика голоценового этапа черноморской трансгрессии в радиоуглеродной (^{14}C BP) шкале времени [Балабанов, 2009].

Возраст (^{14}C), тыс. л. н.	Абс. отм., м	Стадии	Подстадии	Фазы	Подфазы	Балабанов и др., 1981	Федоров, 1959, 1977	Церетели, 1966	По другим авторам
	0,4		Современная	VII		Современная			
0,8	3,0		Позднесредневековая	VI-VII		Позднесредневековая			Корсуньская (Шилик, 1977)
1,1	0	Нимфейская	Средневековая	VI	VI ₂	Средневековая	Нимфейская	Лазская	
1,35	3-3,5		регрессия		VI ₁ -VI ₂	Раннесредневековая			
2,0	0		Нимфейская		VI ₁				
2,5-2,6	5-6		Фанагорийская	V-VI			Фанагорийская	Эгрисская	
2,8-4,0	0	Джеметинская	Джеметинская поздняя	V	V ₃		Новочерноморская		
4,1	4(8-9?)		регрессия		V ₂ -V ₃				
4,3-4,4	0,5		Джеметинская средняя		V ₂				
4,7	8		регрессия		V ₁ -V ₂				
4,9-5,1	1		Джеметинская ранняя, третья		V ₁ ³				
5,2	6		регрессия		V ₁ ² -V ₁ ³				
5,3-5,4	2		Джеметинская ранняя, вторая		V ₁ ²				
5,5-5,6	7		регрессия		V ₁ ¹ -V ₁ ²				
5,7	2		Джеметинская ранняя, первая		V ₁ ¹				
6,2-6,3	16				Каламитско-джеметинская	VI-V			
6,45	5-6		Каламитская	IV	IV ₂		Древнечерноморская		
7,0-7,1	23	Витязевско-каламитская	IV ₁ -IV ₂						
7,3	7	Витязевская	IV ₁						
7,8-8,0	29		Бугазско-витязевская	III-IV					
8,1-8,2	17	Бугазская	Бугазская поздняя	III	III ₂		Древнечерноморская		
8,3-8,4	32		регрессия		III ₁ -III ₂				
8,7	24		Бугазская ранняя		III ₁				
8,9-9,1	42		Новоэвксинско-бугазская	II-III			регрессия		
9,4-9,6	25	Новоэвксинская	Новоэвксинская вторая	II			Новоэвксинская		
10,0-10,2	54		регрессия	I-II					
10,4	36		Новоэвксинская первая	I					

Примечание: IV, IV₁ и т. д. — трансгрессивная фаза, подфаза;
III-IV, III₁-III₂ и т. д. — регрессия между фазами, подфазами

Эпохи коро- и почвообразования здесь отвечают началу этапов террасообразования.

Так, в Афганистане известны эпохи карбонатного корообразования с возрастом 16-14 и 7,5-6,5 тыс. лет, а в низовьях р. Зеравшан и в Прииссыккулье — почвы с абсолютными датировками 6,59-6,85 тыс. лет [Амосова и др., 1991].

Из сказанного выше можно сделать следующие выводы:

- ❖ Начало последних основных естественных этапов геологического и палеогеографического развития отдельных регионов различно по возрасту: 1) 16 тыс. лет в среднеазиатском террасообразовании; 2) 12 тыс. лет в скандинавской палеогеографии; 3) около 9-10,5 тыс. лет для границ древнего и раннего голоцена в северных регионах и начала новоэвксинской трансгрессии в Черноморской области; 4) 8 тыс. лет в Каспийской области, что отвечает рубежу раннего и среднего голоцена. Следовательно, естественная граница последнего (“голоценового”) этапа тектоно-климатического развития различных территорий характеризуется значительным возрастным “скольжением”.
- ❖ В то же время, ряд стратиграфических рубежей различной природы практически совпадает по возрасту. Так, рубеж подгоризонтов сырдарьинского горизонта (8 тыс. лет назад) синхронен завершению формирования первых террас сибирских рек, началу новокаспийской трансгрессии и палеогеографическому рубежу раннего и среднего голоцена. Граница слоев в ходжаягонинском подгоризонте отвечает по возрасту (2,5 тыс. лет) палеогеографическому рубежу среднего и позднего голоцена.

Позднеплейстоценовые и голоценовые этапы формирования террасового генетического комплекса Средней Азии
(по С.А. Несмеянову [Амосова и др., 1991]).

Река Вахш у стоянки Туткаул		Долина р. Зеравшан		Западная Фергана		Иссыккульская впадина		Межрегиональная стратегическая схема сырдарьинского горизонта				
этапы	террасовые образования	этапы	террасовые образования	этапы	террасовые образования	Абс. возраст, тыс. лет	Трангрессивные этапы	Абс. возраст, тыс. лет	Простран	Слон	Подгоризонты	
Нурекский	Русло	Бухарский (неотолоцен) Бухарская и Каракульская дельты	Русло	Ходжялтинский	Русловой врез	1910 год	Послекурментинская регрессия	0.1	Курментинский	Кокчурекские	Ходжялтинский	
			Пойма			Рубеж XIX и XX вв.						Курментинская трансгрессия
			1 терраса			середина XIX в.						Послебалыкчинская регрессия
7-метровая терраса 6-8 тыс.л.	Махандаринский этап (мезолоцен)	Махандаринский этап (мезолоцен)	Русло Махан Дары	Ходжялтинский	1 терраса	XIV в.	Балыкчинская трансгрессия	0.6	Балыкчинский	Кокчурекские	Ходжялтинский	
			около 6 тыс.л.			2.5 тыс.л.						
слой 2 на стоянке Туткаул 8 тыс.	Аягатыминский (эотолоцен)	Аягатыминский (эотолоцен)	Аягатыминские дельты; верхняя пачка аллювия Дарьяса	Ходжялтинский	6-8 тыс.л. обвалы в гроте Ак-Таньга	VIII в.	Послебозулульская регрессия	2.5	Бозулульский	Кокчурекские	Ходжялтинский	
			более 7-8 тыс.л.			более 2.2 тыс.л.						
12-13 тыс.л. слой 3 на стоянке Туткаул	Рннедарьяский (палеолоцен)	Рннедарьяский (палеолоцен)	Стоянка Учачи нижняя пачка аллювия Дарьяса	Ходжялтинский	9-13 тыс.л. пойменный аллювий р. Карасу на стоянке Ташкумыр раннесырдарьинская (Кайракумская) терраса	более 14 тыс.л.	Тюнская терраса оз. Иссыкуль 10-16 тыс.л. трансгрессия оз. Чатыркуль	16	Кзылсайские	Кзылсайские	Туткаулский	
			около 16 тыс.л.			более 14 тыс.л.						
Термезская (позднупаншинская терраса)	Голодно-степский	Голодно-степский	Самаркандская (позднесуйкайтинская) терраса	Голодно-степский	Позднеголоценовая (ходжагорокского компле кса) террас		Формирование Николевской террасы оз. Иссыкуль 26.340 г 540				Туткаулский	

- ❖ Детальное изучение различных элементов природной среды позволяет выявить асинхронность (возрастное “скольжение”) рубежей их развития даже в пределах одного региона. Такая асинхронность четко прослежена для палеогеографических рубежей голоцена в разных частях Прибайкалья (табл. 10.6). Здесь различие в наступлении предбореальной стадии может достигать 1,5 тыс. лет. Продолжительность предбореальной стадии меняется в интервале 1,7-2,5 тыс. лет, бореальной — 1,3-1,7 тыс. лет, атлантической — 3,3-5,4 тыс. лет, суббореальной — 1,6-2,9 тыс. лет. Начало суббореальной стадии меняется в интервале 4,5-3,8 тыс. лет, а субатлантической — 2,2-1,5 тыс. лет [Кузьмин, 2006].
- ❖ В целом, можно полагать, что достаточная детализация исследований позволяет, как правило, выявлять возрастное “скольжение” естественно-исторических рубежей той или иной продолжительности. Напротив, межрегиональная синхронность рубежей крупных палеогеографических и тектонических событий “достигается” обычно определенным округлением их датировок.
- ❖ Детальность расчленения наиболее молодых образований террасового генетического комплекса превышает современные возможности детализации стратиграфических схем на основе палеофаунистических материалов. Их возрастная характеристика опирается на данные абсолютного датирования, а для корреляции часто используются палеоклиматические этапы, выявляемые по данным палинологии.

Таблица 10.6

Геохронологическая корреляция стадий развития природной среды Прибайкалья в голоцене [Кузьмин, 2006]

Хронозоны голоцена	Возраст, лет				
	Южное Прибайкалье	Юго-Западное Прибайкалье	Западное Прибайкалье	Восточное Прибайкалье	Северное Прибайкалье
SB	2200-0	2000-0	1800-0	2000-0	1500-0
SB	3800-2200	4300-2000	4200-1800	4500-2000	4400-1500
A	9200-3800	8500-4300	8500-4200	8700-4500	7700-4400
B	10 700-9200	10 000-8500	10 200-8500	10 200-8700	9300-7700
PB	12 500-10 700	12 500-10 000	12 000-10 200	12 200-10 200	11 000-9300

* *
*

Таким образом, наблюдается определенная **противоречивость результатов межрегиональной корреляции** различных тектоно-климатических рубежей. С одной стороны, фиксируется их возрастное “скольжение”, то есть асинхронность, а с другой — наблюдается близкое возрастное совпадение некоторых стратиграфических рубежей различной природы. Важной очередной задачей анализа этапности рельефообразования является **корреляция стадий развития региональных разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклов со все нарастающей дробностью подразделений общей стратиграфической шкалы и шкалы морских изотопных подразделений**. Но такая корреляция в свою очередь потребует уточнения **соотношения региональных фаз развития эрозионно-аккумулятивных, климатических (температурных, плувиальных) и горноледниковых циклов**.

10.4. Основные типы возрастного “скольжения” геологических рубежей

Возрастное “скольжение” геологических границ, как сказано выше, отмечалось многими исследователями, применительно как к литостратиграфическим, так и к биостратиграфическим подразделениям. Установлено, что все естественные геологические границы “скользят” во времени, т.е. не идеально изохронны на обширных территориях. Но величины такого “скольжения” различны у границ разной природы [Несмеянов, 1977, 1978]. В настоящее время выделено три разномасштабных типа возрастного “скольжения” геологических границ: **формационный, фациальный и стратиграфический** [Несмеянов, 2012].

Формационный тип заключается в разновозрастности комплексов пород, которые отвечают главным фазам геотектонического цикла развития регионов в определенном режиме (геосинклинальном, платформенном, орогеническом и др.).

Так, В.И. Попов [1938, 1940, 1954] описал возрастное “скольжение” границ литологических тел при движении вкрест прогибов. Среди этих тел особое внимание он уделял кайнозойским молассам как “покровам грубых осадочных отложений” [Попов, 1954, с. 5]. Этот исследователь выделял молассовые формации двух типов: гобийского типа — красноцветные и пестроцветные осадки аридного климата и ангарского типа — тускло окрашенные сероцветные угленосные осадки гумидного климата и отмечал возрастное “скольжение” границ молассовых, майкопских и флишевых формаций, свойственное многим орогенам. “Скольжение” это, по его мнению, неизбежно возникает в связи с развитием и смещением тектонических и фациальных зон [там же, с. 43-44; 54-55]. И далее: “границы этих трех последовательных “фазовых” формаций скользят во времени и смещаются в разных геологических областях с одного стратигра-

фического уровня на другой. Мало того, интересующие нас формации частично замещают друг друга и даже вклиниваются друг в друга по своему простиранию” [там же, с. 57]. Оценивая общий диапазон возрастного “скольжения” молассовой формации Тянь-Шаня В.И. Попов [1954, с. 56] отмечает, что “в депрессиях западных ветвей Памиро-Тяньшаньской горной системы возраст подошвы моласс опускается до верхов нижнего олигоцена. Но ближе к окраинам гор красноцветные молассовидные осадки замещают собою и более древние горизонты обычно подстилающих их эпиконтинентальных морских отложений олигоценового и эоценового возраста. Наконец, к востоку от Ферганского хребта весь разрез не только неогеновых и палеогеновых, но и меловых отложений сложен молассовыми формациями”.

Таким образом, общий возрастной диапазон *формационного типа возрастного “скольжения”* обнимает, по В.И. Попову, в Тянь-Шане интервал от середины олигоцена до подошвы меловой системы, то есть превышает продолжительность геологического периода и *составляет в абсолютном летоисчислении величину 115-120 млн. лет.*

Фациальному типу возрастного “скольжения” подвержены крупные части кайнозойских моласс. Так, в олигоцен-неогеновых отложениях Ферганской депрессии типичными их примерами могут служить нижний преимущественно глинистый, средний пестрый по составу и верхний конгломератовый литологические комплексы (субформации). Сопоставление разрезов (рис. 10.3) показывает, что *возрастное “скольжение” подошвы конгломератового комплекса, по-видимому, превышает здесь в абсолютном летоисчислении 20 млн. лет,* то есть превышает продолжительность двух отделов.

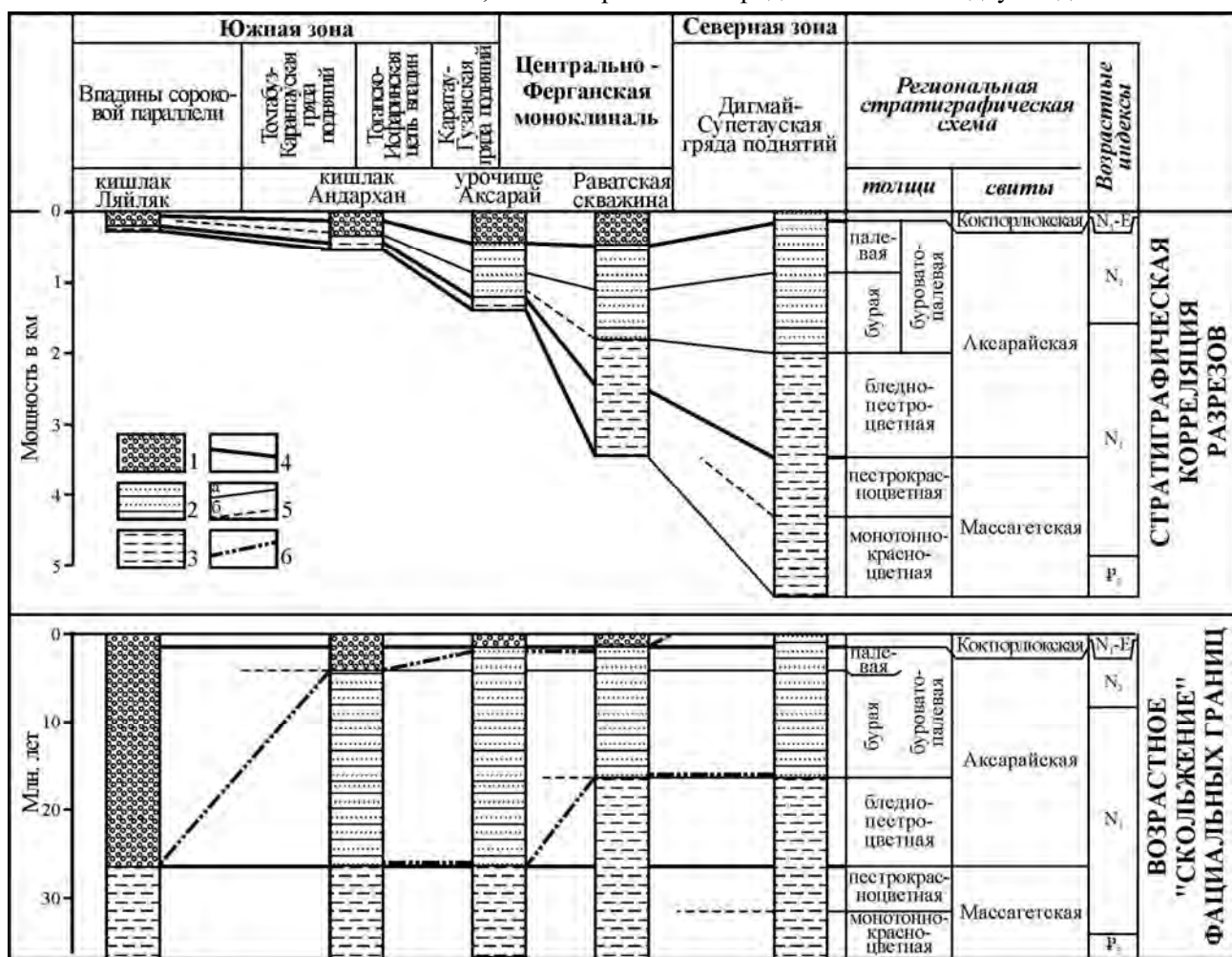


Рис. 10.3. Фациальный тип возрастного “скольжения” в олигоцен-неогеновых отложениях бассейнового генетического комплекса Ферганской депрессии.

1-3 — литологические комплексы: 1 — конгломератовый, 2 — чередования различных литологических типов, 3 — глинистый; 4-6 — границы: 4-5 — стратиграфические: 4 — свит, 5 — толщ (а — достоверные, б — предполагаемые); 6 — фациальные (главных литологических комплексов)

В качестве примера возрастного “скольжения” литологических комплексов морских отложений можно привести материал по Центральному Казахстану. Здесь к югу от Караганды на расстоянии около 100 км наблюдается с юга на север последовательное омоложение в пределах фаменского, турнейского и визейского ярусов морских отложений известняковой, кремнистой и континентальной терригенной формаций, изученных в пределах Успенской, Сулу-Медине и Топарской синклиналей (табл. 10.7) Достоверность корреляции подтверждается хорошей фаунистической охарактеризованностью всех толщ морских отложений [Несмея-

Таблица 10.7.
Сопоставление возрастов формаций
фаменских и нижнекаменноугольных отложений
в разрезах Успенско-Спасского района [Несмеянов, 1963]

Ярусы	Подъярусы	Районы		
		Успенский	Спасский	
		Успенская синклиналь	Мульда Сулу-Медие	Топарская синклиналь
Визейский	нижний			
Турнейский	верхний			
	нижний			
Фаменский	верхний			
	нижний			

1-2 — Известняковая формация: 1 — толща темных известняков, 2 — толща светлых известняков; 3 — кремнистая формация; 4 — терригенная формация

лет, а для четвертичных — в десятки тысяч и тысячи лет. Как было отмечено выше, на первые десятки тысяч лет и, возможно, большие отрезки времени допускает возрастное “скольжение” стратиграфических границ субэаральных верхнеплиоцен-четвертичных толщ Средней и Центральной Азии А.Е. Додонов [2002, с. 202]. В карбоне Туркестанского и Алайского хребтов отмечено возрастное “скольжение” на первые миллионы лет, то есть на уровне продолжительности зон (рис. 10.4) [Практическая..., 1984, с. 75, 77].

Ярус	Междуречье Аксу - Лейлак (горы Агташ)	Междуречье Лейлак - Кшенлыш (горы Андагентау)	Междуречье Исфара - Карбулак (горы Тешикташ - Карагаш - Кызылчак)	Междуречье Исфара - Сох (горы Агташ - Туртала)	Междуречье Кшенлыш - Сох (горы Ахунгау)	Междуречье Сох - Шахмардан (горы Шивалитгау - Каравадан - Курсала)	Междуречье Шахмардан - Исфара (горы Бельгаар и Садальвес)	Междуречье Сох - Исфара и юго-Хайдаркенской и Схненской впадин и от гор Бельгаар	Междуречье Шахмардан - Абыр (горы Арпалык - Боорды - Каулан - Чинкалгау)	Индексы свит в легенде серии геологических карт
Московский, верхний подъярус	Т о л у б а й с к а я с в и т а									$C_{m,t}$ ($C_{m,t}$, $C_{m,t}$)
Московский, нижний подъярус	К а у з а н с к а я с в и т а									C_{b-mk} (C_{b-mk}) $C_{m,k}$ ($C_{m,k}$)
Башкирский	Г а з с к а я с в и т а									$C_{s-C_{mg}}$ ($C_{s-C_{b,g}}$, $C_{s-C_{b,g}}$)
Серпуховский	Т о л у б а й с к а я с в и т а									C_{v-sp} (C_{v-s} , C_{vp})
Визейский	К а р в д а в а н с к а я с в и т а									C_{t-vk} (C_{t-v} , C_{tk})

Рис. 10.4. Возрастное скольжение границ свит нижнего и верхнего карбона в карбонатных разрезах алайского типа. Туркестанский и Алайский хребты (по В.И. Котельникову, Ю.С. Бискэ [Практическая..., 1984])

Следовательно, стратиграфический тип возрастного “скольжения” почти на порядок величин меньше по продолжительности от фациального типа такого “скольжения”.

Принципиально аналогичные схемы “возрастного скольжения” фаунистических комплексов, связанных с различными палеоэкологическими обстановками, предлагаются палеонтологами под названием “фациальные клинья” (рис. 10.5) [Гладенков, 1988].

Таким образом, можно говорить о возрастном “скольжении” как общем свойстве всех типов геологических границ. Отмеченные различия в максимальной продолжительности такого “скольжения” определяют пути и возможности стратиграфической корреляции. Подразделения с большим интервалом возрастного “скольжения” своих границ могут контролироваться при корреляции и датироваться подразделениями с меньшим интервалом такого “скольжения”. **Поиск границ с наименьшим возможным диапазоном возрастного “скольжения” является, следовательно, универсальным приемом (принципом) уточнения стратиграфической корреляции.**

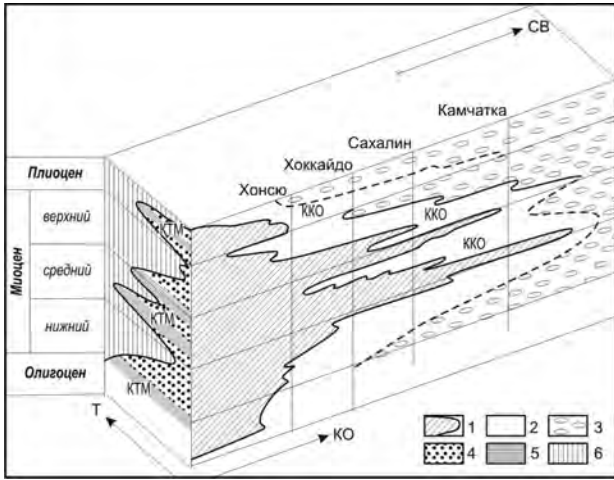


Рис. 10.5. Фациальные клинья фаунистических комплексов в неогеновых толщах зоны перехода от океана к континенту в Дальневосточном регионе [Гладенков, 2004]

1-3 — комплексы: 1 — тропические и субтропические, 2 — южнобореальные, 3 — северобореальные; 4 — относительно мелководные морские образования; 6 — континентальные тощи.

ККО — крупные климатические оптимумы, КТМ — крупные трансгрессии моря, Т — направление морских трансгрессий от Тихого океана к Азиатскому континенту, КО — миграция тепловодных комплексов от южных широт к бореальным во время климатических оптимумов

ности ареалов, экологического контроля и неполноты геологической летописи” [Алексеев, 2007, с. 74].

Таким образом, наиболее полно отражает стратиграфическую действительность представление о существовании “возрастного скольжения границ” практически всех реальных стратифицированных геологических тел и биостратиграфических объектов.

Даже элементы *событийной стратиграфии* характеризуются тем или иным временем распространения или формирования. Так, известно, что смена знака палеомагнитной полярности занимает определенный интервал времени. Обычно считается, что смена полярности (например, на рубеже Брунес/Матуяма) происходит примерно за 5 тыс. лет, а редукция магнитного поля при этом длится около 20 тыс. лет [Hillhouse, Cox, 1976].

Применительно к палеомагнитным маркирующим элементам важно представлять не только их возрастную датировку, но продолжительность их формирования или существования, а также сложность их строения. В этом аспекте представителен, например, широко используемый в стратиграфии верхнего неоплейстоцена экскурс Блейк. Обычно он локализуется в интервале времени 105-120 тыс. лет и считается субхроном. По многим данным он определяется как двучленный [Петрова, Нечаева, Пospelова, 1992, с. 158]. На Нижней Волге, экскурс, сопоставляемый с Блейком, датирован ионий-урановым методом в $117 \pm 7,5$ тыс. лет (ЛГ-9258) и ТЛ-методом в 114 ± 7 тыс. лет (87-ВОЛ). Верхняя граница этого экскурса проходит на один метр выше отложений с ТЛ-датой 89 ± 11 тыс. лет (87-ВОЛ) [Шкатова, 1991]. Последняя дата представляется омоложенной [Петрова, Нечаева, Пospelова, 1992, с. 144]. В том же регионе для верхней границы этого экскурса приводятся ТЛ-даты 106 ± 6 и 106 ± 9 тыс. лет [Шаховец, Шлюков, 1987]. Г.Н. Петрова [1996, с. 50] не исключает, что Блейк — это короткий хрон с двумя инверсиями, имеющими возраст 92 и 107 тыс. лет. Тем не менее, любой из упомянутых экскурсов может фиксироваться в разрезах под наименованием “Блейк”.

Из сказанного следует, что при корреляции подразделений общей стратиграфической шкалы можно лишь стремиться к их “идеальной синхронности”, находя методы, фиксирующие разнородные границы со все меньшей амплитудой “возрастного скольжения”. Параллельно будет все детальнее познаваться специфика геологического развития отдельных регионов (районов), а геоисторически — время максимально “рубежного интервала” для стратиграфических подразделений разного ранга. Соответственно, подобный интервал будет получать как временное (геохронологическое или хроностратиграфическое), так и стратиграфическое (литостратиграфическое, биостратиграфическое и т.п.) наполнение.

В результате, одной из важнейших очередных задач стратиграфии является “определение разрешающей способности каждого метода и его корреляционных возможностей (палеонтологический, палеомагнитный, циклический, палеоклиматический, сейсмостратиграфический, количественный, изотопный и другие методы)” [Гладенков, 2004, с. 105]. **Разрешающая способность метода и есть величина возможного “возрастного скольжения” границ, выделяемых с его помощью.**

В поисках путей преодоления нарастающего потока данных по рассматриваемому типу возрастного “скольжения” биостратиграфия все больше переходит на изучение эволюции и стадийности развития экосистем (естественных совокупностей живых и неживых элементов, в результате взаимодействия которых создается стабильная саморегулирующаяся система). Для разработки общей схемы экосистем в биосфере “имеется только один путь — попытаться сопоставить во времени развитие различных событий, которые сопровождают развитие биоты, в целом совпадая с ним в определенные периоды (с возможным опережением или отставанием)” [Гладенков, 2004, с. 64]. Следовательно, **любая корреляция предусматривает “возрастное скольжение” границ этапов и маркирующих реперов.**

В этом плане показательно признание: “Постепенно мы привыкаем к представлениям об определенной метахронности гео-, био-, экосистем.... На этом фоне биосистемы “рыщут” в рамках отведенных им фазовых пространств” [Гладенков, 2004, с. 75]. Появляются и более кардинальные представления типа: “Сейчас мы хорошо понимаем (хотя и знаем давно), что никакие палеонтологические критерии границ не могут работать глобально, оставаясь изохронными. Это, естественно, вытекает из биостратиграфической ограниченности ареалов, экологического контроля и неполноты геологической летописи” [Алексеев, 2007, с. 74].

10.5. Общие проблемы совершенствования стратиграфии, связанные с оротектоническим методом

В самом кратком виде проблемы современного состояния стратиграфического анализа, итогов его использования и оценки перспектив сопоставления результатов применения оротектонического метода в удаленных регионах были сформулированы ранее следующим образом [Несмеянов, 2012].

10.5.1. Современное состояние

- Основная ограниченность современных стратиграфических построений обусловлена концентрацией внимания почти исключительно на образованиях бассейнового генетического комплекса. Такие построения лишь иногда касаются покровного и некоторых других генетических комплексов. Данный недостаток присущ современным стратиграфическим кодексам и учебным пособиям и отражается на характере геологических исследований.
- Стратификация новейших отложений нуждается в более широком ассортименте методических подходов по сравнению с методиками, используемыми для более древних отложений.
- Стратифицированные образования, сформировавшиеся до конца эпохи последней пенеппенизации (то есть, как правило, до начала новейшего этапа геологического развития), представлены практически целиком отложениями, принадлежащими бассейновому генетическому комплексу. Поэтому геологические карты, особенно мелкомасштабные, в области распространения осадочных образований представляют собой набор участков, отвечающих разновозрастным прогибам. Истинное строение рельефа разновозрастных доновейших областей денудации обычно остается неизвестным. Оно восстанавливается по косвенным признакам (литологии и фациальной изменчивости отложений в прогибах и т.п.).

10.5.2. Основные итоги

1. В настоящее время общие геохронологическая и стратиграфическая шкалы по существу идентичны. На самом деле эти шкалы должны различаться как функционально, так и по принципам своего формирования.

- ✓ *Общая геохронологическая шкала*, являясь “геологическим хронографом”, представляет собой набор обычно палеонтологически охарактеризованных стратотипических фрагментов. Такие фрагменты часто сопровождаются событийными маркерами, охарактеризованными на основе различных методов абсолютного возрастного датирования. Эта шкала в значительной степени уже сформирована. Она лишь все время детализируется на основе новых палеонтологических материалов и дополняется новыми событийными маркерами. Данная шкала служит для корреляции и датировки подразделений различных стратиграфических шкал и схем. Именно с ее помощью удастся установить возрастное “скольжение” собственно стратиграфических границ.
- ✓ *Общая стратиграфическая шкала* должна отражать соотношение всего комплекса региональных стратиграфических схем, фиксирующих местную (региональную) этапность геологического развития разнообразных геолого-структурных подразделений. При этом разномасштабное возрастное “скольжение” стратиграфических границ скажется в появлении все более мелких “переходных” стратиграфических единиц, отвечающих указанному “скольжению”.

2. Разновозрастные стратиграфические шкалы и схемы опираются на изучение образований различного набора генетических комплексов. Полный набор межрегиональных генетических комплексов может использоваться для стратиграфического расчленения только отложений новейшего этапа геологического развития. Именно для этого этапа возможны надежные количественные палеогеографические реконструкции положительных структур, выраженных в рельефе.

3. Общая и региональные стратиграфические шкалы новейшего этапа должны комплексировать материалы по межрегиональным генетическим комплексам (бассейновому, террасовому, покровному). В ряде регионов существенная роль в создании сводной региональной стратиграфической шкалы принадлежит также региональным покровно-ледниковому вулканогенному и шельфовому генетическим комплексам. Все локальные генетические комплексы лишь в отдельных случаях привлекаются к созданию региональных стратиграфических схем.

4. Общая геохронологическая шкала новейшего этапа геологического развития в настоящее время может опираться на изотопно-кислородную шкалу как генетически связанную с естественно-исторической стадийностью. Однако в изотопно-кислородной шкале не находит отражения эффект возрастного “скольжения” границ иной природы. Поэтому ее сопоставление со стратиграфической шкалой часто довольно условно.

5. Общие геохронологическая и стратиграфическая шкалы новейшего этапа геологического развития, отражающие естественно-историческую этапность (стадийность) с рубежами на основных фазах перестройки рельефа и колебаний уровня Мирового океана, должны:

- ✓ опираться на комплексную (эвстатическую, покровно-ледниковую, эрозионно-аккумулятивную) ритмику, отражающую в целом тектоно-климатическую ритмичность;

✓ учитывать, что рубежи основных подразделений плейстоцена (особенно неоплейстоцена) должны отражать естественные этапы тектоно-климатического и орографического развития, а потому — опираться на начало более кратких и резких (регрессивных, ледниковых, эрозионных) стадий, определяющих основные преобразования палеорельефа и коррелирующихся с основными тектоническими перестройками.

6. Для новейшего этапа геологической истории (обычно начиная с конца олигоцена до современности) в большинстве орогенических областей характерна смена ведущей роли разных генетических комплексов в датировке этапов рельефообразования и в составлении региональных стратиграфических схем. Для голоцена и неоплейстоцена возможна стратификация образований всех трех межрегиональных генетических комплексов, для эоплейстоцена, палеоплейстоцена и плиоцена — преимущественно покровного и бассейнового и лишь отчасти террасового генетических комплексов, для миоцена и олигоцена — бассейнового и террасового комплексов, а для более древних этапов обычно доступен анализ преимущественно бассейновых отложений.

7. Общая иерархия этапов новейшего орогенического рельефообразования опирается на анализ образований террасового генетического комплекса. Поэтому для голоцена и неоплейстоцена детальность реконструкций палеорельефа соизмерима с детальностью членения региональных стратиграфических шкал. Начиная с эоплейстоцена, детальность палеоклиматической информации обычно значительно превышает возможности палеоорографических реконструкций. Поэтому расчленение неогеновых и более древних отложений в большинстве случаев опирается на палеоклиматические критерии. Соответственно возникают сложности с палеоклиматической характеристикой эоплейстоценовых и плиоценовых этапов рельефообразования, поскольку каждому такому этапу отвечает по нескольку климатических фаз.

8. Строение морского и речного террасовых рядов зависит от суммарного проявления различных сочетаний тектонического, палеоклиматического и палеогеографического факторов. Это обуславливает значительную региональную специфику строения таких рядов. Данная специфика определяет возрастное “скольжение” рубежей основных этапов террасообразования при составлении межрегиональных стратиграфических схем неоплейстоцена и голоцена.

9. Важным принципиальным положением, опирающимся на общепризнанные фактические материалы, является невозможность полной изохронности реальных геологических границ на больших расстояниях. При этом любые стратиграфические границы (литостратиграфические, биостратиграфические, сеймостратиграфические) и стратиграфические маркеры обладают каждый своим интервалом возрастного “скольжения”. Уточнение стратиграфической корреляции заключается в использовании стратиграфических границ и маркеров со все меньшим интервалом возрастного “скольжения”.

10.5.3. Основные перспективы стратификации новейших отложений

1. Актуальной становится проблема необходимости количественно (в абсолютных датировках) оценить величины возрастного “скольжения” стратиграфических границ разных порядков и различных событийных маркеров. Это позволит охарактеризовать точность (детальность) оценки возрастного диапазона указанного “скольжения”. В результате должна появиться иерархия величин “переходных” стратиграфических подразделений, отвечающих величине возрастного “скольжения” стратиграфических рубежей различных порядков (или рангов) в общей стратиграфической шкале. Эта иерархия величин “скольжения” будет даваться также с определенной точностью для каждого метода, используемого для такого определения. Совершенствование подобных оценок связано с применением новых методов абсолютного датирования и совершенствованием представлений о принципиальных возможностях абсолютного выражения “геологического времени”. При этом возникнет вопрос о возможности использования единой шкалы абсолютного датирования или ряда параллельных шкал, опирающихся на разные методы такого датирования.

2. Важной задачей является построение общей стратиграфической шкалы, которая должна учитывать разномасштабное возрастное “скольжение” стратиграфических границ и появление все более мелких “переходных” стратиграфических единиц, отвечающих указанному “скольжению”. Задача эта сложная и, по-видимому, многоступенчатая. Сначала должны составляться межрегиональные схемы более или менее крупных территорий, затем общие стратиграфические шкалы отдельных континентов и океанов, и, наконец, — мировая общая стратиграфическая шкала.

3. Для неоплейстоцена уже достаточно определилась этапность реального рельефообразования, когда основные перестройки рельефа и перераспределения зон интенсивной седиментации начинают этап, а морские трансгрессии и эпохи (фазы, стадии) выравнивания рельефа и террасообразования его завершают. Такие реальные этапы исходно разновозрастны с подразделениями современных общих геохронологических и стратиграфических схем четвертичного периода. Поэтому актуален пересмотр общей и региональных стратиграфических шкал неоплейстоцена с переносом основных стратиграфических рубежей в основание регрессивных, холодных, ледниковых и других разновозрастных им стадий геологического развития.

Все вышеизложенное показывает, что применение оротектонического метода с выделением генетических комплексов существенно расширяет существующие методические возможности и открывает новые перспективы изучения стратиграфии континентальных новейших отложений.

ГЛАВА 11. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И РЕЖИМЫ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНЕЗА

В последнее время накапливается все больше материалов об определенной неоднородности стратиграфических рубежей, отвечающих как началу новейшего этапа геологического развития в удаленных регионах, так и однотипным его стадиям и более мелким подразделениям. Намечалась, например, некоторая разновозрастность однотипных неоплейстоценовых подразделений террасового генетического комплекса Кавказа, Средней Азии и западнотихоокеанских островных сооружений [Несмеянов, 1989, 2004; Воейкова и др., 2007]. Оконтуривание регионов с однотипной стадийностью затруднено неравномерной изученностью многих территорий. Но постепенно проясняется тектоническая природа такого районирования, которая нашла отражение в представлении о геодинамических системах. Намечается и другой вариант районирования, который можно назвать палеогеографическим, поскольку он определяется спецификой истории развития рельефа. Важна структурная специфика орогенеза. Наконец, становится очевидной необходимость изучения и практического использования детальной характеристики региональной специфики орогенеза.

11.1. Геодинамические системы как основа региональной специфики новейшего орогенеза

Региональная специфика этапности новейшего орогенеза, очевидно, определяется особенностями современной геодинамической обстановки. Представление о существовании геодинамических систем, обуславливающих особенности современной геодинамической обстановки первоначально опиралось на анализ тектонических землетрясений. Их специфика позволила выделить группы орогенов по степени близости между типами разрушительных землетрясений и различными комплексами геолого-геофизических данных (рис. 11.1) [Долговременное..., 1988; Schukin, 1994; Щукин, 1996].

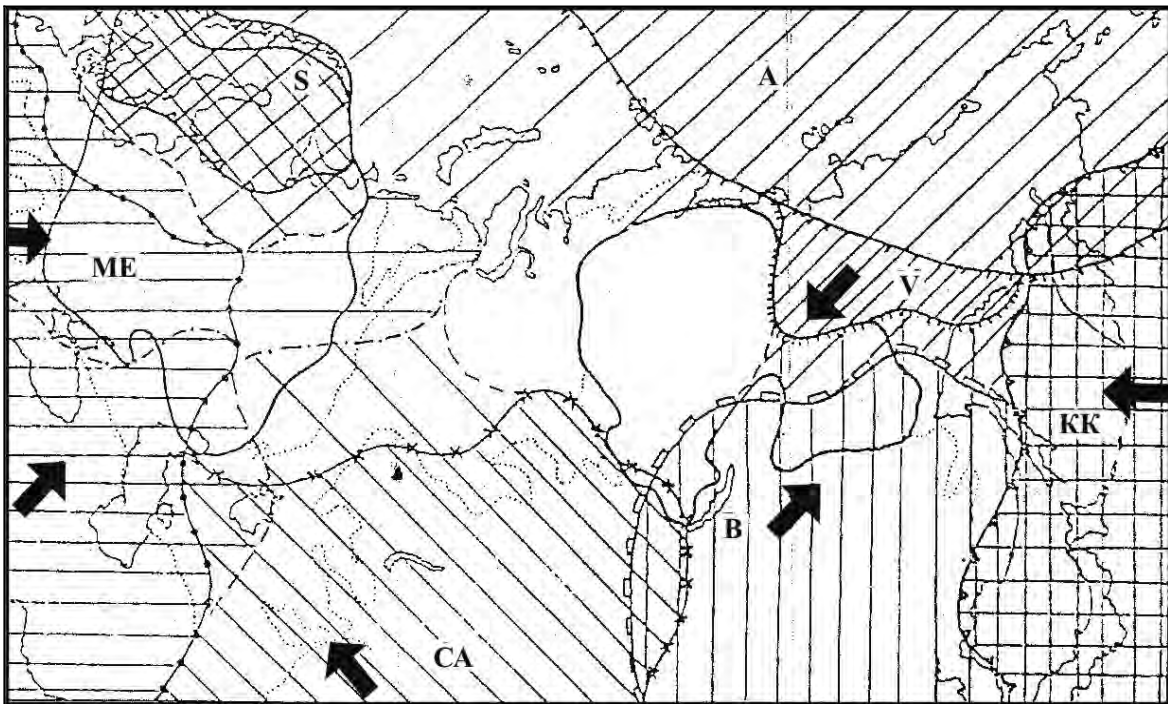


Рис. 11.1. Геодинамические системы Северной Евразии [Schukin, 1994].

ME — Средиземноморско-Европейская, СА — Центрально-Азиатская, В — Байкальская, КК — Курило-Камчатская, V — Верхоянская, А — Арктическая, S — Скандинавская.

Существование таких различий подтверждается и региональной спецификой новейшего орогенеза. Было намечено семь геодинамических систем на континентальной территории России и всей Северной Евразии (рис. 11.2; табл. 11.1) [Несмеянов, 2004, 2012].

Как оказалось в дальнейшем выявленные по типам землетрясений и тектонических структур геодинамические системы выходят за пределы орогенических областей. Это было отмечено А.Г. Золотаревым [1976, 1990], предложившим обособлять предорогенные области. Не исключено, что в дальнейшем по причине сходства неотектонической этапности к выявленным геодинамическим системам удастся присоединить и смежные равнинные территории.

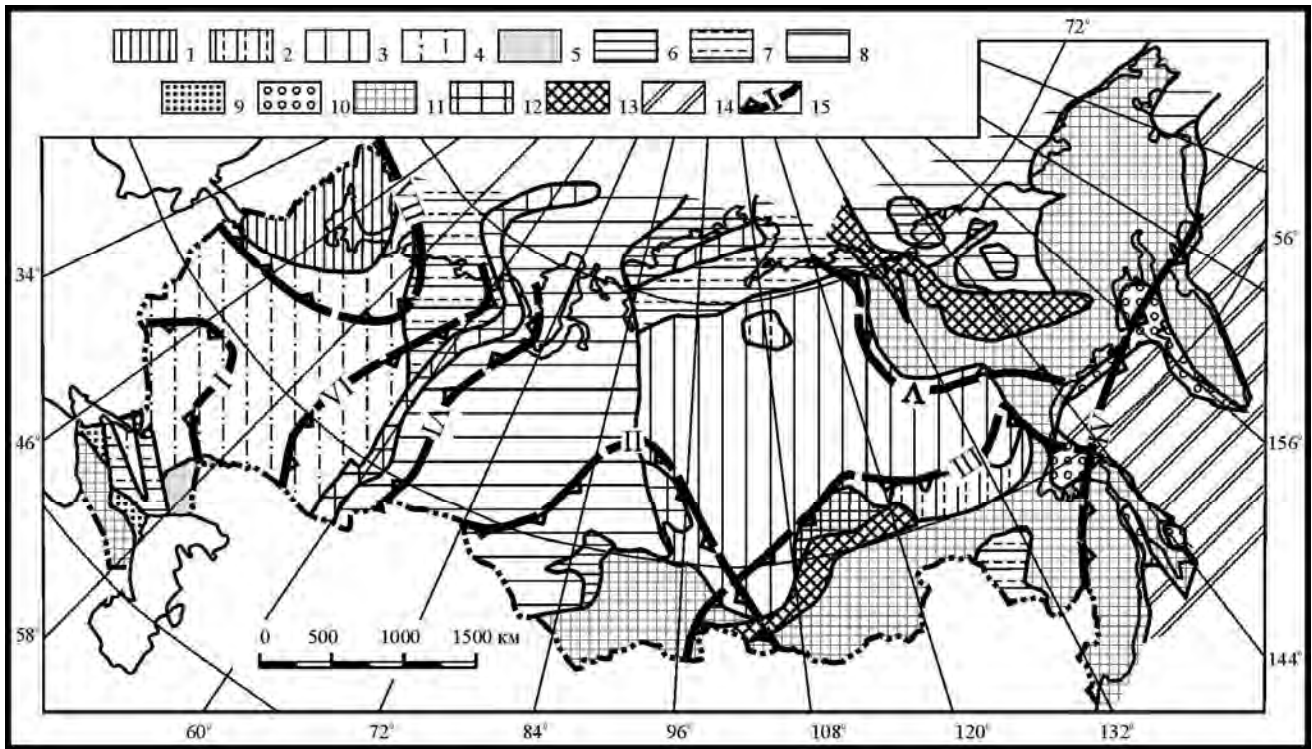


Рис. 11.2. Основные типы режимов современных тектонических движений и геодинамические системы

[Несмеянов, Артемов, Воейкова, Шукин, 1995].

1—14 — основные типы режимов современных тектонических движений: 1-8 — платформенный: 1-5 — на древних платформах: 1-2 — на щитах: 1 — области устойчивых голоценовых и современных поднятий с холмистым и низкогорным рельефом, активных за счет дегляциации последнего материкового оледенения, 2 — области умеренных голоценовых поднятий с преобладанием среднегогорного слаборасчлененного рельефа; 3-4 — на плитах: 3 — области умеренных голоценовых современных дифференцированных движений со среднегорным расчлененным рельефом, 4 — области слабых современных движений с равнинным или пологохолмистым рельефом; 5 — области слабодифференцированных голоценовых и современных движений с рельефом низменных равнин; 6-8 — на молодых платформах: 6 — на щитах и массивах, области умеренных голоценовых движений с холмистым или пологохолмистым рельефом; 7-8 — области умеренных голоценовых и современных нисходящих движений с холмистым равнинным рельефом; 8 — области слабодифференцированных голоценовых и современных движений с низким равнинным или пологохолмистым рельефом; 9-10 — краевых прогибов: 9 — области слабых голоценовых и современных воздыманий с равнинным или холмистым рельефом; 10 — области устойчивых современных и голоценовых прогибаний, развитые на шельфе дальневосточных морей; 11-12 — орогенный: 11 — области интенсивных современных и голоценовых дифференцированных движений со средне- и высокогорным рельефом; 12 — области слабых современных движений (местами прогибаний) с горно-холмистым рельефом; 13 — рифтогенный — области резко дифференцированных современных и голоценовых движений с чередованием гор и глубоких впадин; 14 — переходный от континента к океану — шельфовые области дальневосточных морей с устойчивым голоценовым прогибанием; 15 — границы геодинамических систем (цифрами обозначены: I — Европейско-Средиземноморская; II — Индо-Азиатская; III — Сибирско-Байкальская, IV — Курило-Камчатская; V — Периарктическая; VI — Урало-Новоземельская; VII — Фенно-Скандинавская).

Многие из выделенных геодинамических систем имеют в различных публикациях не идентичные названия. Так, Индо-Азиатская, Сибирско-Байкальская, Периарктическая и Фенно-Скандинавская системы в трактовке С.А. Несмеянова и др. [1995] названы Ю.К. Щукиным, соответственно, Центрально-Азиатской, Байкальской, Арктической и Скандинавской [Schukin, 1994], что, по-видимому, не принципиально. Более важно обособление Ю.К. Щукиным Верхоянской системы, которая в первой из упомянутых схем вошла в состав Периарктической системы, а также отсутствие во второй схеме Урало-Новоземельской системы.

Совершенно очевидно, что отсутствие самостоятельной Урало-Новоземельской орогенической системы в пределах России представляется нонсенсом. Эту орогеническую систему как обособленную новейшую область линейных воздыманий невозможно ни отрицать, ни присоединять, ни к одной из перечисленных геодинамических систем.

Представление о самостоятельности Верхоянской системы, как орогена, отличного от остальных горных сооружений Северо-востока России, — вопрос, по всей вероятности, спорный. Во многих сводках показано, что на всей рассматриваемой территории развиты единые поверхности выравнивания со сходными типами деформаций [Наймарк, 1966, 1972, 1980; Николаев, Наймарк, 1973]. Момская рифтовая зона разделяет эти области далеко не полностью и не служит разделом систем, существенно различных на новейшем этапе геологического развития. В пользу этого положения ряд авторов высказывает представление о том, что Момская зона в антропогене утратила рифтовую природу [Цейслер, Корчуганова, 1997; Корчуганова, 1999]. Поэтому автор склонен сохранить свою прежнюю схему, в которой принял участие и Ю.К. Щукин [Несмеянов и др., 1995; Несмеянов, 2004].

Таблица 11.1

Характеристика геодинамических систем, обуславливающих современное приповерхностное разрывообразование и включающих активные регионы (орогены и рифтогены) и зоны их влияния в смежных тектонически пассивных областях России.

Параметры		Геодинамические системы							
		I Европейско-Средиземноморская	II Индо-Азиатская	III Сибирско-Байкальская		IV Курило-Камчатская	V Периаρκти-ческая	VI Урало-Новоземельская	VII Фенно-Скандинавская
Орогенез	Тип	Эпигеосин-клинальный	Эпи-платформенный	Рифто-генный	Эпигеосин-клинальный	Эпигеосин-клинальный	Эпигеосин-клинальный	Эпи-платформенный	Платформенный
	Возраст основания	Мезо-кайнозойский (“альпийский”)	Палеозойский, реже протерозойский	Палеозойский и докембрийский	Мезозойский или более древний	Кайнозойский	Мезозойский	Палеозойский	Архейский и протерозойский
	Интенсивность	Средняя (2-3 км)	Высокая (3-5 км)	Средняя (1,5-3 км)		Умеренная (1-1,5 км)	Умеренная (1,5-2 км)	Слабая (0,3-1 км)	Слабая (0,5-1 км)
Глубинные геодинамические условия структурообразования	Тип напряжения	Сжатие	Сжатие	Растяжение		Сжатие	Сжатие	Верхнекоровое воздымание	Верхнекоровое воздымание слабое
	Ориентировка преобладающих напряжений	Субмеридиональная	Северо-западная	Субширотная		Субширотная	Северо-восточная или субмеридиональная	Субвертикальная за счет тектонических процессов	Субвертикальная тектоно-изостатическая
Характеристика преобладающих приповерхностных структур	Ориентировка	Северо-западная, местами дугообразная	Решетчатая	Северо-восточная		Дугообразная	Дугообразная или решетчатая	Субмеридиональная; на севере — диагональная	Радиальная, реже концентрическая
	Мегасруктуры; региональные и локальные блоки и складки	Мегасводы, слабо нарушенные локальными складчато-блоковыми структурами и седиментационные депрессии со складками и блоками	Мегасводы, нарушенные грабенами и впадинами; во впадинах складчато-блоковые структуры	Пологие изометрические супермегасводы, нарушенные глубокими рифтовыми и рифтоподобными грабенами		Дугообразные цепи узких “альпийских” сводов, складок, впадин	Пологие изометрические мегасводы с локальными горстами и грабенами разной ориентировки; дугообразные системы блоков; рифтовая зона СЗ простирается	Линейные шовной природы цепи мегасводов; мегасводы разрушаются грабенами; на юге грабены активнее остаточных горстов	Гигантский очень пологий мегасвод, нарушенный остаточными (изостатическими) прогибами и локальными грабенами и горстами
	Разрывы	Продольные надвиги, сбросы; диагональные сдвиги	Сбросы, сдвиги, реже взбросы разной ориентировки	Сбросы, реже листрические сбросы и взбросы		Продольные и диагональные сдвиги, надвиги, сбросы	На западе преобладают надвиги, восточнее — сбросы	Продольные, диагональные сбросы, реже диагональные сдвиги	Сбросы, местами переходящие во флексуры; редко взбросы

Спорным представляется также включение в Курило-Камчатскую систему Южного Приморья. Скорее всего, континентальные районы Дальнего Востока ближе к Сибирско-Байкальской системе, а Курило-Камчатская система объединяет лишь островодужные регионы.

Следует отметить, что выявление, характеристика и оконтуривание геодинамических систем находятся на ранней стадии своего изучения. Уже сейчас наметился ряд направлений, которые, не вдаваясь в подробности, стоит упомянуть при рассмотрении проблемы региональной специфики новейшего орогенеза. Такими направлениями можно считать разновозрастность новейшего орогенеза, орогенические рельефо- и структурообразование. Рассмотрение этого круга вопросов должно стать в дальнейшем предметом региональной оротектоники.

Упомянутые направления, с одной стороны, затрагивались в предшествующих главах, а с другой, изучены еще очень слабо. Поэтому ниже можно ограничиться очень кратким рассмотрением их основных положений, не избежав при этом некоторых повторов ранее сказанного.

11.2. Разновозрастность новейшего орогенеза

Традиционно считается, что неотектонический этап охватывает поздний кайнозой (олигоцен-плейстоцен) продолжительностью 35–40 млн. лет. “При этом наибольшая интенсивность новейших движений падает на последние 5–10 млн. лет” [Николаев, 1988. с. 6].

Постепенно накапливается все больше материала по региональной специфике новейших движений, особенно новейшего орогенеза. Такие различия касаются как времени начала активизации новейших движений, которое часто рассматривается в качестве начала новейшего этапа, так и этапности развития новейших (орогенических) движений. И эти различия можно использовать в качестве критерия для районирования режимов развития новейшего орогенеза.

В направлении подобного районирования делаются еще только первые шаги и наблюдается большой разброс мнений.

В первую очередь достаточно очевидна специфика тектогенной этапности геологического развития для собственно континента и области перехода от континента к Тихому океану. Эта специфика весьма значительна как на уровне начала новейшего этапа, так и на уровне соотношения возрастных рамок основных подразделений новейшего орогенеза. Так, новейший этап геологического развития многих внутриконтинентальных орогенов начался в олигоцене (т.е. около 38–30 млн. лет назад), а периферических — в миоцене (около 11 млн. лет назад) [Воейкова и др., 2007]. Поэтому в первом приближении можно считать весь периферический новейший орогенез разновозрастным с позднеорогенной стадией внутриконтинентального орогенеза. Это естественно обуславливает специфику этапности их новейшего развития.

Региональное различие (при достаточно большой общности этапов внутриконтинентального новейшего орогенеза) указывает также на существование иерархии геодинамических систем, когда в одну группу объединяются все внутриконтинентальные геодинамические системы, в другую — островодужные, а в третью собственно океанические. Различия в тектогенной этапности между такими группами будут, очевидно, большими, чем между внутриконтинентальными геодинамическими системами. Но данный вопрос требует самостоятельного изучения.

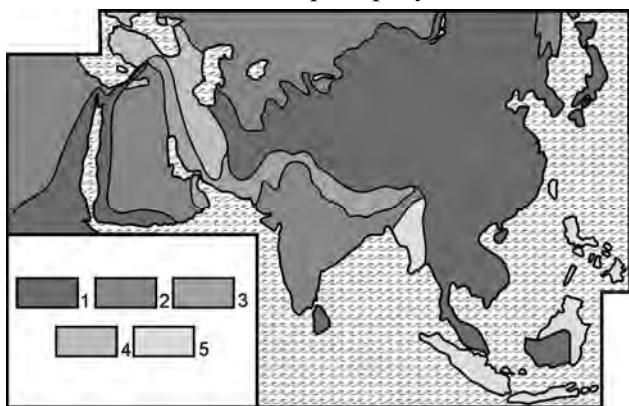


Рис. 11.2. Схема районирования юга Азии и прилегающих областей по времени проявления новейших движений [Новейшая..., 1984].

Области с начальным проявлением новейших движений: 1 — во второй половине плиоцена, 2 — во второй половине миоцена, 3 — во второй половине плиоцена — начале антропогена, 4 — в олигоцене — первой половине миоцена, 5 — во второй половине плиоцена — начале антропогена

и 2) позднеорогенную, позднемиоценово-четвертичную с явным преобладанием воздыманий. Позднее эти стадии стали выделяться и в других орогенах. С.А. Несмеянов [1971₁, 1977] на примере орогенов Средней Азии показал, что в пределах позднеорогенной стадии целесообразно выделять две подстадии. На первой из них (позднемиоценово-эоплейстоценовой) отрицательные тектонические движения, хотя и меньшие по амплитудам, чем положительные, проявляются во впадинах. На второй подстадии (в основном неоплейстоценовой) впадины “втягиваются” в воздымания и отрицательные тектонические движения практически отсутствуют. При этом скорость воздыманий в поднятиях резко возрастает. Дифференциация тектонических структур в это время определяется в основном различной скоростью воздыманий, на фоне которых во впадинах может продолжаться осадконакопление.

Рубеж смены эпох преобладания прогибаний на преобладание воздыманий в среднеазиатских и кавказском орогенах связан с началом эоплейстоцена (1,8 млн. лет), а рубеж существенного (на один-два порядка величин) увеличения скорости воздыманий — с началом неоплейстоцена (обычно от 0,8 до 0,5 млн. лет). [Несмеянов, 1971₁, 1977, 1992].

Некоторыми исследователями разновозрастность начала новейшего этапа фиксируется и в пределах Евразийского континента. Например, А.А. Наймарк для Юга Азии отмечал три возрастных рубежа начала проявления новейших тектонических движений (рис.11.3). Он полагал, что в разных регионах они начались “приблизительно в олигоцене — начале миоцена, во второй половине миоцена и плиоцене — начале антропогена” [Новейшая..., 1984, с. 126]. Предложенное А.А. Наймарком районирование может рассматриваться только как один из возможных во многом спорных вариантов.

Еще больше различий будет выявляться при анализе этапности развития новейшего орогенеза. Как было показано выше (см. главу 3), Е.Е. Милановский [1968] на примере Кавказа выделил две стадии новейшего этапа: 1) раннеорогенную, олигоцен-миоценовую, когда преобладали отрицательные тектонические движения,

В.Г. Трифонов [1999], анализируя большой набор параметров, характеризовал неотектонические активизации в Евразии на уровне конца эоцена — начала олигоцена (около 36 млн. лет), рубежей олигоцена и миоцена (26 млн. лет), раннего и среднего миоцена, позднего миоцена — раннего плиоцена (5,5 млн. лет), конца плиоцена — начала плейстоцена (1,8 млн. лет), а также нескольких тектонических фаз в середине плейстоцена. Важна приуроченность большинства перечисленных выше фаз тектонической активизации к рубежам стратиграфических подразделений. Очевидно, именно их отражением в разрезах отложений бассейнового генетического комплекса являются размыты и угловые несогласия на этих рубежах. При этом сами подобные рубежи должны рассматриваться как определенные временные интервалы, отражающие диапазон разновременности (т.е. величины возрастного “скольжения”) указанных несогласий и размытов в разных регионах.

Намеченная *стадийность орогенеза* выявляется на противоречивом фоне двух факторов: общей направленности и цикличности структурообразования, седиментации и рельефообразования. При этом именно проявления взаимосвязанной цикличности обуславливают периодизацию указанных процессов, определяющую возможности стратиграфической периодизации и корреляции, а соответственно — датировки этапов рельефообразования.

11.3. Региональная специфика новейшего рельефообразования

Региональная специфика новейшего орогенического рельефообразования может иметь множество проявлений. В настоящее время наиболее очевидными можно считать ее отражение в стратиграфии террасовых образований и в палеогеографических вариантах спецификации стратиграфических схем неоплейстоцена и голоцена [Несмеянов, 2012].

11.3.1. Региональная специфика стратиграфических схем террасовых образований

Таблица 11.2
Различия в этапности неоплейстоценового развития орогенов Средней Азии и Кавказа.

Индексы этапов неоплейстоценового террасообразования	Абсолютный возраст начальных рубежей террасовых подразделений, тыс. лет	
	Эпиплатформенные высокие орогены Средней Азии	Эпигеосинклинальный среднегорный ороген Западного Кавказа
Q ₄	16±0,7	15-20
Q ₃ ²	35±0,6	60-70
Q ₃ ¹	55±6	около 120
Q ₂ ²	140±6	150-200
Q ₂ ¹	220±45	300-400
Q ₁ ²	500±45	около 700

Выше уже было сказано об общности строения неоплейстоценовых речных террасовых рядов различных орогенов. Данная общность обусловлена достаточно очевидным присутствием практически во всех горных областях четырех комплексов высоких, средних, низких и приустьевых речных террас. Эта четырехчленность обычно и, как правило, из-за недостатка местных абсолютных датировок, трактуется в пользу синхронности этапов рельефообразования основным подразделениям плейстоцена (неоплейстоцена) и голоцена (т.е. прежнего понимания четвертичного периода в возрастном объеме порядка от современности до 0,7-1,0 млн. лет). Однако реальная датировка наиболее детально изученных террасовых рядов не подтверждает столь полной синхронности. В качестве примера можно привести сопоставление террасовых рядов высокоактивных орогенов Средней Азии и среднеактивного орогена Большого Кавказа (табл. 11.2) [Несмеянов, 1971₁, 1977, 1990, 1992, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995].

Скорее всего, отмеченная выше разновозрастность неоплейстоценовой этапности указанных регионов связана с их принадлежностью разным геодинамическим системам: Кавказ относится к Европейско-Средиземноморской системе, Средняя Азия и Казахстан — к Индо-Азиатской системе. Еще более отличной даже на уровне начала новейшего этапа геологического развития является террасовый ряд Сахалина, относящегося к Курило-Камчатской системе.

Но данный вопрос исследован слабо. Для неоплейстоцена большинства регионов абсолютная датировка этапов террасообразования практически не проработана на сколько-нибудь достоверном материале, а для эоплейстоцена и более древних эпох — не хватает детальности даже геологических датировок. Так, датировка древних поверхностей выравнивания различных орогенов обычно трактуется как более сходная [Поверхности..., 1974]. Это обстоятельство часто интерпретируется в пользу существования единых трансрегиональных поверхностей выравнивания. Решение вопроса зависит также от детальности региональной датировки местных рядов террасовых образований. В то же время сами рубежи более крупных этапов рельефообразования, очевидно, не могут отвечать “геологическим мгновениям”, а имеют достаточно сложную структуру и продолжительность [Несмеянов, 1977, 2012]. Поэтому само представление о синхронности подобных рубежей нуждается в специальной дальнейшей проработке.

Суммируя вышеизложенное можно констатировать необходимость детальной возрастной характеристики региональных схем террасовых образований. Датировка подобных схем с привлечением только далеких и общих корреляций может привести к существенным искажениям оценок изменения и тенденций интенсивности тектонических движений. В то же время **общность принципиальной четырехчленной схемы строения неоплейстоцен-голоценовых орогенических террасовых рядов и влияние на эту ритмику эвстатических колебаний уровня Мирового океана свидетельствуют о существенной упорядоченности планетарного (в том числе континентального) рельефообразования.**

11.3.2. Палеогеографическая специфика стратиграфических схем

Существует и не зависящий от геодинамических систем вариант специфики стратиграфических схем неоплейстоцена. Он опирается на предложенный К.К. Марковым **“принцип полихронности”** отражения солнечно обусловленной ритмики природных процессов [Марков, 1960; Марков и др., 1965,1967; Свиточ, 2012] и определяется в основном спецификой формирования рельефа за счет особенностей развития речных систем, связанных с разными морскими бассейнами, бессточными водоемами или с областями периодического материкового оледенения. Все это — палеогеографические факторы, а потому можно говорить о **палеогеографическом варианте региональной специфики стратификации неоплейстоцена.**

Как известно, в областях оледенения характерны множественные кардинальные перестройки речной сети, связанные со сменой эпох оледенения и межледниковий, а в бессточных областях вероятно превалирование тектонического фактора в формировании террасовых рядов.

Основные различия стратиграфических схем определяются спецификой строения террасовых рядов, которые на равнинах в большинстве случаев обуславливаются особенностями эвстатических колебаний уровня соответствующего морского бассейна. Эти колебания часто превышают величину в 100 метров, то есть, соизмеримы с величиной снижения русел почти от верховий основных рек до их устья или составляют величину одного порядка с таким снижением.

Выше было показано, что эвстатические колебания разных морей не полностью синхронны. И по этому признаку выделены три крупные группы — бассейны южных морей, арктические и тихоокеанские бассейны [Свиточ, 2003].

Для большей части Северной Евразии с этих позиций целесообразно выделить шесть основных областей, которые лучше определить как зоны различного влияния (рис. 11.4). Соответственно выделяются следующие зоны влияния: I. Зона влияния Скандинавского оледенения, II. Зона влияния Черноморской (Атлантической) эвстатики, III. Зона влияния Каспийской эвстатики, IV. Зона влияния эвстатики Северного океана с подзонами, V. Зона влияния Тихоокеанской эвстатики, VI. Зона влияния Центральноазиатской тектоно-климатической ритмики.

Рассмотрение специфики этапности рельефообразования этих зон [Несмеянов, 2012] позволило сделать следующие выводы.

1. Палеогеографический вариант региональной специфики стратиграфических схем террасовых образований неоплейстоцена обусловлен многофакторностью условий их формирования. Это касается как морского, так и аллювиального вариантов террасовых рядов.

В формировании морского террасового ряда участвуют в основном тектонический, гляциоэвстатический и гляциоизостатический факторы, а в некоторых случаях также собственно палеогеографический фактор (периодическое существование проливов и т.п.).

В формировании речного террасового ряда несомненно участие тектонического и палеоклиматического факторов. Для областей покровного оледенения возрастной диапазон и строение террасового ряда в значительной степени определяются возрастом и динамикой отступления последнего ледникового щита, а также периодичностью и интенсивностью флювиогляциальных процессов.

Различные сочетания тектонического, климатического и палеогеографического факторов при ведущей роли тектоники позволили С.А. Сладкопевцеву [1977] наметить общую схему типизации террасовых рядов (рис. 11.5).

2. Тектонический фактор является наиболее важным, определяющим общие различия морского и особенно аллювиального террасовых рядов в областях преобладающего прогибания и преобладающего воздымания. Но если в областях преобладающего воздымания этот фактор оказывает значительное влияние и на возраст основных подразделений аллювиального террасового ряда, то в областях преобладающего прогибания возраст таких подразделений в большей степени зависит от климатического фактора. При этом в разных областях воздымания неизбежно скажутся различия, связанные со спецификой развития геодинамических систем и их групп. В частности, большое влияние на строение орогенных террасовых рядов оказывают различия в возрасте наиболее интенсивных воздыманий. Так, для альпийского пояса (Кавказ, Тянь-Шань, Памир) характерно прогрессирующее по интенсивности воздымание, которое обуславливает для положительных структур четкое проявление в рельефе разновысотности всех плейстоценовых террасовых уровней и даже их “расщепление” в наиболее интенсивно воздымающихся структурах. Напротив, в большинстве Сибирских орогенов наиболее молодые неоплейстоценовые террасовые уровни сближены и часто здесь даже в положительных структурах

наблюдается вложение молодых террас. Это обусловлено тем, что наиболее интенсивные воздымания в Сибири были более древними (обычно плиоценовыми или эоплейстоценовыми), а в конце неоплейстоцена их скорость, по крайней мере, заметно не прогрессировала (рис. 11.6) [Сладкопечев, 1977]. Именно это обстоятельство определяет различие между орогенами с морфологически “юным” (альпинотипным) и “дряхлым” (сибиретипным) рельефом [Несмеянов, 2012]. Дальнейшее изучение террасовых рядов, очевидно, позволит больше дифференцировать региональную специфику орогенеза.

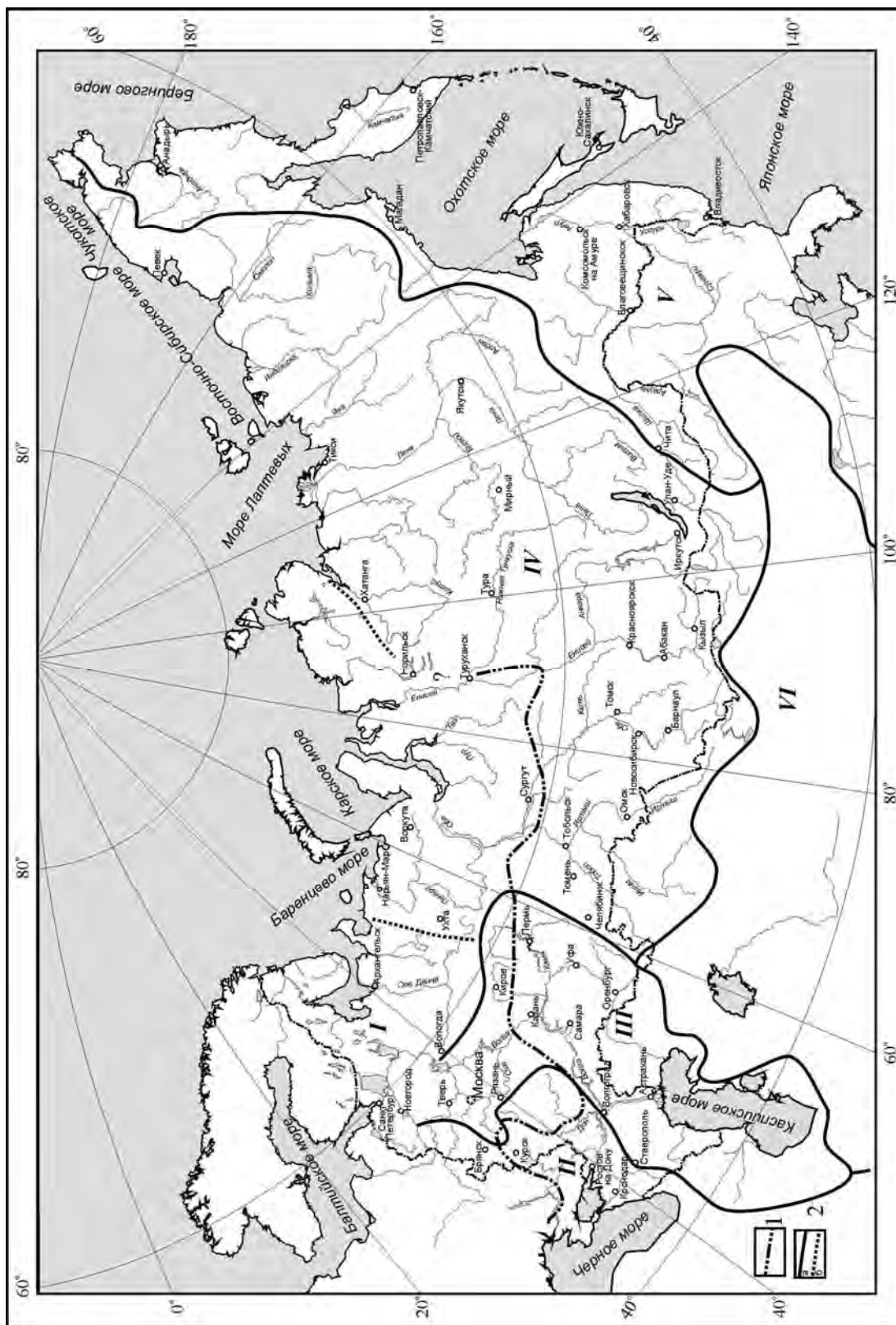


Рис. 11.4. Схема районирования вариантов стратификации плейстоценовых образований террасового генетического комплекса Северной Евразии

1-2 — границы: 1 — областей максимального оледенения, 2 — областей с разной ритмикой террасообразования; а — достоверные, б — предполагаемые. Зоны влияния: I — Скандинавского оледенения, II — Черноморской (Атлантической) эвстатики, III — Каспийской эвстатики, IV — эвстатики Северного океана, V — Тихоокеанской эвстатики, VI — Центральноазиатской тектоно-климатической ритмики.

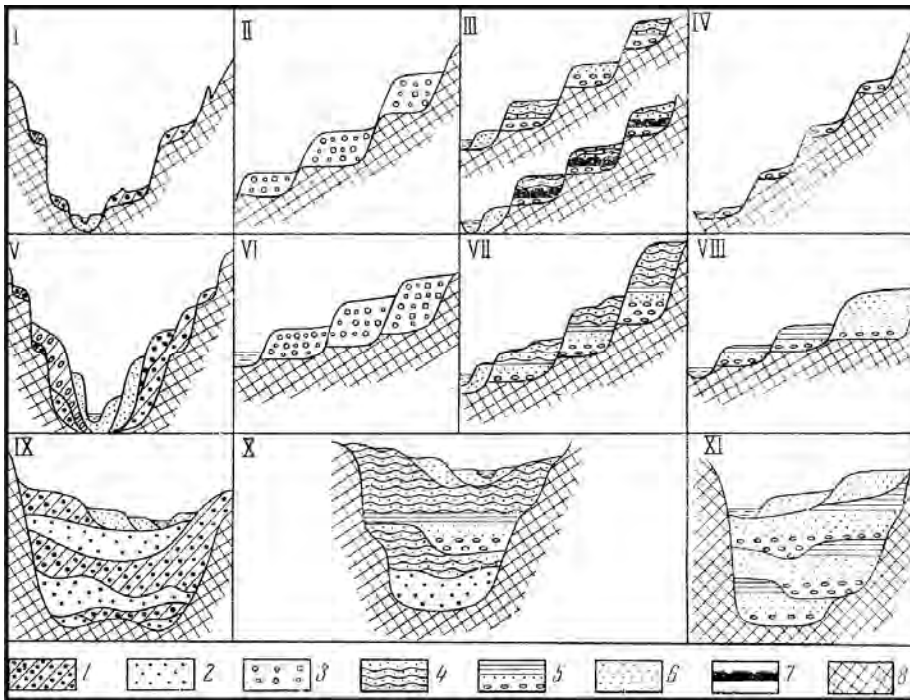


Рис. 11.5. Развитие долин плейстоцена как результат взаимодействия движений земной коры и изменения климата [Сладкопеев, 1977].

Области активных поднятий: I — ледниковые, II — зандровые, III — перигляциальные, IV — внеледниковые.

Области относительно слабых поднятий: V — ледниковые, VI — зандровые, VII — перигляциальные, VIII — внеледниковые.

Области опусканий: IX — ледниковые, X — зандровые и перигляциальные, XI — внеледниковые.

1 — разновозрастная морена; аллювий: 2 — доледниковый, 3 — приледниковый (зандровый), 4 — перигляциальный, 5 — межледниковый и внеледниковый, 6 — послеледниковый; 7 — верхние (пойменные) горизонты межледникового аллювия начальных стадий эпох похолодания; 8 — коренные породы

4. Различное сочетание факторов террасообразования в каждом регионе и в разное время обуславливает специфику строения террасового ряда и возрастные особенности границ подразделений этого ряда. Соответственно, даже геологически близкие границы при их абсолютном датировании могут оказаться в разных регионах несколько разновременными, то есть при их прослеживании из одного региона в другой — “скользящими” во времени.

Это подтверждается сопоставлением наиболее молодых частей террасовых рядов Сибири и Средней Азии. По С.М. Цейтлину [1979], на реках Сибири завершение формирования перигляциального аллювия датируется для первой террасы в 8-8,5 тыс. лет, для второй — 13 тыс. лет, а для третьей — 29-30 тыс. лет. Эти датировки моложе большинства аналогичных показателей для террас среднеазиатских рек, где они составляют 8, 16 и 35 тыс. лет [Несмеянов, 1977; Амосова и др., 1991].

Все вышеизложенное обуславливает региональную специфику стратиграфических схем террасового генетического комплекса, а соответственно отражает и сложности их корреляции.

3. В настоящее время для большинства регионов возраст подразделений террасовых рядов определяется очень приблизительно, обычно на уровне некоторого их соответствия основным палеоклиматическим подразделениям общей геохронологической шкалы. Реальная абсолютная датировка границ террасовых подразделений еще практически недостижима. Поэтому ряд современных корреляций с установлением якобы синхронных региональных подразделений обусловлен чаще всего малой детальностью датировок. Различие в наборе и соотношениях разных факторов при формировании конкретных подразделений неизбежно приведет к выявлению некоторой разновозрастности коррелируемых толщ и эрозионно-аккумулятивных циклов.

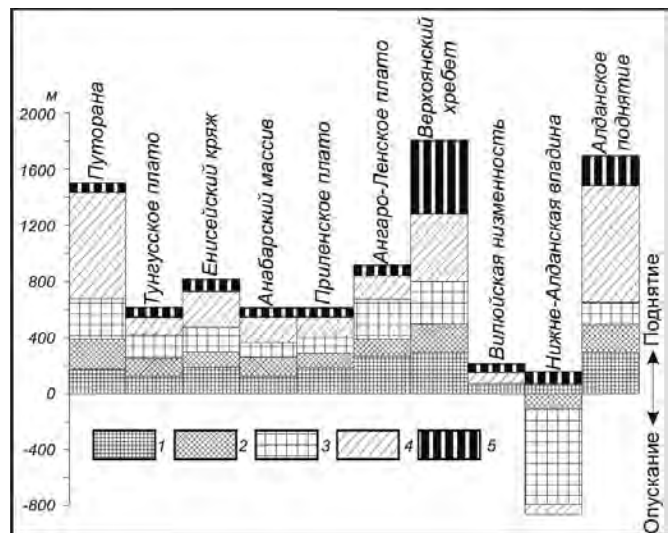


Рис. 11.6. Тектонические движения морфоструктур Сибирской платформы в кайнозое. Средние амплитуды [Сладкопеев, 1977].

1 — к раннемеловому времени (исходные); 2 — позднего мела-эоцена; 3 — олигоцена — раннего плиоцена; 4 — позднего плиоцена — раннего плейстоцена; 5 — среднего- позднего плейстоцена

11.4. Региональная специфика орогенического структурообразования

Проблема выявления региональной специфики орогенического структурообразования в самых общих чертах может рассматриваться на трех масштабных уровнях.

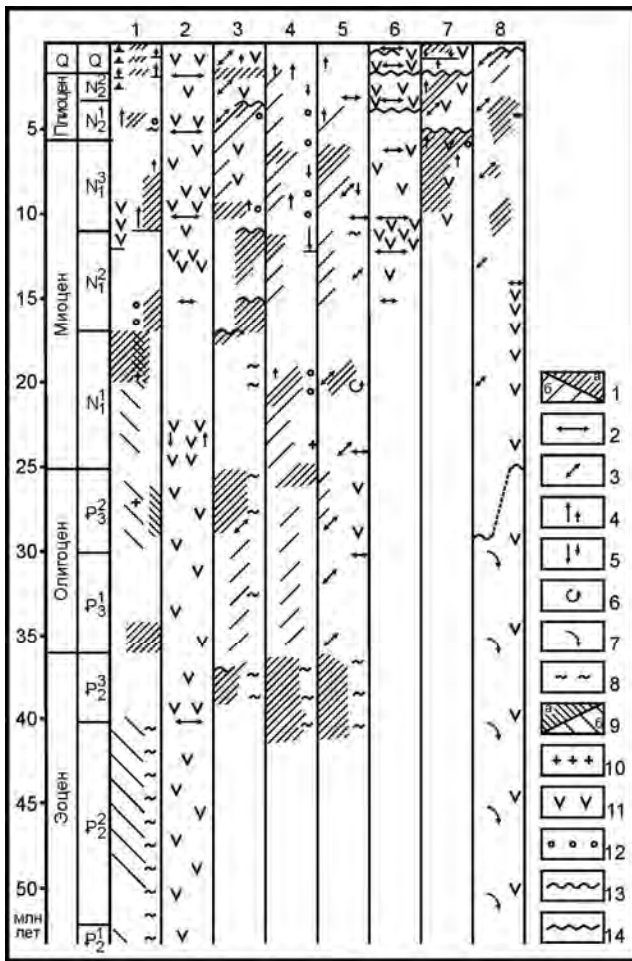


Рис. 11.7. Межрегиональная корреляция неотектонических событий [Трифонов, 1999].

1 — Центральная Азия и Гималаи; 2 — Северо-Восточная Африка и Красноморско-Аденский рифт, 3 — Аравийско-Кавказская коллизионная область; 4 — Альпийская Европа; 5 — Западное Средиземноморье; 6 — Исландия; 7 — Камчатка и Курилы; 8 — Запад США.

1 — сжатие, складчатость и надвигание: а — слабые, б — интенсивные; 2 — растяжение рифтогенез; 3 — сдвиг; 4 — поднятие; 5 — проседание; 6 — вращение; 7 — субдукция и известково-щелочной вулканизм; 8 — закрытие океанического или субокеанического бассейна; 9 — метаморфизм: а — слабый, б — интенсивный; 10 — гранитизация; 11 — вулканизм; 12 — начало отложения и погребления молассы; 13 — несогласие; 14 — перестройка структурного плана.

раннем плиоцене, конце плиоцена — начале плейстоцена и в середине плейстоцена отмечается несколько специфических тектонических фаз.

Третий уровень является структурно-тектоническим, отражающим морфологию преобладающих новейших структур. Известно, например, что в Гиссаро-Алае преобладают блоковые структуры [Несмеянов, Бархатов, 1978], в Южной зоне Ферганской депрессии — складчато-блоковые [Несмеянов, 1971], а в Афгано-Таджикской депрессии широко развиты складчатые формы [Костенко, 1972].

Последовательное использование упомянутых уровней структурной дифференциации орогенеза позволит получить достаточно сложную иерархию новейших орогенов.

Первый уровень можно назвать **геодинамическим**, отражающим общие обстановки орогенеза. Так, следует различать орогены, связанные, во-первых, с тектонической *коллизией* (орогены Альпийского пояса Евразии), во-вторых, с *рифтогенезом* (например, ороген Байкальской рифтовой зоны), в-третьих, с окраинноконтинентальными зонами *субдукции*, где следует различать орогены фронтальной зоны субдукции (например, орогены Курильской островной дуги) и ее тыловых частей (Сахалинский ороген), в-четвертых, с орогенезом щитов древних платформ (например, Хибинский ороген Скандинавского щита Восточно-Европейской платформы, Алданский ороген одноименного щита Сибирской платформы). Для сложных орогенических систем, типа системы разнородных орогенов Альпийского пояса, необходима более дробная классификация, отражающая специфику геодинамической обстановки формирования каждого орогена.

Второй уровень, считающийся историко-тектоническим, связывается с региональным разнообразием проявления тектонических движений различной природы на разных стадиях новейшего этапа. Так, например, В.Г. Трифонов [1999], анализирует большой набор параметров, характеризующих неотектонику Евразии (рис. 11.7) с учетом специфики новейшего развития рифтовых областей, островодужных систем и континентальных окраин, поясов континентальной коллизии, а также иерархии локальных тектонических систем. При этом он показывает, что в разные эпохи активизации тектонических движений преобладали различные процессы. Так, в конце эоцена - начале олигоцена активизировались складко- и покровообразовательные движения и закладывались рифтовые системы. К рубежу олигоцена и миоцена тяготели значительные проявления складчатости, надвигания, сбросообразования, вулканизма, гранитизации и метаморфизма. На рубеже раннего и среднего миоцена активизировались также горизонтальные тектонические движения. В позднем миоцене —

11.5. Региональная оротектоника

Все сказанное выше указывает на принципиальную возможность выявления иерархии областей с той или иной спецификой этапности развития новейшего орогенеза. Эта специфика заслуживает детального рассмотрения. Ее основные черты могут быть установлены при описании ключевых участков, а далее, при рассмотрении всей территории выделенных регионов, эти черты детализируются и дополняются. Подобная работа, как показали исследования на Западном Кавказе [Несмеянов, 1992, 1999] сложна, трудоемка и выполняется в несколько этапов. Поэтому ее можно рассматривать как самостоятельный раздел оротектоники, ее региональную отрасль.

Проблема создания **региональной оротектоники, как особого научного направления**, заключается в описании особенностей развития каждого конкретного орогена. При этом необходимо рассматривать *временной интервал орогенеза, его этапность и особенности рельефо- и структурообразования*. Региональная специфика новейшего орогенеза будет выявляться при сопоставлении региональных вариантов упомянутых характеристик.

Недостаточная распространенность данных исследований определяется трудоемкостью начального этапа применения оротектонического метода, связанного с возрастным расчленением рельефа при создании региональной сети геоморфологических профилей, когда разрабатываются общая схема местного рельефообразования и региональная схема неоструктурного районирования. При наличии таких схем дальнейшее “подключение” к ним сетей локальных профилей на участки детальных исследований обычно не представляет существенных затруднений. Поэтому важна организация так называемых **“опережающих исследований”**, которые действительно опережают конкретные локальные исследования на участках различного хозяйственного освоения.

Но и сами “опережающие исследования” должны опираться на материалы изучения **ключевых участков или районов**, содержащих опорные объекты для классификации и датирования террасовых образований. При выборе подобных ключевых районов желательно учитывать наличие в них:

- наиболее древних элементов рельефа, чтобы анализировать весь диапазон орогенического рельефообразования;
- достаточно хорошо выраженного и полного возрастного диапазона региональных террасовых образований,
- опорных палеонтологических или археологических местонахождений и объектов абсолютного датирования террасовых образований речного и морского рядов.

Соответственно, общая схема исследований по программе региональной оротектоники включает:

- изучение ключевого района или участка для составления местной схемы орогенного рельефообразования;
- создание согласованных региональных схем неоструктурного районирования и возрастного расчленения рельефа как базы для локальных оротектонических исследований на объектах хозяйственного освоения;
- сравнительный анализ схем этапности и структурной специфики различных орогенов для уточнения границ различных геодинамических систем и оценки общего диапазона вариаций формирования новейшего орогенеза.

Следует отметить важность детального описания ключевых районов и необходимость постоянной детализации таких описаний, позволяющих уточнять первоначальную местную схему возрастного расчленения рельефа. Нужно также иметь в виду, что крупные орогены могли развиваться неравномерно. Поэтому в разных их частях необходимо изучение дополнительных ключевых районов и корреляция полученных в них материалов. Из этих положений следует необходимость:

- постоянного обновления информации по оротектонической изученности возрастного расчленения рельефа, т.е. исследований, аналогичных отслеживанию степени геологической изученности территории;
- целесообразности вести такое обновление в интерактивном режиме на виртуальных носителях с приглашением всех исследователей, получивших дополнительные материалы.

Результирующие материалы при этом оказываются общедоступными и существенно повышающими эффективность последующих прикладных и научных исследований. В этом заключается **народнохозяйственное значение региональной оротектоники**.

Последовательное распространение региональной оротектоники является важнейшим очередным этапом использования оротектонического метода и одновременно распространения его практического применения.

ГЛАВА 12. ОРОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭТАПНОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ

Общеизвестен циклический характер проявления разнообразных тектонических и климатических процессов, определяющих этапность формирования орогенного рельефа. Поэтому вполне очевидна необходимость анализа цикличности и самого новейшего орогенеза. Для характеристики такой цикличности в первую очередь целесообразно сопоставление разномасштабных по продолжительности тектоно-климатических циклов. Проводя подобное сопоставление, автор еще в 70-х годах прошлого века обнаружил, что продолжительности этапов рельефообразования высокоактивных орогенов Средней Азии представляют собой неслучайные величины. Был намечен ряд закономерностей в иерархии продолжительности разномасштабных циклов орогенического рельефообразования, в том числе, последовательное сокращение продолжительности этапов на фоне ускорения позднеорогенического рельефообразования, кратность в продолжительности смежных циклов, наличие переменной кратности в ряду разномасштабных циклов и др. [Несмеянов, 1977].

Эти представления получили подтверждение при дальнейшем применении оротектонического метода. Полученные материалы частично отражены в предыдущих главах. Представляется целесообразным далее кратко перечислить основные черты этапности орогенеза, затем рассмотреть выявленные закономерности и природу оротектонической цикличности и, наконец, охарактеризовать роль цикличности в решении ряда теоретических проблем и ее прикладном использовании.

12.1. Этапы развития новейшего орогенеза и проблемы их циклического анализа

Изучение стадийности и закономерностей развития новейших тектонических движений опирается, как было показано выше, на выявление естественно обособляющихся толщ и геоморфологических элементов рельефа. Возраст и характер подобных толщ и геоморфологических элементов, как известно, имеет существенную региональную специфику. Наиболее детально вопросы стадийности новейших тектонических движений разработаны для высокоактивных среднеазиатских орогенов [Костенко, 1972; Несмеянов, 1971₁, 1977, 1978, Чедия, 1986], на примере которых они и будут рассмотрены ниже. Большинство выявленных закономерностей проявляется и в других горных областях.

12.1.1. Этапы и стадийность новейшего орогенеза.

Выше уже были рассмотрены методики и результаты выделения этапов развития новейшего орогенеза. Но эти материалы рассредоточены в предшествующих главах. Поэтому, приступая к анализу цикличности данного процесса, целесообразно кратко напомнить читателю общую схему методических построений и полученных результатов. Данная схема позволит нагляднее представить переход от этапности орогенеза к его цикличности.

Выделением и корреляцией естественно обособляющихся толщ, на котором базируется разделение тектоно-климатических этапов, занимались две отечественные стратиграфические школы. Сибирская школа, возглавлявшаяся М.А. Усовым, опиралась на биографическую корреляцию, которая для континентальных отложений затруднена. Среднеазиатская школа, во главе с В.И. Поповым, использует комплексный литологический анализ. Этот анализ показал, что главным препятствием для корреляции континентальных отложений служит явление возрастного “скольжения” литологически однотипных толщ, описанное еще в середине прошлого века. Оно заключается в “смещении” таких толщ (субформаций) вверх по разрезу при движении к центру впадин. Поэтому латеральная смена толщ сходна с вертикальной, что соответствует и известному закону Головкинского. Данный тип возрастного “скольжения”, назван автором **фациальным**. Он больше по продолжительности **стратиграфического** типа и меньше **тектонического**. Принципиальное рассмотрение данного обстоятельства показало, что **все типы естественных геологических границ, хотя и в разной мере подвержены возрастному “скольжению”**. Соответственно уточнение возрастной корреляции заключается в замене одного типа границ другим, с меньшей амплитудой “скольжения” [Несмеянов, 1977, 1978, 2012].

Выделение этапов новейшего орогенеза предусматривает межрегиональную корреляцию образований преимущественно бассейнового и террасового генетических комплексов [Несмеянов, 1971₁, 1977, 2012; Несмеянов, Макаров, 1974; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Ранов, Несмеянов, 1973].

Применительно к образованиям бассейнового генетического комплекса традиционный комплексный подход к корреляции не позволяет преодолеть даже фациальный тип возрастного “скольжения”, т.к. используемые при этом корреляционные признаки оказываются зависимыми от фациальных обстановок.

Предлагаемое автором выделение единых (межрегиональных) тектоно-климатических этапов опирается только на такие тектогенные и климатогенные изменения (частно-корреляционные признаки или критерии), которые являются общими для коррелируемых областей. Тем не менее, известная индивидуальность развития отдельных регионов приводит к некоторому возрастному “скольжению” и тектоно-климатических, т.е. стратиграфических границ. Это — стратиграфический тип возрастного “скольжения”. Поскольку его амплитуда значительно меньше, чем у фациального типа такого “скольжения”, предложенный вид корреляции эффективен для обособления достаточно дробных стратиграфических подразделений региональных и межрегиональных шкал. Для этого предложена и апробирована на обширном региональном материале новейших отложений Средней Азии и Казахстана методика межрегиональной стратиграфической корреляции континентальных отложений, включающая разделение трех главных типов континентального осадконакопления (бассейнового, террасового и покровного) и использование частного-корреляционного подхода [Несмеянов, 1977]. Этот подход позволяет учесть различие проявлений тектонических и климатических изменений при разных типах осадконакопления. Поэтому для выявления межрегиональных тектоно-климатических этапов необходимо, по мнению автора, использовать наиболее эффективные в каждом конкретном случае, самостоятельные, т.е. частные методы контроля комплексной корреляции. Следовательно, применявшийся ранее комплексный подход к корреляции предложено дополнить частно-корреляционным подходом. При нем любой из корреляционных методов должен независимо фиксировать единые этапы тектоно-климатической периодизации геологической истории.

Для выбора частных корреляционных методов, т.е. корреляционных критериев предложены и опробованы на большом фактическом материале три правила [Несмеянов, 1978].

- ❖ *Правило эффективности критериев* — контроль межрегиональной корреляции осуществляется с помощью методов, которые позволяют проследить межрегиональные границы, фиксирующие тектогенные и климатогенные изменения, наиболее четкие для отложений данного генетического комплекса в сходной ландшафтной обстановке.
- ❖ *Правило дублирования критериев* — контроль межрегиональной корреляции становится достовернее с увеличением числа частных корреляционных методов, фиксирующих взаимосвязанные тектонические и климатические изменения.
- ❖ *Правило смены критериев* — контроль межрегиональной корреляции может осуществляться в разных регионах с помощью самостоятельных частных корреляционных методов, если они фиксируют одни и те же взаимосвязанные тектонические и климатические изменения. Правило применяется либо при далеких корреляциях со сменой ландшафтно-климатических и тектонических обстановок, либо при корреляции отложений, принадлежащих разным генетическим комплексам.

Автором выявлены наиболее эффективные частные корреляционные методы для каждого генетического комплекса новейших отложений Средней Азии и Казахстана [Несмеянов, 1977].

Для осадков бассейнового генетического комплекса, в первую очередь олигоцен-неогеновых, применим метод анализа климатогенной окраски глинистых пород, метод выявления пород-индикаторов климата, тектогенный диастрофический метод выявления региональных перерывов и несогласий, а также сопряженных с ними рубежей главных седиментационных циклов. Показано, что климатогенная окраска меняется в меридиональном направлении. Но значительно дольше сохраняется общая тенденция и количество этапов ее смены.

Для осадков террасового генетического комплекса главным является метод геоморфологического расчленения групп разномасштабных эрозионных врезов и ледниковых трогов, образующихся при расщеплении эрозионных врезов региональных террас. А для осадков покровного генетического комплекса наиболее эффективны педологические методы.

Проведенная на основе предложенной методики корреляция региональных стратиграфических схем новейших отложений Средней Азии и Казахстана подтверждена всеми имеющимися достоверными палеонтологическими, археологическими и палеомагнитными материалами, а также абсолютными датировками [Несмеянов, 1971₁, 1977; Несмеянов, Макаров, 1974; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Ранов, Несмеянов, 1973]. На этом основании составлена межрегиональная стратиграфическая схема единообразного расчленения континентальных новейших отложений на 10 горизонтов и ряд подгоризонтов. Возможность их повсеместного прослеживания представляется достаточно определенной, чтобы утверждать реальность существования единых тектоно-климатических этапов новейшего развития всей обширной территории Средней Азии и Казахстана.

Анализ материалов по датировке выделенных тектоно-климатических этапов [Несмеянов, 1977, 1978] позволил сделать два вывода.

- ❖ Параллелизация горизонтов межрегиональной среднеазиатско-казахстанской стратиграфической схемы с подразделениями международной стратиграфической шкалы в целом идентична по наземным млекопитающим, морским беспозвоночным и археологическим данным, а также по материалам абсолютной геохронологии и палеомагнетизма. Большинство неясностей в датировке обусловлено неоднозначностью трактовки подразделений международной шкалы. Например, млекопитающие аквитанского яруса считаются олигоценовыми, а морские беспозвоночные — миоценовыми, апшеронский ярус стал из плиоценового эоплейстоценовым и вошел в четвертичный период, в который позднее вошла и значительная часть акчагыльского яруса, понтический ярус переведен из плиоцена в миоцен и т.п. При этом количество межрегиональных подразделений вот уже более 40 лет остается неизменным, хотя сами эти подразделения в отдельных регионах подвергаются дополнительному расчленению.
- ❖ Абсолютная датировка горизонтов межрегиональной стратиграфической схемы свидетельствует о неодинаковой продолжительности выделенных тектоно-климатических этапов, различающейся на 4 порядка величин. Это открывает перспективы для масштабной иерархии подразделений и выявления кратности при сопоставлении одновозрастных разновысотных единиц.

Анализ новейшей истории горных и равнинных областей рассматриваемой территории позволил проследить общие этапы в развитии ряда орогенов и смежных платформ и оценить степень синхронности рубежей этих этапов. Различия в развитии новейших орогенов нашли отражение, как известно, в неоднозначной датировке начала новейшего орогенеза: с позднего олигоцена (И.П. Герасимов, В.Е. Хаин и др.), с начала неогена (Н.И. Николаев, С.С. Шульц и др.), с позднего миоцена или даже с плиоцена (Е.Е. Милановский, В.А. Обручев). В связи с указанным расхождением возникла дискуссия о степени синхронности начала и этапов развития новейшего орогенеза. В ней наметились две противоположные позиции. Н.И. Николаев, В.Е. Хаин и др. подчеркивают региональную разновременность начала орогенеза и его стадий, а И.А. Резанов, Ю.Г. Леонов и др. высказывают представление о почти идеальной синхронности начала и двух главных этапов новейшего орогенеза. Выделение таких главных этапов также понимается по-разному, но чаще всего начало второго этапа связывается с увеличением скорости поднятий и с появлением или с преобладанием конгломератов в разрезах моласс.

Материалы, подученные для Тяньшанского орогена, разносторонне характеризуют поступательный характер новейшего геологического развития. В настоящее время выделяется ряд категорий этапов и их рубежей [Несмеянов, 1971₁, 1977, 2004, 2012].

Анализ развития новейшего осадконакопления позволил установить три этапа в изменении относительной значимости главных типов континентальной седиментации:

- В олигоцене и неогене большая часть рассматриваемой территории представляла собой области прогибания и накопления осадков бассейнового генетического комплекса.
- В эоплейстоцене (каракаитайский этап) началась перестройка новейших движений, а относительная значимость всех трех типов седиментации стала, по-видимому, соизмеримой.
- В неоплейстоцене (с кошкурганского этапа), когда площади воздымания преобладали, ведущая роль перешла к формированию осадков террасового и покровного генетических комплексов.

Изучение изменения состава отложений бассейнового генетического комплекса в горной области показало, что к началу гиппарионового этапа здесь завершается преобладание глинистых пород, а с каракаитайского этапа отмечается повсеместное преобладание конгломератов. С подошвами указанных горизонтов связаны главные угловые несогласия.

Поступательность геологического развития определяется в целом неидентичностью разновозрастных этапов за счет:

- несовпадения (асинхронности) главных рубежей в развитии отдельных тектонических и климатических процессов;
- взаимосвязанного развития осадконакопления, рельефо- и структурообразования при ведущей роли вертикальных тектонических движений, качественные и количественные изменения которых определяют иерархию главных этапов орогенеза.

Анализ развития орогенических движений, структур, осадконакопления и преобразования рельефа позволил показать, что *рубежи разновозрастных этапов новейшего орогенеза сопровождаются неодинаковым набором тектогенных и климатогенных изменений.*

- Рубеж двух этапов первого порядка выражен в разрезах впадин региональным несогласием на границе куруксайского и каракаитайского горизонтов и характеризуется началом преобладания воздыманий, увеличением площадей террасового и покровного осадконакопления, активизацией разрывообразования и другими изменениями в ряде тектогенных и климатогенных процессов.

- Рубеж двух первых этапов второго порядка выражен в разрезах впадин несогласием в основании гиппарионового горизонта, совпадает с границей двух циклов красцветности и характеризуется началом активной дифференциации впадин.
- Рубеж двух последних этапов второго порядка характеризуется увеличением скорости вертикальных тектонических движений, активизацией адырообразования, вовлечения впадин в воздымание, изменением стиля преобразования ландшафтов, преобладанием террасовой и покровной седиментации, которые отмечаются с кошкурганского этапа.

Гораздо меньшей значимостью отличаются тектоно-климатические изменения, которые фиксируются на рубежах более мелких этапов, отвечающих границам других горизонтов, а тем более подгоризонтов.

Анализ регионального материала показал, что *рубежи всех четырех главных этапов новейшего развития континентальных областей, особенно орогенических, подвержены возрастному “скольжению” тектонического типа.*

- В Афгано-Таджикской депрессии и, по-видимому, на Алтае дифференциация прогибов и сокращение прогибаний на юге Западносибирской плиты начались с аралотурмейского этапа, а в Тянь-Шане, Копетдаге, на Кавказе и на щитах смежных платформ — с гиппарионового этапа.
- Рубеж двух главных этапов орогенеза, отвечающий началу преобладания поднятий над прогибаниями в активных орогенах Тянь-Шаня и Кавказа отвечает началу каракитайского этапа, а в менее активных орогенах гор юга Сибири, Копетдага и в Афгано-Таджикской депрессии — началу куруксайского этапа. На смежных платформах Турана и Казахстана этот рубеж, отвечающие ему максимальные несогласия и наиболее глубокие эрозионные врезы, также являются предкуруксайскими (предакчагыльскими).
- Практически повсеместно разновозрастным (предкошкурганским) является рубеж двух наиболее молодых этапов новейшего орогенеза. Но в платформенных областях он является среднеплейстоценовым.
- Отступление моря из орогенических (и платформенных) областей началось с востока: в Центральном Тянь-Шане — с эоцена или с мезозоя, в Западном Тянь-Шане — с олигоцена (индрикотериевый этап), в Копетдаге и на Кавказе — преимущественно с середины миоцена (с гиппарионового этапа).
- Возрастное “скольжение” тектонического типа имеет скачкообразный, а не постепенный характер, т.к. данные рубежи в каждом регионе совпадают с границами подразделений, межрегиональной стратиграфической схемы новейших отложений. “Скольжение” указанных рубежей отвечает этапам формирования следующих горизонтов: торуайгырского, аралотурмейского, куруксайского и, вероятно, кошкурганского. Соответственно главные этапы новейшего орогенеза и отдельных орогенических процессов могут считаться едиными только в виде неких интегрированных историко-тектонических подразделений. Для всего Среднеазиатского орогенического пояса в целом можно считать, что рубеж орогенических этапов первого порядка имеет плиоценовый возраст, а рубежи этапов второго порядка, соответственно — миоценовый и раннеплейстоценовый возраст.

Поступательность геологического развития применительно к тектоно-климатической этапности характеризуется в целом:

- неидентичностью разновозрастных этапов за счет несовпадения (асинхронности) главных рубежей в развитии отдельных тектонических и климатических процессов и за счет взаимосвязанного развития осадконакопления, рельефо- и структурообразования при ведущей роли вертикальных тектонических движений,
- существованием иерархической системы этапов новейшего развития, общей для орогенов и смежных платформ,
- региональной разновозрастностью.

12.1.2. Об общности и региональной специфике развития орогенов Средней Азии и Кавказа.

Как уже было отмечено выше, тектоническая этапность и, следовательно, и тектоническая цикличность имеют существенную региональную специфику. Для ее характеристики полезно сравнение тектонической этапности и цикличности разных по интенсивности и истории развития высокоактивных эпиплатформенных орогенов Средней Азии и среднеактивного эпигеосинклинального орогена Большого Кавказа [Несмеянов, 1990, 1992].

Многие этапы новейшего развития Большого Кавказа существенно отличаются по возрасту от этапов формирования Среднеазиатских орогенов (см. табл. 11.2) [Несмеянов, 1990]. Тем не менее, намечается ряд общих закономерностей.

Развитие новейшего орогенеза характеризуется последовательной сменой этапов 1-го и 2-го порядков. Этапы 1-го порядка разграничиваются качественным рубежом смены знака преобладающих

вертикальных движений, а этапы 2-го порядка — количественными рубежами изменения дифференцированности и скорости этих движений.

На олигоцен-неогеновом этапе 1-го порядка преобладали по площади и максимальной амплитуде прогибания, которые развивались на фоне общего воздымания территории и разрастания поднятий-хребтов. На антропогеновом этапе 1-го порядка по площади и амплитуде преобладали поднятия. Двучленность олигоцен-неогенового этапа определяется увеличением дифференцированности прогибов в миоцене, антропогенового — уменьшением дифференцированности преобладающих поднятий и резким (на 1-2 порядка величин) увеличением скорости движений в плейстоцене. Следовательно, вопреки установившемуся представлению о новейшей тектонической активизации и орогенезе, как об эпохе стабильного преобладания поднятий, на первом раннеорогенном этапе и в активных орогенах преобладают прогибания. Главный орогенический рубеж, т.е. граница главных этапов новейшего орогенеза, располагается не в миоцене (например, в сармате), как это обычно считается [Милановский, 1968, 1991], а в плиоцене и палеоплейстоцене.

12.1.3. Проблемы циклического анализа этапности новейшего орогенеза

С изучением цикличности орогенеза, да и геологической цикличности в целом, существует несколько проблем.

Во-первых, следует помнить, что представление о существовании геологической цикличности подерживается не всеми. Ряд исследователей полагает, что цикличность противоречит поступательности развития (Н.С. Боганик [1970] и др.). Другие считают цикличность фундаментальным свойством развития, отражающим черты прерывистости и преемственности в процессе геологического развития. Проявление этих черт обуславливает необходимость возврата развивающейся системы к состоянию, сходному с предшествующим в начале этапа, который считается циклом (Е.А. Куражковская [1970] и др.).

Во-вторых, повторяемость геологических событий и их одинаковая или сходная продолжительность именуются по-разному. Наиболее употребляемы термины цикличность, ритмичности и периодичность. Но эти понятия иногда считаются синонимами [Основные..., 1977]. Между тем исходные греческие понятия “цикл”, “ритм” и “период” не идентичны. Опираясь на их первоначальное значение, автор предложил использовать следующие определения [Несмеянов, 1977].

Цикличность характеризует такое развитие системы или процесса, при котором наблюдается повторение состояний или явлений через любой интервал времени. Поступательный характер геологического развития позволяет судить о повторяемости лишь сходных явлений.

Ритмичность — это обычно соразмерность, равномерность, соблюдение всякого размеренного чередования, т.е. в противоположность цикличности она подразумевает в основном наличие равных промежутков времени между не только сходными, но и вообще любыми явлениями.

Однако существуют и другие толкования данного термина. Например, Ю.И. Возовик [1970] полагал, что для ритмично протекающего процесса характерно закономерное повторение определенных качественных состояний отдельных элементов системы, причем интервалы повторений могут быть и не одинаковыми. При таком понимании ритмичность мало чем отличается от цикличности. Поэтому предпочтительнее первая трактовка данного термина.

Периодичность, по-видимому, отвечает наиболее строго повторяющемуся процессу. Она характеризует полную повторяемость состояний системы или явлений через равные промежутки времени, т.е. циклический процесс, совершающийся ритмично (периодичность это ритмическая цикличность).

Нетрудно заметить, что сложность природных процессов и явлений весьма ограничивает распространение периодичности в геологии. В лучшем случае удается установить повторяемость сходных явлений или событий через близкие интервалы времени.

Анализируя продолжительность палеогеографических и палеотектонических этапов, проще говорить о ритмичности, так как близкие по величине разновозрастные геологические эпохи и этапы развития существенно разнятся по своему содержанию. В то же время выделенные этапы орогенеза хотя и существенно индивидуализированы палеогеографически, начинаются с увеличения тектонической активности. В этом смысле они могут считаться тектоническими (геологическими) циклами. В таком же смысле обычно признается цикличность эрозионно-аккумулятивного, седиментационного и различных климатических процессов.

Поэтому тектоно-климатическая этапность может рассматриваться и как проявление цикличности новейшего орогенеза.

Абсолютные датировки стратиграфических рубежей выделенных этапов новейшего орогенеза позволяют оценить их продолжительность и выявляют существенную разномасштабность этой продолжительности. В то же время некоторые этапы и подэтапы характеризуются одинаковой или близкой продолжительностью. Следовательно, они отвечают разномасштабным геологическим (в данном случае — орогеническим) циклам.

Проводимое ниже описание соотношений продолжительности выявленных этапов сводится к масштабному анализу характера ритмичности рассматриваемого типа геологической цикличности.

Анализ продолжительности естественно обособляющихся этапов развития какой-либо области предполагает выявление закономерностей в соотношении циклов, разномасштабных по своей продолжительности. Следующим этапом такого анализа могло бы стать изучение *распространения выявленных закономерностей во времени и пространстве*. Первое сводится к прослеживанию этих закономерностей на более широком интервале геохронологической шкалы, а второе — к прослеживанию выделенных подразделений за пределами исходной территории.

Рассмотренные в предшествующих главах материалы по анализу этапности новейшего орогенеза позволяют наметить ряд положений, важных для циклического анализа процесса орогенического рельефообразования.

- Высоко- и среднеактивные орогены Альпийского пояса характеризуются последовательным нарастанием интенсивности орогенеза на позднеорогенной стадии и характеризуются “юным” (альпинотипным) рельефом. Напротив, орогены с “дряхлым” (сибиретипным) рельефом прошли пик ускорения движений к началу четвертичного периода. Поэтому основные выявленные закономерности иерархической цикличности орогенеза относятся в первую очередь именно к орогенам Альпийского пояса Евразии.
- Одноранговые циклы орогенеза могут несколько различаться по своей продолжительности за счет региональной специфики орогенеза и, соответственно, возрастного “скольжения” рубежей однотипных этапов рельефообразования.
- При оценке продолжительности разноранговых циклов (этапов) необходимо принимать и округленные значения с учетом диапазона возрастного “скольжения” реальных границ.

Учет этих положений позволяет наметить определенные закономерности в цикличности орогенеза.

12.2 Закономерности и природа тектоно-климатической цикличности развития высокоактивных орогенов.

Полученный материал подтверждает существование цикличности в развитии ряда проявлений тектонического и климатического факторов. Целесообразно рассмотреть результаты масштабного анализа выявленной цикличности и ее космогеологическую природу.

12.2.1. Масштабный анализ оротектонической цикличности

Существует громадная литература по разномасштабной эндогенной и экзогенной, в том числе и климатической цикличности. В.Е. Хаиным давно намечены крупнейшие циклы названные им циклами Вилсона (400-500 млн. лет), Бертрана (150-200 млн. лет), Штилле (30 млн. лет). В этих и более мелких циклах отмечается связь крупнейших оледенений с тектоническими, особенно орогеническими импульсами и зависимость температурных колебаний от вулканической активности. Эти зависимости наиболее полно отражены в недавней книге В.Е. Хаина и Э.Н. Халилова [2009]. Для тектонической цикличности С.А. Несмеяновым [1977] была намечена иерархия из 20 рангов разномасштабных циклов в интервале от 1 300 млн. до 5 лет. Большинство подразделений обеих схем иерархии тектонической цикличности хорошо сопоставимы между собой.

В.Е. Хаиным и Э.Н. Халиловым [2009, с. 57-61], в первую очередь, отмечается связь оледенений с импульсами планетарного орогенеза, которая подтверждается тем, что начало оледенения Антарктиды, произошедшее в олигоцене (30 млн. лет назад) или в эоцене (40 млн. лет), совпадает с началом новейшего орогенеза, а начало оледенения Арктики (около 10 млн. лет) — с одним из орогенических пароксизмов в начале позднеорогенической стадии. Н.М. Чумаков [2001], рассмотрев последовательность великих оледенений в течение неопротерозоя и фанерозоя, пришел к выводу об их периодическом проявлении примерно через каждые 150 млн. лет (циклы Бетрана или 3 ранг тектоно-климатических циклов $160 \times 10^6 \pm 20 \times 10^6$) и сопоставил их с усилениями эндогенной активности Земли. Он указывал также на некоторое смещение во времени циклов великих оледенений по отношению к тектоническим циклам Бертрана, а В.Е. Хаин отмечал, что соответствующие вариации в проявлении островодужного и плюмового магматизма с периодами в десятки млн. лет, “могут быть сопоставлены с циклами Штилле и объяснить климатические изменения подчиненного порядка по отношению к циклам оледенений” [Хаин, Халилов, 2009, с. 70-71].

Во-вторых, принимается, что “высокий уровень корреляции между вулканической активностью и среднегодовыми температурами свидетельствует в пользу преобладающего влияния эндогенного фактора на глобальные климатические изменения” [Хаин, Халилов, 2009, с. 18]. При этом “основной причиной глобальных изменений температуры является увеличение числа и мощности извержений вулканов в периоды максимальных значений циклов вулканической активности” [Хаин, Халилов, 2009, с. 406-407]. Указывается также на запаздывание “максимумов среднего повышения температуры Земли по отношению к максимумам вулканической активности” [Хаин, Халилов, 2009, с. 405].

Наметилась иерархия основных планетарных тектоно-климатических зависимостей. Так, “мегацикличность лежит в основе наиболее долгопериодических колебаний уровня Мирового океана и глобального климата. В частности с ней согласуется распределение во времени ледниковых периодов. Мегацикличность определяет вообще и крупномасштабные изменения климата на Земле, поскольку вызывает усиление (в эпохи существования суперконтинента и низких уровней океана) циркуляции в Мировом океане или ее ослабление (в эпохи распада суперконтинента и высокого уровня океана)” [Хаин, Халилов, 2009, с. 414] (это — циклы Вилсона или тектоноклиматические циклы 2 ранга — $600-650 \times 10^6 \pm 160 \times 10^6$ лет).

Циклы Бертрана, продолжительностью прядка 150-200 млн. лет, близки к тектоно-климатическим циклам 3 ранга ($160 \times 10^6 \pm 20 \times 10^6$ лет), “находят свое отражение в трансгрессивно-регрессивной цикличности, в периодических изменениях интенсивности островодужного вулканизма, гранитообразования и регионального метаморфизма” [Хаин, Халилов, 2009, с. 93]. Они отвечают также циклам второго порядка колебаний уровня Мирового океана на известной кривой П. Вейла [Vail et al., 1977]. Характерно, что цикл Бертрана должен включать четыре цикла Штилле (по 30 млн. лет), которые близки к периодичности крупных трансгрессий и регрессий [Хаин, Халилов, 2009, с. 415].

В вулканической активности фанерозоя ярко выражены циклы продолжительностью 80-100 млн. лет [Хаин, Халилов, 2009, с. 402], отвечающие тектоно-климатическим циклам 4 ранга ($80 \times 10^6 \pm 20 \times 10^6$ лет).

Цикличность с периодом 3-5 млн. лет (отвечающая тектоно-климатическим циклам МГ-IV — $5 \times 10^6 \pm 0,3 \times 10^6$ лет и 7 ранга — $2,5 \times 10^6 \pm 0,3 \times 10^6$ лет), по мнению В.Е. Хаина, наиболее ярко выражена в ярусности глобальной стратиграфической шкалы фанерозоя, а на кривой Вейла эвстатических колебаний уровня океана данной цикличности соответствуют циклы третьего порядка [Хаин, Халилов, 2009, с. 94].

На фоне долгопериодических цикличностей выделяется много короткопериодических. Так, Н.И. Гущенко [1985] на большом статистическом материале выделил цикличность в извержениях магматических вулканов с периодами: в 1 год, 5-6 лет (отвечает циклам 20 ранга — $5 \pm 1-2$ года), 23 года (МГ-X, $20 \pm 1-2$ года), 60-90 лет (17 ранг, 80 ± 10 лет) и 180 лет (близка к МГ-IX, 160 ± 10 лет). Для сильных землетрясений характерна цикличность с гармониками 45 лет (18 ранг, 40 ± 10 лет) и 22 года (МГ-X, $20 \pm 1-2$ года) (см. также [Хаин, Халилов, 2009, с. 402]). Отмечается, что 22-летние циклы сейсмической и вулканической активизации поясов сжатия (субдукции и коллизии) и растяжения (рифтогенеза) Земли находятся в противофазе [Хаин, Халилов, 2009, с. 16].

Современное “глобальное потепление в большой степени обязано повышению активности магматических вулканов поясов сжатия Земли, сохраняющих эту тенденцию в течение последних 200 лет” [Хаин, Халилов, 2009, с. 425].

Известно, что цикличность не только свойственна как тектоническим, так и климатическим процессам, но и по-разному выражена в образованиях каждого генетического комплекса.

Тектоническая цикличность отражает наличие импульсов увеличения интенсивности тектонических движений. Каждому циклу отвечает такой импульс — активная фаза и последующая спокойная фаза пониженной интенсивности этих движений. Наиболее ярко тектоническая цикличность проявилась в виде эрозионно-аккумулятивных циклов, обусловивших формирование ярусности рельефа и образований террасового генетического комплекса. В бассейновом генетическом комплексе тектоническая цикличность проявляется, главным образом, в приуроченности важнейших перерывов в осадконакоплении и угловых несогласий к рубежам разновозрастных часто разнородных толщ и главных седиментационных циклов. В покровном генетическом комплексе указанная цикличность выражена слабо и выявляется с большим трудом, т.к. здесь обычны завуалированные границы размыва [Несмеянов, 1977, 2012].

Климатическая цикличность в аридных областях фиксируется не столько температурными колебаниями, сколько повторением пльвиальных импульсов, а в антропогене — и фазами активизации оледенений на фоне прогрессирувавших в позднем кайнозое похолодания и иссушения климата. В олигоцене и неогене такие импульсы связаны с началом этапов, каждый из которых характеризуется своеобразными наборами ландшафтно-климатических обстановок. В антропогене аридных внутриконтинентальных областей пльвиальные импульсы отвечают фазам похолодания в температурных циклах. Для Средней Азии это подтверждено почвенными и ботаническими исследованиями (А.В. Шнитников, И.Н. Степанов, Э.Н. Благовещенский, С.К. Самсонов, О.Е. Агаханянц, М.М. Пахомов, А.М. Пенькова и др.). Климатическая цикличность наиболее ярко выражена в строении осадков покровного генетического комплекса чередованием лессовидных и первоначально более гумусированных почв. В олигоцен-неогеновых осадках бассейнового генетического комплекса четче, чем цикличность, проявляется специфика поэтапной смены климатических обстановок. В террасовом генетическом комплексе горных областей климатическая цикличность выражена хуже тектонической, но на равнинах она может преобладать [Несмеянов, 1977, 2012].


Связь тектонической и климатической цикличности, отмечавшаяся ранее Б.Л. Личковым, Л.Б. Рухиным и др., подтвердилась материалами изучения новейших отложений Средней Азии и Казахстана. Здесь разновозрастные рубежи отличаются своеобразными наборами проявлений тектогенных и климатогенных процессов. Это достаточно хорошо иллюстрируется на примере Западного Тянь-Шаня (табл. 12.1). Но все такие разновозрастные наборы позволяют утверждать близкое совпадение активных

фаз в климатических и тектонических процессах. Например, началу этапов отвечают региональные несогласия, связанные с активизацией тектонических движений и сопрягающиеся с днищами эрозионных врезов. Геоморфологические корреляции и, в частности, проведенные автором исследования в Гиссаро-Алае, подтвердили сопряжение днищ ледниковых трогов с днищами соответствующих эрозионных врезов. Это указывает на совпадение ледниковых и отвечающих им пльвиальных и холодных фаз преимущественно с эрозионными, а межледниковых (теплых и аридных) — преимущественно с аккумулятивными.

Таблица 12.1

Соотношение рубежей изменения новейших процессов в западном Тянь-Шане

Системы	Этапы формирования горизонтов межрегиональной стратиграфической схемы	тектонические процессы												тектонические этапы					
		климатогенные процессы						тектонические процессы						I порядок	II порядок				
		окраска глин		тип седиментации поднятий	фазы активизации			площадное разрастание хребтов	преобладание поднятий	общее воздымание	активизация разрывов	адырообразование	дифференциация структур			скорость вертикальных движений			
		изменение	фаза красн-ответности		ландшафты (постоянная изменчивость)	бассейновый	террасовый							покровный	подня-тий		по несогласиям	по эрозионным врезам	горного оледенения
Q	сырдарьинский														1-4	+2,3 -0,4	+3,4 -0,9		
	голодностепский																		
	ташкентский																		
	кошкурганский																		
	каракитайский																		
N	куруксаиский													0,25	+1,1 -0,5				
	гиппарионовый																		
	аралогурмейский																0,1	+1,1 -1,7	+1,7 -5,7
	асказансорский																		
P	индрикотериевский																		

Рубежи: ————— главные, ————— второстепенные, ~~~~~ предполагаемые.
 Интервал максимальной интенсивности или распределения

Анализ колоссального палеоклиматического материала для голоцена Средней Азии, Казахстана и Европы проведен А.В. Шнитниковым [1957, 1969]. Этот анализ, дополненный наблюдениями ряда исследователей, в том числе А.В. Максимова [1972], Э.Д. Мамедова [1985] и автора [Несмеянов, 1977, 2012], позволяет констатировать, что похолодания и пльвиалы отвечают фазам активизации воздыманий, эрозии, обвалообразования, связанного, по-видимому, с сейсмичностью, горным оледенением, озерным трансгрессиям и т.д., и что эти активные фазы являются гораздо более кратковременными по сравнению со спокойными фазами. Соответственно **все выделенные этапы орогенеза обладают чертами тектоно-климатических циклов.**

Результаты анализа тектоно-климатической цикличности новейшего развития Средней Азии и Казахстана сводятся к 6 главным выводам [Несмеянов, 1977, 1978, 2012]:

1. Выделенные тектоно-климатические этапы новейшего орогенеза отвечают циклам, продолжительность которых варьирует в широком интервале от 2.5 тыс. до 20 млн. лет, т.е. **различается на 4 порядка величин.**

2. В межрегиональной стратиграфической схеме новейших отложений, начиная с гиппарионового горизонта, последовательность тектоно-климатических этапов отвечает единому ряду циклов с убывающей продолжительностью. Это обстоятельство объясняется прогрессирующим нарастанием интенсивности тектонических движений, которое обусловило увеличение геоморфологической и стратиграфической выработанности все более кратких этапов. Оно позволяет выделить ранги циклов, разномасштабных по продолжительности, т.е. **масштабные ранги тектоно-климатических циклов** (табл. 12.2).

3. Наблюдается одновременное проявление (наложение) циклов разных рангов (табл. 12.3), причем крупные циклы состоят из целого числа мелких. Это указывает на **кратность разномасштабных циклов** разных рангов, т.е. подтверждает иерархический характер подразделений в намеченном ряду циклов.

Таблица 12.2.

Соотношение продолжительности тектоно-климатических циклов новейшего развития орогенов Средней Азии и Казахстана [Несмеянов, 1978].

Этапы формирования межрегиональных стратиграфических подразделений (горизонтов)	Продолжительность циклов (+ — законченных, × — продолжающихся развиваться)								Тектонические этапы новейшего развития орогенов и платформ							
	тысячи лет				миллионы лет				этапы II порядка.	этапы I порядка						
	20	40	150	300	1.3	2.5	10	20								
сырдарьинский	×	×	×	×	×	×	×	×	4 этап	2 этап (преобладание воздыманий)						
голодностепский		+														
ташкентский			+													
кошкурганский				+												
каракитайский					+				3 этап							
куруксайский						+										
гиппарионовый								+	2 этап	1 этап (преобладание прогибаний)						
аралотурмейский								+								
асказансорский							+	+	1 этап							
индрикотериевый							+									
								2	4	2	4	2	4	2	интервалы возрастного "скольжения" границ тектонического типа	
								кратность циклов смежных рангов								

Таблица 12.3.

Одновременное проявление разномасштабных по (продолжительности) тектоно-климатических циклов в новейшей истории Средней Азии и Казахстана

Системы	Циклы красноватности	Характеристики циклов группы масштабы		ранги		VII		VI		V		IV		III		Число рангов одновременных циклов					
						14	13	12	11	10	9	8	9	6	5						
						Тектоно-климатические этапы		толщи, подгоризонты и террасы расщепления		2,5	5	10	20	40	80	150	300	600	1 300	2 500	5 000
Q	второй	сырдарьинский	ходжаягонинский	молодая древняя	×?																
			туткаульский		×																
		голодностепский	самаркандский		×	×															
			шугноуский		×	×															
		ташкентский	джаркутанский	молодая древняя			×	×	×												
			карад-жальский	молодая древняя		×	×														
		кошкурганский									×										
		каракитайский											×								
		куруксайский																			
		N	первый	гиппарионовый													×				
аралотурмейский															×	×					
асказансорский	чильдаринская толща														×	×	×				
	камолинская толща														×	×	×				
P	первый	индрикотериевый	щурьсайская толща											×	×						
			сумсарская толща												×	×					

4. Соотношение абсолютной продолжительности смежных циклов из намеченного иерархического ряда свидетельствует о **переменном характере указанной кратности**; чередование ее значений имеет вид 2:4:2:4. Существование переменной кратности является главной характерной чертой или даже закономерностью тектоно-климатической цикличности. Оно подтверждается большей четкостью стратиграфических границ при кратности 4 (например, границы между ташкентским и голодностепским горизонтами), чем при кратности 2 (например, границ между кошкурганским и ташкентским или между голодностепским и сырдарьинским горизонтами). Наличие переменной кратности послужило основанием для разделения, выявленного иерархического ряда на **двучленные группы сближенных по продолжительности циклов**, которые связаны кратностью 2.

5. Иногда циклы с кратностью 4 имеют двучленное строение, например, усунский, ташкентский, сырдарьинский. Целесообразно поэтому выделение особых **межгрупповых циклов (МГ)**, отличающихся меньшей четкостью обособления, чем циклы основных рангов.

6. Точность определения продолжительности выделенных этапов пропорциональна их длительности и близка к 1/4 от продолжительности соответствующего этапа, т.е. отвечает максимальному значению кратности циклов. Эта точность определяется истинной асинхронностью (возрастным “скольжением”) рубежей коррелятивных стратиграфических подразделений из удаленных регионов. Данная асинхронность, т.е. возрастное “скольжение” стратиграфического типа, может в первом приближении достигать размеров малого цикла, принадлежащего группе с менее продолжительными циклами. Следовательно, стратиграфический тип возрастного “скольжения” минимален по сравнению с фациальным и тектоническим типами.

В целом все **проявления цикличности второстепенны по отношению к изменениям, обуславливающим поступательный характер новейшего орогенеза.** Они как бы “просвечивают” сквозь фон поступательных изменений. Это подтверждается и самим характером распространения единых тектоно-климатических циклов. Они уже прослежены в меридиональном направлении на расстояние, равное трети континента, а в широтном — на еще большее. Обнаруживается, следовательно, единство тектонических и климатических пульсаций в регионах, существенно различных, по своему строению, истории развития и тектоническому режиму. Поэтому **цикличность следует считать свойством природных процессов, наложенным на их поступательное развитие. Поступательность, будучи главным, ведущим фактором геологического развития, проявляется в изменениях значимости самой цикличности, которая, особенно возросла в антропогене.**

12.2.2. О космогеологической природе оротектонической цикличности

Широко распространенное представление о космическом контроле тектонической и климатической цикличности хорошо подтверждается материалами по тектоно-климатической цикличности в развитии орогенического рельефообразования.

Существует громадная литература, подтверждающая разнообразие типов зависимостей тектонических и климатических периодичностей от космических явлений. В частности, отмечается совпадение ритмичности изменений климата с изменениями солнечной радиации и ритмичностью изменения положения Земли в течение галактического года, изменения наклона оси ее вращения и скорости вращения и т.п. Уже давно указывается на совпадение длительности галактических обращений солнечной системы и крупнейших этапов развития структуры земной коры [Личков, 1956; Лунгерсгаузен, 1963 и др.]. Утверждается существование определенной связи между эндогенно-тектонической и астрономической цикличностью [Хаин, 1964]. Делается и более общий вывод о том, что пространственно-временная структура Земли определяется пространственно-временной структурой Галактики [Васильев, 1971].

Сложность этой структуры и ее влияние на земные процессы недавно были рассмотрены В.Е. Хаиным и Э.Н. Халиловым [2009, с. 429]: “Любое вращение космического тела по своей орбите является циклическим процессом и вызывает цикличность, соответствующую периоду вращения. Таким образом, движение солнечной системы по Галактической орбите вызывает “Галактический год”. Аналогично этому соответствующие цикличности вызывают движения Земли вокруг Солнца, вращения Земли вокруг своей оси, обращения Луны вокруг Земли, изменения положения планет Солнечной системы по отношению к Земле и т.д. Мы можем до бесконечности рассматривать любые циклические процессы, которых в природе бесконечное множество. Между тем существуют определенные глобальные закономерности, являющиеся основополагающими в формировании цикличности геодинамических процессов. Основополагающей закономерностью является “иерархия”... Иерархия в масштабах и направленности является одним из основополагающих принципов взаимодействия в природе, и этот принцип неразрывно связан с принципом причинно-следственной связи”.

Основные долгопериодические элементы проявления этой иерархии в эндогенных и экзогенных процессах на Земле были рассмотрены выше. А об их космических аналогах будет сказано ниже. Стоит лишь отметить, что циклы Штилле близки к периодичности усиления бомбардировок Земли крупными метеоритами и (или) кометами [Хаин, Халилов, 2009, с. 415].

Кроме собственно орбитальных процессов важно отметить, что Солнечная система периодически пересекает струйные потоки и электромагнитные ветви спирального типа. Последние пересечения ею центра таких потоков происходили 43, 22 и 2 млн. лет назад. Последний раз Солнце вошло в струйный рукав (рукав Ориона — Лебеда) примерно 3 млн. лет назад и вышло из него 0,6 млн. лет [Баренбаум, 1991; Кузнецов и др., 1991], а в настоящий момент Солнце “проецируется на внутренний край рукава Ориона-Лебеда” [Баренбаум, 1991, с. 30]. С учетом обычного запаздывания тектоно-климатического “отклика” на космические импульсы можно предполагать, что импульс с пиком около 43 млн. лет провоцировал самые ранние стадии начала новейшего орогенеза, пик, датируемый 22 млн. лет, — ранние стадии начала позднеорогенической стадии, а пик около 2 млн. лет — начало плейстоценовой активизации новейшего орогенеза.

Среди ритмических (периодических или близких к периодическим) астрономических явлений, влияющих на ритмичность земных процессов, главнейшими можно считать изменение приливообразующей силы и изменение солнечной активности.

Первое явление может непосредственно воздействовать на ритмичность тектонической (в том числе и орогенической) активности и изучается путем астрономических наблюдений, а второе познается преимущественно через ритмичность короткопериодичных физико-географических процессов. Так, считается, что “наиболее масштабное влияние на формирование циклическостей многих процессов, как в геосфере, так и в биосфере Земли оказывает солнечная активность с основными циклами в среднем 11 лет, 22 года, 75-80 лет” [Хаин, Халилов, 2009, с. 429]. Так “на всех спектрах извержений вулканов и чисел Вольфа выделена гармоника с $T = 22$ года”, а в спектрах сильных ($M \geq 7$) и слабых (M менее 7) землетрясений выделяются лишь гармоники с продолжительностью около 22-23 лет [Хаин, Халилов, 2009, с. 417]. При этом определенное запаздывание климатических “откликов” определяется сложной последовательностью воздействий, когда повышение солнечной активности является причиной повышения вулканической активности, а увеличение числа извержений служит причиной изменений температуры Земли [Хаин, Халилов, 2009, с. 426].

Анализ существующего фактического материала позволяет сделать некоторые выводы [Несмеянов, 1977].

- ❖ Космические периодичности гравитационной и энергетической природы тесно взаимосвязаны между собой. Поэтому они оказывают совместное воздействие на Землю и хорошо увязываются с периодичностью собственных движений Земли как планеты. Основные разномасштабные космические циклы кратны между собой, что свидетельствует о единстве главных видов галактических периодичностей.

В качестве таких главных видов целесообразно использовать галактические движения Солнечной системы, собственные движения Земли и изменения солнечной активности. Среди основных галактических движений Солнечной системы обычно выделяются: *сидерический* период вращения Галактики в окрестностях Солнца, *аномалистический* период между последовательными прохождением Солнца через апогалактий или перигалактий своей орбиты при эпициклическом движении по малому эллипсу (галактический год), *драконический* период гармонического колебательного движения Солнца по Z -координате в направлении, перпендикулярном к галактической плоскости, и *геркулесовый* цикл — космический сезон (разность между сидерическим и аномалистическим периодами) [Паренато, 1954]. Из собственных движений планеты Земля обычно учитываются эксцентриситетный ритм, ритм наклона эклиптики и прецессионный ритм. В солнечной активности выделяется большое количество циклов с нечеткой ритмикой, обуславливающей определенный диапазон различия в их продолжительности.

При корреляции космических и земных циклов следует учитывать, во-первых, что продолжительности разнообразных астрономических циклов, точно также, как размеры циклов тектоно-климатических, определяются путем статистического осреднения некоторого числа несколько различающихся по продолжительности циклов, а во-вторых, возможность влияния и других видов воздействий, которые не всегда усиливают влияние перечисленных факторов, а иногда и затушевывают их. Полный набор космических воздействий и их сочетаний требует специального исследования.

- ❖ Детальность определения космических периодичностей (циклических ритмичностей) в настоящее время ниже детальности определения продолжительности тектонических циклов и сопоставление космических и тектонических может осуществляться в самой общей форме (табл. 12.4). При таком сопоставлении следует иметь в виду, что тектоно-климатический отклик (а точнее — неодновременные отклики различных тектонических и климатических процессов) часто будет запаздывать. Само космическое воздействие, связанное с орбитальными процессами, является растянутым во времени, включающим нарастание воздействия при приближении, например, к апогею или перигею и при удалении от них. Да и сами пики воздействий не имеют четких границ. Такими же чертами обладают и упомянутые выше земные отклики, в которых дополнительно сказывается эффект отставания пиков-откликов от пиков-воздействий. Сказывается также и региональная специфика откликов, проявляющаяся в возрастном “скольжении” рубежей коррелируемых этапов. В результате при выявлении продолжительностей сопоставляемых этапов (циклов) следует выделять **осредненные величины с учетом диапазона возрастного “скольжения”**.
- ❖ Космические периодичности, с учетом упомянутых выше точностей определения их продолжительности и специфики влияния на Землю, в целом достаточно хорошо коррелируются с главными рангами тектоно-климатической циклическости (табл. 12.5). В частности, долгопериодичные орбитальные движения солнечной системы отвечают циклам II и III групп, а периодичности собственных движений Земли и гелиофизических воздействий — циклам VI-X групп. При этом и в космических периодичностях наименее четко выраженными являются ритмы, отвечающие сдвоенным межгрупповым циклам. Следовательно, и космические периодичности связаны между собой переменными кратностями, образующими ряд 2:4:2:4.... Это подтверждает зависимость земных циклов от космических.

Таблица 12.4

Продолжительность главных астрономических периодов и их соотношение с геологическими циклами

Астрономические периоды	Продолжительность периодов, млн. лет (данные разных исследователей)							Тектонические циклы, млн. лет	
	П.П. Паренаго	Г.Ф. Лунгерсгаузен	Г.П. Тамразян	Л.Ф. Балуховский	Л.И. Панкуль	В.Е. Хаин	наиболее распространённые значения	продолжительность	допустимая изменчивость
Сидерический	190(212)	190—200	(~200)	165,6—241	215	150—200	200	—	—
Аномалистический	150(176)	—	176	—	172		160	160	±20
Драконический	85 (86)	76—90	—	—	86	80—100	80	80	
Геркулесовый	—	—	—	33,1—48,3	—	30	—	40	

Таблица 12.5

Соотношение периодичности космических явлений с тектонической цикличностью, в годах

Тектонические циклы				Галактические движения	Собственные движения Земли	Изменения активности Солнца
группа	ранг	продолжительность	изменчивость			
II	3	160×10^6	$\pm 20 \times 10^6$	160×10^6 — аномалистический период 80×10^6 — драконический период		
	4	80×10^6				
III	МГ-III	40×10^6	$\pm 2.5 \times 10^6$	40×10^6 — геркулесовый цикл, космический сезон, разность между сидерическим и аномалистическим периодами 20×10^6 — полуамплитуда драконического цикла 10×10^6 — сезонность геркулесового цикла		
	5	20×10^6				
	6	10×10^6				
IV						
V						
VI	МГ-VI	80×10^3	$\pm 5 \times 10^3$			
	11	40×10^3				
	12	20×10^3				
VII	МГ-VII	10×10^3	± 650			
	13	5×10^3				
	14	2.5×10^3				
VIII	МГ-VIII	1300	± 80			
	15	650				
	16	320				
IX	МГ-IX	160	± 10			
	17	80				
	18	40				
X	МГ-X	20	$\pm 1-2$			
	19	10				
	20	5				

- ❖ Космические периодичности (циклы) как бы наращивают в обе стороны временной интервал, в котором выявлены тектоно-климатические циклы и совпадают с общим размахом геологической цикличности. Это подтверждает возможность распространения выявленных зависимостей разномасштабных эндогенных циклов на весь интервал от 5 до $1,3 \times 10^9$ лет.

Суммируя сказанное можно сделать следующие общие выводы:

- ✓ Оротектоническая цикличность, как один из вариантов геологической цикличности, принципиально отличается от цикличности, свойственной физическим процессам, наличием диапазона в продолжительности одноранговых циклов.

- ✓ Намечена сходная продолжительность одноранговых оротектонических и орбитальных космических циклов с учетом диапазона вариаций этой продолжительности. Это позволяет считать также иерархическую космическую цикличность, определяющей ритмику тектонической и климатической цикличности и существование взаимосвязанной тектоно-климатической цикличности. Соответственно намечается взаимосвязанная **космотектоническая цикличность**.
- ✓ При корреляции разномасштабных по продолжительности космических и тектоно-климатических циклов необходимо учитывать малую детальность абсолютного датирования продолжительности циклов.
- ✓ Спецификой космических воздействий является сглаженность (“расплывчатость”) пиков активных фаз орбитальных циклов, которая отражается в нечеткости (региональной специфике) тектонической реакции на космические (гравитационные) воздействия. Региональная специфика тектонической реакции определяется неоднородностью гравитационной мозаики литосферных недр. Соответственно “расплывчатость” пиков у космических “источников” циклических воздействий отражается в неполной синхронности проявления цикличности земного “приемника” воздействий за счет его региональной специфики. Это проявляется в определенной “расплывчатости” границ орогенических импульсов и в возможности смещения (“блуждания”, т.е. возрастного “скольжения”) их пиков. Диапазон возрастного “скольжения” продолжительности границ космотектонических циклов обычно не выходит за пределы величины цикла следующего ранга, т.е. определяется иерархией цикличности.
- ✓ В целом фундаментальный характер тектоно-климатической цикличности, определяющийся ее зависимостью от космических воздействий, должен рассматриваться в философском плане как “отношение данной системы к условиям и среде существования” [Куражковская, 1970, с. 178].

12.2.3 Общие проблемы космогеологической и оротектонической цикличности

Целесообразно кратко затронуть, во-первых, общую систему рассматриваемой цикличности, а во-вторых, пути использования цикличности в методе актуализма.

12.2.3.1. Проблема системы закономерностей тектоно-климатической цикличности

Иерархическая соподчиненность разномасштабных по продолжительности циклов обладает целостной системой выявленных закономерностей.

1. *Кратность циклов разных рангов* служит отражением явления соподчинения и генетической однородности разномасштабной цикличности, т.е. **единства природы** этой цикличности, фиксирующей в эндогенных, экзогенных и космогенных процессах.

2. *Переменность кратности разномасштабных циклов* служит отражением явления цикличности самого соподчинения в иерархии разноранговой цикличности. Это свидетельствует о существовании цикличности строения иерархической системы цикличности, т.е. о явлении **цикличности самой цикличности**.

3. *Кратность кратности*. Переменная кратность типа 2:4:2:4... показывает, что сами **величины кратности являются кратными между собой**. Эту закономерность можно кратко сформулировать как кратность кратности, т.е. отражение глубокой внутренней однородности всей выявленной иерархической системы.

Таким образом, тектоно-климатическая цикличность подчиняется целостной и глубоко организованной иерархической системе закономерностей, выражающейся в многоступенчатой упорядоченности типа: *кратность — переменная кратность — кратность кратности*. Эта система аналогична двоичной системе счисления, являющейся как наиболее простой, и наиболее универсальной для выявления взаимосвязи разнородных процессов. Соответственно, цикличность, подчиняющаяся столь общим закономерностям, как было отмечено выше, нашла отражение в весьма разнородных процессах (эндогенных, экзогенных и космогенных) и, очевидно имеет общую природу (ротационно-гравитационную).

12.2.3.2. Проблема использования цикличности в методе актуализма

В дополнение к рассмотренному выше соотношению этапности и цикличности в развитии новейшего орогенеза можно добавить четыре принципа использования цикличности для конкретизации применения метода актуализма к анализу тектонических (орогенических) процессов.

1. Принцип неповторимости (исторической неидентичности) заключается в том, что одновременное проявление многоступенчатой иерархии тектоно-климатических циклов обуславливает невозможность полной идентичности даже одноранговых циклов в геологической истории. Соответственно принципиальная ограниченность метода актуализма состоит в отсутствии исторической идентичности и достижимости лишь исторической аналогичности.

2. Принцип неравной аналогичности (исторической непропорциональности) заключается в неодинаковой степени аналогичности различных этапов геологической истории. Это различие определяется принадлежностью рассматриваемых одноранговых циклов к разным фазам циклов более низких рангов. Соответственно, анализ тектоно-климатической цикличности позволяет разделить геологическую историю на этапы, для которых свойственна разная степень сходства с современностью, т.е. на этапы с неодинаковыми возможностями использования метода актуализма. При этом древние этапы могут обладать

большим сходством с современностью, чем относительно молодые. Например, как будет показано ниже, на новейший орогенез больше похож орогенез среднепалеозойский, чем верхнепалеозойский.

3. Принцип циклической иерархичности (исторической сопоставимости) определяет методику выявления историко-геологических аналогов и оценки степени аналогичности и неповторимости сравниваемых геологических моментов. Данная методика опирается на систему закономерностей иерархии тектоно-климатической цикличности. Использование этих закономерностей позволяет, как будет показано ниже, выявить наиболее близкий историко-тектонический аналог новейшего орогенеза, аналоги его антропогеновой стадии и “современного геологического момента”, а также дать дифференцированную оценку тектонической и сейсмической современности.

4. Принцип обратных связей (исторической прогностичности) заключается в том, что использование системы закономерностей тектоно-климатической цикличности позволяет не только “переносить” особенности проявления современных геологических процессов на прошлое, но и использовать сведения из геологической истории для расшифровки “уровня развития” современных процессов. Данный принцип лежит в основе прогноза дальнейшего развития современных геологических процессов. При этом, безусловно, должен учитываться принцип неравной аналогичности, т.е. максимального эффекта от использования наиболее близких аналогов. Именно принцип обратных связей позволил, как будет показано ниже, оценить уровень современного развития новейшего орогенеза и предположить главные этапы его дальнейшего развития.

Предлагаемые принципы циклической конкретизации метода актуализма могут использоваться при уточнении методики историко-тектонического анализа.

12.3. Проблемы новейшего этапа геологического развития с учетом оротектонической цикличности.

Изучение новейшего развития континентальных аридных областей Средней Азии и Казахстана позволило получить материал для рассмотрения некоторых общих проблем, связанных с историко-тектоническим анализом. В этом анализе обычно выделяется три метода: сравнительный, исторический и актуалистический. Для данной работы особый интерес представляет актуалистический метод, акцентирующий внимание на особом значении изучения современных геологических процессов для понимания древних. При этом указанный метод не противопоставляется сравнительному или историческому методам. Напротив, будучи сложным, он включает принципы, позволяющие учитывать своеобразие различных геологических эпох, а также цикличность развития многих процессов, и повторяемость сходных, но не идентичных явлений.

Ниже с применением метода актуализма рассматривается комплекс взаимосвязанных проблем, анализирующий: соотношение черт поступательности и цикличности в этапности орогенеза, выявление исторического аналога новейшего орогенеза, оценку уровня современного развития этого орогенеза, дифференцированную оценку “тектонической современности”, прогноз дальнейшего развития этого орогенеза и сложность строения эпох и фаз орогенеза.

12.3.1. Проблема соотношения черт поступательности и цикличности в разномасштабной тектоно-климатической этапности.

Выявленные этапы могут трактоваться двояко: и в качестве стадий поступательности развития, и в качестве самостоятельных циклов. Кроме того, одновременное проявление (наложение) циклов разных рангов позволяет рассматривать каждый этап еще и как одну из фаз развития более крупного цикла. Из сказанного делается три вывода.

- Любая последовательность тектоно-климатических этапов, отражающая поступательный характер геологического развития, служит также проявлением разномасштабной цикличности.
- Одновременное проявление (наложение) разномасштабной цикличности определяет своеобразие каждого из смежных одноранговых циклов, так как они отвечают разным фазам более крупных циклов. Многоступенчатость иерархии одновременных тектоно-климатических циклов обуславливает невозможность абсолютной идентичности проявления одноранговых циклов в геологической истории. Возможны только более или менее близкие аналоги. Этим определяется неповторимость каждого геологического “момента” и принципиальная ограниченность метода актуализма.
- Детализация анализа поступательности геологического развития опирается на расшифровку строения разномасштабных тектоно-климатических циклов, в каждом из которых выделяются активная и спокойная фазы. Активная фаза — тектонически более интенсивная, эрозионная, пльвиальная, холодная, ледниковая, трансгрессивная для озер пльвиального пояса и регрессивная для океана, иногда сейсмичная (набор характеристик, как правило, не полон). Она обычно отвечает циклу следующей масштабной группы по сравнению с анализируемым циклом. Эти выводы следует рассматривать как взаимосвязанные, составляющие в целом принцип диалектического взаимоотношения черт поступательности и цикличности в тектоно-климатической этапности.

Таблица 12.6.
Группы и ранги тектонической цикличности
[Несмеянов, 1977].

Масштаб циклов		Округленная продолжительность циклов, в годах		Величина различий в продолжительности конкретных циклов, в годах
группа	ранг	основных	межгрупповых (сдвоенных)	
I	1	1.2-1.3×10 ⁹	2.5×10 ⁹ ?	±160×10 ⁶
	2	0.6-0.65×10 ⁹		
II	3	160×10 ⁶	300-320×10 ⁶	±20×10 ⁶
	4	80×10 ⁶		
III	5	20×10 ⁶	40×10 ⁶	±2.5×10 ⁶
	6	10×10 ⁶		
IV	7	2.5×10 ⁶	5×10 ⁶	±0.3×10 ⁶
	8	1.3×10 ⁶		
V	9	300×10 ³	600×10 ³	± 40×10 ³
	10	150×10 ³		
VI	11	40×10 ³	80×10 ³	±5×10 ³
	12	20×10 ³		
VII	13	5×10 ³	10×10 ³	±650
	14	2.5×10 ³		
VIII	15	650	1300	±80
	16	320		
IX	17	80	160	±10
	18	40		
X	19	10	20	±1-2
	20	5		

более древним аналогом, прошедшим весь цикл орогенеза. Для этого новейший орогенез целесообразно соотносить с другими фанерозойскими орогенезами.

Как известно, в Атлантическом секторе земного шара фанерозой включает 3 цикла 3-го ранга — каледонский, герцинский и альпийский. Соотношение перечисленных циклов не одинаково. Общеизвестна тесная связь двух первых и существенна самостоятельность третьего. Это позволяет считать, что каледонский и герцинский циклы объединяются в межгрупповой цикл II группы, а альпийский, следовательно, отвечает началу следующего такого межгруппового цикла (табл. 12.7).

Таблица 12.7.
Главные циклы фанерозоя в Атлантическом секторе Евразии.

Циклы		Орогенезы	
межгрупповые II группы	3 ранга	внутри межгрупповых циклов	на рубежах межгрупповых циклов
неозойский	альпийский	новейший	верхнепалеозойский
		палеозойский	
герцинский	байкальский		
каледонский			

платформенного орогенеза выделяются два главных структурных этажа — этаж палеозойского фундамента и этаж мезокайнозойского чехла [Несмеянов, 1977].

Новейший орогенез расположен в середине межгруппового цикла II группы. Такое положение объясняет ряд особенностей его строения и в первую очередь переходный характер между циклами 3-го ранга. Это проявляется в том, что новейший орогенез, с одной стороны, служит естественным завершением развития альпийских подвижных поясов, а с другой — он широко распространен за их пределами. Такая двойственность даже породила спор о “позднеальпийской” или “постальпийской” принадлежности новейшего орогенеза.

Действительно, в разрезах как альпийских геосинклиналей, например, Кавказской и Карпатской, так и областей эпициклоидальной активизации типа Тянь-Шаня, молассы, синхронные орогенезу, неразрывно связаны с отложениями предшествующих этапов. На Кавказе эта связь настолько тесна, что некоторые исследователи искусственно разрывают этот орогенез на две части. Отвечающие первой из этих частей молассы олигоцена и низов миоцена считаются геосинклинальными образованиями, а более грубые молассы, соответствующие второй части, рассматриваются как собственно орогенические [Милановский, 1968, 1991]. Такое деление, по-видимому, не решает вопроса, хотя В.В. Белоусов [1975] и

Далее кратко затрагиваются некоторые проблемы орогенеза. Среди них наиболее актуальными представляются вопросы оценки уровня “современного развития” новейшего орогенеза и характера “тектонической современности”, рассматриваемые с учетом многоступенчатой иерархичности тектоно-климатических циклов. Для этого сначала оценивается диапазон разномасштабной цикличности, который в интервале от года до продолжительности существования планеты включает 20 рангов и 10 групп (табл. 12.6). Предлагается предварительная иерархическая классификация активных тектонических фаз, в соответствии с которой новейший орогенез юга Средней Азии и многих других областей горообразования отвечает орогенической эпохе первого порядка, а его антропогенная часть — орогенической стадии первого порядка. Затем анализируется положение новейшего орогенеза в фанерозое.

12.3.2. Проблема аналога новейшего орогенеза в фанерозое

Совершенно очевидно, что новейший орогенез не завершён. Поэтому ряд его характеристик может быть установлен при сопоставлении с ближайшим

Наличие в фанерозое межгрупповых циклов подтверждается, во-первых, существованием подвижных поясов в едином палеозойском циклом развития (Гиссаро-Алай, по М.М. Кухтикову [1968]), а во-вторых, большей значимостью рубежа между палеозоем и мезозоем по сравнению с другими фанерозойскими рубежами. Именно благодаря этому обстоятельству и в альпийских подвижных поясах, и в молодых платформах (Туранской, Западносибирской), и в областях эпи-

полагал, что конец одного цикла и начало следующего сливаются в эпоху наибольшего преобладания поднятий. По его мнению, неоген-четвертичное заключительное поднятие во всех альпийских геосинклиналях почти повсеместно выражено в форме эпигеосинклинального орогенеза.

Для уяснения вопроса об альпийской или постальпийской принадлежности новейшего орогенеза обратимся к анализу геотектонической цикличности, позволяющему наметить наиболее близкий (сходный по типу — геоисторическому положению и внутреннему строению) аналог новейшего орогенеза.

Проявление упомянутых межгрупповых циклов объясняет широко известное различие в развитии каледонского и герцинского циклов [Шатский, Богданов, 1957; Хаин, 1964]. Оно позволяет предполагать большее сходство альпийского цикла с каледонским, чем с герцинским, а также существование различий в характере среднепалеозойского и позднепалеозойского орогенезов. Примером таких различий может служить неодинаковый относительный возраст основной орогенической фазы внутри орогенеза и возраст связанного с ней главного несогласия в молассах. Это хорошо видно в неоднотипности строения среднепалеозойских и верхнепалеозойских моласс Центрального Казахстана. Как известно, в тех и других выделяется по две группы толщ, в основании каждой из которых наблюдается несогласие. Однако, в девонских молассах наиболее резким является несогласие в основании верхней группы толщ, а в верхнепалеозойских — несогласие в основании нижней группы. Низы последней (владимировская свита) представлены и наиболее грубыми породами. Следовательно, наиболее крупная орогеническая фаза расположена в середине девонского орогенеза и в начале верхнепалеозойского. Новейшие молассы обычно залегают с меньшим несогласием в основании, чем позднеорогенические, особенно четвертичные.

Соответственно, можно считать, что **девонский орогенез занимает такое же положение в палеозойском межгрупповом цикле, какое новейший орогенез — в незавершенном мезокайнозойском цикле.** Поэтому девонский орогенез может рассматриваться в качестве, ближайшего историко-тектонического аналога новейшего орогенеза.

Сходство девонского орогенеза с новейшим подтверждается и тем, что, например, для запада Центрального Казахстана долгое время дискутировался вопрос о генетической принадлежности девонских моласс и орогенного вулканизма “каледонидам” или “герцинидам”. Эта дискуссия была обусловлена, с одной стороны, столь же тесной связью девонских моласс с более древними образованиями, как и новейших, а с другой стороны единообразием строения орогенических комплексов пород и их распространением за пределы геосинклиналей, т.е. существенной самостоятельностью [Леонов, 1976]. Для верхнепалеозойского орогенеза подобный вопрос никогда не возникал, ибо его принадлежность к герцинскому циклу не вызывает сомнений.

В специфической ситуации, когда орогенез расположен в середине межгруппового цикла, решение рассматриваемого вопроса может быть поставлено в зависимость от цели, которую преследует исследователь. Если изучаются этапы развития рельефа, каждый из которых начинается с активизации тектонических движений, перестройки структур и рельефа, то целесообразно каждый цикл начинать с активной фазы. В этом случае следует относить новейший орогенез к постальпийскому циклу 3 ранга. Но если исходить из известной концепции “завершающих фаз орогении”, то его придется оставлять в альпийском цикле. Вряд ли однозначно решит вопрос в пользу второго подхода и анализ истории позднепалеозойского и раннемезозойского орогенезов. Дело в том, что максимум позднепалеозойского орогенеза и накопления конгломератовых моласс и в Центральном Казахстане и на Урале приходится на вторую половину карбона. Пермский период (а часто и пермо-триас) отвечают уже скорее посторогенной более спокойной фазе развития с накоплением менее грубых осадков. Во всяком случае, альпийский цикл повсеместно начинается с раннемезозойской активизации тектонических движений. Поэтому на рубеже палеозоя и мезозоя не наблюдается единой тектонической активизации, которая могла бы считаться переходной, по В.В. Белоусову, от герцинского цикла к альпийскому.

Рассматривая полностью реализовавшийся девонский орогенез в качестве ближайшего историко-тектонического аналога незавершенного новейшего орогенеза можно прогнозировать его дальнейшее развитие.

12.3.3. Проблема оценки уровня современного развития новейшего орогенеза.

Уровень современного развития еще не завершеного новейшего орогенеза может быть установлен путем сравнения этапов и стадий его развития с этапностью развития его ближайшего аналога в геологической истории — девонского орогенеза.

Как показал Ю.Г. Леонов [1976], девонский орогенез отличается, как и новейший, большой синхронностью в целом и своих главных этапов, т.е. однотипным строением соответствующих осадков на всей территории его проявления (табл. 12.8). Это, конечно, не исключает определенной региональной специфики (особенно для циклов высоких порядков), отмечаемой и для новейшего орогенеза. Пониженная тектоническая активность, может сказаться в замедлении орогенического “отклика” на космический импульс. А такое замедление больше проявится в асинхронности или даже “выпадении” некоторых кратковременных циклов, т.е. циклов высоких порядков. Поэтому эффективно сопоставление именно наиболее крупных циклов продолжительностью в миллионы лет.

Таблица 12.8.

Этапность девонского орогенеза.

Продолжительность	Общая схема орогенеза по Ю.Г. Леонову, 1976	Молассы Центрального Казахстана по О.А. Мазаровичу, 1976	Ранги циклов	
D ₃ 15 млн лет	переход от орогенного развития к платформенному	даиринская свита	6	5
		перерыв		
D ₂ 10 млн лет	вторая эпоха интенсивного прогибания впадин	жаксыгонская серия	6	5
		Акадская орогеническая фаза		
D ₁ 25 млн лет	первая эпоха интенсивного прогибания впадин	акмаинская серия	желтымесская свита	6
			тараисинская свита	
S ₂	Арденская орогеническая фаза	перерыв и несогласие		

Важной чертой этапности девонского орогенеза является двучленность которая заключается в том, что две эпохи дифференцированных движений и интенсивного прогибания впадин (циклы III группы) разделены относительно короткой (межгрупповой цикл IV группы) стадией активизации тектонических процессов, так называемой акадской орогенической фазой (или фазой складчатости). Особенностью этой стадии, например, в Центральном Казахстане является преобладание поднятий, часто без складкообразования и более интенсивных, чем на рубеже силура и девона, т.е. в начале орогенеза. По всем этим признакам, а также по своей продолжительности и удаленности от начала орогенеза акадская стадия может считаться аналогом антропогеновой орогенической стадии (табл. 12.9).

Таблица 12.9.

Сопоставление этапности девонского и новейшего орогенезов.

Общая схема этапности орогенеза		Девонский орогенез			Новейший орогенез				
		возраст	главные этапы и молассы Центрального Казахстана	ранги циклов	возраст	этап	подразделения Средней Азии и Казахстана	ранги циклов	
позднеорогенная эпоха дифференцированных движений	второй этап	D ₃	переход от орогенеза к платформенному развитию	6			будущее		
	первый этап		вторая эпоха интенсивного прогибания						
среднеорогенная стадия общего воздымания		D ₂	Акадская орогеническая стадия	МГ-1V	Ag	II	см. табл. 12.10	МГ-1V	
раннеорогенная эпоха дифференцированных движений	второй этап (дифференцированные прогибы)				D ₁	первая эпоха интенсивного прогибания	второй этап		
	первый этап (недифференцированные прогибы)	первый этап	5	арало-турмейский горизонт				6	
эорогенная стадия тектонической активности		S ₂	Арденская орогеническая фаза	?	P ₃		усунская серия	6	
							слабое несогласие		

Для акадской орогенической стадии отмечается большая синхронность (эйфельский век) в подавляющем большинстве орогенов. То же самое относится и к четвертичному (антропогеновому) этапу новейшего орогенеза, особенно к его неоплейстоценовой части в целом.

Таким образом, сравнение истории новейшего и девонского орогенезов позволяет сопоставить олигоцен-неогеновую тектоническую эпоху, когда преобладали прогибания и наблюдались активные дифференцированные движения, с нижнедевонской, т.е. с раннеорогенной эпохой (обе продолжительностью около 30 млн. лет), а четвертичную стадию преобладающих поднятий — с акадской стадией. Следовательно, **новейший орогенез находится на средней, наиболее активной стадии своего развития.**

Подобное сопоставление определяет и другие возможности характеристики новейшего орогенеза.

12.3.4. Проблема дифференцированной оценки "тектонической современности".

Проблема дифференцированной оценки "тектонической современности" отражает специфику современного геологического "момента" исходя из масштабного анализа цикличности орогенеза. Этот анализ требует определения уровня современного развития циклов разных рангов в пределах четвертичной стадии, характеризующейся повышенной интенсивностью орогенических воздыманий.

Здесь почти все циклы IV-VIII групп находятся на спокойной фазе своего развития. И только циклы 14 и 16 рангов — на рубеже активной и спокойной фаз (табл. 12.10). Цикл 14 ранга начался активизацией тектонических движений в начале позднеходжаягонинского этапа, обусловивший перемещение Сыр-Дарьи в современное русло на Кайраккумской равнине в Западной Фергане. Сейчас этот этап продолжительностью 2500±650 лет либо близок к завершению, либо уже завершился и современный цикл 16 ранга отвечает вступительным фазам следующего цикла 14 ранга.

**Дифференцированная характеристика тектонической современности
в пределах антропогенной стадии новейшего орогенеза Средней Азии (циклы IV-VIII групп).**

Циклы			Этап, отвечающий предыдущему циклу	Современный цикл			Характеристика современной части цикла
группа	ранг	средняя продолжитель- ность в годах		дата начала в годах	прошедшая часть цикла (округленно)	фаза: + активная, — спокойная	
IV	7	2,5 млн.	куруксайский N ₂ ³	1,8 млн.	0,8	—	вторая половина цикла начало спокойной фазы
	8	1,3 млн.	каракаитайский N ₂ ³ -Q ₁ ²	~0,5 млн.	0,3	—	
V	9	300 тыс.	кошкурганский Q ₁ ²	220-230 тыс.	0,7	—	вторая половина цикла начало спокойной фазы
	10	150 тыс.	ташкентский Q ₂	55 тыс.	0,4	—	
VI	11	40 тыс.	голодностепский Q ₃	15-16 тыс.	0,4	—	начало спокойной фазы вторая половина цикла
	12	20 тыс.	самаркандский	15-16 тыс.	0,8	—	
VII	13	5 тыс.	раннеходжаягонинский	2500	0,4	—	начало спокойной фазы конец спокойной фазы или начало активной фазы
	14	2,5 тыс.	позднеходжаягонинский	?	0,9?	±?	
VIII	15	650		XV век	0,7	—	Вторая половина спокойной фазы (началу цикла отвечала активная фаза многовекового климатического цикла в XV-XVIII веках, а с конца XIX века начался переход к спокойной фазе [Шнитников 1969]) Вероятно, самое начало спокойной фазы (ак- тивной фазе продолжительностью около 80 лет отвечают: фаза высокого уровня Каспия в 1865-1935 гг. [Шнитников 1969]) и группа разрушительных землетрясений в Средней Азии в 1885-1911 гг.
	16	320	начало современного цикла совпадает с актив- ной фазой многовекового цикла в XV-XVII веках (по А.В. Шнитникову [1969])	конец XIX века	0,3?	±?	

Современный цикл 16 ранга продолжительностью 320±80 лет начался в конце XIX века. Поскольку его активная фаза составляла 80±10 лет, этот цикл должен сейчас находиться в самом начале своей спокойной фазы.

То обстоятельство, что “тектоническая современность” отвечает смене фаз двух упомянутых циклов, сильно осложняет расшифровку более коротких циклов, столь важных для решения ряда практических вопросов, например, для характеристики изменения уровня сейсмичности.

Следует также отметить, что рассмотренные выше особенности “тектонической современности” характерны именно для среднеазиатских орогенов. Возрастное “скольжение” тектонических импульсов обуславливает региональную специфику орогенеза других регионов, которая требует специальных исследований.

12.3.5. Проблема прогноза дальнейшего развития новейшего орогенеза.

Как было показано выше, новейший орогенез находится на средней, наиболее активной стадии своего развития, отвечающей в девонском орогенезе акадской стадии. Эта стадия датируется эйфельским веком, продолжительность которого колеблется по разным оценкам в интервале порядка 7-5,5 млн. лет [Харленд и др., 1985; Общая..., 2012]. И такие оценки могут со временем меняться.

Можно полагать, что акадская орогеническая стадия отвечает межгрупповому циклу IV группы, т.е. является орогенической стадией первого порядка и должна состоять из двух циклов 7 ранга (продолжительностью каждый по 2,5±0,3 млн. лет). Это может быть определенным образом согласовано с реальной этапностью среднеазиатского рельефообразования. В ней первый цикл 7 ранга отвечает куруксайскому этапу, который завершился 1,8 млн. лет назад. Следовательно, второй цикл 7 ранга, объединяющий эоплейстоцен, неоплейстоцен и голоцен, прошел примерно три четверти своей продолжительности и находится на завершающей стадии развития (см. табл. 12.10).

Поэтому наиболее близким геотектоническим аналогом орогенической современности и ее непосредственного будущего является орогенная последняя четверть эйфельского века. За ней, очевидно, должна последовать собственно позднеорогенная эпоха дифференцированных движений и активного прогибания впадин, сходная со средне-позднедевонской и имеющая продолжительность порядка 20 млн. лет (см. табл. 12.9). Поэтому в новейшем орогенезе в расширенном его понимании еще не было позднеорогенной эпохи или стадии. В таком, расширенном понимании стадия, именуемая ныне позднеорогенической, должна считаться среднеорогенической.

12.3.6. Проблема сложности строения разномасштабных эпох и фаз активизации орогенеза

Рассмотренная выше иерархическая цикличность орогенеза, при которой каждый цикл начинается импульсом — активной фазой — тектонической активизации, открывает реальные возможности для расшифровки строения разномасштабных подразделений подобной активизации.

Следует отметить, что термины, обычно употребляющиеся для обозначения таких разномасштабных подразделений (например, эпоха, фаза, стадия орогенеза или складчатости), не нормированы четко по продолжительности и являются по существу терминами свободного пользования.

Поэтому представляется целесообразным предложить следующие временные рамки для используемых терминов.

Для термина “эпоха” орогенеза целесообразен интервал 50-100 млн. лет, поскольку эпоха девонского орогенеза продолжалась около 60 млн. лет, а еще не завершенная эпоха новейшего орогенеза длится около 40 млн. лет. К этой категории относятся циклы II группы (3 и 4 ранга).

Для тектонической активизации в рамках циклов III группы (ранги 5 и 6, продолжительностью соответственно 20 и 10 млн. лет), целесообразен термин “стадия” орогенеза, так как незавершенная “позднеорогенная” (а на самом деле — среднеорогенная) стадия новейшего орогенеза продолжается около 10 млн. лет.

Для тектонической активизации в рамках всех циклов IV группы, включая межгрупповой (продолжительностью соответственно 5; 2,5 и 1, 3 млн. лет) можно использовать термин “фаза” орогенеза. Сюда относятся акадская (эйфельская) стадия девонского орогенеза, продолжительностью как было отмечено выше, по разным оценкам 7-5,5 млн. лет, а также еще не завершенная четвертичная фаза новейшего орогенеза.

Для тектонической активизации в рамках циклов длительностью в тысячи лет (циклы V, VI групп) может применяться термин “импульсы” орогенеза.

Поскольку в крупных среднеазиатских депрессиях практически все рассмотренные выше подразделения активизации орогенеза сопровождалась активизацией складкообразования вполне допустимы соответствующие временные рамки для терминов эпохи, стадии, фазы и импульсы складчатости.

Предложенная система подразделений иерархична: эпохи включают стадии, стадии содержат фазы, в фазах проявляются импульсы орогенеза и складчатости. Это позволяет судить о сложности внутреннего строения практически всех разномасштабных проявлений орогенеза. Разнообразие сочетаний разномасштабных по интенсивности одноранговых проявлений орогенеза определяет различие строения даже смежных одномасштабных орогенических подразделений.

12.4. О других возможных направлениях использования оротектонической цикличности

Рассмотренная выше сложная иерархическая система тектоно-климатической цикличности, отражающая упорядоченность космических воздействий, неизбежно должна получить отражение в различных процессах, связанных с этапностью геологического развития. Выявление общего диапазона таких процессов, связанных с тектоно-климатической цикличностью, дело будущего. Здесь же в качестве довольно очевидных примеров следует очень кратко остановиться на одной теоретической проблеме и одной частной прикладной.

12.4.1. Стратиграфическое направление учета тектоно-климатической цикличности.

Реальная стратиграфия, так же как и историческая тектоника, опирается на выявление иерархии тектоно-климатической этапности. Поэтому в иерархии стратиграфических подразделений с той или иной отчетливостью “просвечивает” выявленная система иерархической цикличности. Проявляется и возрастное “скольжение” разномасштабных границ [Несмеянов, 2012]. Биостратиграфические материалы, определяющие этапность большинства стратиграфических подразделений фанерозоя, часто обуславливают границы, смещенные относительно тектоно-климатических рубежей [Соколов, 1971]. Поэтому, во-первых, рассматриваемая цикличность должна анализироваться в стратиграфии с учетом разномасштабных диапазонов возрастного “скольжения” стратиграфических границ, а во-вторых, иерархия стратиграфических подразделений различна, по крайней мере, для трех разномасштабных отрезков геологической истории: для докембрия, фанерозоя и четвертичного периода (особенно для неоплейстоцена).

В докембрии стратиграфические подразделения отвечают тектоно-магматическим циклам, рубежами между которыми служат эпохи тектонической активизации (эпохи складчатости и т.п.). Периоды фанерозоя лишь первоначально отвечали подобным, но меньшим по размеру естественно обособившимся (т.е. местным) литостратиграфическим подразделениям. Позднее их границы были откорректированы в соответствии с рубежами резких измерений органического мира или отдельных его ветвей, филогенез которых считается наиболее представительным. Еще более сложным становится расчленение четвертичного периода (особенно с учетом неоднократных изменений его стратиграфического объема). В разных регионах ведущими критериями стратиграфических границ оказываются биостратиграфические, климатические или диастрофические материалы, проявляющиеся в расчленении образований различных генетических комплексов [Несмеянов, 2012].

Разномасштабность стратиграфических (и геохронологических) подразделений в фанерозое и четвертичном периоде обуславливала предложения по переиндексации самой четвертичной системы и слагающих ее отделов и ярусов [Зубаков, 1962 и др.].

С учетом сделанных замечаний, можно следующим образом отразить вероятную циклическую иерархию и неравнозначность геохронологических подразделений в: докембрии; палеозое и мезозое; и неогене [Несмеянов, 1977].

В докембрии эры отвечают циклу второго ранга, мезозойская — циклу третьего ранга, а палеозойская, очевидно, — вдвоенному циклу третьего ранга, т.е. межгрупповому циклу II группы. Периоды палеозоя, мезозоя и палеогеновый отвечают преимущественно вдвоенным циклам пятого ранга (межгрупповым III группы), иногда приближаясь к циклам четвертого ранга. Неогеновый период близок к циклу пятого ранга.

Соответствие большинства периодов вдвоенным циклам, по-видимому, отражает их палеогеографическую особенность, которая заключается в том, что они объединяют смежные циклы, связанные с трансгрессией и регрессией моря. Каждое поднятие и опускание, т.е. регрессию и трансгрессию, можно представить в виде самостоятельного тектонического цикла, начинающегося с эпохи усиления тектонической активности. Палеозойская группа, как известно, отвечает каледонскому и герцинскому тектоно-магматическим циклам (циклам третьего ранга).

Отделы кайнозоя чаще всего соответствуют циклам шестого ранга, а века — седьмого ранга. Соответственно, века принадлежат IV группе циклов, эпохи периоды — III группе, эры фанерозоя — II группе, а эры и надэры докембрия — I группе.

Сказанное определяет принципиальную перспективу иерархического упорядочения геохронологической шкалы.

12.4.2. Палеосейсмологическое направление

Палеосейсмологическое направление учета тектоно-климатической цикличности позволяет наметить принципиальное ограничение палеосейсмогеологического метода при привлечении наиболее древних палеосейсмодислокаций (ПСД).

Считается, что рассматриваемый метод позволяет получить надежные оценки M_{\max} по ПСД, возникшим в течение последних тысяч лет и до 10 тыс. лет назад, т.е. в пределах голоцена [Никонов, 1995]. Но в ряде случаев могут выявляться и более древние ПСД.

Необходимо, однако, отметить, что привлечение ПСД для оценки максимальной балльности землетрясений, ожидаемых в настоящее время (т.е. в период строительства и эксплуатации современных инженерных сооружений), предполагает стабильность сейсмического (и тектонического) режима в течение геологически длительного времени, по крайней мере, в течение голоцена, а иногда и части плейстоцена. Но подобное допущение в принципе неправомерно.

О нестабильности сейсмического режима в течение даже ближайшего геологического времени писали многие авторы. Так, В.П. Солоненко [1977, с. 32] считал, что “во всех сейсмических районах, где получены соответствующие материалы (Монголо-Байкальский, Среднеазиатский, Кавказский, Иранский и др.), сейсмическая активность несколько тысяч лет тому назад резко изменилась, как правило, в сторону снижения”. Выделяются разные эпохи активизации сейсмичности, когда происходили землетрясения, по-видимому, не-реальные для современности. Например, А.Б. Островский [1970] выявил для Северо-Западного Кавказа две эпохи подобной активизации: 1) в середине позднего плейстоцена и 2) завершившуюся в начале первого тысячелетия нашей эры. В.К. Кучай [1971] по ПСД в зоне Таласо-Ферганского разлома (Средняя Азия) установил максимум сейсмической активности около 50 тыс. лет назад и понижение максимальной силы землетрясений 10 тыс. лет назад. В.П. Солоненко [1977,] отмечает для Байкальской рифтовой зоны четыре вспышки сейсмической активности, одна из которых относится к позднему голоцену.

Как известно, максимальный уровень современной сейсмичности оценивается по-разному для разных интервалов повторяемости землетрясений (например, 500, 1 000 и 5 000 лет — в картах ОСР-97 [Общее..., 2000]). Следовательно, допускается вероятность неравномерной сейсмичности во времени. Поэтому сооружения с большей продолжительностью эксплуатации должны обладать повышенной сейсмостойкостью.

С другой стороны, достаточно очевидна связь уровня сейсмичности (как по величине M_{\max} , так и по интервалам повторяемости максимальных магнитуд) с уровнем тектонической активности, в частности с активностью орогенеза. Между тем, именно анализ развития орогенеза свидетельствует о многоступенчатой иерархичности его интенсивности, нашедшей отражение в иерархичности образований террасового генетического комплекса [Несмеянов, 1971, 1977, 1992 и др.].

С импульсами активизации тектонических движений, особенно орогенических часто связываются многие стратиграфические рубежи, в том числе стратиграфические и угловые несогласия. Еще большая связь предполагается между террасообразованием и импульсами орогенеза в горных областях. Для них во многих случаях очевидна приуроченность эрозионных фаз эрозионно-аккумулятивных циклов к фазам активизации воздымания гор, когда нарушаются выработанные профили равновесия рек. Поэтому именно стратификация террасовых образований в областях новейшего орогенеза может дать важный материал для характеристики неравномерности тектонической активности.

Как показывает практика сейсмотектонических исследований, геоморфологической характеристики и абсолютной датировки многих крупных ПСД, последние чаще всего синхронны стратиграфи-

ческим рубежам, т.е. эпохам активизации орогенеза. К этим же рубежам тяготеют обвалы сводов пещер, предположительно связанные с сильными землетрясениями. Например, обвалы в пещере Ак-Таньга на северном склоне Туркестанского хребта, датируются в интервале 8 — 6 тыс. лет назад, т.е. самым началом позднесырдарьинского (ходжаягонинского — Q_4^2) этапа [Несмеянов, 1971₁ с. 49].

В некоторых горных областях, например, в Гиссаро-Алае, присутствует ряд крупных, предположительно сейсмогенных оползней. Так, на реке Зеравшан у кишлака Рарз зафиксировано два таких оползня. Один из них объемом более 200 млн. м³ [Федоренко и др., 1979, с. 32], напавший на 120-метровую позднедушанбинскую (термезскую — Q_3^2) террасу, образовался в самом начале амударьинского этапа — около 16 тыс. лет, а второй, объемом около 50 млн. м³, залегает на поверхности 70-метровой раннеамударьинской террасы и отвечает началу позднеамударьинского (нурекского — Q_4^2) этапа, датируемого в 8 тыс. лет назад. В том же районе у кишлака Пахут предположительно сейсмогравитационный оползень или оползень-обвал налегает на поверхность 170-метровой раннедушанбинской (шугноуской — Q_3^1) террасы и отвечает эпохе позднедушанбинского эрозионного вреза, датируемого около 35 тыс. лет. Также сейсмогравитационную природу может иметь оползень-обвал объемом около 200 млн. м³ близ кишлака Магиан, налегающий на раннедушанбинскую террасу высотой 30–40 м.

Понятно, что такие ПСД, образовавшиеся в эпохи активизации орогенеза, не могут характеризовать современную сейсмичность, относящуюся к эпохе затухания тектонической и сейсмической активности. Эти материалы нужно исключать из рассмотрения или принимать с поправками, которые еще предстоит разработать.

Таким образом, привлечение древних (голоценовых и плейстоценовых) сейсмодислокаций для оценки современной сейсмичности требует анализа соотношения уровня тектонической активности соответствующих эпох. Это соотношение в целом может контролироваться соотношением рассматриваемых фаз современного и древнего эрозионно-аккумулятивных циклов, отвечающих современности и эпохе образования ПСД. При несовпадении таких фаз необходимы коррективы, предусматривающие количественную оценку уровня тектонической (орогенической) активности в разные фазы одномасштабных и разномасштабных эрозионно-аккумулятивных циклов. Необходимо также исследовать вопрос о количественных соотношениях изменений уровня тектонической и сейсмической активности.

С другой стороны, на основе анализа иерархической цикличности орогенеза через датировку прогнозируемых будущих эрозионно-аккумулятивных циклов можно прогнозировать время (эпоху) очередной тектонической активизации, с которой могут быть связаны сильные землетрясения.

12.5. Перспективы совершенствования методики анализа оротектонической цикличности

Рассмотренная выше методика анализа оротектонической цикличности может совершенствоваться по нескольким направлениям.

В первую очередь необходимо существенно повысить точность абсолютных датировок выделяемых стратиграфических и тектонических рубежей и оценки продолжительности этапов, рассматриваемых в качестве разномасштабных циклов и их фаз. Дело в том, что в настоящее время практически нигде нет надежных местных материалов по достаточно достоверной датировке рубежей орогенного рельефообразования. А разнообразные далекие стратиграфические корреляции ненадежны. Поэтому региональные схемы иерархии разномасштабных тектоно-климатических циклов нуждаются в совершенствовании, также как и схемы их межрегиональной корреляции.

Другое направление предусматривает выявление общих и региональных соотношений активных фаз разнородных цикличностей: орогенических (тектонических), эрозионных, горно-ледниковых, температурных, общей обводненности и других. Принимаемое их совпадение отражает только самое первое приближение при корреляции. На самом деле существует определенная взаимозависимость и некоторая разновременность разнородных активных фаз, истинное соотношение которых еще предстоит выяснить. Так уже ясно, что начало эрозионной фазы отстает от начала фазы активизации орогенеза, но каково это отставание в абсолютном летоисчислении еще не установлено, как по существу не установлено и реальное соотношение всех остальных фаз.

Еще более сложным является выявление соотношений разнообразных тектоно-климатических цикличностей с не менее разнообразными космическими воздействиями. Не секрет, что многие космические воздействия оцениваются по результатам их земного проявления, да еще и без учета возможного запаздывания земного отклика на исходное космическое воздействие (принимая во внимание также и сложность фиксации начала, пика и конца такого воздействия, особенно орбитального).

Все это, с одной стороны, определяет ширину диапазона и многостадийность исследований, повышающих качество исходных материалов по оротектонической цикличности и ее региональной специфике, а с другой, открывает перспективы выявления новых общих и региональных закономерностей этой цикличности. Соответственно может совершенствоваться и предложенная выше методика использования данной цикличности, особенно в направлении получения практически значимых результатов прогноза опасных и благоприятных процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оротектонический метод формировался длительное время, получил разнообразное применение и имеет значительные перспективы дальнейшего совершенствования.

Истоки метода

Представления В. Пенка о предгорной террасовой лестнице, Ю.А. Скворцова о строении аккумулятивных аллювиальных образований, Н.П. Костенко о методике картирования разновозрастных эрозионных образований, а также ряда исследователей о динамических фазах террасообразования и накопления аллювия составили геоморфологическую основу возрастного расчленения орогенного рельефа. Для совершенствования датировки этапности орогенеза и рельефообразования автором разработана методика выделения и комплексного применения генетических комплексов континентальных отложений.

Оротектонический метод объединяет и комплексировует методики возрастного расчленения рельефа и выделения генетических комплексов континентальных отложений при датировке этапов рельефообразования. Эти методики рассматриваются соответственно как **геоморфологическая и возрастная основы оротектонического метода**.

Основные результаты применения метода

Оротектонический метод позволяет проанализировать различные аспекты формирования и использования новейшего орогенеза.

Методика возрастного расчленения рельефа включает:

- ❖ цикличность процесса рельефообразования с выделением эрозионной и аккумулятивной фаз в эрозионно-аккумулятивных циклах,
- ❖ пространственную корреляцию геоморфологических уровней, как основу картирования и классификации неотектонических структур,
- ❖ возможность количественных реконструкций палеорельефа,
- ❖ возможность анализа динамики развития вертикальной составляющей орогенеза и отдельных структур.

Использование методики выделения генетических комплексов континентальных отложений определяет:

- ❖ главенство строения террасового генетического комплекса в понимании этапности орогенного рельефообразования,
- ❖ соотношение динамических фаз формирования аллювия с фазами эрозионно-аккумулятивного цикла,
- ❖ представление о совпадении активных (эрозионных) фаз эрозионно-аккумулятивных циклов с эпохами неоплейстоценовых регрессий Мирового океана и материковых оледенений,
- ❖ представление о единстве тектоно-климатической этапности при определенном возрастном “скольжении” разнородных тектонических и климатических возрастных рубежей, определяющем региональную специфику стратиграфических схем,
- ❖ представление о иерархической цикличности в этапности орогенического рельефообразования.

Комплексное применение методик возрастного расчленения рельефа и выделения генетических комплексов континентальных отложений позволило:

- ❖ детализировать методики: возрастного геоморфологического картирования, оценки разрывных тектонических смещений, количественных реконструкций палеорельефа, выделения верхнекорových сейсмогенерирующих структур;
- ❖ усовершенствовать методики ряда прикладных исследований, в том числе: инженерной геотектоники, поисков нефтегазоносных и водоносных структур, рудных и россыпных месторождений, мест для подземных хранилищ и захоронений, а также для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций;
- ❖ продвинуть развитие теоретических направлений в стратиграфии новейших отложений, изучении региональной специфики новейшего орогенеза, применении иерархического анализа оротектонической цикличности.

Перспективы исследований

Во многих главах данной работы приведены перечни очередных проблем, которые, очевидно, могут быть дополнены читателями. Решения этих проблем обусловит совершенствование разных аспектов оротектонического метода, который, представляет собой **последовательно развивающуюся систему методик** изучения истории развития орогенических структур и рельефа.

Оротектонический метод продолжает развиваться в различных направлениях, среди которых наибольшие перспективы имеют:

- **совершенствование стратиграфических схем** с учетом основных этапов рельефообразования и возрастного “скольжения” разнообразных геологических границ;
- **формирование региональной оротектоники** и ее прикладных аспектов;
- создание и использование **космогеологической цикличности, как основы оротектонического прогноза**.

Литература

Список сокращений

ВГО	—	Всесоюзное географическое общество	ДАН	—	Доклады Академии наук
ВИС	—	Вопросы инженерной сейсмологии	ИАН	—	Известия Академии наук
ВНИГНИ	—	Всесоюзный научно-исследовательский нефтяной институт	ИГ	—	Инженерная геология
ГиГ	—	Геология и геофизика	КИЧП	—	Комиссия по изучению четвертичного периода
ГИН	—	Геологический институт РАН	МОИП	—	Московское общество испытателей природы
ГМ	—	Геоморфология	РГ	—	Российская геология
ГК	—	Геодезия и картография	СГ	—	Советская геология
ГР	—	Геология и разведка	СНиП	—	Строительные нормы и правила
ГС	—	Гидротехническое строительство	СП	—	Свод правил
ГТ	—	Геотектоника	ФЗ	—	Физика Земли
ГЭ	—	Геоэкология			

- Аверьянова В.Н., Баулин Ю.И., Кофф Г.Л. и др.* Комплексная оценка сейсмической опасности территории г. Грозного. М. 1996. 107 с.
- Адушкин В.В., Сивак А.А.* Особенности деформирования блочной среды при взрыве //Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1990. № 23. С. 46-52.
- Аджирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 155 с.
- Айбулатов Н.А.* Береговая зона как верхняя часть шельфа //Морские берега (Вопросы географии, сб. 119). М.: Мысль. 1982. С. 54-59.
- Александров Г.В.* Влияние пострудной блоковой тектоники на размещение гидротермального оруденения в Северо-Восточном Забайкалье //Советская геология. 1974. № 4. С. 111-115.
- Алексеев А.С.* О содержании и функциях “Международной стратиграфической шкалы” //Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 2007. Т. 82. В. 4. С. 73-79.
- Алешин А.С., Миндель И.Г., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А.* К оценке исходной сейсмичности Северного Прииссыккуля по макросейсмическим данным //Сейсмическое микрорайонирование. Кишинев: Штиинца. 1979. С. 47-53
- Алешинская З.В., Гунова В.С.* Новейшие отложения и палеогеография озера Неро //Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1997. № 1. С. 49-52.
- Амосова А.Г., Ломов С.П., Несмеянов С.А.* История формирования и древнейшего заселения Бешкентской долины (Южный Таджикистан). Душанбе: Дониш. 1991. 136 с.
- Андерсон Е.Б., Белов С.В., Камнев Е.Н. и др.* Подземная изоляция радиоактивных отходов. Изд-во “Горная книга”. 2011. 592 с.
- Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г.* Среднеплейстоценовые оледенения центра Русской равнины. Проблемы стратиграфии и палеогеографии //Бюлл. КИЧП. № 65. М.: ГЕОС. 2004. С. 5-16.
- Антикаев Л.А., Ибрагимов Р.Н., Кнауф В.И., Нерсесов И.Л., Несмеянов С.А., Солоненко В.П., Чедия О.К., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В., Шукин Ю.К.* Методические рекомендации по детальному сейсмическому районированию //Вопросы инженерной сейсмологии. В. 27. Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука. 1986. С. 184-212.
- Антикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф.* Учет механизма очага землетрясения при прогнозе параметров сильных движений //ДАН СССР. Т. 247. № 4. 1979. С. 822-825.
- Антикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В.* Уточнение корреляции между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта //ВИС. № 29. М.: Наука. 1988. С. 98-108.
- Асеев А.А., Благоволин Н.С., Доскач А.Г., Серебрянный Л.Р.* Основные этапы геоморфологического развития Русской равнины в четвертичном периоде //Геоморфология. 1972. № 4. С. 19-25.
- Асеев А.А., Маккаев А.Н.* Гляциальная геоморфология. (Итоги науки и техники, современная геоморфология. Т. 4) М.: Наука. 1976. 177 с.
- Астахов В.И., Гросвальд М.Г.* Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины //Доклады АН СССР, сер. геологич. 1978. Т. 342. № 4. С. 891-894.
- Аэрокосмические и геолого-геофизические исследования закрытых платформенных территорий. (Д.М. Трофимов, В.А. Богословский и др.). М.: Недра, 1986. 238 с.
- Аэрокосмические исследования в комплексном решении нефтегеологических задач. М.-Киев: КО ИГИРГИ. 1992. 155 с.
- Аэрокосмические исследования Земли. М.: Наука. 1979. 304 с.
- Аэрокосмические методы геологического изучения шельфа. Л.: Недра. 1985₁. 276 с.
- Аэрокосмические методы инженерных изысканий в транспортном строительстве. М.: ЦНИИС. 1990₁. 112 с.
- Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР. Л.: ВСЕГЕИ. 1990₂. 132 с.
- Аэрокосмические съемки при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. Л.: ВСЕГЕИ. 1985₂. 77 с.
- Аэрокосмический блок в системе мониторинга природных и техногенных катастроф. М. 1994. 70 с.
- Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон (В.Г. Трифионов, В.И. Макаров, А.И. Кожурин и др.). М.: Наука. 1988₁. 133 с.
- Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. Отв. ред. В.Г. Трифионов. М.: Наука, 1977, 134 с.
- Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука. 1988₂. 134с.
- Бабаев А.М., Кошпаков Г.В., Мирзоев К.М.* Сейсмическое районирование Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1978. 68 с.
- Бадюков Д.Д.* Древние береговые линии как индикаторы уровня моря //Изменение уровня моря. М.: МГУ. 1982. С. 35-59.
- Балабанов И.П.* Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Москва-Владивосток: Дальнаука. 2009. 352 с.
- Балакина Л.М.* Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектонических плит //ФЗ. 1979. № 5. С. 16-30.
- Баренбаум А.А.* Мегацикличность геологических процессов и эволюция Галактики //Циклы природных процессов, опасных явлений и экологическое прогнозирование. В. 1. М.: РАЕН. 1991. С 27-47.
- Бархатов И.И., Несмеянов С.А.* Выделение подзон в сложных разрывных зонах для целей сейсмического микрорайонирования на примере Усть-Сарыбельского разрыва //Научно-технический реферативный сборник ПНИИС Госстроя СССР; “Строительство и архитектура, сер.1. Инженерные изыскания в строительстве, отечественный опыт. В. 3 (Выпуск посвящен вопросам сейсмического грунтоведения и инженерной сейсмологии. М.: Изд-во ПЭМ ВНИИИС Госстроя СССР 1981. С. 28-29.
- Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Севостьянов В.В., Шмидт Г.А.* Тектоническая обстановка и сейсмодислокации эпицентральной зоны Жаланаш-Тюкского землетрясения 1978 г. //Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства. Всесоюзный семинар (тезисы докладов) с 19 по 23 ноября 1979 г. М.: Изд-во ПЭМ ЦНИСа Госстроя СССР. 1979. С. 94-95.
- Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А.* Сейсмогенерирующие структуры Прииссыккуля //Сейсмическое микрорайонирование и инженерные изыскания в строительстве. М.: Стройиздат. 1983. С. 62-71.

- Бгатов А.П.* Классификация разломов для инженерно-геологического обоснования проектирования тоннелей Кавказской перевальной железной дороги с использованием съемки из космоса // Исследование Земли из космоса. 1988. № 4. С. 57-63.
- Бгатов А.П.* Методика использования комплекса аэрокосмических методов при инженерно-геологическом обосновании транспортного строительства в оползне-обвалоопасных районах // Аэрокосмические методы в транспортном строительстве. М.: ЦНИИС. 1990. С. 48-57.
- Бгатов А.П.* Принципы оценки напряженного состояния горных пород при размещении подземных сооружений по данным космодетекции и картометрии // Совершенствование средств и методов изысканий железных дорог. М.: Транспорт. 1986. С. 51-57.
- Бгатов А.П., Олохтонов В.П.* Комплексное применение аэрокосмических методов для оценки обводненности зон разломов по трассам строящихся тоннелей // Аэрокосмические методы в транспортном строительстве. М.: ЦНИИС. 1990. С. 27-35.
- Беликова Т.П., Гендлер В.Е., Ярославский Л.П.* Геологическое дешифрирование в диалоговом режиме в автоматизированных системах цифровой обработки изображений // Исследования Земли из космоса. 1981. № 3. С. 102-112.
- Белостоцкий И.И.* Тектонические покровы // Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра. 1970. С. 131-169.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 262 с.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ. 1976. 334 с.
- Белоусов В.В.* Структурная геология. 2-е издание. М.: Из-во МГУ. 1971. 277 с.
- Белоусов В.В.* Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. М. Изд-во АН СССР. 1952. 147 с.
- Берлянт А.М.* Географические информационные системы в науках о Земле // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 5. с. 66-73.
- Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. М.: АН СССР, 1955. 472 с.
- Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. М.: АН СССР. 1938. 505 с.
- Биллингс М.П.* Структурная геология. Л.: Изд-во иностр. лит.. 1949. 432 с.
- Бинагадинское местонахождение четвертичной фауны. Часть I-IV.* Баку. 1951-1955. (Тр. Естественно-историч. музея АН АзССР. Т. IV-X).
- Боганик Н.С.* К познанию закономерностей развития земной коры и геотермальных полей стратисферы. М.: Наука. 1970. 84 с.
- Богачев В.С., Несмеянов С.А.* Особенности топографического измерения высот террас горных рек при уточнении исходной сейсмичности для сейсмического микрорайонирования // Совершенствование методов инженерных изысканий для строительства. М.: Стройиздат. 1986. С. 16-24.
- Богданов Н.А.* Тектоника окраинных морей: состояние проблемы // Исследования литосферы. Мат. юбилейной науч. конф. ин-та Литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М.: ИЛОВМ РАН. 1999. С. 6-7.
- Богданова Е.Д., Василенко Н.Ф., Сапрыгин С.М.* Современные движения земной коры в районе залива Пилтун (Северный Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 72-76.
- Болиховская Н.С.* Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М. Изд-во. МГУ. 1995. 270 с.
- Бондарев Л.Г.* Ледники и тектоника. Л.: Наука. 1975. 132 с.
- Борисов Б.А.* О дальнейшем усовершенствовании общей шкалы кватернера для детализации карт четвертичных отложений, входящих в комплексы госгеолкарты РФ // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. М.: ГИН РАН. 2013. С. 365-375.
- Боровиков А.М.* Типы поперечных сочленений линейных тектонических элементов: (На примере Шапшальского тектонического узла) М. Наука. 1971. 102 с.
- Боуэн Д.* Четвертичная геология. М.: Мир. 1981. 272 с.
- Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И., Бесстраинов В.М., Стром А.Л., Сузуки Я., Цуцуми Х., Ватанабе М., Уеки Т., Шимamoto Т., Окумура К., Гото Х., Кария Я.* Активные разломы Северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66-86.
- Бурлешин М.И.* Исследование гидрогеологической роли тектонических структур по материалам космических съемок. Автореферат канд. дисс. М.. 1987.
- Буртман В.С.* Геология и механика шарьяжей. М.: Недра. 1973. 104 с.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы) М.: Наука. 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 289).
- Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). (Тр. ГИН АН СССР. 1964. В. 104). 143 с.
- Буш В.А.* Проблема кольцевых структур Земли // Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. № 7. 1986. 116 с.
- Буялов Н.И.* Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. М.: Госгеолтехиздат. 1955. 254 с.
- Былинский Е.Н.* Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене // Центр. науч.-исслед. геологоразведоч. ин-т цв. и благород. металлов. М.: Нац. геофиз. ком. 1996. 212 с.
- Былинский Е.Н.* О глобальном проявлении гляциоизостазии в платформенных областях Земли в плейстоцене // Геоморфология. № 1. 1985. С. 22-36.
- Вадачкоря О.А., Воейкова О.А., Мурый А.А., Несмеянов С.А.* Объемное моделирование горного рельефа при инженерно-геотектонических исследованиях // Сергеевские чтения. 2009. В. 11. С. 105-109.
- Вадачкоря О.А., Воейкова О.А., Мурый А.А., Несмеянов С.А.* Тектонические условия строительства горного кластера Олимпийских объектов Большого Сочи XLVI Тектоническое совещание. Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. М. Геос. 2014. Т. 1 С. 32-36.
- Ваков А.В.* Геологические параметры и магнитуда очагов землетрясений при различных типах подвижек // ВИС. 1992. В. 33. С. 40-53.
- Ваков А.В.* Соотношение магнитуды и размеров очагов землетрясений при различных типах подвижек // Сборник научных трудов Гидропроекта. М. 1988. В. 130. С. 55-69.
- Ваков А.В.* Геологические параметры и магнитуда очагов землетрясений при различных типах подвижек // ВИС. 1992. В. 33. С. 40-53.
- Василенко Н.Ф., Богданова Е.В.* Геодезические предвестники Онорского землетрясения 22 декабря 1984 г. на Среднем Сахалине // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 72-80.
- Василенко Н.Ф., Богданова Е.В.* Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 45-49.
- Василенко Н.Ф., Иващенко А.И., Ким Чун Ун, Касахара М., Такахаси Х., Кимата Ф.* Деформации земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск. 2001. С. 39-57.
- Василенко Н.Ф., Куделькина Т.Т., Ким Чун Ун и др.* Геодезические исследования деформаций земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Инструментально-аналитический бюллетень. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Специальный выпуск. М. 1995. С. 117-122.
- Васильев В.А.* Кайнозой Памира (континентальные отложения). Душанбе: Дониш. 1966. 221 с.
- Васильев В.И.* К проблеме количественной корреляции рядов геологических событий и образований плейстоцена // Хронология ледникового века. Л.: 1971. С. 43-57.
- Васильковский Н.П.* К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана // Тр. Ин-та геологии АН УзССР. 1951. В. 6. С. 5-44.
- Васильковский Н.П.* К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана // Тр. КИЧП АН СССР. 1957. Т. 13. С. 3-99.

- Васильковский Н.П.* К характеристике послеолигоценовых дислоцированных отложений Ферганы //Материалы по гидрогеологии Узбекистана. В. 15. Ташкент: КН УзбССР. 1933. С. 147-155.
- Вебер В.Н.* Миграция сухих дельт в Фергане //Геологический вестник. 1930. Т. 70. № 1-3. С. 42-46.
- Вейл П., Митчел Р., Тодд Р. и др.* Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря //Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1. М., 1982. С. 104-358.
- Веклич М.Ф.* Палеоэпатапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка. 1982. 208 с.
- Великовская Е.М.* О древних продольных речных долинах Большого Кавказа //Научные доклады высшей школы. Геол. и географ. науки. № 4. 1958. С. 70-74.
- Верещагин Н.К.* Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны Л.: Изд-во АН СССР. 1959. 704 с.
- Виноградов Б.В.* Аэрокосмический мониторинг экосистем. М.: Наука. 1984. 320 с.
- Виноградов Б.В.* Космические методы изучения природной среды. М.: Мысль. 1976. 286 с.
- Воейкова О.А., Леонова Н.Б., Несмеянов С.А.* Локальные реконструкции палеорельефа в районе комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка //Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Мат-лы международного симпозиума. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 302-306.
- Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И.* Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука. 2007. 186 с.
- Возвик Ю.И.* О повторяемости событий в процессе развития ландшафтов во времени //Вопросы географии. Сб. 79. М.: Мысль. 1970. С. 3-14.
- Войтович В.С.* Природа Джунгарского глубинного разлома. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 183). М.: Наука. 1969. 190 с.
- Волчанская И.К.* Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука. 1981. 220 с.
- Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н.* Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1990. 159 с.
- Воскресенский С.С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: МГУ. 1971. 288 с.
- Втюрина Е.А.* Криогенные склоновые террасы. М.: Наука. 1966. 96 с.
- Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента средиземноморского пояса //Геотектоника. 1977. № 3. С. 25-37.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). (Тр. ГИ АН ГССР. Новая серия. В. 57). Тбилиси. Мецниереба. 1977. 81 с.
- Геккер Р.Ф., Оситова А.И., Бельская Т.Н.* Ферганский залив палеооенового моря Средней Азии. М.: АН СССР, 1962. Кн. 1. 335 с.
- Геодинамика Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня и стихийные бедствия на территории Центральной Азии. Бишкек: Арашан Дом Печати, 2009. 230 с.
- Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: ВСЕГЕИ, 1999. 524 с.
- Геологический словарь. М.: Недра. 1973. Т. I. 486 с.; Т. II. 456 с.
- Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 228с.
- Геоморфологическая карта Таджикской ССР. М-б. 1:500 000. Мин.геол. СССР, Упр. геол. СМ Тадж. ССР, 1964. Гл. редактор С.В. Эпштейн. Редакторы В.В. Лоскутов, Н.П. Костенко, О.К. Чедия. Составили В.А. Васильев, С.Б. Ершова, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, Л.Н. Мазурова, С.А. Несмеянов, А.К. Трофимов, О.К. Чедия. Всес. аэрогеол. трест Мин.геол. СССР. М.: 1971.
- Герасимов И.П.* Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Алма-Ата: АН КазССР. 1943. 54 с.
- Герасимов И.П.* Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли //Геоморфология. 1970. № 1. С. 19-27.
- Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР. М-Л.: АН СССР. 1939. 462 с. (Тр. Ин-та геогр. АН СССР. В. 33).
- Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР. М-Л.: АН СССР. 1939. 462 с. (Тр. Ин-та геогр. АН СССР. В. 33).
- Герасимов И.П., Мецнеряков Ю.А.* Геоморфологический этап в развитии Земли //Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3-12.
- Гербова В.Г., Краснов И.И.* Краткий исторический обзор изучения стратиграфии четвертичной системы //Четвертичная система. Полугом 1). М.: Недра. 1982. С. 9-45.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гзовский М.В.* Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР //Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука. 1964. С. 58-77
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н., Резанов И.А., Рейснер Г.И.* Карта новейших тектонических движений Средней Азии //Изв.АН. Сер. геофизич. 1960. № 8. С. 68-72.
- Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М.: Недра. 1993. 336 с.
- Гильшер А.* Опыт характеристики распределения прибрежных форм растворения известняка //Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Иностран. Лит. 1959. С. 192-221.
- Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М: ГЕОС. 2004. 120 с. (Тр. ГИН РАН. В. 551).
- Гладенков Ю.Б.* Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1988. 212 с.
- Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. /Рабальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П. и др. М.: ИздАТ. 1994. 256 с.
- Гончаров С.В.* Последние ледниково-подпрудные озера долины Енисея //Бюлл. КИЧП. 1991. № 60. С. 62-67.
- Горелов С.К., Дренов Н.В., Мецнеряков Ю.А. и др.* Поверхности выравнивания СССР //Геоморфология. 1970. № 1. С. 28-40.
- Горецкий Г.И.* Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М.: Наука. 1970. 491 с.
- Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука. 1964. 415 с.
- Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука. 1966. 412 с.
- Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука. 1966. 412 с.
- Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И.* Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра. 1993. 128 с.
- ГОСТ 2771-88 (СТ СЭВ 384-87). Надежность строительных конструкций и оснований. Основные положения по расчету.
- Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР //Труды ин-та геол. наук АН СССР. В. 64. Сер. геологич. (№ 17). 1948. 524 с.
- Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (Геология и сейсмичность). М. Изд-во АН СССР. 1960. 463 с.
- Губин И.Е.* О детальном сейсмическом районировании //Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука. 1980. С. 5-16.
- Гудилин И.С., Комаров И.С.* Применение аэрометодов при региональных гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М.: Недра. 1979. 319 с.
- Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М: Наука. 1979. 208 с.
- Гуценко Н.И.* Цикличность извержений //Вулканология и сейсмология. № 2. 1985. С. 27-48.
- Деннис Дж.* Международный словарь английских тектонических терминов. М.: Мир. 1971. 228 с.
- Детальное сейсмическое районирование в горных областях. Фрунзе: Илим. 1984. 300 с.
- Джанузакоев К.Д., Ильясов Б.И., Калмурзаев К.Е. и др.* Карты сейсмического районирования Киргизии. Масштаб 1: 2 500 000. Фрунзе: Изд-во Илим. 1979. 23 с.
- Джафаров Р.Д.* Четвертичная фауна Бинагадов. Баку: АН АзССР. 1961. 27 с.
- Дзюба А.А.* Оценка экологической безопасности подземных хранилищ токсичных веществ (на примере юга Сибирской платформы) //Геоэкология. 1999. № 3. С. 227-231.
- Дистанционное зондирование Земли в районах сложных экологических ситуаций. М.: ЦНИИГАиК. 1993. 88 с.

- Дистанционное зондирование. Доклады 27-й МГК. Т. 18. М.: Наука. 1984. 119 с.
- Дистанционные и информационные измерительные системы. М.: Атомиздат. 1980₁. 355 с.
- Дистанционные измерения и исследования природной среды. Баку: Элм. 1983₂. 88 с.
- Дистанционные исследования окружающей среды оптическими и радиофизическими методами. Л.: ЛГУ. 1983₁. 152 с.
- Дистанционные исследования при нефтегазопроисковых работах. М.: Наука. 1988₁. 224 с.
- Дистанционные исследования при нефтепоисковых работах. М.: ИГИРГИ. 1985. 105 с.
- Дистанционные исследования Сибири. Новосибирск: Наука. 1988₂. 159 с.
- Дистанционные методы в геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ. 1980₂. 155 с.
- Дистанционные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: ВИЭМС. 1975. 63 с.
- Дистанционные методы и аппаратура получения данных о природных ресурсах Земли и окружающей среде. Сер. А. (Тр. НПО "Планета", В. 41). СПб: Гидрометеоздат. 1992₂. 184 с.
- Дистанционные методы изучения геосистем. М. 1978. 222 с.
- Дистанционные методы изучения тектонической трещиноватости пород нефтегазоносных территорий (Г.И. Амурский, Г.А. Абраменок, М.С. Бондарева и др.). М.: Недра. 1988₃. 163 с.
- Дистанционные методы оценки последствий разрушительных землетрясений. (Г.Л. Кофф, В.А. Козлов, С.К. Шойгу и др. М. 1992₁. 116 с.
- Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений //Тр. Палеонтологического ин-та АН СССР. Т. 193. М.: Наука. 1982. 140 с.
- Добина А.С., Евстропов Н.А.* Сооружение подземных зрелищ. М.: МГИ. 1967. 129 с.
- Додонов А.Е.* Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография М.: ГЕОС. 2002. 250 с. (Тр. ГИН РАН; В. 546).
- Долговременное прогнозирование сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных. М.: Наука. 1988. 108 с.
- Думитрашко Н.В.* История речной сети //Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука. 1977. С.230-239.
- Дэвис В.М.* Геоморфологические очерки. М.: ИИЛ. 1962. 456 с.
- Ермилин В.И., Чигарев Н.В.* Голоценовые отложения Памиро-Алая //Советско-американские работы по прогнозу землетрясений. М., 1979. Т. 2. Кн. 1.
- Ермилин В.И., Чигарев Н.В.* Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука. 1981. 128 с.
- Ермилин В.И., Чигарев Н.В.* Скорость и амплитуда поднятия хребта Петра Первого (Памиро-Алай) в голоцене //Теоретические и прикладные вопросы географии. М.: МГУ, 1971.
- Ершов Э.Д.* Общая геокриология. М.: МГУ. 2002. 682 с.
- Ершова С.Б.* Анализ новейших движений при инженерно-геологическом районировании (на примере Западно-Сибирской плиты). М.: Изд-во МГУ. 1976. 144 с.
- Есин Н.В.* Некоторые вопросы реконструкции развития побережья и шельфа по ходу уровня моря //Изменения уровня моря. М.: МГУ. 1982. С. 76-85.
- Ефремов И.А.* Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии //Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1944. № 3. С. 40-58.
- Жабров И.П., Дворцова Л.А., Бурак В.Н.* О развитии разрывных нарушений в неогеновых отложениях Крымско-Варениковского района //Геол. сборник (труды КФ ВНИИ). Вып. 13. Л.: Недра. 1964. С. 114-126.
- Жамойда А.И., Леонтьева Е.Н.* Постановление о понижении уровня границы неогеновой и четвертичной систем //Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. В. 41. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2012. С. 9-11.
- Забродин В. Ю.* Зоны смятия М.: Наука. 1977. 107 с.
- Золотарев А.Г.* Влияние новейшего внутриконтинентального орогенеза на платформы //Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск : Наука. 1990. С. 103-112.
- Золотарев А.Г.* Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями //Геотектоника. 1976. № 2. С. 26-35
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоздат. 1986. 288 с.
- Зубаков В.А.* Ритмичность геологического развития и стратиграфическая классификация //Географический сборник. № 15. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 179-187.
- Зубков С.И., Гвоздев А.А., Костров Б.В.* Обзор теорий подготовки землетрясений //Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука. 1980. С. 114-118.
- Зыков Ю.Д.* Геофизические методы исследования криолитозоны: Учебное пособие. М.: МГУ. 1999. 243 с.
- Ибрагимов Р.Н.* Сейсмоструктура Ферганской впадины. Ташкент: ФАН. 1970. 164 с.
- Иванова И.К.* Материалы к стратиграфии травертинов горы Машук в окрестностях Пятигорска //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21. В. 5. С. 21-44.
- Иванова И.К.* О возрасте травертинов горы Машук и их особенностях с террасами Подкумка (окрестности Пятигорска) //Бюлл. КИЧП. 1947. № 9. С. 36-47.
- Каменный век Южного Приангарья. Том II: Бельский георхеологический район /Медведев Г.И., Слагода Е.А., Липнина Е.А. и др./ Иркутск: ИГУ. 2001. 242 с.
- Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: МГУ. 1973. 265 с.
- Каплин П.А.* Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана //Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука. 1977. С. 5-16.
- Каплин П.А., Селиванов А.О.* Хронология морских террас четвертичного возраста //Новые данные по хронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С. 32-39.
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000 (ред. В.Г. Трифонов). Москва-Иркутск: ГУГК, 1986.
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка (А.И. Кожурин и др. М. 1987. 48 с.
- Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин. Масштаб 1:1 250 000 (Ю.П. Никитенко и др.). М.: ГУГК 1981.
- Карташев И.П.* Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-востока СССР). М.: Наука. 1972. 184 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 245).
- Карташев И.П.* Фации, динамические фазы и свиты аллювия //Известия АН СССР. Сер. геологич. 1961. № 9. С. 77-90.
- Кац Я.Г., Козлов В.В., Сонин Н.И. и др.* Методика дешифрирования мезозональных космических снимков //Тр. 1978. № 10. С. 15-22.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линейной тектоники. М.: Недра. 1986. 140 с.
- Кац Я.Г., Тевелев А.В., Полетаев А.И.* Основы космической геологии. М.: Недра. 1988. 235 с.
- Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. М.: Наука. 1975. 280 с.
- Келлер Б.М., Меннер В.В.* Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни //Бюлл.МОИП, отделение геологии. Т. 20. В. 1-2. 1945. С. 83-101.
- Клишес Т.М.* Применение радиолокационных методов при инженерно-геологических изысканиях в районах распространения многолетнемерзлых пород. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст канд. геол.-мин. наук. М. 1983. 23 с.
- Кобец Н.В., Лозовская Т.А. и др.* Технология преобразования космических снимков на ЭВМ и его значимость для повышения геологической информативности фотоизображений (на примере Мангышлакско-Бузачинского района) //Использование космической информации в нефтяной геологии. Тр. ВНИГНИ. Вып. 232. М., 1981. С. 132-142.

- Кожевников А.В.* Антропоген гор и предгорий (генетический анализ). М.: Недра. 1985. 181 с.
- Кожевников А.В.* Антропоген орогенных областей Центральной Евразии (стратиграфия, межрегиональные корреляции). М.: МГУ. 1989. 234 с.
- Кожевников А.В.* Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных отложений в прибрежных зонах Кавказа и Крыма //Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука. 1977. С. 43-50.
- Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В.* Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. (Объяснительная записка к региональной корреляционной стратиграфической схеме четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа). Ереван-Ленинград: изд-во АН Арм. ССР. 1977. 90 с.
- Кожевников А.В., Рыбакова Н.О.* Подпрудные озера Юго-западного Тянь-Шаня //Вестник МГУ, сер. геол. 1978. № 2. Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений. М.: Недра. 1990. 464 с. Комплексные картолого-спелеологические исследования и охрана геологической среды Западного Кавказа (методические рекомендации). Сочи. 1987. 124 с.
- Константинова Н.А.* Антропоген Южной Молдавии и Юго-западного Украины. М.: Наука. 1967. 139 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 173) Концепция "Геодинамическая безопасность освоения углеводородного потенциала недр России". М.: ИГиРГИ. 2000. 56 с.
- Котт М.Л.* Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Среднеземноморско-Гималайского пояса) //Геотектоника. № 1. 1991. С. 21-36.
- Котт М.Л., Щерба И.Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа //Геотектоника. 1985. № 6. С. 94-108.
- Котт М.Л., Щерба И.Г.* Кавказский бассейн в палеогене //Геотектоника. № 2. 1998. С. 29-50.
- Корчуганова Н.И.* Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенов Северо-Востока Азии (регионально-тектонический и прикладной аспекты). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. доктора геол.-мин. наук. М. 1999. 48 с.
- Корчуганова Н.И.* Новейшая тектоника с основами современной геодинамики. Методическое руководство. М.: Геокарт, ГЕОС. 2007. 354 с.
- Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский И.Н.* Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: ВСЕГЕИ, 2001. 212 с.
- Космическая информация в геологии. М.: Наука. 1983. 536 с.
- Космическая съемка и тематическое картографирование М.: Изд-во МГУ. 1979. 232 с.
- Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. М.: Мингео СССР. 1979.
- Космогеологическая карта СССР м-ба 1:2 500 000. М.: Мингео СССР. 1984.
- Космогеология СССР. М.: Недра. 1987. 240 с.
- Костенко Н.П.* О принципах составления специальных геоморфологических карт в целях анализа неотектоники горных стран //Вестник МГУ, серия биологии, поч.-вов., геол., геогр., 1957. № 2. С. 137-145.
- Костенко Н.П.* К вопросу о методике изучения и построения местных стратиграфических схем неоген антропогеновых моласс горных стран //Научные доклады высшей школы. Сер. геолого-географические науки. № 1. 1958. С. 214-217.
- Костенко Н.П.* Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии //Тез. докл. к Советанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат. 1958. С. 192-193.
- Костенко Н.П.* Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии //Сб. трудов Геологического факультета Московского Университета (К XXI сессии Международного геологического конгресса). М.: МГУ. 1961. С. 111-135.
- Костенко Н.П.* О принципах составления специальной геоморфологической карты //Бюлл. МОИП. № 26. 1962. С. 74-75.
- Костенко Н.П.* Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль. 1970. 367 с.
- Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Костенко Н.П.* Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра. 1975. 216 с.
- Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: Изд-во МГУ. 1985. 312 с.
- Костенко Н.П.* Геоморфология. 2-е изд. М.: МГУ. 1999. 383 с.
- Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И.* Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. М.: МГУ, 1999. 118 с.
- Костенко Н.П., Тетюхин Г.Ф., Федоров П.В.* Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Средней Азии и Южного Казахстана //Бюлл. КИЧП 1962. № 27. С. 163-165.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.
- Косыгин Ю.А., Сергеев К.Ф., Сапрыкин С.М. и др.* Взаимодействие литосферных блоков на Центрально-Сахалинском разломе 7-13 апреля 1979г. //ДАН СССР. 1980. Т. 254. № 3.
- Кочнева Н.Т., Лобзова Р.В., Галдобина Л.П.* Особенности строения и металлогения Онежской мульды //Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 2. С. 3-9.
- Кригер Н.И.* Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука. 1965. 296 с.
- Кронберг П.* Дистанционное изучение Земли. М.: Мир. 1988. 350 с.
- Крылков Ю.В.* Инженерно-геологическое значение выделения перигляциальной и лессовой формаций. М.: Наука. 1965. 162 с.
- Крылов С.С., Бобров Н.Ю.* Электромагнитные методы при изысканиях на мерзлоте. Геофизические исследования криолитозоны. Научн. труды. В. 1. М. 1995.
- Кузнецов И.Г.* Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. М.: Изд-во АН СССР. 1951. 118 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол. В. 131. № 52).
- Кузнецов О.Л., Берри Б.Л., Баренбаум А.А.* Природные циклы и экологическое прогнозирование //Циклы природных процессов, опасных явлений и экологическое прогнозирование. Материалы междунар.конференции. Т. 1. М.: Изд-во РАЕН. 1991. С. 6-26.
- Кузьмин С.Б.* Тренды и ритмика природных процессов Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене //Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону: ЮНЦРАН. 2006. С. 99-103.
- Кузьмин Ю.О.* Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов //Геоэкологическое изучение и использование недр. М.: Геоинформмарк. 1996. В. 4. С. 43-53.
- Кукал З.* Скорость геологических процессов. М.: Мир. 1987. 264 с.
- Кунин Н.Я.* Модели седиментации и понятия сейсмостратиграфии //Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1989. Т. 64. В. 1. С. 24-32.
- Купцов В.М.* Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука. 1986. 271 с.
- Куражковская В.А.* Дialectическая концепция развития в геологии. М.: МГУ. 1970. 240 с.
- Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш. 1968. 298 с.
- Кучай В.К.* Системы рек как индикатор дифференцированных новейших движений //Геоморфология. №2. М.: Наука. 104 с.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Омеляненко Б.И. и др.* Новые подходы к подземному захоронению высокоактивных отходов России //Геоэкология. 2000. № 1. С. 3-12.
- Лаверов Н.П., Омеляненко Б.И., Величкин В.И.* Геологические аспекты проблемы захоронения радиоактивных отходов //Геоэкология. 1994. № 6. С. 3-20.
- Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская, лист К-37-IV. Объяснительная записка СПб. 2000. С. 105.
- Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И., Семенов В.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская, лист К-37-V. Объяснительная записка СПб. 2002. С. 213.

- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: АН СССР. 1963. 267 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 87).
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука. 1976. 237 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 288)
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лессовой формации Средней Азии //Поздний кайнозой Северной Евразии. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР. 1977. С. 70-132.
- Ламакин В.В. Динамические фазы долин и аллювиальных отложений //Землеведение. 1948. Т. 2 (42). С. 154-187.
- Лапочкин Б.К., Еремينا О.Н. Критерии оценки пригодности геологических формаций для размещения могильников твердых радиоактивных отходов //Разведка и охрана недр. 1986. № 4. С. 39-42.
- Лапочкин Б.К., Журавлева Т.Ю. Инженерно-экологическая оценка соляных формаций для захоронения вредных промышленных отходов //Геозкология. 2000. № 1. С. 20-27
- Латынина Л.А., Кармалева Р.М. Деформографические измерения. М.: Наука. 1978. 154 с.
- Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. Тр. ГИН АН СССР. В. 215. М.: Наука. 1972. 136 с.
- Лебедева Н.А. Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в антропогене Приазовья //Стратиграфическое значение антропогенной фауны мелких млекопитающих. М.: Наука. 1965. С. 111-140.
- Левин В.И. Краткие черты геологического строения района Кансайского рудного поля //Геологи свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. М.: Наука. 1965. С. 7-20.
- Левитес Я.М. Общая и историческая геология. М.: Недра. 1965. 287 с.
- Леонов Г.П. Некоторые проблемы изучения фанерозойской структуры земной коры и основные этапы ее развития //Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 18-27.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 1. М.: МГУ. 1973. 530 с.
- Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра. 1976. 194 с.
- Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Виноградова Е.А., Войкова О.А., Гвоздовер М.Д., Миньков Е.В., Спиридонова Е.А., Сычева С.А. Палеоэкология равнинного палеолита. М.: Научный мир. 2006. 342 с.
- Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Матюшкин И.Е. Региональная и локальная палеоэкология каменного века //Проблемы палеоэкологии древних обществ. М.: Изд-во Российского открытого университета. 1993. С. 5-18.
- Лиценберг Д.А. Новые представления о закономерностях и механизмах современной геодинамики морфоструктур горных стран. Изв. АН. Сер. географическая. № 6. 1998. С. 32-47.
- Лиценберг Д.А., Будаев Б.А., Алиев А.С. и др. Морфотектоника Азербайджана и Восточного Закавказья с позиций неомобилизма //ГМ. 1996. № 4. С. 31-50.
- Лиценберг Д.А., Муратов В.М. О закономерностях формирования рельефа горных окончаний Большого Кавказа //Вопросы географии, сб. 74 "Рельеф горных стран." М.: Мысль, 1968. С.81-97.
- Лисицын А.П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов //ДАН СССР. 1958. Т. 118. № 2. С. 373-376.
- Личков Б.Л. О связи между изменениями структуры Земли и изменениями климата //Чтения памяти Л.С. Берга, 1-3, 1952-1954. М.-Л.: АН СССР. 1956. С. 192-211.
- Лоскутов В.В. Геоморфология Таджикистана. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана» Душанбе: 1962. С. 189-214.
- Лоскутов В.В. О скорости новейшего поднятия Памира //Неотектоника и сейсмостектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1969. С. 35-42.
- Лукина Н.В. Кавказ //Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука. 1985. С. 58-80.
- Лукина Н.В. О возрасте морских террас Центрального Предкавказья //Геоморфология. № 2. 1981. С. 68-75.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Москва: Наука. 1965. 212 с.
- Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей //Тектоника Сибири. М.: Наука. 1972. Т. 5. С. 15-24.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох //Проблемы планетарной геологии. М. Госгеолтехиздат. 1963 С. 7-49.
- Мазуров В.А. Подземные газонефтехранилища в отложениях каменной соли. М.: Недра. 1982. 212 с.
- Макаров В.И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов) //Исследование Земли из космоса. 1981₂. № 4.
- Макаров В.И. Некоторые проблемы и перспективы развития космических методов геологических исследований //Изв. ВУЗ. Геол. разведка. 1981₁. № 3.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня М.: Наука. 1977. 172с.
- Макаров В.И. О методологических основах геологического дешифрирования космических снимков //ИЗВ. АН СССР. Сер. Геол. 1981₃. № 8.
- Макаров В.И. Методические основы геологического дешифрирования космических снимков. Изв. АН СССР, сер. геол., 1981. № 8. С.118-131.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука. 1977. 172 с.
- Макарова В.И., Макарова Н.В., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии //Бюлл. КИЧП. 1979. № 49. С. 90-104.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Соловьева Л.И. О переработке древнего рельефа горных стран четвертичным оледенением //Геоморфология. 1980. № 1. С. 48.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Акинин Б.Е. Закономерности строения и развития речных долин Средней Азии в четвертичном периоде //История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск. 1979. С. 93-100.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Акинин Б.Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии //Бюлл. КИЧП. 1979. № 49. С. 90-104.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Постоленко Г.А., Акинин Б.Е. Представительность аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 4. С. 1-23.
- Макарова Н.В., Макаров В.И., Соловьева Л.И. О степени и характере переработки древнего рельефа горных стран четвертичным оледенением //Геоморфология. 1980. № 1. С. 48-54.
- Макарова Н.В., Чистяков А.А., Акинин Б.Е. Закономерности формирования мощности аллювия горных рек //Бюлл. КИЧП. № 68. 2008. С. 70-81.
- Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: МГУ. 1971. 115 с.
- Маккавеев Н.И., Хмельва Н.В., Зайтов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. В. 1. М.: МГУ. 1961. 194 с.
- Максимов Е.В. Проблемы оледенения и ритмы в природе. Л.: Наука. 1972. 296 с.
- Мамедов Э.Д. Изменение климата среднеазиатских пустынь в голоцене //Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 170-175.
- Мамедов Э.Д. О плейстоценовых палеоклиматах пустынь в плейстоцене //Проблемы освоения пустынь. 1985. № 3. С. 10-16.
- Марков К.К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932-33 гг. //Труды Ледниковых экспедиций. В. 1. Памир, Северный Памир и ледник Федченко. Л., 1936. С. 370-458.
- Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: ОГИЗ, 1948.
- Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 268 с.

- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ. 1967. Т. 3. 445 с.
- Марков К.К., Лазуков Г.И. Николаев В.А. Четвертичный период (Ледниковый период — антропогенный период) М.: Изд-во МГУ. Т. 1 1965. 372 с.
- Марков К.К., Лазуков Г.И. Николаев В.А. Четвертичный период (Ледниковый период — антропогенный период) М.: Изд-во МГУ. Т. 2 1965. 435 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука. 1989. 216 с.
- Мелькановицкий И.М. Геофизические исследования при региональном прогнозировании, поисках и разведке термальных вод //Использование новых геофизических методов для решения инженерно-геологических и гидрогеологических задач. М.: ВСЕГИНГЕО. 1989 С. 75-77.
- Методические рекомендации по изучению инъективных структур при инженерных изысканиях для гидротехнического строительства: П-744-81 Гидропроект М.: Энергоиздат. 1982₁. 40с.
- Методические рекомендации по применению материалов космодатасъемки при региональных гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М.: ВСЕГИНГЕО, 1982₂. 81 с.
- Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений /А.К. Агаджаян, Б.А. Борисов, О.А. Брайцева и др. Л.: Недра. 1987. 308 с.
- Мещераков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука. 1965. 390 с.
- Мещеракова В.Б. Особенности строения и формирования разрывных нарушений Северного Карамазара //Изв. АН СССР, сер. геол. 1960. № 4.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 484 с.
- Милановский Е.Е. Геология СССР: учеб. для геол. спец. вузов (в 3 ч). Ч. 3: Средиземноморский и Тихоокеанский подвижные пояса. М.: Изд-во МГУ. 1991. 270 с.
- Милановский Е.Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон //Советская геология. 1962. № 6. С. 52-76.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра. 1983. 280 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории //Строение и развитие земной коры. М.: Наука. 1964. С. 97-119.
- Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана Махачкала: Даг. кн. изд-во. 1986. 312 с.
- Мирошниченко В.П., Березкина Л.И., Монштейн Е.В. и др. Ландшафтный метод дешифрирования проявлений новейшей и современной тектоники для поисков погребенных нефтегазоносных структур. Л.: Наука. 1971. 116 с.
- Михайлов А.Е., Корчуганова Н.И., Баранов Ю.Б. Дистанционные методы в геологии. М.: Недра. 1993. 224 с.
- Михайлов А.Е., Рамм Н.С. Аэрометоды при геологических исследованиях. М.: Недра. 1975. 198 с.
- Многозональные аэрокосмические съемки Земли. М.: Наука. 1981. 303 с.
- Монахов Ф.И. и др. Предполагаемые пластические деформации земных недр, землетрясения и предшествующие им эффекты //Изв. АН СССР. Физика земли. 1981. № 10. С. 69-99.
- Муршинкин Ф.Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана //Мат. по гидрогеологии Узбекистана, Ташкент. 1933. В. 15. С. 241-249.
- Мурий А.А. Перспективные направления в исследованиях неотектоники и геоморфологии района Большого Сочи //Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 21-26 апреля 2009 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2009. С. 39-40.
- Мурий А.А. Открытое и свободное программное обеспечение (СПО) в науках о Земле //Материалы Международного молодежного научного форума "ЛОМОНОСОВ-2010". [Электронный ресурс] М.: МАКС Пресс. 2010. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM).
- Мурий А.А. ГИС-технологии и анализ цифровых моделей рельефа при инженерно-геотектонических исследованиях на территории Большого Сочи //Сергеевские чтения. М.: ГЕОС. В. 14. 2012. С. 60-64.
- Мурий А.А. Палеогеоэкологические реконструкции горного рельефа бассейна р. Мзымты (район Большого Сочи) //Сергеевские чтения. М.: РУДН, 2013. В. 15. С. 162-166.
- Наймарк А.А. Количественная характеристика, новейшие структуры и неотектоническое районирование крайнего Северо-Востока СССР //Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. 1972. С. 97-114.
- Наймарк А.А. Момская рифтовая область (Северо-Восток СССР) //Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 7 М.: Изд-во МГУ. 1980. С. 3-51.
- Наймарк А.А. Поверхности выравнивания Крайнего Северо-Востока СССР //Доклады АН СССР. 1966. Т. 170. № 1. С. 172-176.
- Нейштадт М.И., Хотинский Н.А. Проблемы гляциала //XI конгресс ИНКВА: итоги и перспективы. М.: Наука. 1985. С. 74-78.
- Несмеянов С.А. Строение фаненских и нижнекаменноугольных отложений Успенско-Спасского района (Центральный Казахстан) //Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1963. С. 112-123.
- Несмеянов С.А. К вопросу о стратиграфических схемах четвертичных отложений Западного Тянь-Шаня (в связи с существующими представлениями о развитии эрозионных циклов) //Бюлл. КИЧП. 1965. № 30. С. 136-144.
- Несмеянов С.А. Неотектоника Западной Ферганы. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1966. 23 с.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка поэтапных новейших движений Западного Тянь-Шаня //ДАН СССР. 1967. Т. 173. № 1. С. 156-159.
- Несмеянов С.А. Неотектоническое районирование Западной Ферганы //Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры (к III конгрессу INQUA, Париж). М.: Наука. 1968. С. 109-117.
- Несмеянов С.А. Количественные палеорекострукции горного рельефа (на примере Западной Ферганы и смежных хребтов) //Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. № 2. М.: Изд-во МГУ. 1969₁. С. 16-39.
- Несмеянов С.А. Опыт количественной оценки величины и интенсивности поэтапных новейших движений в западном Тянь-Шане //Бюллетень КИЧП. 1969₂. № 5. С. 26-40.
- Несмеянов С.А. Типы шовных зон Западного Тянь-Шаня и некоторые вопросы классификации шовных зон //Жизнь Земли. 1970. № 6. С. 15-26.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра. 1971₁. 144 с.
- Несмеянов С.А. О единой стратиграфической схеме континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана //Жизнь земли. № 7. М.: Изд-во МГУ. 1971₂. С. 44-54.
- Несмеянов С.А. О соотношении разновозрастных структурных планов в Западном Тянь-Шане //Жизнь земли. № 5. М.: Изд-во МГУ. 1971₃. С. 54-64.
- Несмеянов С.А. Корреляция среднеазиатско-казахстанской и западносибирской стратиграфических схем континентальных олигоцен-неогеновых отложений //Жизнь земли. № 8. М.: Изд-во МГУ. 1972. С. 100-111
- Несмеянов С.А. Шовные зоны и сейсмичность Западного Гиссаро-Алая //ДАН СССР. 1974₁. Т. 214. № 6. С. 1307-1310.
- Несмеянов С.А. Развитие поднятий в межгорных впадинах Тянь-Шаня //ДАН СССР. 1974₂. Т. 216. № 6. С. 1360-1363.
- Несмеянов С.А. Развитие адырных поднятий в межгорных впадинах Тянь-Шаня //Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука. 1975. С. 166-170.
- Несмеянов С.А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра. 1977. 144 с.
- Несмеянов С.А. Палеогеография палеолитических стоянок в горных областях Средней Азии //Палеоэкология древнего человека. М.: Наука. 1977₁. С. 216-222.
- Несмеянов С.А. Новейшее развитие континентальных аридных областей (анализ тектоно-климатической этапности). Автореферат докт. дисс. М. 1978₁. 61 с.
- Несмеянов С.А. К геологии открытых стоянок каменного века Средней Азии //Жизнь земли. № 13 М.: Изд-во МГУ. 1978 С. 103-111.

- Несмеянов С.А.* Новейшие структуры и сейсмичность центральной части Северного Тянь-Шаня //Тезисы докладов совещания “Проблемы неотектоники и современной геодинамики литосферы”. Т. II. Таллин: 1982. С. 66-67
- Несмеянов С.А.* Геологические соображения о типах очагов коровых землетрясений //Вопросы инженерной сейсмологии. В. 25. “Прогноз сейсмических воздействий”. М.: Наука. 1984₁. С. 107-119.
- Несмеянов С.А.* Голоценовые террасы подпруживания в Таджикистане //ДАН СССР. 1984₂. Т. 274. №2. С. 395-398.
- Несмеянов С.А.* Методика изучения террасового генетического комплекса для анализа палеоэкологии палеолитических стоянок в горных областях //Методические проблемы реконструкций в археологии и палеоэкологии. Новосибирск: Наука. 1989₁. С. 225-260.
- Несмеянов С.А.* Структурно-геоморфологический аспект совершенствования инженерно-геологических изысканий //Инженерная геология. 1989₂. № 4. С. 102-114.
- Несмеянов С.А.* Геоморфологическое положение палеолитических стоянок в разнородных орогенах (на примере Средней Азии и Кавказа) //Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной и Восточной Азии и Америки (Доклады международного симпозиума). Новосибирск. 1990₁. С. 235-241.
- Несмеянов С.А.* Геолого-геоморфологические исследования палеолитических стоянок в горных областях //КИСА. № 202 “Полевая археология древнекаменного века”. 1990₂. С. 103-108.
- Несмеянов С.А.* Схема неструктурного районирования районов первоочередного освоения Краснополянского участка в масштабе 1:50 000 с краткой объяснительной запиской //Сб. рефератов НИР и ОКР за 1990-1991 г.г. М.: ПНИИИС. 1991. С. 8-9.
- Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра. 1992. 254 с.
- Несмеянов С.А.* Строение террасового комплекса горных долин и палеогеоморфологические ситуации расположения стоянок каменного века //Проблемы палеоэкологии древних обществ. М.: Изд-во Российского открытого университета, 1993₁. С. 119-137.
- Несмеянов С.А.* Палеогеоморфология мустьерской пещеры Матузка на Северо-Западном Кавказе //Проблемы палеоэкологии древних обществ. М.: Изд-во Российского открытого университета. 1993₂. С. 138-156.
- Несмеянов С.А.* Плейстоценовые деформации черноморских террас на Кавказском побережье //Геотектоника. 1995. № 3. С. 70-80.
- Несмеянов С.А. при участии Г.А. Андреевой, И.И. Бархатова, Т.С. Бондаревой, Л.Т. Люттой.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. Карта м-ба 1:200 000 М.: ПНИИИС. 1995, 40 листов.
- Несмеянов С.А.* Проблема миграции главного водораздела Западного Кавказа по данным детального неотектонического анализа //Геоморфология. 1996. № 4. С. 25-31.
- Несмеянов С.А.* Типы новейших шовных зон Большого Кавказа //Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. В. 2. М.: РЭФИА. 1997. С. 26-29.
- Несмеянов С.А.* Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир. 1999. 392 с.
- Несмеянов С.А.* Диаклавовые швы платформ и их значение для инженерных изысканий //Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 6. С. 782-784.
- Несмеянов С.А.* Геоморфология западнокавказского палеолита //Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Краснодар. 2001. С. 72-78.
- Несмеянов С.А.* Современные вnutриразрывные движения как опасный геологический процесс //Сергеевские чтения. В. 4. М.: Геос. 2002. С. 151-54.
- Несмеянов С.А.* Инженерная геотектоника. М.: Наука. 2004. 780 с.
- Несмеянов С.А.* Перспективные направления инженерной геотектоники. М.: Научный мир. 2005. 303 с.
- Несмеянов С.А.* Генетические комплексы континентальных отложений. М.: “Книга и Бизнес”. 2012. 397 с.
- Несмеянов С.А.* Шовные зоны как верхнекоровые сейсмогенерирующие структуры //Геоэкология. № 1. 2012₂. С. 5-28.
- Несмеянов С.А., Артемов А.В., Воейкова О.А., Щукин Ю.К.* Активные приповерхностные региональные тектонические разрывы на территории России //Геоэкология. 1995. № 5. С. 3-19.
- Несмеянов С.А., Балабанов И.П., Измайлов Я.А.* Методика анализа плейстоценовых тектонических движений на побережьях внутренних морей по деформациям древних береговых линий (на примере Черного моря) //Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1987. № 56. С. 27-35.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Разрывы бассейна среднего течения р. Зеравшан (Западный Гиссаро-Алай) //Тр.ПНИИИСа. В. 40 “Сейсмическое районирование для строительства и его обоснование”. Под ред. Матушкина Б.А. и Несмеянова С.А. М.: Стройиздат. 1975. С. 57-70.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. М.: Наука. 1978. 120 с.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Строение новейших разрывов Прииссыкулья и Кунгей-Зайлийского района //Комплексные научные исследования в инженерных изысканиях для строительства (сб. трудов ПНИИИС). М.: Стройиздат. 1982. С. 37-49.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А.* Новые данные о типах наиболее молодых тектонических структур Восточного Дагестана //Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 3. С. 365-367.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А.* Активные разрывы в зоне сочленения юга Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты и их значимость для строительства //Геоэкология. 2008. № 3. С. 197-213.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А.* Инженерно-геотектонические исследования в горно-приморских регионах //Сергеевские чтения. 2010. В. 12. С. 217-221.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Мурый А.А.* Детализация схемы активных разрывов для инженерных изысканий в горной области (на примере бассейна р. Мзымты на Кавказе) //Геоэкология. № 5. 2011. С. 450-454.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Мурый А.А.* Методика построения среднемасштабных количественных палеорекопструкций рельефа приморского орогена //Геоэкология. № 1. 2016. С. 3-24.
- Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Мурый А.А.* Среднемасштабные количественные реконструкции палеорельефа приморского орогена (на примере бассейна р. Мзымты на Кавказе) //Геоэкология. № 4. 2016. С. 291-304.
- Несмеянов С.А., Голованова Л.В.* Геоморфологическое положение палеолита в среднем течении р. Белой Майкопского района //Вопросы археологии Адыгеи. Майкоп: 1988. С. 23-50.
- Несмеянов С.А., Измайлов Я.А.* Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России (Опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: ПНИИИС. 1995. 239 с.
- Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др.* Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства //Инженерная геология. 1992. № 2. С. 17-31.
- Несмеянов С.А., Макаров В.И.* Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня //Бюллетень КИЧП. 1974. № 41. С. 82-98.
- Несмеянов С.А., Новак В.Е., Воейкова О.А. и др.* Требования к исследованию пород оснований сооружений с высокой чувствительностью к микродеформациям //Геоэкология. 1997. № 2. С. 89-99.
- Несмеянов С.А., Ранов В.А.* К палеогеографии мустьерских стоянок в горах Средней Азии //Страны и народы Востока. В. X. Средняя и Центральная Азия. М.: Наука. 1971. С. 6-21.
- Несмеянов С.А., Ранов В.А.* Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии //Бюллетень КИЧП. 1975. № 43. С. 169-176.
- Несмеянов С.А., Расцветаев Л.М., Трубихин В.М.* Цикличность новейшего орогенеза, геостратиграфические комплексы и палеомагнитная шкала позднего кайнозоя Юга СССР //27-й международный геологический конгресс. Тезисы. Abstracts, volume 1, Sections 01 to 03/ М.:Наука, 1984. С. 399-400 (398-399 — на английском языке).
- Несмеянов С.А., Решетов В.Ю., Шмидт Г.А.* О фауне и возрасте Торуйгырного месторождения палеогеновых млекопитающих в Киргизии //Бюллетень МОИП, отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 2. С. 83-86.

- Несмеянов С.А., Федоренко В.А. О стратиграфии кайнозойских моласс северо-западной Ферганы // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ. 1964. С. 161-170.
- Никишин А.М., Копачевич Л.Ф. Тектоностратиграфия — новое направление современной геологии // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 2008. Т. 83. В. 5. С. 23-35.
- Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 392 с.
- Николаев Н.И. О принципах составления карт новейшей тектоники и задачах международного сотрудничества // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 3. М.: МГУ. 1972. С. 3-7.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра. 1988. 491 с.
- Николаев Н.И., Наймарк А.А. Новейшая тектоника Северо-Востока СССР и Камчатки // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. 1973. С. 161-193.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука. 1977. 240 с.
- Никонов А.А. Использование радиоуглеродного датирования для определения возраста древних землетрясений в горах юга Средней Азии // Изв. АН СССР. сер. Физика Земли. 1981. № 9. С. 70-74.
- Никонов А.А. Датирование сейсмоструктурных подвижек и древних землетрясений с помощью радиоуглеродного анализа и археологических данных (на примере гор Средней Азии) // Доклады АН СССР. 1981. Т. 257. № 2. С. 440-444.
- Никонов А.А. Палеосейсмогеологический подход при сейсмическом районировании и оценке сейсмической опасности // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. В. 2-3. М.: ОИФЗ РАН. 1995. С. 46-62.
- Никонов А.А. Современные вертикальные движения берегов на юге Дальнего Востока // Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. Информационный бюллетень. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Специальный выпуск. М. 1995. С. 205-207.
- Никонов А.А., Шебалина Т.Ю. Новый способ определения возраста сейсмодислокаций // ДАН. 1978. Т. 242. № 1. С. 8
- Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2005. 206 с.
- Новейшая тектоника Южной Азии / Н.И. Николаев, А.А. Наймарк, В.А. Селиванов. М.: МГУ. 1984. 192 с.
- Нормы проектирования оснований реакторных отделений АЭС. ВСН-85. М.: Минатомэнерго. 1985.
- Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. М.: ГИН РАН. 2012. 408 с.
- Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации — ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. М.: НПП "Текарт." 2000.
- Осипов В.И., Лапочкин Б.К., Еремич О.Н. Особенности инженерно-геологических исследований соляных формаций для строительства могильников вредных промышленных отходов // Геоэкология. 1994. № 2. С. 37-47.
- Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука. 1977. 264 с.
- Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переулублением речных долин Кавказа // ИАН. Сер. геогр. 1967. № 1. С. 30-40.
- Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе // Доклады АН СССР. 1968. Т. 181. № 4. С. 950-952.
- Островский А.Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г. Анапа и устьем р. Шахе). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Ростов-на-Дону. 1968. 18 с.
- Островский А.Б. Палеогеографические критерии основных этапов новейшей геологической истории внутриконтинентальных бассейнов // Балтикус. 1974. Т. 5. С. 171-180.
- Островский А.Б., Коробкина Н.С. Особенности эрозионных процессов на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа и их влияние на интенсивность абразии // Инженерная геология. № 2. 1982. С. 71-77.
- Палеогеографическая схема Таджикской ССР. Плиоценовая эпоха. М-б. 1:1 000 000. Мин.геол. СССР, Упр. геол. СМ Тадж. ССР, 1964. Гл. редактор С.В. Эпштейн. Редакторы Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, О.К. Чедия. Составили В.А. Васильев, С.Б. Ершова, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, Л.Н. Мазурова, С.А. Несмеянов, А.К. Трофимов, О.К. Чедия. Всес.аэрогеол.трест Мин.геол. СССР. М.: 1971.
- Палеогеографическая схема Таджикской ССР. Раннечетвертичное время. М-б. 1:1 000 000. Мин.геол. СССР, Упр. геол. СМ Тадж. ССР, 1964. Гл. редактор С.В. Эпштейн. Редакторы В.А. Васильев, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, О.К. Чедия. Составили В.А. Васильев, С.Б. Ершова, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, Л.Н. Мазурова, С.А. Несмеянов, А.К. Трофимов, О.К. Чедия. Всес.аэрогеол.трест Мин.геол. СССР. М.: 1971.
- Палеогеографическая схема Таджикской ССР. Среднечетвертичное время. М-б. 1:1 000 000. Мин.геол. СССР, Упр. геол. СМ Тадж. ССР, 1964. Гл. редактор С.В. Эпштейн. Редакторы Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, А.К. Трофимов, О.К. Чедия. Составили В.А. Васильев, С.Б. Ершова, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутов, Л.Н. Мазурова, С.А. Несмеянов, А.К. Трофимов, О.К. Чедия. Всес.аэрогеол.трест Мин.геол. СССР. М.: 1971.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. Новосибирск: Наука. 1980. 109 с.
- Палеосейсмогеология Большого Кавказа // Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. М.: Наука. 1979. 188 с.
- Палеосейсмогеология. М.: Научный мир. 2011. Т. 1 — 560 с. Т. 2 — 400 с.
- Панов Д.И. Историко-геологический подход к решению стратиграфических проблем в работах Г.П. Леонова, его предшественников и в современных исследованиях // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 2008. Т. 83. В. 5. С. 17-22.
- Паренаго П.П. Курс звездной астрономии. М.: Гостехиздат. 1954. 475 с.
- Парфенов В.Д. Геологическое строение, история и механизм образования зоны Бирюзового разлома (Южный Карамазар): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ. 1967. 21 с.
- Парфенов В.Д., Кондратов В.А. Особенности формирования сдвиговых нарушений Карамазара // Геотектоника. 1966. № 1. С. 68—79.
- Пастушенко Ю.Н., Кочетов Н.И. О древних внутридолинных поверхностях выравнивания южного склона Западного Кавказа // Проблемы инженерной геологии Западного Кавказа. В. 3. Сочи. 1971. С. 184-190.
- Пахомов М.М., Пенькова А.М., Ершова Л.Н. Цикличность климатического процесса и его отражение в палинологических данных по кайнозою Памиро-Алая // Граница неогена и четвертичной системы. М. 1980. С. 171-183.
- Пенк В. Морфологический анализ М.: Географгиз. 1961. 360 с.
- Петрова Г.Н. Изменение магнитного момента Земли за последние 340 тысяч лет // Физика Земли. 1996. № 10. С. 48-54.
- Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом М.: Наука. 1992. 175 с.
- Петрусевиц М.Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. М.: Госгеолтехиздат. 1962. 407 с.
- Пиотровский Т.Ю. Неотектоника и ее выражение в рельефе Закарпатья. Автореферат, канд. дисс., М. 1966.
- Пиотровский М.В. Вальтер Пенк и его книга "Морфологический анализ" // Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. С. 3-48.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра. 1974. 444 с.
- Подвысоцкий М.Х., Мойк Дж.Г., Шаун У.К. Количественная оценка линейментов при ручной и машинной обработке // Космическая геология. Материалы симпозиума НАСА по исследованию ресурсов Земли. Л.: Недра. 1979. С. 323-330.
- Поплавская Л.Н., Урбан Н.А., Воробьева Е.А. и др. Синегорское землетрясение 16 августа 1988 года (о. Сахалин). Препринт. Южно-Сахалинск. ИМГиГ ДВО АН СССР. 1989.
- Попов В.И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент: Госиздат. 1940. 96 с.
- Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Ком. наук Уз. ССР. 1938. 415 с.
- Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1-3. Ташкент: АН Узб. ССР, 1954-1956. Ч. 1 — 524 с., ч. 2 — 312 с., ч. 3 — 290 с.
- Попов В.И. Структуры конского хвоста в тектонике Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во Ком. наук Уз. ССР. 1939. 30 с.
- Пориняков Г.С. Герцины Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. 216 с.

- Почвенно-геологические условия Нечерноземья. М.: МГУ. 1984. 607 с.
- Практическая стратиграфия. Л.: Недра. 1984. 320 с.
- Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М.: Недра. 1970. 296 с.
- Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М.: ГЕОС. 2001. 158 с.
- Программное обеспечение, разработанное в группе инженерной геотектоники и палеоэкологии ИГЭ РАН. [Электронный ресурс]. 2014. URL: https://github.com/amuriy/paleo_research/tree/master, <https://github.com/amuriy/GRASS-scripts> (дата обращения 21.12.2015).
- Прокопенко А.И., Пяткин В.П., Неишумаев В.А. Дистанционные методы при анализе структурных элементов земной коры. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР. 1984. 222 с.
- Путеводитель экскурсий: Междунар. симпозиум по пробл. "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука. 1977. 183 с.
- Рабочая схема стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана (с Предварительной корреляционной стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана) / Н.Н. Костенко, Г.Ф. Тетюхин, П.В. Федоров // Бюлл. КИЧП. 1962. № 27. С. 163-165
- Рабочая схема стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент. 1961 (Приложение — вклейка к статье "О междоуведомственном совещании по изучению четвертичного периода Средней Азии и Казахстана") // Советская геология. 1961. № 6. С. 146.
- Радиолокационные методы исследования Земли. М.: Сов. радио. 1980. 264 с.
- Радкевич Е.А. Металлогенические зоны Тихоокеанского рудного пояса (Объяснительная записка к Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса масштаба 1:10 000 000). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984. 192 с.
- Разломы и горизонтальные движения сооружений СССР. М.: Наука. 1977. 136 с.
- Ранов В.А., Несмеянов С.А. Физико-географический и геологический очерк Кайрак-Кумов // Древности Кайрак-Кумов (Древнейшая история Северного Таджикистана). Тр. ин-та истории им. Ахмуда Дониша АН Тадж.ССР. Т. XXXIII. Изд-во АН Тадж.ССР. Душанбе: 1962. С. 7-25.
- Ранов В.А., Несмеянов С.А. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии Душанбе: "Дониш". 1973. 162 с.
- Рашидан Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука. 1979. 170 с.
- Рашидан Е.Я., Пишенин Г.П. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа // Тектонические движения земной коры. М.: Недра. 1967. С. 155-159.
- Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть II. М.: ГИН. 1987. С. 173-235.
- Рац М.В., Погребиский М.И. К инженерно-геологическому изучению структуры зон тектонических разрывов. — В кн.: Материалы к научно-технической конференции ПНИИИС. М.: ЦИНИС Госстроя СССР. 1966. с. 192-195.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра. 1970. 160 с.
- Ревзон А.Л., Бгатов А.П. Инженерно-геоморфологические исследования для обоснования строительства горных тоннелей // ГМ. 1986. № 4. С. 37-45.
- Рейман В.М., Бабаев А.М., Винниченко Г.П. Сейсмоструктура и поперечные структуры Центрального и Юго-западного Таджикистана // Неотектоника и сейсмоструктура Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1969. С. 97-114.
- Рейнгард А.Л. К вопросу о делении Кавказа на геоморфологические области // Изв. Кавказского отд. Росс. Геогр. о-ва 1917. Т. 25. № 2-3. С. 1-36.
- Рекомендации по геофизическим работам при инженерных изысканиях для строительства (электроразведка). М.: Стройиздат, 1984, 200 с.
- Рекомендации по изучению разрывных и складчатых структур для сейсмического микрорайонирования. Разработано ПНИИИС Госстроя СССР (В.Н. Аверьянова, А.С. Алешин, И.И. Бархатов, Ю.И. Баулин, Б.А. Матушкин, В.В. Севастьянов, Г.А. Шмидт, С.А. Несмеянов. Ответственный ред. Н.И. Кригер. М.: Стройиздат. 1984, 21 с.
- Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. Разработано ПНИИИС Госстроя СССР (Ю.И. Баулин, В.И. Джурик, И.А. Ершов, В.Е. Зарубин, Н.П. Курандин, А.И. Левкович, И.И. Либман, В.В. Лисицын, А.И. Лутиков, И.Г. Миндель, С.А. Несмеянов, О.В. Павлов, В.А. Потапова, Л.И. Ратникова, М.В. Сакс, В.В. Севастьянов, В.И. Таборов, Г.А. Шмидт. Ответственный ред. С.А. Федоров. М.: Стройиздат. 1985. 73 с.
- Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: АН УзССР. 1959. 130 с.
- Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука. 1977. 98 с.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.
- Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмоструктуры. М.: ИФЗ РАН. 2012. 340 с.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жилых структур. Новосибирск: Наука. 1977. 216 с.
- Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир. 1997. 479 с.
- Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения (М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. М.: Недра. 1983. 192 с.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 223). М.: Наука. 1971. 135 с.
- Руководство по применению материалов космической фотосъемки при инженерно-геологических изысканиях железных дорог в горных районах. М.: ЦНИИИС. 1988.
- Рундквист Д.В., Волчанская И.К. Неотектоника и металлогения // Геотектоника. 1987. № 3. С. 3-15.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Госгеолтехиздат. 1959. 557 с.
- Садов А., Ревзон А. Аэрокосмические методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра. 1979
- Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф. Подвиг Тихоокеанской плиты в 1978-1987 гг. // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1349-1352.
- Сафронов И.Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых. Ростов н/Д: изд-во Ростовского университета, 1983. 160 с.
- Сахарова Е.И., Лебедева Н.В. Изменение средней крупности аллювия по долине горной реки (на примере р. Мзымты) // Геоморфологические и гидрологические исследования М.: МГУ 1968. С. 24-30.
- Свиточ А.А. Палеогеография: теория и актуальные вопросы. М.: ЦНИИуголь, 1995. 195 с.
- Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС. 2003. 362 с.
- Свиточ А.А. Избранные труды. Москва: Географический факультет МГУ. 2012
- Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир. 1982. Ч. 1, 2. 846 с.
- Сейсмическое районирование в Северной Монголии. Коллектив авторов: С.Н. Чернышов, И.Г. Миндель, Н.М. Хайме, М.И. Погребиский, С.А. Несмеянов, М.М. Мешков. Отв. редактор М.В. Рац. М.: Наука. 1980. 179 с.
- Сейсмостратиграфические исследования в Евразии. М.: Наука. 1993. 223 с.
- Сейсмостратиграфические исследования в СССР. М.: Наука. 1990. 182 с.
- Сейсмоструктура плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Р.Е. Айзберг, А.Г. Аронов, Т.И. Аронова, С.А. Бояркин, О.А. Воейкова, Р.Г. Гарецкий, Г.Ю. Донцова, И.В. Дудлер, Л.И. Иогансон, А.К. Карабанов, А.И. Лутиков, В.И. Макаров, С.А. Несмеянов, В.Г. Николаев, А.А. Никонов, М.Т. Ойзерман, Л.И. Серебрякова, Р.Р. Сероглазов, Н.М. Хайме. М.: "Книга и Бизнес". 2009. 288 с.
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Ин-т водных проблем РАН. 1996. 268 с.
- Селиверстов Ю.П. Проблемы гипергенной геоморфологии. Л.: ЛГУ. 1986. 276 с.

- Сергеев К.Ф., Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф.* Распространение глобальной волны тектонических напряжений в 1978-1983 гг. // ДАН СССР, 1989. Т. 307. № 5. С. 1091-1095.
- Серебрянный Л.Р., Пиенин Н.Г., Халмухамедова Р.А.* Эволюция аридных ландшафтов Южной Ферганы в голоцене // История биоценозов СССР в голоцене. М.: Наука. 1976. С. 221-229.
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М. 1989. 184 с.
- Симаков К.В.* К проблеме естественнонаучного определения времени. Магадан: СВНЦ ДО РАН. 1994. 109 с.
- Симаков К.В.* Введение в теорию геологического времени. Становление. Эволюция. Перспективы. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 1999. 557 с.
- Скарятин В.Д.* Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации) // Геология и разведка. 1973. № 7. С. 34-50.
- Скарятин В.Д.* Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении геологических структур разного масштаба (на примере Северного Кавказа) // Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М.: ВИНТИ. 1976. С. 123-141.
- Скворцов Ю.А.* К методике изучения четвертичных отложений в связи с геоморфологическим анализом Средней Азии и применение последнего в поисковоразведочном деле // Вестник Союзгеоразведки. № 8-10. 1932. С. 8-17.
- Скворцов Ю.А.* К методике геоморфологической и четвертичной съемки (по материалам исследования в западных отрогах Тянь-Шаня) // Проблемы советской геологии. 1934. Т. IV. № 10. С. 144-153.
- Скворцов Ю.А.* К вопросу о синхронизации четвертичных отложений // Бюлл. КИЧП АН СССР. 1938. № 4. С. 33-43.
- Скворцов Ю.А.* Метод геоморфологического анализа и картирования // Известия АН СССР. Сер. Геогр. и геофиз. № 4-5. 1941. С. 501-522.
- Скворцов Ю.А.* Методы геоморфологического анализа и картирования // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1948. В. 39. С. 265-273.
- Скворцов Ю.А.* Элементы новейших тектонических движений Узбекистана (геоморфологическое строение и кайнозойские отложения горной и предгорной частей) // Тр. Среднеазиатского гос. ун-та, Нов. серия. В. 12. Геолого-географические науки. Кн. 1. Ташкент. 1949. 38 с.
- Скворцов Ю.А.* О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана // Мат. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 1. М.: АН СССР. 1961. С. 68-75.
- Сладкопевцев С.А.* Развитие речных долин и неотектоника. М.: Недра. 1973. 182 с.
- Сладкопевцев С.А.* Новейший этап развития речных долин. М.: Недра. 1977. 200 с.
- Сладкопевцев С.А.* Изучение и картографирование рельефа с использованием аэрокосмической информации. М.: Недра. 1982.
- СНИП 2.01.09-90.* Здания и сооружения на подрабатываемых территориях и просадочных грунтах. М.: Стройиздат, 1990.
- СНИП 2.01.09-91.* Здания и сооружения на подрабатываемых территориях и просадочных грунтах. 1992. 33 с.
- СНИП 2.02.01-83.* Основания зданий и сооружений. М.: Стройиздат, 1985. 41 с.
- Соборнов К.О.* Поднадвиговые зоны нефтегазонакопления — новый объект поисков нефти и газа в Предгорном Дагестане // Геология нефти и газа. 1988. № 2. С. 8-12.
- Соколов Б.С.* Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука. 1971. С. 155-178.
- Соллогуб В.Б.* Земная кора Украины // Геофизический журнал. 1982. Т. 4. № 74. С. 3-24.
- Сологуб В.Б., Чекунов А.В.* Литосфера Юго-восточной Европы по данным геофизики // ИАН. Сер. геологич. 1983. № 12. С. 3-12.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3-16.
- Солоненко В.П.* Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука. 1977. С. 83-131.
- Солоненко В.П.* Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука. 1977. С. 83-131.
- Солоненко В.П.* Палеосейсмогеологический метод и инженерная сейсмогеология // Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: МГУ. 1977. С. 113-118.
- Солоненко В.П.* Шкала балльности по сейсмодислокациям // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С. 121-131.
- СП 11-104-97.* Инженерно-геодезические изыскания для строительства // Госстрой России. М.: ПНИИИС Госстроя России. 1997. 77 с.
- СП 151.13330.2012.* Инженерные изыскания для размещения, проектирования и строительства АЭС / Хайме Н.М., Ойзерман М.Т., Дудлер И.В., Гусельцев А.С., Бормашова Е.С., Уломов В.И., Экзарьян В.Н., Ларин В.В., Кальберген Г.Г., Серебрякова Л.И., Кунстман В.В., Несмеянов С.А., Рубинштейн К.Г., Силаева Л.Ф., Леденев В.Н./ Часть I. Инженерные изыскания для разработки предпроектной документации (выбор пункта и выбор площадки размещения АЭС). М.: Госстрой России. 2013. 179 с.
- СП 151.13330.2012.* Инженерные изыскания для размещения, проектирования и строительства АЭС / Хайме Н.М., Ойзерман М.Т., Дудлер И.В., Гусельцев А.С., Бормашова Е.С., Уломов В.И., Экзарьян В.Н., Ларин В.В., Кальберген Г.Г., Серебрякова Л.И., Кунстман В.В., Несмеянов С.А., Рубинштейн К.Г., Силаева Л.Ф., Леденев В.Н./ Часть II. Инженерные изыскания для разработки проектной и рабочей документации и сопровождения строительства. М.: Госстрой России. 2013. 149 с.
- Спенсер А.* Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир. 1977. Т. 1. 453 с.
- Спивак А.А.* Поведение среды при подземном взрыве // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1980. № 4. С. 48-55.
- Справочник по тектонической терминологии.* М.: Недра. 1970. 582 с.
- Стратиграфический кодекс России.* Издание третье. СПб: ВСЕГЕИ. 2006. 96 с.
- Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири (К XIII Конгрессу ИНКВА).* Иркутск, 1990. 168 с.
- Страхов Н.М.* Основы исторической геологии. М-Л.: Госгеолиздат. 1948. Ч. 1 253 с. Ч. 2. 296 с.
- Стром А.Л.* Сопоставление параметров современных и палеосейсмодислокационных дислокаций // Физика Земли. 1993. № 9. С. 38-42.
- Стром А.Л., Никонов А.А.* Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55-67.
- Суворов А.И.* Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры (Тр. ГИН. В. 80). М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 173-237.
- Суходровский В.Л.* Рельефообразование в перигляциальных условиях (на примере Земли Франца-Иосифа). М.: Наука. 1967. 120 с.
- Такахаси Х., Василенко Н., Кимата Ф. и др.* Косейсмические деформации в северной части эпицентральной зоны Нефтегорского землетрясения 1995 г. по данным геодезических наблюдений. Нефтегорское землетрясение 27 (28).05.1995 г. // Инструментально-аналитический бюллетень. Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Специальный выпуск. М. 1995. С. 123-128.
- Талалаев В.Ф., Бражник В.М. и др.* О соотношении доюрского основания и вышележащих комплексов осадочного чехла Терско-Каспийского прогиба „ Геология и нефтегазоносность Северо-Восточного Кавказа (Тр. Сев.Кав. НИПИ-нефть, в.41). Грозный, 1984. С. 66-70.
- Таль-Вирский Б.Б.* Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука. 1964.
- Тектоника мезозойских отложений Черноморской впадины (Д.А. Туголесов, А.С. Горшков, Л.М. Мейснер и др.).* М.: Недра. 1985. 215 с.

- Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования (А.С. Алешин, И.И. Бархатов, С.А. Несмеянов и др.). М.: Наука. 1982. 135 с.
- Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лавлушин Ю.А., Янина Т.А. Новые предложения по общей стратиграфической шкале четвертичной системы //Бюлл. КИЧП, № 73, 2014. С13-15.
- Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука. 1979. 271 с.
- Тимофеев Д.А., Маккаев А.Н. Терминология гляциальной геоморфологии. М.: Наука. 1986. 256 с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир. 1999. 252 с.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука. 1983. 244 с.
- Трифонов В.Г. Особенности развития активных разрывов //Геотектоника, 1985. № 2. С. 16-26.
- Трофимов А.К. К методике исследования палеогеографии четвертичного периода горных стран (на примере горных областей Средней Азии) //Проблемы изучения четвертичного периода. Тезисы. Хабаровск: Приамурский фил. Геогр. о-ва СССР. 1968. С. 260-262.
- Трофимов А.К. К методике исследования палеогеографии четвертичного периода горных стран (на примере горных областей юга Средней Азии) //Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука. 1972. С. 365-372.
- Трофимов А.К., Чедия О.К. К методике оценки интенсивности новейших тектонических движений по геолого-геоморфологическим данным на примере р. Акбура (Юго-Восточная Фергана) //Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1970. С. 152-171.
- Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Андреева Т.В., Еришова А.В., Шаевич Я.Е. Опорные инженерно-геологические разрезы лессовых пород Северной Евразии. М.: Университет. кн. дом. 2008. 607 с.
- Тузиков Р.П. О расчленении травертинов г. Машук (район Кавказских минеральных вод) //Бюлл. КИЧП. 1961. № 26. С. 141-146.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Проблемы сейсмического районирования территории России. Проблемный доклад. М.: ВНИИГПИ. 1999. 56 с.
- Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз. М.: Изд-во МГУ. 1988. 214 с.
- Федоренко В.С., Книжников Ю.Ф., Никулин Ф.В., Фамицын Б.М. Стереофотограмметрические методы //Склоновые процессы. В. 1. М.: МГУ. 1974. С. 59-67.
- Федоренко В.С., Никулин Д.В., Калинин Э.В., Литилин В.И. Механизм смещения горных оползней //Инженерная геология., 1979. № 6. С. 30-46.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 160 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 88).
- Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря //Балтика. Вильнюс. 1974. Т. 5. С. 221-227.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука. 1978. 166 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 310).
- Федоров П.В. Проблема изменений уровня Черного моря в плейстоцене //Бюлл. МОИП, отд. геол. 1988. Т. 63. В. 4. С. 55-61. Фотопортреты структурных ансамблей и их анализ для моделирования крупных месторождений. М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО. 1995. 204 с.
- Хайме Н.М. Космические методы в инженерно-экологических изысканиях для строительства //Информ. бюлл. ГИС. 1998. № 4(6). С. 51-54.
- Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра. 1964. 479 с.
- Хаин В.Е. Планетарный рельеф Земли как отражение эволюции тектоносферы //Геоморфология. 1971. № 4. С. 3-8.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. 2-е изд. М.: Недра. 1973. 511 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечный конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя //Изв. АН СССР, сер. геологич. № 3. 1961. С. 26-43.
- Хаин В.Е., Муратов В.М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа //Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. М.: Гостоптехиздат. 1962. С. 287-297.
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов и ее возможная природа. М.: Научный мир. 2009. 520 с.
- Халфин Л.Л. Принцип А.П. Карпинского и границы подразделений Международной стратиграфической шкалы //Тр. СНИИГГИМС. В. 110. Новосибирск. 1970. С. 4-10.
- Халфин Л.Л. О методологических основах стратиграфической классификации //Тр. СНИИГГИМС. В. 169. Новосибирск. 1973. С. 3-21.
- Халфин Л.Л. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука. 1980. 200 с.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллвеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра. 1967. 479 с.
- Хромовских В.С. Основные требования к изучению палеосейсмодислокаций //Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1993. Т. 1 С. 215-255.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М. Изд-во иностр. литер. 1963. 502 с.
- Цейслер В.М., Корчуганова Н.И. Современная тектоническая делимость земной коры Евразийского и Африканского континентов и некоторые аспекты геодинамики орогенных областей //Геология и разведка. 1997. № 4. С. 3-13.
- Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука. 1979. 286 с.
- Чедия О.К. История геологического развития Таджикистана в кайнозое //Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе. 1962. С. 283-309.
- Чедия О.К. и др. Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее обрамления. Вестн. ЛГУ серия геол. и геогр., № 6. В. 4. 1965. С. 124-134.
- Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим. Кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. 1971. 332 с.; Кн. 2. Новейшая тектоника и палеогеография. 1972. 226 с.
- Чедия О.К. Важнейший тип геологических структур Тянь-Шаня //Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука. 1980. С. 150-155.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейшей тектонгенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1986. 314 с.
- Чедия О.К., Трофимов А.К. Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана //Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе. 1962. С. 215-251.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. О наклонах глубинных разломов //ДАН и СССР. 1978. Т. 238. 314 с.
- Четвертичная система (сер. Стратиграфия СССР) М.: Недра, полумотом 1. 1982. 443 с. Полумотом 2, 1984. 556 с.
- Чиков Б.М., Бакланова О.А., Горбенко В.П. и др. Методика и результаты геологического дешифрирования фотоснимков Бухтарминской линейной зоны //Исследование Земли из космоса. 1988. № 5. С. 64-70.
- Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра. 1978. 287 с.
- Чистяков А.В. Новейшая тектоника и геоморфология восточной части бассейна р. Зеравшан: Автореферат дис. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук /МГУ им. М.В. Ломоносова. Геол. факультет Кафедра динам. геологии. Москва. 1958. 21 с.
- Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли //ДАН. 2001. Т. 378. № 5. С. 656-659.
- Шайдеггер А. Теоретическая геоморфология. М.: Прогресс, 1964. 452 с.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит //М.: АН СССР. 1951. 275 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. В. 135, сер. геологич. № 55).
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука. 1966. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР. В. 161)

- Шатский Н.С., Богданов А.А.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000: Объяснительная записка //М.: Госгеолтехиздат. 1957. 79 с.
- Шаховец С.А., Шлюков А.И.* Термолюминесцентное датирование отложений нижней Волги (новый методический подход) //Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: 1987. С. 197-204.
- Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1974. 56 с.
- Шемелев А.Г.* О глубинном выражении Главного Кавказского надвига //Геотектоника. 1978. № 6. С. 57-65.
- Шик С.М.* Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера //Бюлл. КИЧП. № 68. М.: ГЕОС. 2008. С. 40-49.
- Шик С.М., Борисов Б.А., Зарина Е.П.* Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России //Бюлл. КИЧП. № 65. М.: ГЕОС. 2004. С. 102-114.
- Шилин Б.В.* Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. Л.: Гидрометеиздат. 1980. 248 с.
- Шило Н.А.* Основы учения о россыпях. 2-е изд. М.: Наука. 1985. 400 с.
- Шкатова В.К.* Датирование экскурса Блейк в верхнехазарских отложениях Нижней Волги //IV Всес. съезд по геомагнетизму. Тез. докл. Владимир, Суздаль. 1991. Ч. 2. С. 51-53.
- Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. (Зап. ВГО. нов. сер. Т. 16) М-Л.: Изд-во АН СССР 1957. 334 с.
- Шнитников А.В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука. 1969. 246 с.
- Шнитников А.В., Бердовская Г.Н., Земляницyna Л.А. и др.* Плейстоцен-голоценовая история озер Тянь-Шаня по новейшим данным //Геохронология четвертичного периода. М.: Наука. 1980. С. 159-168.
- Штейнберг В.В.* О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. № 7. 1983. С. 49-64.
- Штейнберг В.В.* Об очаге землетрясения, распределении подвижки и сейсмическом излучении //Вопросы инженерной сейсмологии. В. 25. М.: Наука. 1984. С. 5-16.
- Штейнберг В.В., Сакс М.В., Антикаев Ф.Ф. и др.* Методика оценки сейсмических воздействий //Вопросы инженерной сейсмологии. В. 34. С. 5-94. 1993.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ-Географгиз. 1948. 222 с.
- Шульц С.С.* К вопросу о генезисе и морфологии речных террас //Тр. КИЧП. 1934. Т. 3. В. 2. С. 65-80.
- Шульц С.С.* Опыт генетической классификации речных террас //Изв. ВГО. 1940. Т. 72. В. 6. С. 739-750.
- Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 492 с.
- Щерба И.Г.* Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области //Геотектоника. № 5. 1983. С. 91-106.
- Щерба И.Г.* Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа //Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 191-200.
- Щерба И.Г.* Этапы и фазы кайнозойского развития альпийской области. М.: Наука. 1993. 231 с.
- Щукин Ю.К.* Глубинная сеймотектоника Северной Евразии //Недра Поволжья и Прикаспия. Саратов. 1996. С. 6-11.
- Щукин И.С.* Общая геоморфология. Т. 1. М.: МГУ. 1960. 615 с.
- Щукин Н.С.* Общая геоморфология. Т. 2. М.: Изд-во МГУ. 1964. 564 с.
- Щукин И.С., Спиридонова А.И.* Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Сов. Энциклопедия. 1980. 703 с.
- Экологическое картографирование природной среды на основе материалов дистанционного зондирования. М.: ЦНИИГАиК. 1992. 152 с.
- Экологическое картографирование Сибири. Новосибирск: Наука. 1996. 279 с.
- Экологическое картографирование с использованием аэрокосмической информации. М.: ЦНИИГАиК. 1994. 110 с.
- Янушин А.Л.* Развитие космического земледения в Академии наук СССР. Л.: Наука. 1987. 33 с.
- Bishop M. and Shroder J.F.* Geographic Information Science and Mountain Geomorphology. Springer Berlin Heidelberg. 2004.
- Finney S.C.* Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch //Episodes. 2010. Vol. 33. № 3. P. 159-163.
- Cohen K.M., Gibbard P.* Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England. 2011.
- GRASS Development Team, 2015. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software. Open Source Geospatial Foundation Project. [Официальный сайт]. URL: <http://grass.osgeo.org> (дата обращения 21.12.2015).
- GRASS Development Team, 2015. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software. Open Source Geospatial Foundation Project. [Официальный сайт]. URL: <http://grass.osgeo.org> (дата обращения 21.07.2015).
- Hengl, Tomislav; Reuter, Hannes I., eds.* (2009). Geomorphometry: concepts, software, applications. Amsterdam: Elsevier. Hillhouse J., Cox A. Brunnes-Matuyama polarity transition //Earth. Planet. Sci. Lett. 1976. V. 29. P. 51-64.
- Machatschek F.* Geomorphologie. Leipzig, 1952.
- Mulholland J.W.* Sequence stratigraphy: Basic elements, concepts and terminology //Leading Edge. 1998a. Vol. 17, № 1. P. 37-40.
- Penck W.* Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart, 1924 (Geographische Abhandlungen, 2-te Reihe H. 2).
- Penk A., Bruckner E.* Die Alpen im Eiszetaiter. Bd. I-III. Leipzig. 1901-1909. 1199 p.
- Pias J.* Different aspects of the evolution periglaciaire en Afghanistan, Translated Title: Different aspects of periglacial evolution in Afghanistan, Memoire Hors Serie, Societe Geologique de France. 1977. № 8. p. 169-178.
- Pias J.* Formation superficielles et soils d'Afghanistan /Trav. et doc. ORSTOM., 1976. № 55. 315 p.
- Schukin Y.K.* Deep dynamic systems of Northern Eurasia //Abstracts 11 th International Conference on basement tectonics. Potsdam/ 1994. P. 142-143.
- Surell A.* Etudes sur les torrents de Hautes Alpes. T. 1-2. Paris. 1841.
- Vail P.R., Mitchum P.M., Tod R.G. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level //Amer. Assoc. Petrol. Geol. Met. 1977. № 26. P. 49-212.

Аннотация

Описывается оротектонический метод, который нацелен на выявление новейших тектонических структур и поэтапного анализа вертикальных тектонических движений в областях орогенических и активных платформенных воздыманий.

Метод комплексный, объединяющий ряд методических направлений: выделение генетических комплексов (типов седиментации) континентальных отложений; возрастное расчленение рельефа; иерархический стратиграфический и циклический анализ террасообразования; анализ этапности геологического развития тектонических структур.

Оротектонический метод используется для: неоструктурного районирования с выделением складчатых, блоковых и разрывных структур; количественного анализа вертикальных тектонических движений и анализа этапности развития тектонических структур и орогенических областей; выявления активных тектонических разрывов и оценки тенденции их развития; построения количественных палеорографических реконструкций; выявления сейсмогенерирующих структур, с которыми связаны коровые землетрясения.

Оротектонический метод получил разностороннее практическое применение в инженерных изысканиях при проектировании строительства, поисках и разведке различных полезных ископаемых, геоэкологии, археологии.

Теоретическое значение оротектонического метода заключается в возможности совершенствования стратиграфии новейшего этапа геологического развития, характеристики новейших тектонических режимов, прогноза орогенических процессов.

Оротектонический метод продолжает развиваться в различных направлениях. Среди них перспективны: совершенствование стратиграфических схем с учетом основных этапов рельефообразования и возрастного “скольжения” геологических границ; формирование региональной оротектоники и ее прикладных аспектов; использование космогеологической цикличности для оротектонического прогноза.

Abstract

This book describes the orotectonic method that aims to identify tectonic structures and phase analysis of vertical tectonic movements in the areas of orogenic and active platform uplifts.

This comprehensive method combines a number of methodological approaches: allocation of genetic complexes of continental deposits (types of sedimentation); the age division of the relief; hierarchical stratigraphic and cyclic analysis of terrace formation; analysis phases in the geological development of tectonic structures.

Orotectonic method is used for neostuctural zoning with allocation of folded, block and fault structures; for quantitative analysis of vertical tectonic movements and phase analysis of tectonic structures and orogenic regions; for identification of active tectonic faults and assessing trends in their development; for paleo-orographic quantitative reconstructions; for identification of seismogenic structures, which are associated with crustal earthquakes.

Orotectonic method has gained versatile practical application in engineering survey for the engineering design of constructions, prospecting and exploration of mineral resources, in geoecology and archeology.

The theoretical value of orotectonic method consists in the possibility of improving the geological stratigraphy of the latest stage of geological development, the characteristics of recent tectonic regimes and forecast of orogenic processes.

Orotectonic method continues to evolve in different directions. Among them, promising are improving stratigraphic schemes with the main stages of relief formation and age “slip” of geological boundaries; the formation of regional orotectonics and its applications; using spatial-geological cycling for orotectonic forecast.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
Часть первая. Основные элементы оротектонического метода.	5
Глава 1. Становление и основные элементы оротектонического метода.....	6
1.1. Проблемы и методы картирования ярусного рельефа.....	6
1.1.1. Методики геоморфологического картирования	7
1.1.2. Стратификация террасовых образований.....	12
1.1.3. Методики количественных оценок поэтапных новейших тектонических движений и реконструкций разновозрастного палеорельефа.....	13
1.1.3.1. Количественные оценки поэтапных орогенических движений.....	14
1.1.3.2. Количественные реконструкции орогенического палеорельефа.	14
1.2. Проблемы разносторонней характеристики морфоструктур.	15
1.2.1. Основные факторы проявления структур в орогенном рельефе.....	15
1.2.2. Проблема проявления в рельефе разномасштабных структур.....	17
1.2.3. Проблема учета и характеристики разрывных структур.....	19
1.2.4. Проблема выделения сейсмогенерирующих структур.....	21
1.3. Основные элементы и перспективы развития оротектонического анализа.....	24
Глава 2. Методика возрастного расчленения рельефа.....	25
2.1. Общие принципы методики картирования разновозрастных элементов рельефа.....	25
2.2. Особенности изучения горных долин	27
2.2.1. Изучение морфологии долин.	27
2.2.2. Особенности строения долин, поперечных к основным новейшим структурам	29
2.2.3. Особенности строения долин, продольных по отношению к основным новейшим структурам.....	41
2.2.4. Особенности строения долин, формировавшихся в сложных тектонических условиях.....	43
2.2.5. Особенности топоизмерений в горных долинах.	44
2.3. Особенности изучения гористых побережий.....	47
2.4. Детальное изучение отдельных структур и объектов.....	50
2.4.1. Типизация блоковых и складчатых структур	50
2.4.2. Выявление и характеристика разрывных структур.....	52
2.4.3. Палеореконструкции и специфика изучения археологических объектов	54
2.5. Разномасштабное картирование разновозрастных элементов рельефа.....	56
2.5.1. Разномасштабные сети профилей	56
2.5.2. Опыт разномасштабного картирования высокоактивных орогенов.....	57
2.5.3. Опыт разномасштабного картирования среднеактивных орогенов.....	58
2.5.4. Последовательность операций при переходе от среднемасштабного возрастного расчленения рельефа к крупномасштабному.	59
2.6. Очередные проблемы.....	60
2.6.1 Методы повышения эффективности возрастного расчленения рельефа.....	60
2.6.2. Направления использования результатов возрастного расчленения рельефа.....	60
Глава 3. Использование различных генетических комплексов (типов седиментации) континентальных отложений для датировки этапов рельефообразования.....	61
3.1. Систематика генетических комплексов	61
3.1.1. Группа межрегиональных генетических комплексов	62
3.1.2. Группа региональных генетических комплексов	64
3.1.3. Группа локальных генетических комплексов	64
3.2. Специфика стратификации образований межрегиональных генетических комплексов	65
3.2.1. Бассейновый генетический комплекс	65
3.2.2. Покровный генетический комплекс.....	67
3.2.2.1. Плакорно-террасовый подкомплекс	68
3.2.2.2. Горно-долинный подкомплекс.....	69
3.2.2.3. Проблема стратификации склоновых отложений	70
3.2.2.4. Региональные различия покровных отложений	71
3.2.2.5. Специфические особенности стратификации образований покровного генетического комплекса и геологического положения в них антропогенных материалов	72

3.2.3. Террасовый генетический комплекс	73
3.2.3.1. Подкомплекс речного террасового ряда	73
3.2.3.1.1. Общие положения	74
3.2.3.1.2. Речной террасовый ряд горной зоны	78
3.2.3.2. Подкомплекс морского террасового ряда	88
3.2.3.2.1. Абразионные формы	89
3.2.3.2.2. Аккумулятивные формы и фации	90
3.2.3.2.3. Уклоны террас	92
3.2.3.2.4. Соотношение террас и поверхностей выравнивания	92
3.3. Роль различных генетических комплексов в датировке этапов рельефообразования. 99	
3.3.1. Некоторые общие замечания	99
3.3.1.1. Распространенность групп генетических комплексов	99
3.3.1.2. Некоторые общие черты современных стратиграфических исследований	99
3.3.2. О рациональном использовании генетических комплексов для датировки этапов рельефообразования	100
3.3.2.1. Специфика новейшего этапа геологического развития	100
3.3.2.2. Основа стратиграфических схем новейших отложений	100
3.3.2.3. Использование материалов региональных генетических комплексов	101
3.3.2.3.1. Покровно-ледниковый генетический комплекс	101
3.3.2.3.2. Шельфовый генетический комплекс	101
3.3.2.3.3. Вулканогенный генетический комплекс	102
3.3.2.4. Использование материалов локальных генетических комплексов	104
3.3.2.4.1. Пещерный генетический комплекс	104
3.3.2.4.2. Диапировый генетический комплекс	105
3.3.2.4.3. Сейсмогенный генетический комплекс	105
3.3.2.4.4. Натечный генетический комплекс	106
3.3.2.4.5. Антропогенные отложения и техногенный генетический комплекс	108
3.3.2.5. Наравноценность датировки разновозрастных этапов рельефообразования	108
3.3.3. Специфика стратиграфических исследований разновозрастных образований новейшего этапа геологического развития	109
3.3.3.1. Стадийность орогенеза и особенности седиментации и рельефообразования	109
3.3.3.2. Особенности стратификации олигоцен-эоплейстоценовых образований	111
3.3.3.3. Особенности стратификации неоплейстоцен-голоценовых образований	112
3.4. Очередные проблемы	115
3.4.1. Проблемы датировки и корреляции образований различных межрегиональных генетических комплексов	115
3.4.2. Проблемы, связанные со строением региональных и общей стратиграфических шкал четвертичного периода	115
3.4.3. Проблемы, связанные с различиями в этапности орогенеза	115
Глава 4. Особенности стратиграфии террасовых образований	116
4.1. Специфика этапности террасообразования	116
4.2. Проблемы создания местных стратиграфических схем террасовых образований неоплейстоцена	116
4.2.1. Проблема выделения разномасштабных террасовых комплексов	116
4.2.2. Проблема генетического и морфологического подходов к стратификации террасового ряда	118
4.2.3. Проблема рациональной индексации террасовых рядов неоплейстоцена и голоцена ..	119
4.3. Проблемы возрастной датировки этапов рельефообразования	121
4.3.1. Стратиграфическая шкала и этапность четвертичного рельефообразования	121
4.3.2. Тектоническая и палеоклиматическая характеристика эрозионно-аккумулятивных циклов	123
4.3.3. Современные корреляционные возможности датировки основных этапов орогенного рельефообразования в неоплейстоцене	127
4.3.3.1. Эпохи основных материковых оледенений	127
4.3.3.2. Основные эвстатические колебания и датировка морских террас (общая и черноморская схемы)	129
4.3.3.3. Соотношение этапности материковых оледенений, глубоких регрессий Мирового океана и континентального рельефообразования в неоплейстоцене	130
4.3.3.4. Датировка конца неоплейстоцена и голоцена в среднеазиатских орогенах	131
4.5. Очередные проблемы	132

Часть вторая. Применение оротектонического метода.....	134
Глава 5. Картирование морфоструктур и неоструктурное районирование с учетом возрастного расчленения рельефа	135
5.1. Картируемые морфоструктуры.....	135
5.1.1. Разрывные нарушения.....	135
5.1.1.1. Специфика разномасштабных исследований	135
5.1.1.2. Типизация разрывных структур (принципиальная схема)	136
5.1.2. Разрывные зоны.....	138
5.1.3. Шовные (разломные) зоны.....	139
5.1.4. Блоковые структуры.....	141
5.2. Методы картирования морфоструктур.....	143
5.2.1. Структурно-геоморфологические исследования.....	143
5.2.2. Дистанционные методы тектонического районирования	146
5.2.2.1 Дешифровочные признаки пассивных и активизированных тектонических структур.....	149
5.2.2.1.1. Общие критерии дешифрирования главных типов тектонических структур.....	149
5.2.2.1.2. Региональная специфика дешифрирования.....	150
5.2.2.2 Некоторые современные тенденции в дешифрировании дистанционных материалов.....	151
5.2.2.2.1. Линеаменты.....	151
5.2.2.2.2. Кольцевые структуры.....	152
5.2.2.3 Пригодность дистанционных материалов для изучения тектонических структур.....	152
5.2.2.4 Перспективные направления использования дистанционных материалов	156
5.3. Разномасштабное картирование	156
5.3.1. Специфика строения и особенности картирования разномасштабных новейших разрывных структур.....	156
5.3.1.1. Мелкомасштабное картирование	156
5.3.1.2. Среднемасштабное картирование.....	157
5.3.1.3. Крупномасштабное картирование	159
5.3.2. Сопоставление схем разномасштабного картирования разрывных структур	159
5.3.3. Шовные зоны и неоструктурное районирование	161
5.3.3.1 Набор типов шовных зон.	162
5.3.3.2 Плановое распределение шовных зон и районирование	164
5.4. Этапность развития разномасштабных морфоструктур.....	165
5.4.1. Этапность преобразования отдельных морфоструктур	166
5.4.2. Этапность развития новейших орогенов	167
5.5. Очередные проблемы.....	168
Глава 6. Выделение активных разрывов и характеристика современных разрывных смещений	169
6.1. Существующие представления об активных разрывах	169
6.2. Активность новейших криповых разрывных смещений и уклонов.....	170
6.2.1. Выявление разрывных тектонических смещений	170
6.2.2. Оценка тектонической активности разрывов	171
6.2.2.1. Характеристика амплитуд разрывных смещений.....	171
6.2.2.2. Характеристика средних скоростей разрывных смещений.....	172
6.2.2.3. Анализ тенденций изменения средних скоростей разрывных смещений.....	172
6.3. Активность современных криповых разрывных смещений.....	173
6.3.1. Варианты традиционного анализа современных криповых разрывных смещений	173
6.3.1.1. Данные близлежащих профилей повторного нивелирования.....	173
6.3.1.2. Современная активность разрывов по материалам геодинамических полигонов	174
6.3.1.2.1. Зона Центрально-Сахалинского разлома.....	174
6.3.1.2.1. Зона Северо-Сахалинского разлома	176
6.3.2. Сейсмотектонические движения, связанные с сильным землетрясением, по данным GPS-измерений.....	177
6.4. Современные внутриразрывные движения — особый вид активного крипа	180
6.5. Очередные проблемы.....	182

Глава 7. Выделение сейсмогенерирующих структур коровых землетрясений.....	183
7.1. Проблемы выделения сейсмогенерирующих структур	183
7.1.1. Геологические критерии сейсмичности	183
7.1.2. Масштабный фактор и теоретические модели очагов землетрясений	187
7.1.3. Разрывные структуры и очаги коровых землетрясений.....	190
7.1.4. Глубина проникновения сейсмогенерирующих структур	195
7.1.5. Значение и типы поперечных структур	196
7.1.6. Сейсмогенерирующие структуры в разнородных орогенах	197
7.2. Составление тектонической основы сейсмического районирования.....	198
7.2.1. Масштабы сейсмического районирования.	198
7.2.2. Основные направления исследований по составлению тектонической основы для ДСР и УИС	200
7.3. Примеры материалов по тектонической основе зон ВОЗ.....	201
7.3.1. Расположение и сочленения СГС	201
7.3.2. Комплекс тектонических материалов для выделения СГС и зон ВОЗ	202
7.3.2.1. Карта неоструктурного районирования.....	202
7.3.2.2. Карта историко-тектонического районирования	204
7.3.2.3. Карта активизированных структур	205
7.3.2.4. Карта соотношения приповерхностных структур с глубинными	205
7.3.2.5. Карта сейсмогенерирующих структур	205
7.3.2.6. Выделение зон ВОЗ.....	207
7.4. Очередные проблемы.....	208
Глава 8. Количественные оценки орогенических движений и реконструкции палеорельефа.....	209
8.1. Расчеты орогенических движений для опорных точек и палеорекострукции на их основе.....	209
8.1.1. Методика расчета поэтапных амплитуд.....	209
8.1.1.1. Амплитуды поэтапных прогибаний.....	209
8.1.1.2. Амплитуды поэтапных воздыманий	210
8.1.1.3. Инверсионные структуры	212
8.1.2. Типы количественных палеорекострукций	213
8.1.2.1. Типы карт палеорекострукций.	213
8.1.2.1.1. Палеотектонические карты.	213
8.1.2.1.2. Историко-тектонические карты.	214
8.1.2.1.3. Палеогеографические карты.	217
8.1.2.1.4. Палеогеоморфологические карты.	217
8.1.2.1.5. Палеогипсометрические схемы.....	220
8.1.2.1.6. Схемы палеогеоморфологической зональности.	220
8.1.2.1.7. Схема соотношения разновозрастного осадконакопления.....	221
8.2. Палеорекострукции на основе расчетов уклонов палеодолин	222
8.2.1. Современное состояние изученности опорного объекта	222
8.2.2. Методика палеорекострукций на примере приморского орогена	225
8.2.2.1. Исходные положения.	225
8.2.2.2. Основные допущения.	227
8.2.2.3. Последовательность операций по составлению палеорекострукций.....	227
8.2.2.4. Применение ГИС-технологий при обработке материалов.	235
8.2.3. Карты фактического материала.	236
8.2.4. Карты палеорекострукций	239
8.2.4.1. Палеогипсометрические карты	239
8.2.4.2. Палеогеоморфологические карты.	239
8.2.4.3. Соотношение мелко- и среднемасштабных реконструкций.....	244
8.3. Особенности детальных реконструкций древнего рельефа.	244
8.4. Реконструкция орогенических движений.....	246
8.4.1. Интенсивность воздымания высокоактивного орогена (на примере среднеазиатского региона)	247
8.4.1.1. Расчеты с использованием относительных величин	247
8.4.1.2. Расчеты с использованием абсолютных величин	248
8.4.2. Интенсивность воздымания среднеактивного орогена (на примере Большого Кавказа)	250

8.5. Перспективные возможности и очередные проблемы	252
8.5.1. Проблемы совершенствования методики палеореконструкций	252
8.5.1.1. Реконструкции берегов палеоморей	252
8.5.1.2. Проблемы детализации реконструкций горного палеорельефа	252
8.5.1.3. Совершенствование методик детальных реконструкций разной направленности	252
8.5.2. Проблемы преобразования орогенного палеорельефа	253
8.5.2.1. Этапность преобразования различных типов орогенного рельефа	253
8.5.2.2. Проблема возможности кардинальных перестроек речной сети.....	253
8.5.3. Проблемы оценки орогенических движений.....	255
Глава 9. Основные направления прикладного использования оротектонического метода.....	256
9.1. Инженерные изыскания и строительное проектирование.....	256
9.1.1. Инженерная геотектоника.....	257
9.1.2. Проблема тектонической опасности.....	257
9.1.3. Оценка и прогноз современной активности разрывных смещений.....	258
9.1.4. Сейсмотектоническая активность разрывов.....	260
9.1.4.1. Сейсмоактивные структуры.....	260
9.1.4.2. Сейсмоактивизированные структуры	265
9.1.4.3. Использование шкалы сейсмической интенсивности (балльности)	266
9.2. Поиски нефтегазоносных и водоносных структур	267
9.2.1. Выявление антиклинальных и сводовых структур.....	267
9.2.1.1. Поиски зарождающихся антиклинальных и сводовых структур	267
9.2.1.2. Проявления орографически выраженных антиклинальных структур.....	267
9.2.2. Локализация месторождений из слабо дислоцированных пластов	269
9.2.3. Локализация источников, связанных с трещинными и карстовыми водами.....	269
9.2.3.1. Поиски источников холодных вод.....	269
9.2.3.2. Поиски термальных источников	271
9.3. Поиски мест для подземных хранилищ и захоронения высокотоксичных материалов	272
9.3.1. Хранилища.....	272
9.3.2. Захоронения.....	273
9.4. Поиски россыпей.....	277
9.5. Поиски и разведка рудных месторождений.....	280
9.5.1. Неотектоника при поисках месторождений новейшего этапа.....	281
9.5.2. Неотектоническое проявление более древних рудоносных структур.....	282
9.5.3. Неотектоническое проявление разномасштабной металлогенической зональности разновозрастных орогенических областей.....	283
9.6. Палеогеографические и палеоэкологические реконструкции в археологии	288
9.6.1. Реконструкции среднеазиатских палеолитических стоянок.....	288
9.6.1.1. Местонахождения и стоянки открытого типа.....	288
9.6.1.2. Местонахождения и стоянки пещерного типа.....	291
9.6.2. Реконструкции кавказских палеолитических стоянок.....	294
9.6.2.1. Геоморфологическая датировка стоянок открытого типа.....	295
9.6.2.2. Геоморфологическая датировка пещерных полостей	297
9.6.2.3. Сравнительный палеоэкологический анализ разновозрастных поселений	298
9.6.2.4. Типичные и аномальные палеоэкологические ситуации.....	301
9.6.3. Сравнительный анализ палеогеоморфологии мустьерских стоянок Кавказа и Средней Азии	303
9.7. Дальнейшие перспективы	304

Часть третья. Теоретические проблемы.....	305
Глава 10. Стратиграфические проблемы анализа этапности новейшего орогенеза...	306
10.1. Этапность рельефообразования и стратиграфические шкалы.	306
10.2. Проблемы межрегиональной корреляции этапности орогенического рельефообразования.....	309
10.3. Проблемы совершенствования региональных стратиграфических схем, отражающих этапность рельефообразования.....	311
10.3.1. Генетические комплексы в эоплейстоцене.....	313
10.3.2. Генетические комплексы в неоплейстоцене и голоцене	313
10.3.3. О палеогеографическом варианте региональной специфики стратиграфических схем голоцена	315
10.3.3.1 Зона ледниково-перигляциального влияния	315
10.3.3.2 Зона влияния черноморской (атлантической) эвстатики.....	315
10.3.3.3 Зона влияния каспийской эвстатики	315
10.3.3.4 Зона влияния центральноазиатской тектоно-климатической ритмики	315
10.4. Основные типы возрастного “скольжения” геологических рубежей.....	318
10.5. Общие проблемы совершенствования стратиграфии, связанные с оротектоническим методом.....	320
10.5.1. Современное состояние.....	320
10.5.2. Основные итоги	320
10.5.3. Основные перспективы стратификации новейших отложений	323
Глава 11. Геодинамические системы и режимы новейшего орогенеза.....	324
11.1. Геодинамические системы как основа региональной специфики новейшего орогенеза	324
11.2. Разновозрастность новейшего орогенеза.....	327
11.3. Региональная специфика новейшего рельефообразования	328
11.3.1. Региональная специфика стратиграфических схем террасовых образований.....	328
11.3.2. Палеогеографическая специфика стратиграфических схем.....	329
11.4. Региональная специфика орогенического структурообразования.....	332
11.5. Региональная оротектоника	333
Глава 12. Оротектоническая этапность и цикличность	334
12.1. Этапы развития новейшего орогенеза и проблемы их циклического анализа ...	334
12.1.1. Этапы и стадийность новейшего орогенеза.....	334
12.1.2. Об общности и региональной специфике развития орогенов Средней Азии и Кавказа.	337
12.1.3. Проблемы циклического анализа этапности новейшего орогенеза.....	338
12.2. Закономерности и природа тектоно-климатической цикличности развития высокоактивных орогенов.....	339
12.2.1. Масштабный анализ оротектонической цикличности	339
12.2.2. О космогеологической природе оротектонической цикличности	343
12.2.3. Общие проблемы космогеологической и оротектонической цикличности.....	346
12.2.3.1. Проблема системы закономерностей тектоно-климатической цикличности.....	346
12.2.3.2. Проблема использования цикличности в методе актуализма.	346
12.3. Проблемы новейшего этапа геологического развития с учетом оротектонической цикличности.	347
12.3.1. Проблема соотношения черт поступательности и цикличности в разномасштабной тектоно-климатической этапности.	347
12.3.2. Проблема аналога новейшего орогенеза в фанерозое	342
12.3.3. Проблема оценки уровня современного развития новейшего орогенеза.	349
12.3.4. Проблема дифференцированной оценки “тектонической современности”.	350
12.3.5. Проблема прогноза дальнейшего развития новейшего орогенеза.	351
12.3.6. Проблема сложности строения разномасштабных эпох и фаз активизации орогенеза..	351
12.4. О других возможных направлениях использования оротектонической цикличности	352
12.4.1. Стратиграфическое направление учета тектоно-климатической цикличности. ...	352
12.4.2. Палеосейсмологическое направление.....	353
12.5. Перспективы совершенствования методики анализа оротектонической цикличности	354
Заключение.....	355
Литература	356
Аннотация	369
Abstract.....	369

С.А. Несмеянов

ОРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ МЕТОД

Формат 60х90/8.

Объем 47 п. л. Тираж 300 экз. Заказ № 124

Отпечатано в ООО «Типография «Миттель Пресс»

Адрес: 127254, г. Москва, ул. Руставели, д.14, стр. 6.

Тел./факс +7 (495) 619-08-30, 647-01-89.

E-mail: mittelpress@mail.ru