

## *Часть V*

# ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРИРОДА НОВЕЙШИХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ УСЛОВИЯХ

---

---

Как показывают геофизические и сейсмические данные, горообразующие процессы, если их рассматривать в масштабах горного пояса или отдельных его крупных составляющих (систем поднятий или систем межгорных и предгорных прогибов), охватывают всю литосферу, астеносферу и более глубокие слои мантии. В общем, это достаточно очевидно и не подвергается сомнению. Вместе с тем, в природе (причинах и механизмах) внутриконтинентального горообразования, происходящего в условиях и, как предполагается, в результате коллизии литосферных плит, не все ясно. Прежде всего, все ли особенности структуры горных областей такого рода, в том числе рассматриваемые нами, находят удовлетворительное и сбалансированное объяснение с позиций горизонтального раздавливания литосферы? Нет, не все. Как далеко это раздавливание распространяется от коллизионных швов и каким образом оно осуществляется в условиях вещественно-структурной и реологической дисгармонии и расслоенности литосферы? Модели латерального взаимодействия однородных (однослойных) литосферных плит или даже блоков коры нас, очевидно, не могут удовлетворить. И в связи с этими вопросами и в их ряду стоит вопрос о месте и роли глубинных процессов (в том числе магматических и метаморфических) в перераспределении вещества на разных уровнях литосферы, которые могут быть независимыми или, по крайней мере, автономными от процессов латерального взаимодействия литосферных плит? Если такие процессы имеют место, то каково их соотношение с процессами латерального раздавливания литосферы или только коры и как они проявляются в структуре орогена?

Эти общие вопросы в некоторой мере рассмотрены в нижеследующих главах монографии.

## **V.1. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СОСТАВА И СОСТОЯНИЯ ВЕЩЕСТВА ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЛИТОСФЕРЫ И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

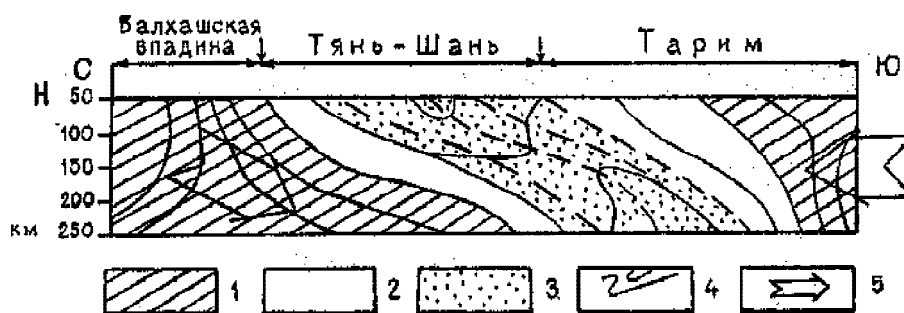
В последнее десятилетие резко усилились геофизические исследования глубинных слоев Тянь-Шаня. Получены сейсмические томограммы верхней мантии (Л.П. Винник, А.М. Сайипбекова) [Bakirov et al., 1997], а также и земной коры [Сабитова, 1996]. Кроме того, под руководством Ю.А. Трапезникова проведен большой объем работ по магнитотеллурическим и магнитовариационным зондированиям Центрального Тянь-Шаня [Брагин и др., 2001; Зубович и др., 2001; Рыбин и др., 2001], обобщены результаты исследований по геотермии [Шварцман, 1993; Дучков и др., 2001]. С учетом результатов ранее осуществленных гравиметрических и магнитометрических исследований проведена также и геологическая интерпретация геофизических данных по региону [Бакиров и др., 1996].

**Строение верхней мантии и земной коры по сейсмическим и магнитотеллурическим данным.** Первичный материал по сейсмической томографии верхней мантии в интервале глубин 50–250 км по срезам через каждые 50 км, приведенный нами ранее [Bakirov et al., 1997], показал, что под Сырдарьинским (Туранским), Центрально-Казахстанским и Ферганским блоками верхняя мантия сложена массами с высокой скоростью прохождения продольных сейсмических волн (8,3–8,7 км/с). На глубине они соединяются между собой узкими перешейками, и их можно объединить в одно северное Центрально-Казахстанское семейство. Такими же высокоскоростными массами сложено основание Таримского блока. Вместе с Афганским блоком он образует, по-видимому, южное семейство. Эти блоки разделены друг от друга относительно узкими зонами, в которых скорости сейсмических волн сравнительно низкие (7,7–8,2 км/с). Высокоскоростные тела, по-видимому, сложены наиболее плотным холодным, а разделяющие их низкоскоростные – более нагретым менее плотным веществом. Последнее хорошо согласуется с дефицитом массы, который установлен в гравитационном поле, рассчитанном с учетом “снятия” влияния земной коры. По физическим свойствам разуплотненные массы сходны с веществом астеносферы и на глубине сливаются со слоем Гутенберга (рис. V.1.1), природа которого обычно объясняется частичным плавлением вещества. По данным геофизиков, нижняя поверхность этого слоя, отвечающая “несогласию” на глубине 400 км, под Тянь-Шанем приподнята относительно соседних регионов не менее чем на 20 км [Chen et al., 1997].

Таким образом, в пределах Центральной Азии нет сплошной единой литосферной плиты. Евразийская плита здесь разбита на ряд блоков. Горные сооружения и межгорные впадины Тянь-Шаня расположены как раз над низкоскоростными, разуплотненными, более нагретыми и менее прочными зонами (“клиньями”) верхней мантии и вытянуты согласно их простиранию.

Земная кора Тянь-Шаня обладает повышенной мощностью: от 50 км на севере до 75 км на юге. В ее строении сейсмотомографическими исследованиями установлены тела с разной скоростью сейсмических волн [Roeker et al., 1993; Сабитова, 1996; Бакиров и др., 1996]. Здесь выделены три типа строения земной коры [Sabitova et al., 1998], которые по районам их развития можно назвать ферганским, чуйским и киргизско-терскойским.

Ферганский тип коры, характерный рисунок которого приведен в недавней работе Т.М. Сабитовой и А.А. Адамовой [2001], отличается классическим строением: постепенным возрастанием скорости прохождения сейсмических волн сверху вниз, следовательно, увеличением плотности вещества в том же направлении. Здесь нет волноводов. Верхняя кора (до поверхности с  $V_p=6,1$  км/с) обладает повышенной по сравнению с другими типами разрезов коры мощностью (18–20 км), средняя кора (с  $V_p=6,1–6,4$  км/с) несколько утонена – 5 км, а нижняя кора (с  $V_p=6,4–7,4$  км/с) очень мощная (30 км). Под Ферганской впадиной толщина верхней части нижней коры (с  $V_p=6,4–$



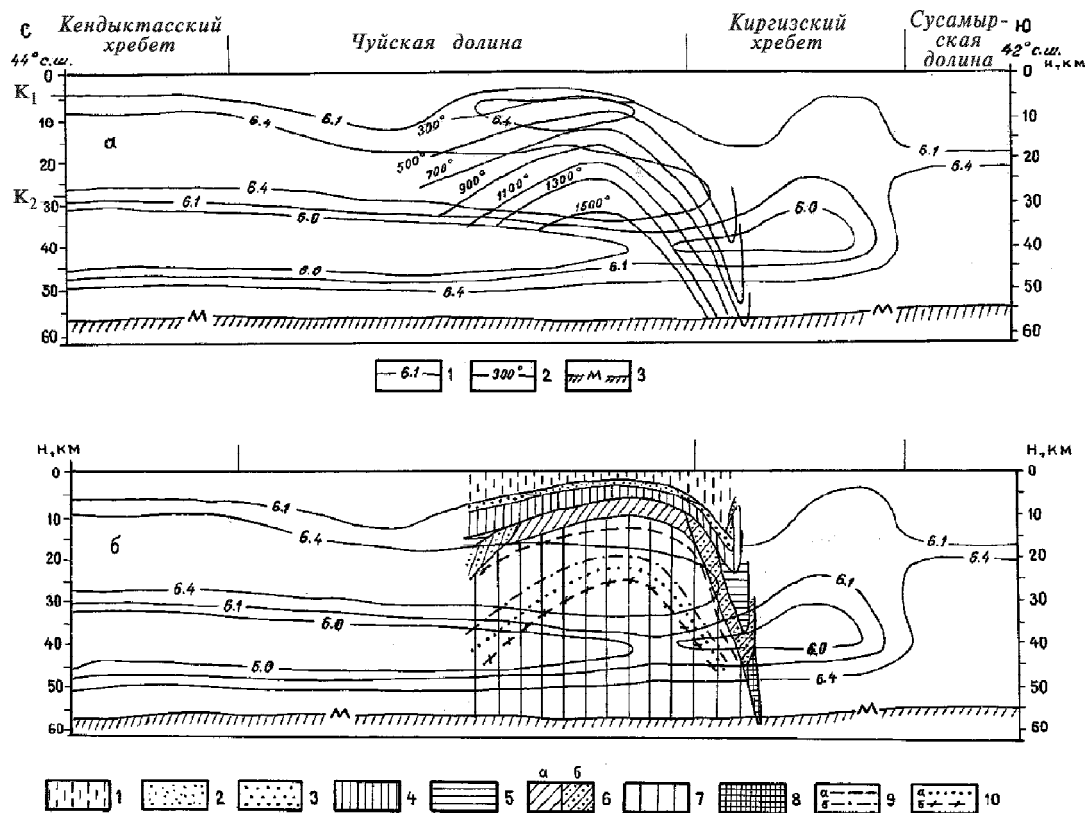
**Рис. V.1.1.** Схема строения верхов мантии под Тянь-Шанем и прилегающими регионами по профилю Балхаш – Кашгар (по сейсмотомографическим данным)

1–3 – особенности вещества верхней мантии по  $V_p$  (качественные): 1 – высокоскоростные, 2 – переходные, 3 – низкоскоростные массы; 4 – границы более детальных подразделений; 5 – направления движения литосферных блоков

6,8 км/с) сокращена, но при переходе в соседние районы она резко возрастает, а нижняя более плотная ее часть (с  $V_p=6,8-7,4$  км/с) исчезает совсем. Поверхность М в этом районе приподнята по сравнению с соседними примерно на 5 км.

Чуйский тип коры (рис. V.1.2) отличается сложным строением. В нижней коре, на глубинах 35–50 км ниже уровня моря имеется региональный слой волновода (с  $V_p=6,3-6,0$ , нередко до 5,5 км/с), который в Тянь-Шане встречается почти под всеми горными системами. Выше лежит высокоскоростной (с  $V_p=6,4-6,8$  км/с) слой толщиной до 20 км. Вверх по разрезу этот слой неоднороден, в нем выделяются линзовидные тела как с пониженными (волноводы), так и повышенными скоростями сейсмических волн. Толщина волноводов составляет от 5 до 10 км и встречаются они до трех раз на глубинах 10–20 и 25–30 км. Местами волноводы залегают наклонно или вертикально, имея толщину 10–20 км.

Киргизско-терскойский тип коры встречается под одноименными хребтами (см. рис. V.1.2), также и в других участках восточнее от Ферганского хребта, вдоль долины р. Нарын. Он отличается отсутствием слоев с высокой скоростью прохождения сейсмических волн. Значения  $V_p$  здесь до самого основания коры составляют 6,4 или даже 6,1 км/с. Кора полностью сложена разуплотненным материалом.



**Рис. V.1.2.** Характер строения земной коры чуйского и киргизско-терскойского типов и возможное распределение в ней температуры и метаморфических фаций

а) Особенности распределения скоростей распространения сейсмических волн и температуры внутри коры: 1 – изолинии  $V_p$ , км/с; 2 – изолинии температуры, °С; 3 – поверхность Мохоровичича.

б) Распределение предполагаемых метаморфических фаций: 1 – цеолитовой, 2, 3 – пренит-пумпеллиитовой с субфациями высоких (2) и низких (3) давлений, 4 – зеленосланцевой, 5 – эпидот-амфиболитовой, 6 – амфиболитовой с субфациями низких (а) и высоких (б) давлений, 7 – гранулитовой, 8 – эклогитовой; 9, 10 – изолинии плавления пород: 9 – водосодержащих гранита (а) и базальта (б), 10 – сухих гранита (а) и базальта (б)

Магнитотеллурическим зондированием на территории Киргизского Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома в земной коре и верхах верхней мантии выделен непрерывный слой высокой электропроводимости (1000–3000 См), кровля которого располагается на глубинах 25–40 км. Толщина слоя составляет от 20 до 60 км, минимальная величина ее наблюдается на севере под Казахской платформой и максимальная на юге под Центральным Тянь-Шанем. Проводимость слоя возрастает в том же направлении соответственно от 300 до 2000 См.

Относительно небольшие линзовидные тела повышенной электропроводимости выделены в верхней части земной коры, на глубинах 5–15 км. Они пространственно совпадают с сейсмогенерирующими зонами. От них нередко опускаются вертикальные составляющие, соединяющиеся с глубинным электропроводящим слоем. Эти зоны часто приурочиваются к известным региональным разломам (Таласо-Ферганскому, Линии Николаева и др.). Считается, что участки высокой электропроводимости коры соответствуют зонам пониженной плотности и повышенной пластичности [Брагин и др., 2001; Рыбин и др., 2001]. Показано, что существует пространственная корреляция между полем деформации на поверхности, установленным с помощью GPS, распределением слабой сейсмичности внутри земной коры и геометрией корового слоя высокой электропроводимости [Зубович и др., 2001].

**Методика интерпретации геофизических данных по глубинному строению коры.** Чтобы как-то подойти к определению петрологического состава и физического состояния вещества различных слоев коры, мы попытались выяснить те физические условия (давление  $P$  и температуру  $T$ ), которые могут иметь место в настоящее время на глубинах внутри земной коры. Для этого использовались данные определений геотермических градиентов, которые были обобщены в работах [Шварцман, 1993; Дучков и др., 2001]. В основном они выполнены в окрестностях Чуйской, Исыккульской и Ферганской впадин, и по своим значениям распределены неравномерно [Бакиров и др., 1996].

Основным "инструментом" при этом оказалась  $P$ - $T$  схема с петрогенетическими данными. На нее вынесены линии средних геотермических градиентов (рис. V.1.3). Общее давление среды определялось из формулы  $P = \rho H$ , где  $P$  – общее давление,  $\rho$  – средняя плотность пород коры (здесь принята 2,7),  $g$  – гравитационная постоянная (для широт Тянь-Шаня принята 0,981) и  $H$  – глубина точки в земной коре. При заданных глубинах можно определить давление и, наоборот, при заданных давлениях – глубину. Далее на диаграмму нанесена петрогенетическая решетка, полученная комбинацией из двух схем, которые предложены в работах [Oh, Liou, 1998; Parkinson, 1998], являющихся крупными обобщениями экспериментальных и теоретических исследований последних лет. Таким образом, построена схема метаморфических фаций. Она дополнена линиями границ инверсий полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$  (андалузита, силлиманита и кианита [Holdaway, Mukhopadhyay, 1993]), а также линиями солидусов и ликвидусов как водосодержащих, так и безводных гранита и базальта, заимствованными из работы [Miyashiro, 1994].

Используя реально измеренные геотермические градиенты, с помощью полученной схемы можно определить физические параметры ( $P$  и  $T$ ) и те возможные условия метаморфических фаций, которые могут господствовать в настоящее время в земной коре, а также физические состояния вещества (возможности плавления) на заданных глубинах.

**Физические условия и вещественный состав земной коры Тянь-Шаня.** Выяснено, что 60% территории Тянь-Шаня характеризуется аномалиями высокого теплового потока (более 60 мВт/м<sup>2</sup>) [Шварцман, 1993; Дучков и др., 2001]. В южных окраинах Чуйской и Исыккульской впадин и восточной части Ферганской впадины установлены узкие полосы низкого геотермического градиента (до 12–20° С/км). В центральных и северных частях Чуйской и Исыккульской впадин и в западной части Ферганской выделены широкие поля повышенного геотермического градиента (30–40, а в Чуйской – местами до 55° С/км) [Бакиров и др., 1996]. К сожалению, в центральной части Ферганской впадины отсутствуют замеры геотермических градиентов, поэтому их значения можно только предположить, привлекая единичные данные. При поперечном пересечении границ районов высокого и низкого значений теплового потока наблюдается сходная картина. Поэтому здесь в качестве примера приведем только данные по Чуйской впадине (см. рис. V.1.2).

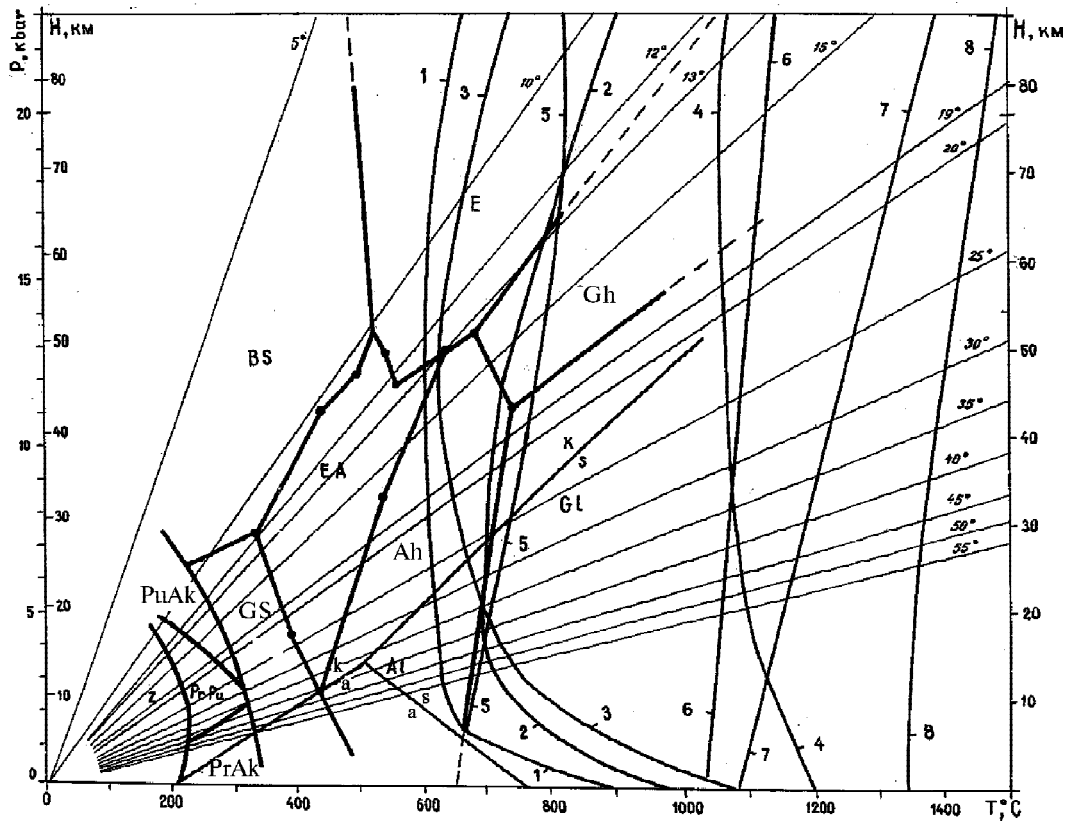


Рис. V.1.3. Соотношения средних геотермических градиентов, условий плавления пород и метаморфических фаций на P-T схеме

Тонкие линии – средние геотермические градиенты (°C). Линии средней толщины – начало плавления водосодержащих гранита (солидус – 1 и ликвидус – 2) и базальта (солидус – 3 и ликвидус – 4), сухих гранита (солидус – 5 и ликвидус – 6) и базальта (солидус – 7 и ликвидус – 8), а также границы инверсий полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$ : кианита (к), силлиманита (s) и андалузита (а). Жирные линии – границы метаморфических фаций: эклогитовой (E), гранулитовой с субфациями высоких (Gh) и низких (Gl) давлений, амфиболитовой с субфациями высоких (Ah) и низких (Al) давлений, эпидот-амфиболитовой (EA), голубых (глаукофановых) сланцев (B), зеленых сланцев (GS), пренит-пумпеллиитовой с субфациями пумпеллиит-актинолитовой (PuAk), пренит-пумпеллиитовой (PrPu), пренит-актинолитовой (PrAk), цеолитовой (Z)

В зонах низких геотермических градиентов образовались термальные трог, что хорошо видно при составлении профилей поперек их простирания. В районе этих трогов господствуют P-T условия высокobarических метаморфических фаций, и линии плавления горных пород резко опускаются на большие глубины. Области же с высокими геотермическими градиентами характеризуются термальными поднятиями и P-T условиями низкobarических метаморфических фаций. Линии плавления горных пород в этих районах сильно поднимаются до небольших глубин (см. рис. V.1.2).

По скорости сейсмических волн вещественный состав верхней коры соответствует веществу “гранитного” слоя, которое, согласно недавнему обобщению [Christensen, Mooney, 1995], может быть представлено гранитогнейсами (в верхней части) и их смесью с относительно небольшим количеством тоналитогнейсов (в нижней). Геологические же данные свидетельствуют о том, что она обладает пестрым составом и сложена породами осадочного, магматического и метаморфического происхождения различного химического состава.

Средняя кора по составу соответствует, в целом, веществу “диоритового” слоя. Согласно указанному обобщению, она может быть сложена смесью амфиболитов, гранитогнейсов и тоналито-

гнейсов. По-видимому, она представлена различными метаморфическими и магматическими образованиями также пестрого химического состава. Например, в Чуйской долине линии солидуса водонасыщенных гранита и базальта проходят внутри средней, а в Исыккульской долине - в низах верхней коры, на глубинах 17–19 км от поверхности. Однако, вещество слоя, судя по сейсмическим данным, находится в твердом состоянии, что свидетельствует об его не кислом составе и большей степени “сухости”, что, вероятно, обусловлено тем, что в древние геологические эпохи они были подвержены многоэтапному метаморфизму в условиях гранулитовой фации. Большая часть слоя, вероятно, сложена гнейсами, соответствующими по химическому составу диоритам. Тела с повышенной  $V_p$ , встречающиеся в верхней части средней коры (см. рис. V.1.2a), возможно, сложены породами основного состава. Не исключено, что они являются остатками древнейшей офиолитовой ассоциации, выходы которых наблюдаются внутри гнейсов кристаллического основания Тянь-Шаня в восточной части Киргизского хребта, а также в Заилийском и Кунгейском хребтах [Бакиров и др., 2002, см. главу I.1]. Появление в центральной части Чуйской и северной части Исыккульской впадин на глубинах 17–22 км локальных тел волноводов, по-видимому, связано с частичным плавлением вещества, что согласуется с наблюдаемыми в этих районах величинами теплового потока.

Нижняя кора по скорости распространения сейсмических волн соответствует, в целом, породам основного состава и “базальтовому” слою. Согласно вышеназванному обобщению [Christensen, Mooney, 1995], в верхней части она может быть сложена смесью тоналитового гнейса, амфиболита и основного гранулита, а в нижней части – основными гранулитами как с гранатом, так и без него. Однако, несмотря на то, что линии солидуса и ликвидуса сухого базальта в этих районах проходят внутри нижней коры, на глубинах 27–30 км, вещество верхней части нижней коры остается твердым, высокоскоростным (см. рис. V.1.2). Вероятно, оно представлено безводными, сухими, породами более основного состава, возможно переходного между базитами и ультрабазитами, например, меланогаббро-пироксенитами.

В нижней части коры выделяется широко распространенный в Тянь-Шане региональный слой пониженных скоростей распространения сейсмических волн, слой волновода. Глубина кровли этого слоя изменчива и находится на глубине 35–50 км, а к югу она поднимается до глубин 25 км ниже уровня моря. Этот слой пространственно совпадает со слоем высокой электропроводности, описанным выше. При геотермических градиентах 30–45° С/км здесь P-T параметры среды достигают условий плавления сухих как гранита, так и базальта, т.е. весь коровый материал должен подвергаться плавлению. Известно, что электропроводимость пород усиливается при повышении температуры среды, особенно если они подвержены плавлению [Балеста, 1981]. По-видимому, этот слой сложен расплавленным материалом, по крайней мере смесью расплава и тугоплавких пород ультраосновного состава, т.е. мигмой [Бакиров и др., 1996]. Однако, указанные выше исследователи магнитотеллурических и магнитовариационных характеристик высокую электропроводность глубинных слоев земной коры Тянь-Шаня связывают с флюидонасыщенностью среды. Появление флюидов ими рассматривается как результат выделения свободной воды в процессе дегидратации нагретых пород (амфиболитов) [Брагин и др., 2001]. Эти представления явно не соответствуют наблюдаемым в регионе большой мощности коры, высоким геотермическим градиентам, а также поведению воды в условиях высоких температур и давлений и результатам экспериментальных исследований. На указанных глубинах температура среды даже в условиях среднего геотермического градиента (33° С/км) не может быть ниже 650–700° С, при которых появление малейшего количества воды неминуемо должно привести к моментальному плавлению любого состава горных пород и растворению ее магмой. Следовательно, о наличии свободного водного флюида на тех глубинах не может быть и речи. Можно согласиться с тем, что водонасыщенностью среды может быть обусловлена высокая электропроводимость линзовидных тел и частично вертикальных их составляющих, встречающихся в самой верхней части земной коры.

Термальными режимами обусловлены также и реологические особенности пород земной коры. На глубинах, соответствующих примерно изолинии с  $V_p=6,1$  км/с и  $V_s=3,5$  км/с, достигаются усло-

вия 280–300° С, что соответствуют наблюдаемым геоизотермам (см. рис. V.1.2а). Здесь происходит размягчение кварца [Иванов, 1992]. Слой коры выше этого уровня толщиной 5–12 км, иногда до 18 км, характеризуется хрупкими деформациями, наличием открытых трещинно-поровых пространств и возможностью свободного перемещения вод. В основании этого слоя, по-видимому, проходит первая реологическая граница  $K_1$ . Ниже кварцсодержащие породы находятся в пластическом состоянии, следовательно, в них отсутствуют трещинно-поровые пространства, нет свободных водных потоков. Хрупкой деформации подвергаются породы основного и ультраосновного состава, и при пространственном совмещении их с кислыми породами они подвергаются будинированию. В целом, здесь господствуют литостатические условия. Такая обстановка может сохраняться до глубин 30–35 км, где начинается региональный волновод, следовательно, наблюдается размягчение пород не только кислого, но и основного состава, и пластичным становится полевой шпат. Здесь, видимо, проходит вторая реологическая граница  $K_2$  (см. рис. V.1.2а).

**Геодинамические следствия интерпретации геофизических данных.** Слои коры, находящиеся в различном реологическом состоянии, по-разному будут реагировать на действия тектонических сил. Сейсмические волноводы, сложенные высоконагретыми частично расплавленными пластичными массами, являются более податливыми к деформациям и основными их концентраторами. Нагретое состояние среды обуславливает ее пластичность, облегчает деформацию пород. Последняя, в свою очередь, повышает температуру среды, выделяя тепло и поглощая энергию сейсмических волн и тектонических усилий. Наоборот, высокоскоростные тела, как плотные жесткие вязкие массы, являются носителями напряжений и передачи тектонических сил. В разных типах строения коры эти массы сочетаются между собой по-разному, и при прочих равных условиях они будут играть различную геодинамическую роль.

Ранее опубликованные и приведенные в этой книге геологические данные и данные космической геодезии (GPS) свидетельствуют о сокращении ширины горных сооружений Тянь-Шаня и господстве здесь в целом тангенциального сжатия коры в близмеридиональном направлении. При этих процессах в чуйском типе коры высокоскоростное тело, покоящееся на слое мигмы, не имеет жесткой связи с верхней мантией, ведет себя как микроплита и автономно может двигаться от краев орогена к его центру. Ферганский же тип коры, характеризующийся отсутствием слоя мигмы и жесткой связанностью с верхней мантией, не может независимо от мантии перемещаться и скорее всего будет служить упором и оказывать сопротивление, противодействие, тангенциальным давлениям со стороны микроплит коры чуйского типа. Киргизско-герсеской тип коры, полностью сложенный низкоскоростными податливыми массами, располагаясь между ферганским и чуйским типами коры, по-видимому, склонен к образованию структур диапирового типа.

Основной каркас структур Тянь-Шаня определен характером поведения литосферных блоков Центральной Азии. В целом, он находится под действием встречных движений Центрально-Казахстанского семейства литосферных блоков с севера и Афгано-Таримского семейства блоков с юга (см. рис. V.1.1 и V.1.4). В западной части в тело орогена вклиниваются Ферганский, а еще западнее более крупный – Сырдарьинский (Туранский) блоки. Особенности структур горного обрамления Ферганы [Бакиров, 1964] и палеомагнитные данные по этому району [Thomas et al., 1993] свидетельствуют, что одноименный литосферный блок испытывает вращательное движение против часовой стрелки на астеносферной постели.

Основным фактором всех процессов дробления литосферной массы и горообразования в Тянь-Шане, безусловно, является столкновение Евразийской плиты с Индостанской. Однако, на этом общем фоне определенную, второстепенную, как бы дополняющую и осложняющую, роль, по-видимому, сыграли некоторые другие факторы. Так, например, под центральной частью Таримского массива, к югу от города Кашгар, под рифтом Аэрти, на глубинах 200 км от поверхности недавно установлена разуплотненная масса, простирающаяся узкой полосой в восток-северо-восточном направлении [Шапилов и др., 1996] (см. рис. V.1.4). Естественно предположить, что эта масса всплывает и, двигаясь вверх, давит на Таримскую плиту снизу, вызывая ее поперечный из-

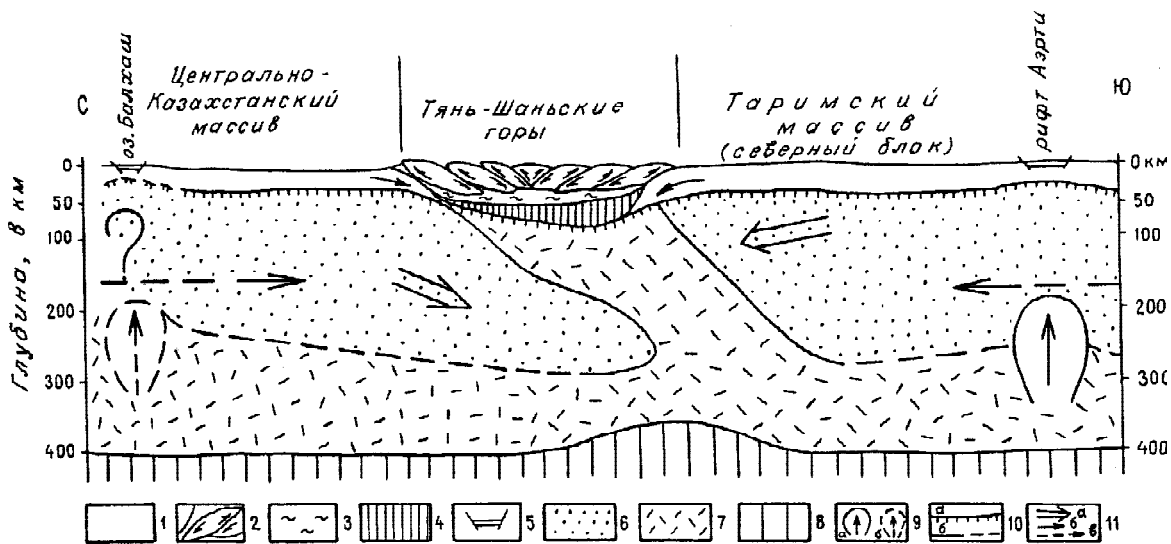


Рис. V.1.4. Модель современного строения и новейшей геодинамики земной коры и верхней мантии

1–5 – земная кора: 1 – недеформированная в пределах жесткого массива; 2–4 – деформированная и расчлененная в пределах орогена Тянь-Шаня: 2 – верхний (надволноводный) слой хрупкой деформации, разбитый на тектонические блоки (стрелками показаны направления движений краев блока), 3 – волноводный слой пластической деформации (слой мигмы), 4 – нижний базит-гранулитовый слой; 5 – рифтогенные структуры; 6–8 – верхняя мантия: 6 – литосферные блоки; 7 – астеносферный слой и разуплотненная мантия под орогеном, 8 – подастеносферный слой (под Тянь-Шанем его поверхность приподнята [Chen et al., 1997]); 9 – всплывающая масса: а – установленная сейсмотомографическими исследованиями [Шапилов и др., 1996], б – предполагаемая; 10 – границы: а – поверхность М, б – другие (пунктиром предполагаемые); 11 – векторы: а – сил, действующих на приорогенную окраину литосферных блоков, б – движение масс блоков литосферы под края орогена, в – общее движение блоков Евразийской литосферы при их торошении и под влиянием коллизии с Индийской плитой

гиб. При этом в области поднятия на поверхности образовался названный рифт, разделивший массив на две половины. При горизонтальном положении массива на нее действовали кроме тангенциальных сил столкновения и гравитационные силы, направленные вертикально вниз. Поскольку после действия глубинной всплывающей массы обе половины Таримского массива оказались наклонными, постольку в гравитационных силах появились горизонтальные составляющие, направленные в сторону соседних орогенов, а в северной его половине эти силы оказались направленными в сторону Тяньшаньского орогена. Подъем южного края северной половины Таримского жесткого массива привел к погружению, нырянию и поддвиганию северного ее края под южную окраину горных сооружений Тянь-Шаня, что подтверждается геолого-структурными данными.

Можно предположить, что аналогичная ситуация имеет место на северной стороне Тянь-Шаня. В частности, возможно, что под озером Балхаш или несколько южнее, под чехлом четвертичных отложений, там, где имеются выходы юрских толщ, имеется современный рифт, а на глубине порядка 200 км от поверхности всплывает разуплотненная масса, отделяющаяся от астеносферы (см. рис. V.1.4).

Интересна геодинамическая обстановка внутри горных сооружений Тянь-Шаня. Здесь широко распространен асимметричный характер новейших структур. Для объяснения этого явления можно привлечь некоторые результаты анализа древних (докайнозойских) эндогенных режимов, особенно явлений, связанных с процессами взаимосвязи тектоники и метаморфизма.

В метаморфической геологии известен хорошо установленный факт: области низких геотермических градиентов пространственно совмещаются с поясами нисходящих движений и сильнейших деформаций сжатия, поясами субдукции (скорость погружения превышает скорость разогрева сре-



ды), а области высоких геотермических градиентов – со структурами поднятия, гранито-гнейсовыми куполами. Эту закономерность с определенной осторожностью, в комбинации с другими данными, в принципе можно использовать и при объяснении особенностей новейших структур. Полосы низких геотермических градиентов ( $12\text{--}20^\circ\text{C}/\text{км}$ ), установленные в южных окраинах Чуйской и Иссыккульской впадин, а также в восточной части Ферганской впадины, пространственно совпадают с местами усиления нисходящих движений и усиленных тектонических деформаций сжатия (большая мощность кайнозойских осадков, широкое развитие линейных складок и чешуйчато-надвиговых структур). Повторное нивелирование указывает, что эти участки обладают устойчивым погружением [Абдрахматов, Цурков, 1991]. Анализ гравитационной обстановки Ферганской впадины показал, что ее края в настоящее время испытывает погружение под обрамляющие ее горные сооружения [Bugov, Molnar, 1998].

По-видимому, в процессе встречных движений вышеназванных литосферных блоков и поддвигании их краев под окраины горного пояса вещество коры между ними испытывает скучивание и нагромождение, что вызывает увеличение мощности коры. При этом кора в пределах орогена подвергается расслаиванию, и более жесткие массы верхней ее части разбиваются на относительно мелкие блоки, микроплиты разного порядка, испытывая торошение. Поддвиг края литосферного блока приводит к нагружению на него массы орогена, выталкивает прилегающий край микроблока жесткой массы коры. Противоположный край последнего вдавливается вниз, выталкивая край следующего блока, создавая “эффект домино”. По-видимому, таким образом, создана серия асимметричных долин и хребтов горных сооружений Тянь-Шаня (рис. V.1.5).

На основании изложенного в данном разделе делаются следующие выводы.

1. Евразийская литосферная плита в пределах Центральной Азии разбита на множество блоков. В них верхняя часть верхней мантии сложена массами с высокой скоростью прохождения сейсмических волн, холодными, жесткими. Они разделены относительно узкими зонами, в которых вещество представлено низкоскоростными, нагретыми и размягченными массами.

2. Основной каркас новейших структур Тянь-Шаня определен тем, что он расположен между встречно двигающимися Центрально-Казахстанским семейством блоков с севера и Афгано-Таримским семейством блоков – с юга. В западной части внутри орогена включен Ферганский литосферный блок, который испытывает вращательное движение против часовой стрелки на астеносферной постели.

3. Тяньшанский горный пояс расположен над нагретыми и податливыми массами верхней мантии, разделяющими литосферные блоки.

4. Земная кора орогена расслоена, из-за появления в ней сейсмических волноводов и высокоэлектропроводящих слоев, линзовидных и дайкообразных тел, обусловленных частичным плавлением вещества и образованием мигмы в нижней ее части и насыщением водными растворами и флюидами – в верхней. Они служат смазкой, облегчая свободное перемещение масс, залегающих выше их.

Представления о двух – или трехслойном строении коры, по-видимому, справедливы для областей спокойной тектонической обстановки, где тектоно-термальные условия устоялись. В Тянь-Шане такая обстановка господствовала в мезозой–раннекайнозойское время, до начала новейшего орогенеза. Строение коры того времени сохранилось в пределах Ферганского блока внутри орогена и соседних с Тянь-Шанем жестких литосферных блоках. В процессе орогенеза внутри коры горных сооружений произошло сильнейшее скучивание масс, перегруппировка вещества и значительное увеличение толщины коры, что ярко выражено в чуйском и киргизско-терскейском типах ее строения. По-видимому, для современного Тянь-Шаня необходимо разработать другую модель строения коры, соответствующую ее содержанию.

5. Общее близмеридиональное тангенциальное сжатие коры привело к образованию множества мелких блоков в верхней, хрупкой ее части. Последние, нагромождаясь и испытывая вращательное движение вокруг горизонтальной оси, и создали современные асимметричные горные сооружения Тянь-Шаня.

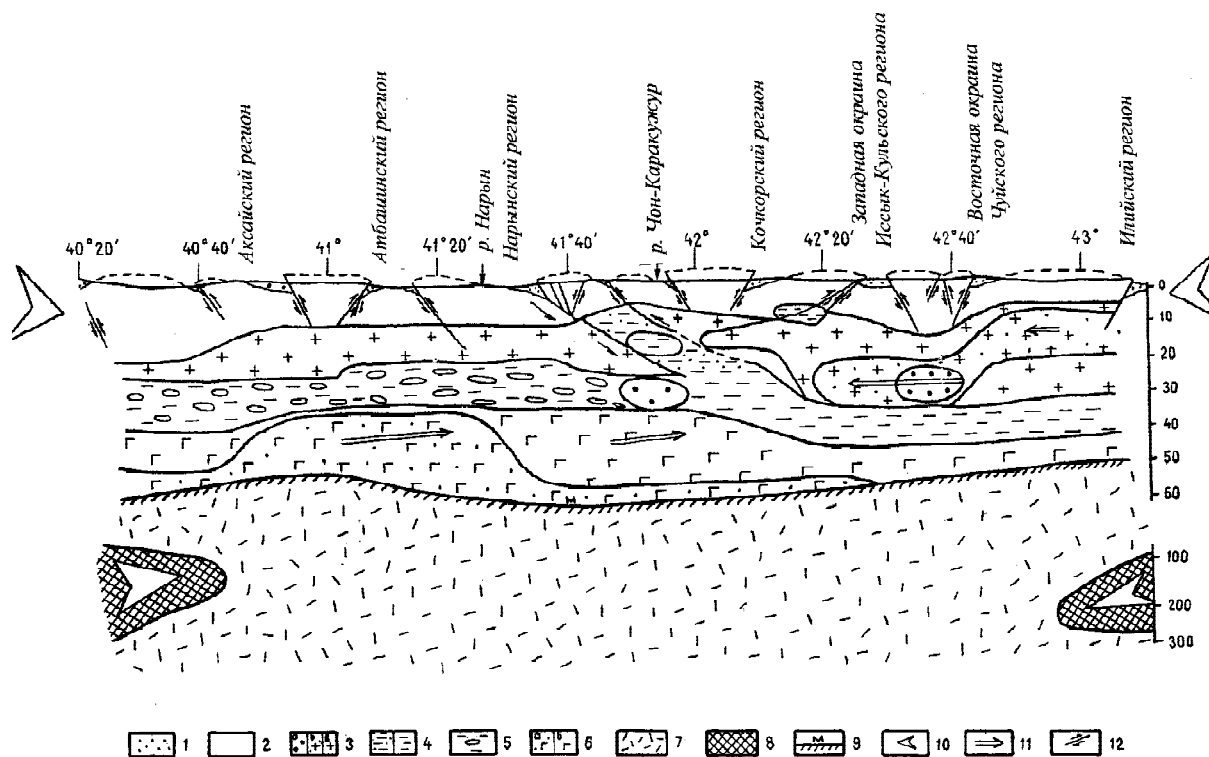


Рис. V.1.5. Профиль коры и верхней мантии по линии Актюз – Торугарт

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – верхняя часть земной коры со скоростью прохождения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) до 5,6 км/с, состоящая из осадочных, магматических и метаморфических пород (2) и магматических и высокометаморфизованных пород (3), соответствующих по составу основным (а), средним (б) и кислым (в) магматитам; 4 – слой мигмы – частично расплавленных масс, определенных по понижению скоростей прохождения сейсмических волн  $V_p$  и  $V_s$  (справа), а также по высокой электропроводимости (слева); 5 – тот же слой, определенный понижением скорости прохождения поперечных сейсмических волн  $V_s$  и высокой электропроводимостью; 6 – нижняя твердая часть коры, сложенная гранулит-базитовым материалом: а – со скоростью 6,1–6,4 км/с, б – со скоростью выше 6,4 км/с; 7, 8 – материал верхней мантии: 7 – нагретая разуплотненная часть (7,3–7,8 км/с), 8 – холодная плотная часть (8,3–8,5 км/с); 9 – поверхность М; 10–12 – направления движений: 10 – плотной массы мантии (литосферы), 11 – слоев нижней и средней частей коры, 12 – верхней твердой части коры

## V.2. АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ГИССАРО-АЛАЙСКОЙ СИСТЕМЫ)\*

В структурно-тектоническом смысле Южный Тянь-Шань – это часть Урало-Монгольского пояса (для палеозойского этапа) или часть Евразийского внутриконтинентального орогена (для альпийского этапа). На севере и северо-востоке по Южно-Ферганскому и Иньльчекскому разломам Южный Тянь-Шань граничит со структурами Срединного Тянь-Шаня, а на юге – с древними кристаллическими массивами Тарима и Южного Гиссара и находящимися между ними структурами Па-

\* Этот раздел выполнен по плану Интеграционного проекта ОНЗ РАН и СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса” при финансовой поддержке Программ фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 5 и № 7 и Российского фонда фундаментальных исследований (Проект № 04-05-64148)

мира. В настоящее время горное сооружение Южного Тянь-Шаня практически со всех сторон окружено молодыми молассовыми впадинами.

Южный Тянь-Шань имеет сложную и многоэтапную историю геологического развития, в результате которого было сформировано складчато-покровное сооружение, приподнятое к настоящему времени до высот более 5000 м над уровнем моря. Сложность, неоднородность и многоэтапность формирования структуры Южного Тянь-Шаня вызвали к жизни различные представления о закономерностях геотектонического развития области и геодинамических режимах, действовавших в ее пределах. Рассматриваются: блоковый (складчато-блоковый) механизм вертикальных движений [Белоусов и др., 1984; Резвой, 1956; Крестников, 1962]; механизм общего горизонтального сжатия и значительных горизонтальных перемещений блоков земной коры [Захаров, 1970; Зоненшайн, Савостин, 1979; Макаров, 1977, 1990а; Никонов, 1990; Трифонов, 1983, 1999]. Допускается совместное действие общего сжатия и глубинных процессов с трансформацией напряжений сжатия в глыбово-складчатую структуру [Бакиров, 1999; Кучай, 1981а, б; Макаров, 1977, 1990а; Макаров, 1995; Чедия, Уткина, 1990]. Выдвинута точка зрения о ведущей роли в альпийском тектогенезе мантийного и астеносферного диапиризма, подъеме к коре астеносферного материала и его взаимодействии с тяжелыми основными породами в нижней коре [Артюшков, 1979, 1993; Белоусов и др., 1984]. Существенное значение имеют представления о тектонической расслоенности литосферы региона [Макаров и др., 1982; Макаров, 1990а; Тектоническая расслоенность..., 1990; Литосфера..., 1986]. Принципиальные разногласия существуют и по вопросу о преемственности (унаследованности, детерминированности) или независимости геодинамических режимов альпийского этапа от предыстории развития территории [Резвой, 1956; Яблонская, 1989]. Высказано мнение о сложной интерференции различных механизмов и режимов в процессе формирования современной структуры орогена Южного Тянь-Шаня [Леонов М., 1996].

Общий обзор развития Южного Тянь-Шаня в фанерозое осуществлен ранее [Леонов М., 1996], но в нем главный акцент сделан на палеозойской истории региона, здесь же основное внимание будет уделено мезозойско-кайнозойскому (альпийскому) этапу, отражающему геодинамику подвижных поясов на постколлизийных – плитном и орогенном – этапах их эволюции. Рассматривается в основном западная часть Южного Тянь-Шаня, называемая нередко Юго-Западным Тянь-Шанем или Гиссаро-Алаем.

### Современный структурно-формационный план

Южный Тянь-Шань представляет собой покровно-складчатое сооружение с дивергентной структурой, внутри которого выделяются структурные элементы с различным тектоническим стилем и разным формационным выполнением [Леонов М., 1996], и можно говорить, по крайней мере, о трех главных типах структурно-формационных ансамблей (рис. V.2.1).

Первый тип представлен зонами антивергентного строения с антиклинорным стилем складчатости, с выполаживанием осевых плоскостей складок от центра структуры к ее крыльям, с пологими надвигами в краевых частях зоны, с развитым осевым кливажом. К этому типу относятся Зеравшано-Туркестанская и Туркестано-Алайская зоны, выполненные мощными толщами нижнепалеозойских-силурийских терригенно-глинисто-карбонатных осадков, имеющих зачастую типично флишевый облик. Магматизм (за исключением орогенного гранитоидного) и метаморфизм в этих зонах практически отсутствует.

Для второго типа (Зеравшано-Гиссарская, Ягнобско-Сугутская, Канско-Майлисуйская зоны) характерно общее синформное строение, надвиги и тектонические покровы, лежащие складки, структуры течения и сланцеватость, проявление зеленосланцевого метаморфизма. В строении синформных зон участвует комплекс (ордовик-нижний карбон) терригенных, кремнисто-терригенных, кремнисто-терригенно-карбонатных отложений. Кремнисто-терригенное осадконакопление зачастую подавлено накоплением вулканогенных пород основного состава (толеитовые базальты и др.).

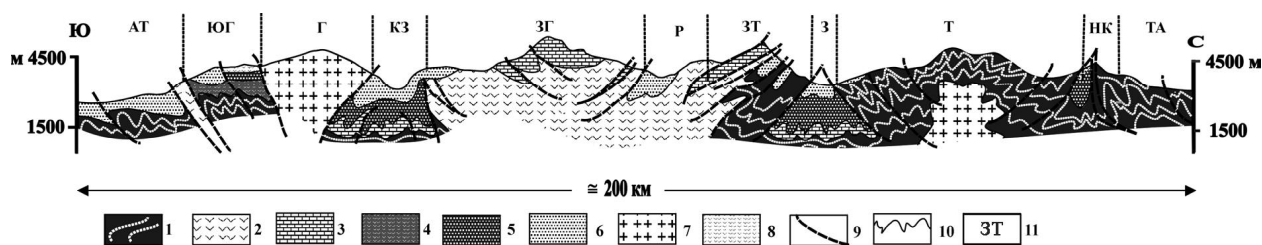


Рис. V.2.1. Схематический геологический профиль через Южный Тянь-Шань вдоль меридиана 68°30'

1 – нижний-средний палеозой нерасчлененный; 2 – ордовик-нижний силур, частично метаморфизованный в фации зеленых сланцев (ягнобские сланцы); 3 – девон – средний карбон (карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения); 4 – нижний средний карбон вулканогенный; 5 – верхний палеозой (преимущественно флишевые и молассоидные отложения); 6 – мезозой – кайнозой (платформенные терригенно-карбонатные и молассовые грубообломочные отложения); 7 – гранитоиды Гиссарского баголита и осевой зоны Туркестанского хребта; 8 – пермь (кислые вулканы); 9 – разломы; 10 – границы комплексов; 11 – названия структурно-формационных зон: АТ – Афгано-Таджикская, ЮГ – Южно-Гиссарская (включая Османталинскую), Г – Центрально-Гиссарская, КЗ – Каракуль-Зиддинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская) Раватская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская, З – Зеравшанская, Т – Туркестанская, НК – Нуратау-Курганакская, ТА – Туркестано-Алайская

Характерны ассоциации основных вулканитов и рифовых известняков. С синформными зонами связаны выходы ультрабазитов и офиолитовых меланжей. Синформные зоны бывают двух разновидностей: параавтохтонные и аллохтонные, но типы разрезов в них принципиально сходные, и, по-видимому, аллохтонные являются тектоническими отторженцами зон параавтохтонного типа.

Третий тип – это узкие шовные зоны (Каракуль-Зиддинская, Зеравшанская, Нуратау-Курганакская, Кульгеджелинская и др.) с субвертикальным или крутым веерообразным залеганием слоев и структурных элементов. Для этих зон характерен концентрированный характер дислокаций и локальные проявления динамометаморфизма. Вулканизм как правило отсутствует. Выделено две разновидности шовных зон. Для первой характерны относительно глубоководные карбонатные и кремнистые отложения (девон–карбон), сменяющиеся вверх по разрезу верхнепалеозойским флишем с телами тектоно-гравитационных микститов. Второй разновидности свойственны терригенные и терригенно-карбонатные отложения (ордовик–девон), карбонатные рифовые отложения карбона и молассоидные глыбово-конгломератовые отложения верхнего палеозоя. К шовным зонам зачастую приурочены мезозойско-кайнозойские впадины, выполненные платформенными отложениями юры-эоцена и альпийской молассой неоген-четвертичного возраста.

В поперечном сечении покровно-складчатого сооружения происходит чередование зон различного типа. При этом зоны первых двух типов (синклинорные и антиклинорные) контактируют или по системе встречных надвигов, или разделены узкими субвертикальными шовными зонами третьего типа. Как внутри зон, так и на их границах установлены покровно-надвиговые структуры, но гигантские поверхностные шарьяжи, сопровождаемые большеамплитудными перекрытиями и перехлестыванием отложений одних зон через другие, в целом не свойственны Южному Тянь-Шаню. Исключение составляет лишь северная окраина области (предгорья Алайского хребта, горы Нуратау), но и там амплитуда покровов не превышает 10–20 км, а шарьирование, как теперь установлено, идет во встречном направлении.

### Доальпийское время

Доальпийская история региона описана в многочисленных статьях и монографиях (библиографию см. в [Леонов М., 1996]), здесь будет дана лишь краткая характеристика палеозойской эволюции региона.

На протяжении практически всего палеозоя территория Южного Тянь-Шаня представляла собой палеоокеаническое пространство со сложной и расчлененной морфоструктурой. На ранних этапах (рифей – ранний силур) преобладал режим общего растяжения, приведший к раскрытию Туркестанского палеоокеана и связанный с латеральными движениями океанской литосферы и формированием зон рассеянного спрединга. В это же время формируются положительные морфоструктуры типа вулканических подводных и островных гряд. В пределах этих морфоструктур действует механизм гравитационной неустойчивости, который приводит к возникновению специфических структурно-метаморфических ансамблей с возникновением синформных структур, зон пластического течения и т.п. Т.е. на ранней стадии действуют два в определенной степени независимых геодинамических режима – горизонтальное перемещение океанской литосферы (общий режим) и локальный процесс структурно-вещественной переработки вулканических морфоструктур в условиях гравитационной неустойчивости.

С середины силура начинается морфоструктурная дифференциация океанического бассейна с возникновением линейных поднятий, карбонатных платформ и островных цепей с рифовыми постройками (рис. V.2.2, вклейка). Возникновение морфоструктурной дифференциации связано, вероятно, с изменением характеристик состояния океанской литосферы, а именно со сменой режима растяжения на режим сжатия. Это вызывает к жизни механизм изгибной неустойчивости [Лобковский, 1988], который стимулирует субпластическое латеральное перераспределение горных масс в коровом слое, формирование зон оттока (прогибы) и зон нагнетания (поднятия), а также образование соответствующих рельефа и структурных парагенезов (см. рис. V.2.2).

С середины карбона наступает общее сжатие, сокращение пространства, последовательное аккретирование морфоструктурных элементов к северному борту палеоокеана. В условиях сжатия эмбриональные формы усложняются и вместе с отложениями бассейнов трансформируются в сложную покровно-складчатую структуру всей области в целом. На месте некоторых морфоструктурных элементов образуются интрабассейновые коллизионные швы и зоны малоглубинной самоблокирующейся субдукции (selfclosing subduction) (см. рис. V.2.2). К концу карбона – началу перми на месте океанического пространства формируется сложно построенная покровно-складчатая область. Главным структурообразующим фактором на этом этапе является субмеридиональное сжатие и сокращение пространства. На месте древнего палеоокеана формируется покровно-складчатая область с расчлененным рельефом. Возникают области размыва, которые поставляют в остаточные бассейны терригенный материал позднепалеозойской молассы. Проявляется орогенный гранитоидный магматизм.

Таким образом, палеозойская структура Тянь-Шаня была сформирована, главным образом, за счет горизонтального субмеридионального сжатия и поперечного сокращения пространства. Однако на фоне этого геодинамического режима, связанного с эволюцией палеоокеанической литосферы (сначала в режиме растяжения, затем – сжатия), в пределах палеоокеана действовали и относительно независимые геодинамические режимы, такие как гравитационная неустойчивость горных масс в пределах внутриокеанических положительных морфоструктур, а также механизм изгибной неустойчивости реологически стратифицированной литосферы, приведший к начальному короблению ложа океана и возникновению внутрибассейнового рельефа. Эти механизмы создали специфические структурные ансамбли, которые, как мы увидим, весьма существенно повлияли на морфоструктурное развитие региона в мезозое и кайнозое.

Итак, к началу мезозоя на месте Туркестанского палеоокеана была сформирована сложная гетерогенная покровно-складчатая структура. Учитывая ряд особенностей строения палеоокеана, его эволюции и современной структуры, а именно: покровно-складчатое строение; совмещение в пространстве разных морфоструктурных элементов, отложений и типов коры; наличие линз и полос метаморфических пород; значительные объемы орогенных вулканитов; тектоническое расслоение коры; частичный срыв осадочной оболочки и пр., можно полагать, что конечным результатом палеозойского этапа развития стало формирование мощного корового слоя. Однако он принципиально отличался от современного, так как в нем по определению не могло еще существовать

расслоения на “гранитно-метаморфический” и “базитовый” слои. К концу палеозоя этот коровый слой, по-видимому, представлял собой сложно построенный, гетерогенный структурно-магматическо-метаморфический меланж, состоящий из переработанных в процессе длительной эволюции фрагментов базитовой коры, гранитно-метаморфического слоя микроконтинентов (более или менее достоверно можно говорить лишь об Алайском микроконтиненте), пород палеозойского вулканогенно-осадочного чехла и ранних метаморфитов. Очевидно, что это гетерогенное сообщество горных масс должно было находиться в термодинамически и изостатически неустойчивом состоянии с непостоянным и сложным внутренним полем напряжений.

## Альпийский этап

### Общая характеристика

Главным структурно-вещественным выражением геологических событий и индикатором геодинамических режимов, имевших место на плитной стадии развития подвижных поясов и на этапе их орогенной активизации, являются внутриплитные и орогенные структурные впадины (дискретные седиментационные бассейны). Именно в тектонической структуре внутриплитных впадин, в их соотношениях с породами фундамента, в особенностях проявления магматизма и осадконакопления, в характере вторичных структурно-диагенетических преобразований вулканогенно-осадочного чехла заложена информация о геодинамике консолидированной коры и об особенностях ее эволюции на плитном и орогенном этапах в пределах подвижных зон Земли. Дополнительную информацию предоставляет изучение рельефа и его связей с внутренней структурой горных масс, а также данные о глубинном строении территории и напряженном и тепловом состоянии ее недр.

На территории Южного Тянь-Шаня плитные и орогенные отложения сохранились главным образом в пределах южного и северного склонов горного сооружения и в многочисленных внутригорных впадинах, расположенных в виде отдельных четкообразных структур, в основном приуроченных к шовным зонам, кратко описанным выше. Здесь мы рассмотрим строение мезозойско-кайнозойских внутригорных впадин на центрально-таджикском пересечении Гиссаро-Алая (см. рис. V.2.1). С юга на север выделяются следующие структурные элементы, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями: Афгано-Таджикская впадина, зона Южного склона Гиссарского хребта, Каракуль-Зиддинская система впадин, Раватская впадина, Зеравшанская впадина, зона северного склона Туркестанского хребта (Нуратау-Курганакская зона), Ферганская впадина.

Мезозойско-кайнозойский комплекс отложений, выполняющий внутригорные впадины достаточно однотипен, хотя и отмечаются существенные различия в мощностях и фациях отложений, в выпадении отдельных горизонтов и свит и т.д.

Триасовые отложения установлены в краевой части Афгано-Таджикской впадины, где они представлены красноцветными конгломератами, а также в Зиддинской и Фан-Ягнобской впадинах, где они сложены продуктами коры выветривания. Юрские отложения присутствуют во многих впадинах, и они сложены сероцветными и черными песчаниками, глинами с линзами и пластами каменных углей, конгломератами и гравелитами континентальных фаций (озерные, болотно-равнинные, аллювиальные отложения). Максимальная мощность юрских отложений отмечена в Фан-Ягнобской впадине, в остальных она колеблется от 100 до 300 метров.

Меловые отложения, в отличие от юрских, пользуются широким площадным распространением, и их состав отличается большим разнообразием. Нижний мел представлен красноцветными континентальными и окраинноморскими отложениями. Отложения этого возраста трансгрессивно перекрывают более древние осадки. Первый тип представлен, в основном, галечниками, песчаниками и глинами аллювиально-пролювиальных и аллювиально-дельтовых фаций; второй тип

сложен терригенными породами с прослоями и пачками тонких доломитистых известняков, а также детритовых их разностей, в той или иной степени обогащенных песчаным материалом. Присутствуют также сероцветные глины и алевролиты. Все эти породы характеризуют обстановки краевой части обширного эпиконтинентального бассейна. Во внутренних впадинах морские отложения могут отсутствовать, и нижний мел представлен лишь континентальными красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощности пород нижнего мела варьируют от впадины к впадине от 0 до 300–400 м. Состав осадков поздне меловых бассейнов седиментации существенно иной. Исчезает из разрезов грубый терригенный материал, сокращается количество красноцветных прослоев, заметно возрастает роль карбонатных отложений. В целом, отложения верхнего мела характеризуют обстановки мелководного эпиконтинентального морского бассейна, имеющего сложную конфигурацию, а также лагун, иногда отшнурованных от морского бассейна. Прослеживается серия трансгрессивных и регрессивных циклов, но с течением времени трансгрессия моря захватывает практически всю территорию Гиссаро-Алая. Мощность верхнемеловых отложений сильно изменчива и в отдельных впадинах достигает 100–500 м.

Палеогеновые отложения перекрывают более древние с отчетливо выраженным размывом. В некоторых впадинах они выпадают из разреза. Палеоген сложен морскими и прибрежно-лагунными отложениями: доломитами, известняками (в том числе, водорослевыми и оолитовыми), глинами, песчано-алевритовым материалом, горючими сланцами и прослоями фосфоритов, гипсами. Режим осадконакопления отражает наличие осцилляций дна бассейна с перемежающимися кратковременными эпохами трансгрессий и регрессий, происходящих в режиме мелководного эпиплатформенного бассейна. Мощность палеогеновых отложений изменяется от впадины к впадине от 0 до 200–300 м.

Все перечисленные толщи пород с угловым несогласием и размывом перекрыты отложениями олигоцена – неогена: красноцветными алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами континентального генезиса. Мощность их колеблется от 500 до 800 метров, в отдельных впадинах (Магианская) достигая 1500 м. Четвертичные образования также широко распространены в пределах многих впадин. Они представлены песками, суглинками, галечниками, и мощность их может достигать 300–500 м.

Кроме типичных отложений межгорных и внутригорных прогибов в четвертичное время формируются также шлейфы своеобразных пород – грубообломочных карбонатных брекчий, относимых нами к категории тектоно-гравитационных микститов. Неоген-четвертичные отложения являются ярким свидетельством интенсивных горообразовательных процессов в пределах Гиссаро-Алая.

### Тектоника мезозойско-кайнозойских впадин

**Каракульская впадина.** Впадина приурочена к Каракуль-Зиддинской тектонической зоне, которая протягивается узкой (0–5 км) полосой в общем Тянь-шаньском направлении на расстояние более чем 300 км. Описание этой структуры, а также и Зиддинской впадины, о которой речь пойдет ниже, дано по данным автора с привлечением материалов многих исследователей (например: [Казаков и др., 1985; Несмеянов, Бархатов, 1978; Таджибеков, 1986]).

Каракульская впадина расположена на стыке двух крупных структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (см. рис. V.2.2): Зеравшано-Гиссарской на севере и Южно-Гиссарской (в совокупности с Османталинской) на юге. С севера и с юга она ограничена крупными разломами надвигового типа и как бы зажата между ними. Северный и южный надвиги то расходятся на некоторое расстояние, то сливаются, образуя систему фестончатых структур, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя. В месте схождения надвигов образуются структуры “тектонического сшивания”. Слияние надвигов и “схлопывание” зоны приурочено к высоким гипсометрическим

уровням и фиксируется обычно в перевальных точках на высотах 3500-4000 м. При движении по простиранию и по направлениям к долинам надвига постепенно расходятся, открывая для наблюдения внутренние части зоны. Фестончатые выходы отложений мезозоя и кайнозоя отвечают относительным (но достаточно резким) понижениям рельефа (депрессиям), которые разделяют горные хребты и к которым приурочены продольные речные долины, заполняемые аллювиально-пролювиальными, преимущественно грубообломочными отложениями. В рассматриваемом сегменте выделяется две впадины: Каракульская и Зиддинская.

В изученном районе (в бассейне р. Каракуль) (рис. V.2.3, вклейка) могут быть выделены четыре тектонических элемента, различающихся внутренней структурой и набором формаций: Гиссарская зона – область развития гранитоидов Гиссарского батолита и обрамляющих его отложений нижнего-среднего палеозоя; собственно Каракуль-Зиддинская зона – область развития верхнепалеозойского флиша и мезозойско-кайнозойских отложений; Хазрет-Дукдонская зона – область развития карбонатных отложений верхнего силура-карбона; Зеравшано-Гиссарская (Ягнобская) зона – область развития полифациальных отложений ордовика-карбона и сформированных по ним метаморфических зеленых сланцев. Общий тектонический стиль описываемого участка определяется серией тектонических надвигов и покровов, наклоненных во встречном направлении, сложной складчатой структурой флишевых отложений центральной части зоны и наличием двух структурных этажей в пределах собственно Каракульской зоны – палеозойского и мезозойско-кайнозойского, разделенных разрывом и угловым несогласием. В современном рельефе этого сегмента Южного Тянь-Шаня Каракульской зоне отвечает относительная депрессия (Каракульская впадина). Впадина зажата между надвинутыми на нее с севера и с юга и резко возвышающимися в рельефе образованиями соседних структурно-формационных зон.

К югу от Каракульской впадины расположена Гиссарская зона, в пределах которой развиты (на данном участке) толщи кристаллических известняков нижнего карбона, серия монотонных глинисто-карбонатных пород муринской свиты предположительно среднекаменноугольного возраста, а также гранитоиды Гиссарского батолита. Все эти образования отделены друг от друга разломами (контакт с гранитоидами часто интрузивный) и в целом в виде системы тектонических чешуй надвинуты к северу на отложения Каракульской впадины. Вдоль поверхности надвига широкой полосой (до 100 м) протягивается зона тектонических брекчий и милонитов. Поверхность сместителя волнистая, углы падения от 20 до 80°. Висячем крыле к плоскости надвига подходят различные горизонты и породы Гиссарской зоны, вплоть до гранитоидов Гиссарского батолита. В ряде мест палеозойские породы Гиссарской зоны надвинуты не только на палеозойские толщи Каракульской впадины, но и на отложения мезозоя и кайнозоя.

С севера образования Каракульской зоны так же, как и с юга, по надвигу перекрыты карбонатными толщами Хазрет-Дукдонской зоны, которые структурно соответствуют тектоническим покровам известняков девона-карбона, залегающим в виде аллохтонных останцов на флишево-молассовых толщах верхнего палеозоя в районе описанной выше Зиддинской впадины. Поверхность сместителя этого разрыва падает в северном направлении под углами от 20° до 40°, иногда несколько круче. Массив карбонатных пород разбит серией разрывов на отдельные чешуи и тектонические клинья, но смещения по разрывам незначительны. Западное окончание выхода девонских известняков представляет собой останец тектонического покрова, залегающий на флише. Надвиг этот имеет дораннемеловой возраст, так как отложения нижнего мела запечатывают его. Породы Хазрет-Дукдонской зоны (а восточнее – и Каракульской), в свою очередь, с севера тектонически перекрыты полифациальными образованиями Зеравшано-Гиссарской зоны (Ягнобской – в более восточных районах). Породы этой зоны формируют серию тектонических клиньев и чешуй различной мощности и протяженности, испытали структурно-обусловленный дислокационный метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Пластичные разности смяты в складки с осевыми плоскостями, наклоненными в северном направлении.

Центральную часть района образует собственно Каракульская зона. Ее осевую полосу слагают отложения верхнепалеозойского флиша с прослоями и линзами конгломератов, брекчий и тек-



тоно-гравитационных микститов. Во флишевой толще включены отдельные протяженные и мощные пластины известняков предположительно каменноугольного возраста (олистоплаки, конседиментационные покровы). Флишевые толщи смяты в мелкие складки, образующие веерообразную (раскрывающуюся книзу) структуру. В южной и северной частях области породы флиша раздроблены, развальцованы, пласты песчаников разорваны и будинированы. Флиш в этих зонах превращен в тектоническую смесь – осадочный меланж. Северный участок меланжированного флиша приурочен к надвигу, по которому флиш перекрыт известняками Хазрет-Дукдонского типа. В целом, породы флиша образуют как бы антиклинальную складку с падением слоев на крыльях в противоположных направлениях. Однако, на основании обнаруженных следов обратной градиционной слоистости (признак в данном случае не однозначный из-за наличия мелкой складчатости) и по аналогии с Зиддинской впадиной, можно предположить, что здесь мы имеем дело с веерообразной синклиналью с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями.

Сложнодислоцированные и меланжированные флишевые отложения с разрывом, а также угловым (до  $90^\circ$ ) и стратиграфическим несогласием перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями. В восточной части впадины отмечены фрагменты юрских пород, которые со стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями красноцветного нижнего мела и терригенно-глинисто-карбонатными отложениями верхнего мела. Мощность меловых отложений не превышает 150–200 м. На меловых породах со стратиграфическим перерывом налегают отложения олигоцена – неогена, представленные красноцветными песчаниками и конгломератами. Мощность их порядка 600 м. Четвертичные отложения представлены здесь ледниковыми, склоновыми, аллювиальными отложениями среднеплейстоценового – голоценового возраста.

Отложения мезозоя и кайнозоя, образуя единую последовательность напластования, слагают асимметричную синклиналь с круто залегающим и срезанным разломом южным крылом. Синклиналь осложнена перегибами второго порядка, осложняющими ее строение. Такие флексуорообразные перегибы пластов наблюдаются вдоль южного ограничения, где внутри пород неогена развиты также небольшие срывы надвигового типа. Резкий флексурный перегиб отмечен и на северном крыле синклинали, где толщи мезозойско-кайнозойских пород переходят в практически горизонтальное положение (угол падения не более  $10^\circ$ ). Внутрислоевые тектонические деформации мезозойских и кайнозойских толщ практически отсутствуют, однако наблюдается изменение мощности отдельных горизонтов по латерали, причем на очень незначительном расстоянии. Особенно четко это явление проявлено в карбонатных и гипсоносных толщах, что может служить косвенным указанием на их тектоническое перетекание, как это установлено, например, для близких по возрасту и составу пород [Давидзон и др., 1982].

Следует обратить внимание на положение плоскости домезозойского несогласия, которая соответствует поверхности палеозойского фундамента и в то же время поверхности домезозойского (в данном случае, домелового) пенеплена. На блок-диаграмме видно, что эта плоскость испытала интенсивные деформации, о чем свидетельствует ее наклон, достигающий местами  $70\text{--}80^\circ$ , и резкие флексуорообразные перегибы, причем без разрыва сплошности самой поверхности. Т.е. она испытала пликативные деформации, которые можно наблюдать благодаря наличию глубокого эрозионного вреза. Отметим, что наиболее интенсивная деформация флишевых толщ, расположенных ниже поверхности несогласия, и их меланжирование приурочены пространственно к области наибольшей деформации поверхности палеозойского фундамента.

Таким образом, верхний и нижний структурный этажи различаются интенсивностью и стилем деформаций. Породы нижнего яруса интенсивно дислоцированы, смяты в складки, меланжированы. Породы верхнего яруса образуют относительно простую синклинальную складку, крыло которой осложнены флексуорообразными перегибам, внутренние деформации отсутствуют. Но плоскость, разделяющая структурные этажи, испытала достаточно интенсивную пликативную деформацию без разрыва сплошности. Изгибание поверхности домезозойского пенеплена без разрыва сплошности стало возможным благодаря тому, что породы флиша подверглись в зонах наиболь-

шего изгиба меланжированию, потеряли внутреннюю связность и, вследствие этого, приобрели возможность объемного хрупко-пластического течения.

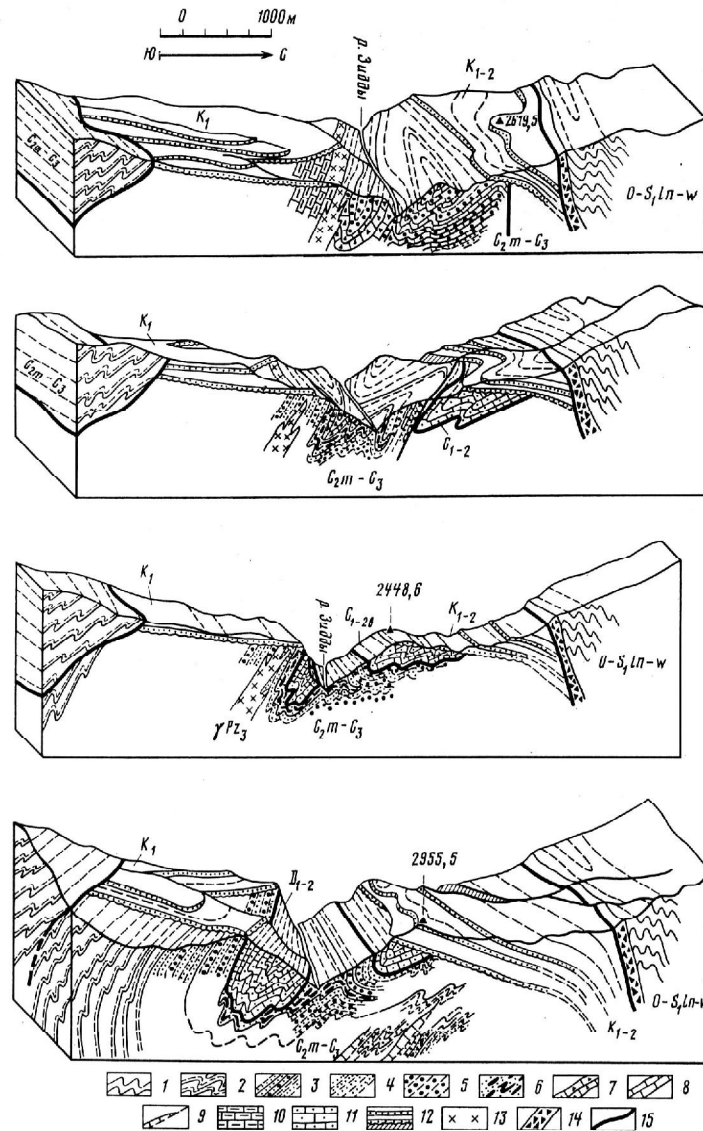
**Зиддинская впадина.** Эта структура, так же как и Каракульская является принадлежностью Каракуль-Зиддинской тектонической зоны (рис. V.2.4, вклейка, V.2.5, см. рис. V.2.1) и во многом сходна с первой [Леонов М., 1995]. Зиддинская впадина расположена между водоразделами Гиссарского хребта на севере и хребтами Османтала и Санги-Навишта – на юге. В строении мезозойско-кайнозойской впадины участвуют эпиплатформенные и орогенные отложения от триаса до четвертичных включительно, которые залегают с разрывом и с резким угловым несогласием на подстилающих породах палеозойского фундамента. Краткое описание разреза впадины выглядит следующим образом [Таджибеков, 1986]. Триас (10–20 м) представлен продуктами коры выветривания палеозойского субстрата. Юрские отложения (до 100 м) сложены песчаниками, глинами с линзами и пластами каменных углей, гравелитами и конгломератами. Нижний мел (250 м) – это, в основном, континентальные красноцветные песчаники и конгломераты, а верхний мел (300 м) – морские известняки, глины и песчаники. Палеогеновые отложения (200 м) имеют также мелководноморской генезис и представлены алевролитами, глинами, известняками и доломитами; с олигоцене начинают преобладать красноцветные песчаники, алевролиты и глины. Неоген (350 м) сложен в нижних горизонтах разреза песчаниками с прослоями алевролитов и песчаных глин, а в верхних – розовато-бурыми песчаниками, гравелитами и конгломератами собственно орогенного комплекса.

Общие закономерности тектонического строения Зиддинской структуры видны из рисунка V.2.5, сходны с таковыми описанной выше Каракульской впадины и не нуждаются в подробном комментарии. Отметим лишь главные особенности, определяющие тектонический стиль зоны в этом регионе.

Структура Зиддинской впадины в генеральном плане представляет собой мегасинклиналь, выполненную сложно построенными отложениями палеозойского складчатого основания и перекрывающими их отложениями мезозойско-кайнозойского чехла. Синклиналь зажата с севера и с юга между крупными протяженными разрывами: с юга – это Главный Гиссарский разлом, с севера – Анзобский взброс. Синклиналь имеет асимметричное строение и выражена по-разному в отложениях основания и в отложениях чехла. Породы основания и породы чехла образуют два структурных яруса, дислокация которых резко различна.

Структура палеозойских отложений в генеральном плане представляет собой сложно построенную мегасинклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Южное крыло запрокинуто сильнее, и структура вследствие этого имеет асимметричное строение. С юга на палеозойские толщи тектонически надвинуты граниты Центрально-Гиссарского батолита и палеозойские породы Османталинской зоны. С севера отложения Зиддинской котловины ограничены поверхностью надвига Зеравшано-Гиссарской (Ягнобской) зоны. Из южного запрокинутого крыла мегасинклинали, которое сложено флишевыми отложениями майхуринской свиты среднего-верхнего карбона, развивается надвиг. По нему нижние горизонты палеозойского разреза перекрывают чехольные отложения мезозоя и кайнозоя. По падению и по простиранию надвиг затухает в отложениях майхуринской свиты, но при движении на запад и на восток он вновь проявлен а бортах внутригорных впадин.

Мегасинклиналь осложнена двумя асимметричными синклинальными складками второго порядка, сопряженными одна с другой через сильно сжатую гребневидную антиклиналь. Оси складок ориентированы в направлении ЗСЗ–ВЮВ несколько косо по отношению к генеральному простиранию оси всей структуры, указывая на наличие сдвиговой составляющей; падение осевых плоскостей ЮЮЗ 60–70°. Крупные складки осложнены более мелкими, приуроченными либо к замкам крупных пликативных структур, либо осложняющими напластование тонкослоистых песчано-глинистых и карбонатных пород. В результате возникает внутрипластовая дисгармоничная складчатость. Ядра синклинальных складок формируют тела конседиментационных тектонических покровов, сложенных известняками нижнего–среднего девона.



**Рис. V.2.5.** Тектоническая структура Зидинской впадины (центральная и восточная части). Блок-диаграммы по 4 разрезам

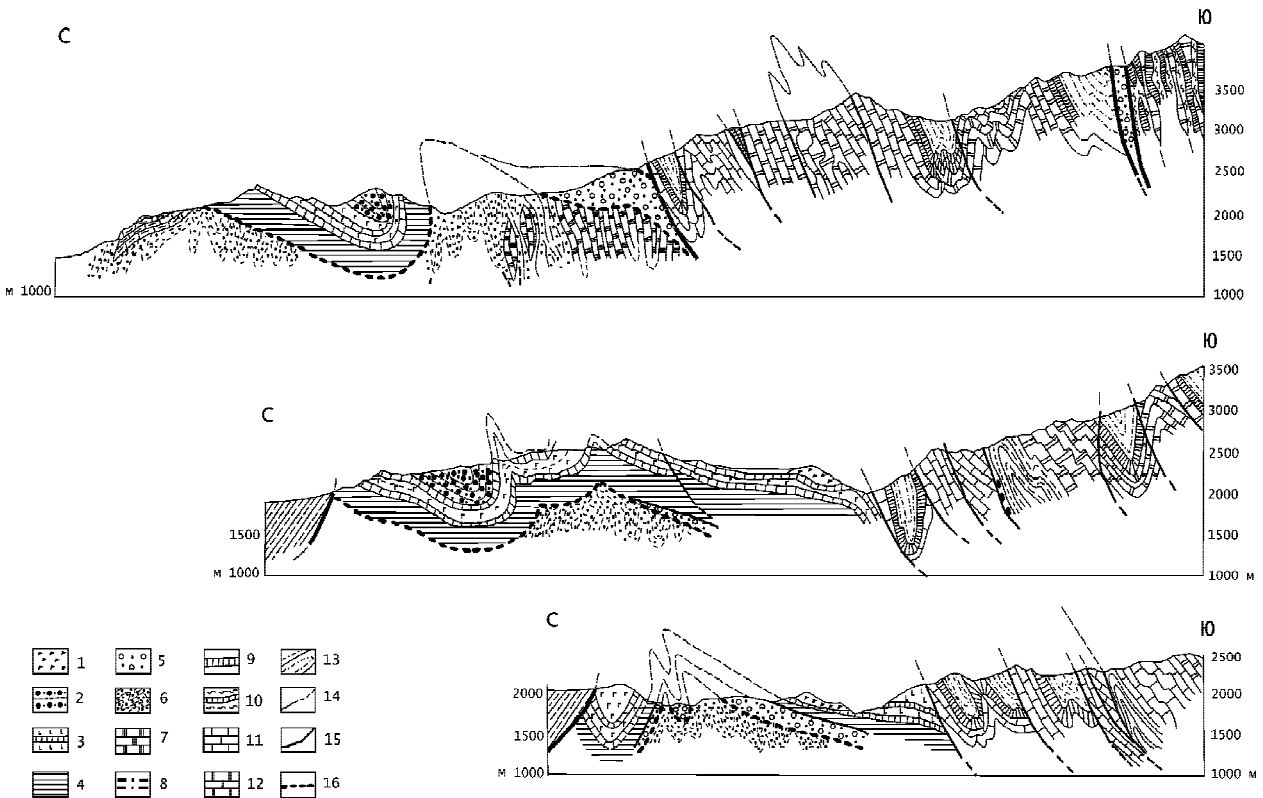
1 – доломиты, известняки, зеленые сланцы Ягнобской тектонической зоны (ордовик-силур); 2 – глинистые сланцы и песчанки (флиш) майхуринской свиты (средний-верхний карбон); 3–10 – отложения зидинской свиты (московский ярус среднего карбона – верхний карбон, возможно, нижняя пермь) (по схеме [Леонов М., 1995]): 3 – глинистые сланцы, песчанки, прослои оползневых брекчий, 4 – глинистые сланцы, алевролиты, песчанки, 5 – песчанки, конгломераты, 6 – песчано-глинистые толщи хаотического строения (гравитационные микститы); 7 – карбонатные брекчии; 8 – прослои пелитоморфных, шламовых и водорослевых известняков; 9 – пластины известняков в толще песчаников и глинистых сланцев, 10 – мраморы; 11 – известняки девона и нижнего-среднего карбона (конседиментационные тектонические покровы); 12 – трансгрессивное налегание мезозойских отложений, маркирующие горизонты; 13 – гранодиориты, диориты; 14 – зона тектонического дробления; 15 – надвиги и прочие разломы

Отложения мезозоя-кайнозоя, залегая трансгрессивно и резко несогласно на палеозойском складчатом основании, также образуют синклиналь, но более простую, с пологим, практически горизонтальным днищем, образующим в центре впадины пологий антиклинальный изгиб. В прибор-

товых частях синклиналь осложнена единичными напряженными крупноамплитудными складками. На центральном пересечении впадины чехольные отложения на севере полого наклонены под Анзобский взброс, а на юге залегают со слабым наклоном к северу и срезаны Гиссарским разломом. Однако в западном направлении эти два надвига сходятся и образуют структуру тектонического сшивания. В этих местах отложения чехла образуют, так же как и в Каракульской впадине, веерообразную синклиналь с запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Однако интересно отметить, что Гиссарский разлом в восточном направлении перестает быть границей мезозой-кайнозойского чехла, уходит в поле развития флишевых пород палеозойского основания и затухает. Но еще восточнее он снова проявлен как граница комплексов чехла и основания. В соответствии с деформацией чехольных комплексов деформирована и поверхность домезозойского пенеплена. Причем – и это важно – днище впадины в ее центре деформировано слабее, чем в краевых частях.

Мезозойско-кайнозойская и новейшая впадина долины р. Зидды, так же, как и Каракульская, пространственно совпадает с областью распространения верхнепалеозойского флиша, что может свидетельствовать о развитии данной структуры унаследовано от палеозойского этапа.

**Зеравшанская впадина.** Структура находится в пределах одноименной тектонической зоны (рис. V.2.6, вклейка, V.2.7, см. рис. V.2.1). Зеравшанская зона расположена на стыке двух крупнейших



**Рис. V.2.7.** Геологические профили к карте на рис. V.2.6

1 – современные тектоно-гравитационные микститы; 2 – олигоцен–неоген (красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты); 3 – верхний мел – палеоген: мергели, глины, песчаники, гипсы, известняки; 4 – верхний мел (песчаники, глины); 5 – юра (конгломераты, песчаники); 6 – верхнепалеозойский флиш; 7 – нижний–средний карбон (известняки, кремни); 8 – средний девон – нижний карбон (песчаники, сланцы); 9 – средний девон – нижний карбон (кремни, известняки); 10 – то же, что 9, в фации зеленых сланцев; 11 – верхний лудлов (известняки); 12 – нижний лудлов (известняки, доломиты); 13 – нижний силур (терригенные породы, зеленые сланцы); 14 – разломы; 15 – границы структурно-формационных зон; 16 – поверхность домезозойского пенеплена

структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня, отделяя друг от друга Зеравшано-Гиссарскую (на юге) и Зеравшано-Туркестанскую (на севере) зоны [Геология..., 1959; Кухтиков, 1968; Несмеянов, Бархатов, 1978; Леонов М., 1989]. Зеравшанская зона протягивается на многие сотни километров в широтном направлении и имеет ширину, не превышающую нескольких километров. К Зеравшанской зоне приурочены выходы отложений мезозоя и кайнозоя, и в современном рельефе ей отвечает относительная депрессия, к которой приурочена долина р.Зеравшан, а также ряд мелких вытянутых в общетяньшанском направлении впадин, выполненных отложениями мезозоя и кайнозоя.

Зеравшано-Туркестанская зона в рассматриваемой части представлена комплексом (до 4000 м) терригенного флиша лландовери-венлокского возраста. Тектонический стиль зоны определяется серией разномасштабных асимметричных и запрокинутых к югу складок и надвигов [Рогожин, 1977]. Морфология структур и их ориентировка указывают на надвигание горных масс в южном направлении.

Зеравшано-Гиссарской зона – это чрезвычайно сложно построенная тектоническая единица (III на рис. V.2.6). Ее структура представляет собой серию тектонических чешуй, разделенных крутыми надвигами, которые с глубиной несколько выполаживаются. Общее направление движения масс, как явствует из ориентировки структурных элементов – вергентности надвигов, осевых поверхностей складок, положения гофрировки, кинкзон и пр. – с юга на север, т.е. обратное тому, которое наблюдается в Зеравшано-Туркестанской зоне. Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны контактируют с расположенной между ними Зеравшанской зоной (II на рис. V.2.6) по крупным, протяженным разрывам надвигового типа. Надвиги воздымаются во встречном направлении; крутые в верхней своей части, они выполаживаются книзу. В месте схождения северного и южного надвигов образуется субвертикальный сутурный шов (зона тектонического сшивания), по которому приходят в соприкосновение отложения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской зон. Таким образом, Зеравшанская зона представляет здесь клин, зажатый между двумя разрывами и расширяющийся книзу и в восточном направлении. Как уже говорилось, ей соответствует впадина, выполненная комплексом отложений альпийского возраста.

В пределах Зеравшанской зоны выделяются два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и резкого (до 90°) углового несогласия. Нижний этаж отвечает палеозойскому складчато-метаморфическому фундаменту, верхний – платформенному и молассовому чехольным комплексам. Нижний этаж сложен каменноугольными отложениями вашанской ( $C_{1-2}$ ) и дарахтисурхской ( $C_{2-3}$ ) свит [Черенков, 1973]. Существует мнение и о несколько более древнем возрасте этих свит – намюрском для вашанской свиты и раннемосковском для дарахтисурхской [Салтовская, 1964], но в контексте данной статьи это не имеет значения. Вашанская свита представлена толщей (до 500 м) тонкослоистых пелитоморфных известняков, полимиктовых песчаников и кремней; дарахтисурхская – сложена мощным (более 500 м) терригенным флишем с прослоями глыбовых брекчий, реже конгломератов и гравелитов, а также включает отдельные глыбы и пластины (протяженностью до 1 км и более) известняков более древнего, чем вмещающая их масса, возраста [Рогожин, 1977], в том числе и отторженцы вашанской свиты. Отложения дарахтисурхской свиты принадлежат категории флиша с телами олистостромов [Черенков, 1973] или тектоногравитационных микститов [Леонов М., 1981]. Считавшийся ранее коренным выход отложений конденсированного кштут-урметанского типа разреза [Салтовская, 1964; Торшин, 1970] также является крупной олистоплакой или отторженцем конседиментационного покрова, залегающего в толще флишевых отложений. Этот факт показывает, что имеет место отторженец неизвестной в коренном залегании зоны, скрытой от наблюдения в пределах сутурного шва.

Палеозойские толщи нижнего структурного этажа смяты в крутые, сжатые до изоклинальных складки с субвертикальными осевыми плоскостями и острыми замками. Пласты стоят на головах или имеют южные (на южном борту) или северные (на северном борту) падения, образуя веерообразную структуру, слегка раскрывающуюся книзу. На отдельных участках тектоническая переработка столь интенсивна, что породы теряют слоистость и стратификацию. Слои песчаников буди-

нированы, разорваны, развальцованы; глинистые разности образуют бесструктурную массу. Возникает хаотическая структура со сложными разорванными петельчатыми складками, морфология которых свидетельствует о тектоническом перетекании материала и нагнетании отдельных объемов пород в ядра антиклинальных перегибов, образуемых плоскостью несогласия (поверхностью фундамента, плоскостью домезозойского пенеплена).

Верхний структурный этаж, отвечающий чехольным комплексам, представлен отложениями лейаса, верхнего мела, палеогена и миоцена [Геология..., 1959; Давидзон и др., 1982]. Отложения верхнего комплекса, так же, как и плоскость несогласия, образуют сопряженные между собой крупные синклинали и антиклинальные складки, слегка запрокинутые к северу. Мощные компетентные конгломератовые отложения лейаса и миоцена обуславливают достаточно простые структурные формы. В ядре же антиклинальной складки, выполненном пластичными глинами, известняками и гипсами мела–палеогена, образована серия напряженных килевидных складок второго порядка. Наблюдается изменение мощности гипсовых горизонтов, связанное с субслоистым тектоническим перетеканием пластичных пород.

Отложения мезозоя и кайнозоя с юга повсеместно ограничены надвигом, но если в западной части района на молодые толщи надвинуты палеозойские отложения Зеравшано-Гиссарской зоны, то восточнее надвиг сформирован из крыла запрокинутой к северу складки, образованной породами верхнепалеозойского флиша самой Зеравшанской зоны. Картина здесь практически аналогична той, которая наблюдается в Зиддинской впадине. С севера Зеравшанская зона тоже ограничена надвигом, но надвиг этот, в отличие от южного, проявлен не повсеместно – восточнее, в районе сел. Айни, разрыв уходит под трансгрессивно залегающие отложения верхнего мела.

Морфология структур Зеравшанской зоны и ее взаимоотношение с обрамляющими с юга и с севера морфотектоническими элементами Южного Тянь-Шаня показывает, что тектоническая структура зоны на альпийском этапе (в неоген-четвертичное время) была сформирована в условиях двустороннего бокового сдавливания между встречными надвигами при активном субпластическом перераспределении горных масс. Надвигание отложений соседних структурно-формационных зон приводит не только к латеральному перетеканию горных масс, но и к вертикальному их перераспределению – вдавлению вниз с образованием молассовых впадин и выдавливанию вверх с возникновением псевдодиапиров, или, скорее, протрузий. Южный надвиг при этом более активен, чем северный. Северный надвиг на многих участках не обновлен в новейшее время; вдоль южного же разрыва образуются практически современные и современные тектоно-гравитационные микститы, которые слагают обширные и мощные (до 100 м) поля, примыкающие к фронту этого надвига.

Таким образом, поперечное сокращение пространства в пределах Зеравшанской зоны помимо формирования складок и надвигов компенсируется за счет выжимания по системе пологих надвигов отложений Зеравшано-Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской зон и погружения (вероятно, с латеральным растеканием) образований собственно Зеравшанской зоны. В верхних горизонтах надвиги становятся более крутыми и, сходясь, образуют субвертикальный сутурный шов. Вниз, расширяясь в виде веера, отложения Зеравшанской зоны уходят под аллохтонные массы соседних структурно-формационных зон.

Движения, приведшие к оформлению структуры чехольного комплекса, изменили положение поверхности фундамента, изгибы которой конформны складкам в породах чехла. При этом в сложноскладчатых породах чехла происходит их дополнительная переработка, потеря ими внутренней связности, и они превращаются в сложно построенную тектоническую смесь – тектономикстит, или осадочный меланж. Потеря связности в результате меланжирования обеспечивает в данном случае внутреннюю 3D подвижность горных масс фундамента и изгибание его поверхности без разрыва сплошности. Меланжирование при этом происходит в областях наиболее интенсивного изменения формы. Тектономикститы выполняют ядра антиклинальных структур, диапироподобные образования и протрузивные тела. Подобные соотношения характерны и для других зон Южного Тянь-Шаня.

Отметим, что в пределах Зеравшанской впадины, также как и в Зиддинской, вдоль надвигов, ограничивающих зону с юга, формируются плащеобразные накопления карбонатных тектоно-гравитационных микститов. Они представляют собой грубую хаотически построенную брекчию мощностью до 100 м. Площадь, занимаемая такими “плащами”, составляет около 10 км<sup>2</sup>. Окатанность обломков в ней или очень слабая, или отсутствует. Слоистость также отсутствует. И обломки, и цемент представлены исключительно материалом известняков и доломитов силурийского разреза, слагающих висячее крыло надвига. Ранее они на основании литологического состава обломков, содержащих остатки силурийской фауны, и залегания на отложениях мезозоя рассматривались как тектонические покровы. Формирование таких брекчий, наряду с рядом других признаков, свидетельствует о современной активности покровно-надвиговых структур, расположенных по бортам межгорных впадин.

**Некоторые дополнительные сведения по строению внутригорных впадин.** Выше на примере достаточно подробного описания Каракульской, Зиддинской и Зеравшанской впадин были показаны основные закономерности строения и некоторые черты палеотектонической эволюции отрицательных мезозойско-кайнозойских морфоструктур внутригорных впадин Зеравшано-Гиссарской горной области. Приведем краткое описание еще некоторых наблюдений и фактов, важных для дальнейших рассуждений относительно общей геодинамической эволюции региона.

Уже упоминалось, что многие внутригорные альпийские впадины территориально совпадают с расположением верхнепалеозойских флишевых прогибов, вернее, зон современного распространения флиша. Такая картина наблюдается в пределах Каракуль-Зиддинской, Зеравшанской, Нуратау-Курганакской зон. И подобная закономерность может быть рассмотрена как свидетельство унаследованного от палеозойского этапа развития впадин. По-видимому, в определенной мере это соответствует действительности. В то же время, молодые впадины формируются и вне зон распространения флиша.

В частности, система Фан-Ягнобских впадин заложилась и развивалась в поле выходов метаморфических сланцев ордовика – силура. Она во многом схожа с ранее описанными, но все же дает некоторую дополнительную информацию (рис. V.2.8, вклейка). В этом районе мезозой и кайнозой образуют мощный разрез, имеющий принципиальное сходство с ранее описанными, но только резко увеличенный по мощности. Здесь очень отчетливо проявлена деформация домезозойского пенеplена, поверхность которого образует крупные пликвативные формы. В принципе днище впадин (поверхность домезозойского пенеplена) формирует синклиналильные складки со слабоволнистым пологим днищем и запрокинутыми навстречу друг другу крыльями. Крылья срезаны надвигами, по которым мезозой-кайнозойские отложения тектонически перекрыты метаморфическими сланцами палеозоя. Надвиги имеют наклон во встречных направлениях и углы падения сместителей порядка 30–60°. Амплитуда перекрытия обычно не превышает 1–2 км. Вне области распространения чехольных комплексов по простиранию надвиги не прослеживаются и, по-видимому, затухают. Особенно хорошо это видно на северном борту впадины, где молодые отложения с угловым несогласиям залегают прямо на палеозое.

Морфология общей структуры района Фанских гор и особенности деформации в зонах, прилегающих к надвигам (как в пределах распространения палеозойских пород, так и отложений мезозоя–кайнозоя), указывают, что образование запрокинутых асимметричных (и симметричных) синклиналей связано с дифференциальными движениями по регенерированному в новейшее время древним зонам пластического течения. В результате пластического перераспределения палеозойских масс происходит одностороннее или двустороннее задавливание впадин и формирование на их границах покровно-надвиговых структур небольшой амплитуды. Течение вещества осуществляется в латеральном направлении от центра массива Фанских гор к его периферии. Ориентировка общего движения масс, фиксируемая по структуре палеозойских толщ и по деформации отложений плитного чехла, показывает, что латеральное перераспределение вещества связано с вертикально направленным односторонним давлением, которое в данном случае может быть вызвано только весом вышележащих горных пород. Реальная возможность такого перетекания создается

наличием сложнорасчлененного высокогорного рельефа, приводящего к гравитационной неустойчивости горных масс. То есть наблюдаемая интенсивная пликативная деформация плоскости домезозойского пенеппена практически без разрыва ее сплошности здесь осуществляется за счет объемной подвижности пород метаморфического основания, обеспечиваемой дифференциальным хрупко-пластическим течением палеозойских масс [Леонов М., 1991, 1993].

Еще одна система молодых внутригорных впадин приурочена к Нуратау-Курганакской шовной зоне, которая разделяет Зеравшано-Туркестанскую и Туркестано-Алайскую структурно-формационные зоны. Форма впадин и характер осадочного разреза в них сходны с вышеописанными. Здесь также фиксируется пликативная деформация поверхности домезозойского пенеппена, асимметрия развития и наличие “осадочных меланжей”, сформированных из пород палеозоя и образующих псевдоантиклинали или протрузии [Несмеянов, Бархатов, 1978], прорывающие породы чехольного комплекса. В Нуратау-Курганакской зоне, как ни в какой другой, проявлены сдвиговые движения и латеральное пластическое течение, выраженное и в палеозойских и в мезозойско-кайнозойских породах.

## Общие закономерности формирования альпийской морфоструктуры

### Триас – ранний эоцен (платформа)

Информация о вещественной и структурной истории горных масс в период от раннего триаса до раннего эоцена чрезвычайно скудна, однако некоторые предположения можно высказать. В поздней перми, раннем и среднем триасе на территории Южного Тянь-Шаня существовали платформенные условия. В это время был выработан пенеппен и формировалась площадная кора выветривания. Платформа имела высокое стояние, и именно в это время образовались многочисленные трубки взрыва, которые вынесли на поверхность породы глубинного происхождения, свидетельствующие о значительной гетерогенности недр региона [Земная..., 1974]. Образование трубок взрыва и высокое стояние территории можно, вероятно, связывать с перенапряженным состоянием нижних горизонтов гетерогенного корового слоя, а также с процессами гравитационного, вещественного и динамического выравнивания, которые приводили к перераспределению (и преобразованию) вещества с образованием первичного “гранитно-метаморфического” и “базальтового” слоев.

В позднем триасе, ранней и средней юре платформенный режим продолжает существовать, но отмечается некоторая активизация тектонического режима, дифференциация рельефа, пликативная деформация домезозойского пенеппена, заложение системы прогибов и невысоких поднятий. Прогибы заполнялись преимущественно аллювиальными и болотно-озерными отложениями. В некоторых бассейнах отмечается локальное смятие. Активизация частично являлась отражением тектонических событий в соседней Памиро-Гиндукушской области [Никонов, 1990; Щерба, 1990]. Тот факт, что кора региона в это время чутко реагировала на проявление тектонических событий, имевших место в тетическом пространстве, свидетельствует об ее относительной подвижности и неполной консолидации. Однако эти процессы не связаны с общим сжатием между “жесткими” блоками, так как формирование прогибов в ряде случаев сопровождалось и некоторым растяжением, что, в частности, подтверждается наличием экструзий и потоков кварцевых порфиров в горном обрамлении Ферганы.

В поздней юре, раннем и позднем мелу платформа Южного Тянь-Шаня продолжает реагировать на фазы альпийского тектогенеза, происходящие южнее [Чедия, Уткина, 1990], но влияние их уменьшается с течением времени. Во второй половине мела и до конца эоцена амплитуда прогибающий становится незначительной, и на всей территории накапливаются карбонатно-глинисто-гип-



совые и терригенные континентальные, лагунные и мелководноморские осадки незначительной мощности. Отдельные зоны размыва сохраняются, но, судя по составу и гранулометрии отложений, размах рельефа в это время невелик, за исключением отдельных уступов и эскарпов [Щерба, 1990]. Платформенный режим с карбонатно-глинисто-хемогенным осадконакоплением продолжает существовать до конца эоцена. В это время (поздняя юра – эоцен) на рассматриваемой территории устанавливается режим чередующихся эпох относительного изостатического и геодинамического равновесия (например, эпоха предпозднемиоценовой пенеппенизации) и эпох незначительной тектонической активизации. Именно в эти периоды происходит тектоническая деформация поверхности домезозойского пенеппена и формирование узких и протяженных прогибов и поднятий, что может быть связано с латеральным перераспределением материала в фундаменте – оттоком его из областей опускания и нагнетанием в зоны поднятий тектонического рельефа по механизму изгибной неустойчивости [Лобковский, 1988]. О реальном объемном перетекании горных масс в этот период свидетельствуют заложение и развитие системы прогибов и поднятий, которые развивались, по крайней мере до середины миоцена как пликативные структуры, лишь в отдельных местах осложненные разломами. Размах тектонического рельефа по поверхности домезозойского пенеппена достигает к этому времени 3–6 км.

### **Конец эоцена – настоящее время (внутриконтинентальный ороген)**

С конца эоцена или с позднего олигоцена начинается новый этап – этап активизации тектонического режима и превращения рассматриваемой части эпипалеозойской платформы во внутриконтинентальный ороген. Геодинамические интерпретации региона для неотектонического этапа различны и отражают, как было упомянуто, весь спектр возможных мнений. Однако в настоящее время имеется большой объем новых данных, позволяющих существенно уточнить модель развития Южного Тянь-Шаня в процессе орогенеза. С середины миоцена начинается резкое воздымание области, формирование мощного и расчлененного горного рельефа, образование современного внутриконтинентального орогена.

В олигоцене–раннем миоцене режим был еще близок к платформенному, он характеризуется формированием ряда региональных несогласий, но не прерывается складчатостью. Этот период характеризуется общим малоамплитудным воздыманием и возникновением пологих складок основания с большим радиусом кривизны. С середины миоцена начинается резкое воздымание области, формирование мощного и расчлененного горного рельефа, образование современного внутриконтинентального орогена.

### **Модель альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня**

Обобщение изложенного выше материала и дополнительные данные позволяют подойти к рассмотрению модели альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня. Модель создана на основе анализа литературного материала (список используемой литературы – более 100 наименований – см. в [Леонов М., 1993]) и личных данных автора главы. В предлагаемой модели (рис. V.2.9, вклейка) использованы четыре группы данных: концептуальные, модельные, геофизические и геологические.

**Концептуальные данные.** Модель основана на признании реологической и структурной расчлененности литосферы и внутренней 3D подвижности фундамента, теоретическая возможность и фактическое обоснование которых содержится в многочисленных публикациях автора, а также частично рассмотрено в предыдущих разделах. Применительно к Южному Тянь-Шаню лишь с этих позиций находят удовлетворительное объяснение некоторые особенности современной структуры региона и истории ее становления (например, [Макаров, 1990]).

**Данные численных и физических моделей.** Физико-математическое моделирование подтверждает возможности существование расслоенной литосферы и подвижности вещества в пределах фундамента платформ [Леонов Ю., 1972, 1976; Лобковский, 1988]. Использована модель изгибающей неустойчивости реологически стратифицированной литосферы [Лобковский, 1988], которая отражает механизм возникновения относительно пластичных астенослоев и способность вещества к течению в твердом состоянии с возникновением областей оттока, ламинарного течения и нагнетания. Процесс имеет волновой характер. Длина волны от одной области нагнетания до другой составляет определенную величину, зависящую от мощности деформируемого слоя. Отметим, что наличие волновой картины распределения зон нагнетания и оттока хорошо иллюстрируется расположением мезозойско-кайнозойских впадин, расстояние между осями которых составляет 20–25 км (см. рис. V.2.9). Процесс осуществляется при нестационарном литостатическом давлении, обусловленном напряжением сдвига. В эти представления укладываются экспериментальные и геологические данные по возникновению тектонических потоков [Лукьянов, 1991; Миллер, 1982; Паталах, 1966, 1971]. Важное значение имеет модель каскадной конвекции [Пушаровский и др., 1989], которая позволяет реконструировать кинематику глубинных процессов, прежде всего распределение и трансформацию тектонических движений на разных глубинных уровнях [Чекунов, 1991].

**Геофизические данные.** Данные по глубинному строению региона многочисленны, и многие черты структуры земной коры Южного Тянь-Шаня могут быть проинтерпретированы с большой долей уверенности. Подчеркнем положения, существенные с точки зрения рассматриваемой проблемы.

В коровом слое и в верхах мантии выделены разномасштабные неоднородности, которые отражены в гравиметрических аномалиях, а также в сложном сочетании объемов с разной скоростью прохождения сейсмических волн и различной электропроводностью. Установлено большое число волноводов в верхне- и нижнекоровых слоях. В верхней части коры они имеют характер “рваных” непротяженных объемов; фиксируются грибообразные наплывы высокоскоростных пород на низкоскоростные. Протяженный и мощный волновод, отделяющий верхнюю “сейсмичную” часть коры от нижней “асейсмичной”, выделен на глубинах порядка 24–38 км. Мощность корового слоя уменьшена под Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами и увеличена под поднятием Южного Тянь-Шаня за счет раздува нижнекорового (“базитового”) и в меньшей мере верхнекорового (“гранитного”) слоев.

Уменьшение мощности коры при переходе от горного сооружения к межгорным впадинам обусловлено подъемом подкорового вещества и некоторым опусканием поверхностей всех разделов. Под складчатым сооружением практически исчезает граница Конрада. Верхняя граница фундамента в пределах Ферганской и Афгано-Таджикской впадин имеет пологое субгоризонтальное положение. На отдельных отрезках вдоль границы М выделены участки “корово-мантийной смеси” со скоростями прохождения сейсмических волн 7,4–7,7 км/сек. По поверхности М фиксируются узкие (15–20 км) и протяженные флексуобразные синформные изгибы с относительно крутыми углами. В поле силы тяжести им соответствуют отрицательные аномалии, а в поверхностной структуре – шовные зоны концентрированных деформаций и альпийских депрессий (Зеравшанская, Каракуль-Зиддинская и др.). Возможно, эти синформы являются следами позднепалеозойских зон замковой субдукции.

Южному Тянь-Шаню отвечает региональный минимум силы тяжести, который входит в обширный центральноазиатский минимум. Последний связывается с уменьшением плотности пород мантии на глубинах более 200 км. Плотностная неоднородность верхней мантии подчеркивается и неоднородностью свойств электропроводности. По данным магнитотеллурического зондирования фиксируются объемы разуплотненной разогретой мантии под Ферганской (в ее северной части) и Афгано-Таджикской впадинами, что подтверждается и геотермическими данными. В пределах рассматриваемой территории под Афгано-Таджикской и Ферганской межгорными впадинами астеносфера залегает на меньших глубинах, чем под горным сооружением Гиссаро-Алая. Сейсми-

ческая активность присуща, в основном, верхним горизонтам коры и приурочена к интервалам до 10 км, 10–20 км, 30–35 км.

Таким образом, геофизические материалы коррелируются с концептуальными и модельными и подтверждают расслоенность корового слоя и его латеральную неоднородность. Вероятна и внутренняя объемная подвижность глубинных масс. Сейсмические и сейсмологические данные показывают, что очаги землетрясений концентрируются вдоль некоторых критических уровней: вдоль кровли и подошвы сейсмических волноводов, близ поверхности “гранитного” слоя. В Афгано-Таджикской впадине очаги землетрясений совпадают с зеркалом складчатости подсолевого комплекса. Эти уровни интерпретируются как поверхности латерального скольжения и дисгармоничных срывов [Беккер и др., 1988]. О подвижности корового вещества свидетельствует, вероятно, и выявление “мерцающих” границ. Анализ временных статистических разрезов показал, что наблюдается появление и исчезновение границ обмена во времени и смена характера этих границ, что связывается с изменением состояний среды. Установлены неоднородность верхней мантии и изменение положения в пространстве астеносферного слоя. Приподнятые объемы высокопроводящей и низкоскоростной мантии интерпретируются как диапиры разуплотненного относительно разогретого мантийного вещества. Изменение строения мантии при переходе от одной крупной поверхностной структуры к другой свидетельствует о влиянии мантии на изменение морфоструктурного облика региона. В то же время частные структуры герцинского возраста по гравиметрическим данным прослеживаются лишь до глубин 10–15 км и не имеют прямого продолжения в морфоструктурах поверхности нижележащего гранито-гнейсового фундамента и “базальтового” слоя, что, с одной стороны, отражает дисгармонию структурного плана различных оболочек земной коры и, с другой стороны, явление “съедания” складчато-метаморфических пород палеозойского основания процессами объемного метаморфизма и гранитизации.

**Геологические данные.** К настоящему времени собран огромный объем данных по альпийской геодинамике Южного Тянь-Шаня и его обрамления (библиографию см. в [Леонов М., 1993; Леонов, 1994], которые наряду с наблюдениями автора будут использованы ниже. Внимание обращено, главным образом, на две группы геологических фактов, позволяющих ответить на вопрос о механизмах формирования современной структуры (как структуры породных масс, так и морфоструктуры) региона, которые описаны в предыдущих разделах: 1) характер дислокаций верхней поверхности палеозойского фундамента и 2) особенности структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического палеозойского основания в процессе альпийского тектогенеза.

В регионе обособляются два структурных этажа: *нижний – палеозойский и верхний – мезозойско-кайнозойский*, которые разделены поверхностью углового (до 90°) и стратиграфического несогласия. Консолидация палеозойских пород связана с герцинским тектогенезом. На мезозой–палеоген приходится качественно новый – платформенный этап развития. С конца эоцена (по другим данным, с конца олигоцена) Южный Тянь-Шань вступает в орогенный этап развития, и в олигоцен-четвертичное время формируется горное сооружение. Поверхность домезозойского пенеплена в платформенный период и особенно в период горообразования, подверглась деформациям. Нужно отметить при этом, что поверхности домезозойского и более молодых (допозднемиоценового и донеогенового) пенепленов деформированы практически конформно, поэтому в дальнейшем мы будем обсуждать лишь совокупную деформацию домезозойского пенеплена.

Горное сооружение Южного Тянь-Шаня – это мегасвод, сопряженный с равновеликими отрицательными мегаструктурами – Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами. Эти формы рассматриваются как складки основания первого порядка. Деформация поверхности фундамента в этих крупных впадинах и в пределах горного сооружения различна. Поверхность фундамента, образующая днище впадин, по данным геофизических исследований, залегает относительно спокойно и нарушена лишь пологими перегибами с углами наклона 15–20°. При приближении к горному сооружению дислоцированность домезозойской поверхности возрастает, появляются складчатые структуры с крутыми и запрокинутыми внутренними (обращенными к поднятию) крыльями, которые зачастую срезаны надвигами. Вергентность “предгорных” складок и надвигов обращена на

южном борту Ферганской впадины к северу, на северном борту Афгано-Таджикской – к югу, то есть общая структура дивергентна. В пределах горного сооружения поверхность домезозойского пенеплена дислоцирована более сложно. На фоне общего валобразного (антиклинального) поднятия выделяется серия перегибов второго порядка, имеющих синклинорную и антиклинорную форму.

Синклинорным формам в современном рельефе соответствуют впадины, в которых сохранились отложения мезозойско-кайнозойского чехла. Днища синклинорных структур могут быть дислоцированы, но эти дислокации локальны. Поверхность фундамента (поверхность домезозойского пенеплена), образующая днище впадин, обычно дислоцирована слабо или практически не дислоцирована. Прибортовые части впадин дислоцированы интенсивнее. Углы наклона домезозойского пенеплена достигают  $90^\circ$ , часто запрокинуты и срезаны надвигами с амплитудой от нескольких сотен метров до 2–3 км, реже более.

Выделяются впадины моновергентные, дивергентные и конвергентные [Садыбакасов, 1990]. Моновергентные впадины характерны для крыльев поднятий и зон их сочленения с впадинами. Конвергентные – для флангов и внутренних частей горного сооружения. Дивергентные приурочены к центральной части горного сооружения Гиссаро-Алая, высоко приподняты и практически не дислоцированы. Таким образом, форма впадин и их структурная симметрия/асимметрия отражает центробежное движение горных масс от оси горного сооружения в сторону депрессий. Конвергентные впадины на отдельных участках задавлены между встречными надвигами с образованием структур тектонического сшивания [Лукиянов, 1991]. Однако, как это показано выше, эти надвиги малоамплитудны, быстро затухают с глубиной и по простиранию, зачастую переходя в сдвиговые деформации или зоны продольного пластического течения.

Антиклинорным структурам отвечают современные поднятия горных хребтов. Останцы домезозойской поверхности выравнивания отражают ее значительную пликативную деформацию. Отмечены перегибы, в том числе небольшого радиуса кривизны, с углами наклона до  $90^\circ$ , а также запрокинутое положение поверхности пенеплена. Формы домезозойского пенеплена указывают на более интенсивную деформацию в областях поднятий в сравнении с впадинами. Наряду с общим “центробежным структурным рисунком” это свидетельствует об относительно более “активном поведении” горных масс именно в пределах антиклинальных поднятий и перегибов в процессе альпийского тектогенеза. Учитывая подъем горных масс на высоты более чем 5000 м и дивергентную структуру региона, можно полагать, что в верхних горизонтах в зонах поднятий вертикальные движения трансформируются в горизонтальные и горные массы “растекаются” от центра складчатого сооружения в сторону обрамляющих его впадин, что подтверждено анализом напряженного состояния [Николаев, 1992].

Реконструкции поверхности домезозойского пенеплена, основанные на данных ряда исследователей [Шульц, 1948; Костенко, 1972; Лукина, 1977; Макаров, 1977, 1990а, б; Чедия, 1986] и личных наблюдений автора данной главы показали, что поверхность домезозойского пенеплена в процессе альпийского тектогенеза испытала значительные деформации как разрывные, так и пликативные (без разрыва сплошности). Изгибы поверхности достигают многих градусов и занимают положение от субгоризонтального до вертикального и перевернутого. Примеры таких деформаций были показаны выше.

Стиль структурно-вещественной переработки пород складчато-метаморфического фундамента Южного Тянь-Шаня, обеспечивающей объемную подвижность, многообразен. Как известно, различия в механизмах связаны, прежде всего, с реологией пород, с их способностью к объемному тектоническому течению, или к реидной деформации [Бероуш, 1991; Кинг, 1967; Паталаха, 1966, 1971; Леонов М., 1991, 1993, 1996, 1997]. В пределах Каракульской, Зеравшанской и Курганакской зон, центральная часть которых выполнена флишевыми отложениями, потеря связности обусловлена процессом меланжирования; в Раватской зоне – проявлением пластической деформации; в области распространения гранитоидов Гиссарского батолита – объемным катаклизмом; в карбонатных массивах Фанских гор – динамической рекристаллизацией. Потеря связности приводит к

проявлению реидной деформации, что, в свою очередь, делает возможным изгибание поверхности фундамента (поверхности домезозойского пенеплена) без разрыва его сплошности.

Таким образом, значительная внутренняя объемная подвижность домезозойского складчато-метаморфического основания зафиксирована в сложной пликативной форме его поверхности. Надвиги, осложняющие борта впадин, по отношению к складчатым формам домезозойского пенеплена являются вторичными и более поздними, что подтверждается затуханием разрывов по простиранию и по падению, трансформацией их в зоны хрупко-пластического течения, малой амплитудой, историческим анализом развития отрицательных структур и обрамляющих их поднятий (например, данные В.Д. Босова, И.В. Корешкова, В.Н. Крестникова, В.И. Макарова, И. Садыбакасова, С.С. Шульца и др.), относительно слабой деформацией днища впадин.

Внутренняя деформация фундамента также подтверждает вывод о его 3-мерной подвижности. Как видно из ранее изложенного материала, можно говорить о нескольких механизмах, обеспечивающих объемную подвижность. Это пластическая деформация в метаморфических сланцах Фанских гор и Курганакской зоны; меланжирование и возникновение протрузий “осадочного” меланжа в палеозойских толщах Зеравшанской и Курганакской зон; объемный катаклиз в пределах значительных объемов Центрально-Гиссарского батолита; динамическая рекристаллизация карбонатных массивов; возникновение и обновление зон вертикально- и горизонтальноплоскостного пластического течения. То есть имеется реальное подтверждение крупномасштабного пластического, хрупко-пластического и катаклизического течения горных масс в пределах описываемого региона. Внутренняя деформация пород домезозойского складчато-метаморфического основания хорошо согласуется с наличием складчатых форм поверхности домезозойского пенеплена.

При выборе модели образования структуры того или иного региона возникает вопрос о примате вертикальных или горизонтальных движений земной коры, а также напряжений и сил, вызвавших эти движения. В пользу механизма общего горизонтального сжатия на альпийском этапе, возникающего в результате сближения Евразийской и Индостанской литосферных плит, высказывались многие ученые. Основой этих представлений является общее коробление поверхности Земли в регионе и характерный парагенез структурных форм, а также существование напряжений субмеридионального сжатия в регионе.

Однако величина сокращения пространства в Южном Тянь-Шане за новейшее время оценивается [Чедия, Уткина, 1990] лишь в 6, 12, 14 км на базах соответственно 80, 240 и 350 км. Коэффициент тангенциального сжатия при этом меняется от 0,01 до 0,3 при среднем значении 0,04–0,05. Близкие величины субмеридионального неотектонического сокращения ширины Тянь-Шаня определены для Центрального Тянь-Шаня [Макаров, 1990]. Если принимать, что структура Южного Тянь-Шаня образовалась за счет давления Индостана и Памира, то величина сжатия должна быть максимальной на меридиане стрелы Памирской дуги. Однако такой зависимости нет. Хотя величина сжатия в Алайской долине достигает 0,3, давление Памира реализуется и одновременно релаксируется в процессе формирования структуры пород, выполняющих Алайскую часть Афгано-Таджикской впадины. В то же время в центральной и западной частях Афгано-Таджикской депрессии поверхности разделов “палеозойский фундамент – осадочный чехол” и “палеозойский фундамент – гранитно-метаморфический слой” залегают, за исключением прибортовых частей, полого и не образуют сколько-нибудь существенных перегибов и складок. То есть усилия тангенциального сжатия, исходящие из области памирских дуг и Индостанской плиты, не проявились в структуре и в деформации поверхностей упомянутых разделов земной коры. А если это так, то неясно, как это давление могло вызвать сложнейшие преобразования горных масс и деформацию поверхности фундамента горного сооружения, расположенного севернее.

Информацию о сокращении пространства могли бы дать надвиги и складки альпийского возраста, но и с этим не все так просто. Многие надвиги не являются структурами сжатия, а напротив, отражают обстановки растяжения и образования субгоризонтальных зон тектонического течения. Реальность подобных процессов показана на моделях и геологических примерах [Лукиянов, 1991; Рамберг, 1986]. Надвиги эти имеют, как можно видеть, очень незначительные амплитуды и обыч-

но по простиранию и падению затухают или трансформируются в зоны хрупко-пластического сдвигового (в механическом смысле) течения с надвиговой кинематикой. Против деформации общего сжатия, связанного с крупномасштабным сокращением пространства, свидетельствует и относительно простая форма дниц внутренних синклинальных структур в сравнении с их прибортовыми частями, что вместе с затуханием надвигов говорит о сжатии синклинальных структур лишь за счет напряжений, возникающих на бортах впадин. Образование же структуры осадочного чехла Афгано-Таджикской впадины, дисгармоничной по отношению к поверхности фундамента (см. рис. I.2.6), связано с механизмом латерального выдавливания между относительно жесткими блоками Памира и Тянь-Шаня [Захаров, 1970; Копп, 1997].

По данным П.Н. Николаева [1992], глубинное поле напряжений, реконструируемое для нижней части коры, в пределах горного сооружения Гиссаро-Алая характеризуется субмеридиональным сжатием и субвертикальным растяжением. Происходит как бы боковое сплющивание нижнекорового слоя с его нагнетанием к центру горной страны и подъемом горных масс. Напротив, региональное поверхностное поле указывает на поперечное субгоризонтальное растяжение и субвертикальное сжатие (сплющивание), что и отражено в предлагаемой модели. Этим представлениям не противоречат и данные светодальномерных наблюдений, которые показывают, что ширина Таджикской депрессии увеличивается, несмотря на то, что она находится в обстановке субгоризонтального сжатия. Геодинамическая интерпретация при этом согласуется с нашей весьма четко [Гусева и др., 1993].

Сложные формы поверхности домезозойского пенеэпена и внутренние структурно-вещественные преобразования пород фундамента свидетельствуют о том, что цоколь активизированной в новейшее время эпипалеозойской платформы ведет себя как квазипластичное тело. Структурно-вещественные преобразования отражают процессы пластического, хрупко-пластического и катакlastического течения огромных масс горных пород. При этом степень структурно-вещественных альпийских преобразований пород фундамента интенсивнее, чем степень переработки пород чехла, а структура пород фундамента, связанная с альпийским тектогенезом, более напряженная, чем структура чехольных комплексов. Подобные явления недавно обнаружены также и в Центральном Тянь-Шане и сделана попытка физико-математического обоснования этого феномена [Миколайчук и др., 2003].

Изучение общего структурного плана, конкретных структур, геофизических данных, с привлечением физико-математических моделей, позволяет думать, что основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется объемным перераспределением вещества в коровом слое: оттоком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область горного сооружения, что подтверждается геолого-геофизическими данными, характером деформированности домезозойской поверхности выравнивания, наличием структур нагнетания в области поднятия, расположением очагов землетрясений и другими особенностями.

Латеральное тектоническое течение происходит на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоев с возникновением субгоризонтальной тектонической расслоенности и образованием дисгармоничной структуры внутри каждого из слоев. Возникновение латеральных токов, которые трансформируются в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны, причинно, вероятно, связано с развитием неоднородностей (астеносферные диапиры, конвективные и адвективные токи) в активизированной разуплотненной мантии, существование которой предполагается по данным геофизических исследований. Напряжения общего субгоризонтального сжатия, характерные для современного напряженного состояния региона, отразились в проявлении механизма изгибающей неустойчивости, в возникновении волновой картины распределения разномасштабных сводов и впадин, в пространственном перераспределении вещества. Наличие напряжений сжатия обусловили пространственную организацию структурного плана и возникновение (или возрождение) ряда структурных элементов типа диагональных сдвигов и продольных зон сплющивания (вязких разрывов, шир-зон). Нужно добавить также, что на новейшем этапе проявился и механизм гравитационной неустойчивости горных масс, действие которого наиболее

отчетливо проявлено в районе Фанских гор. В результате гравитационной неустойчивости высоко поднятого массива Фанских гор (при наличии ранее сформированной субгоризонтальной расчлененности и пород пониженной вязкости) происходит дивергентное субгоризонтальное “растекание” массива, формирование надвигов и субслоистых срывов, тектоническое задавливание обрамляющих массив молодых впадин, образование структур “тектонического сшивания”.

Таким образом, при формировании альпийской структуры Южного Тянь-Шаня действовали, по крайней мере, три различных и, хотя и связанных один с другим, но все же относительно независимых механизма: основной компрессионно-эжективный, связанный с объемным латеральным перераспределением горных масс [Леонов, 1993], и сопутствующие ему механизмы изгибной и гравитационной неустойчивости. Причины активизации мантии здесь не обсуждаются. Скорее всего, это планетарное явление, не связанное с узорегиональными причинами и обстановками, но, возможно, что это явление можно рассматривать как реакцию мантии на поддвиг Индостанской плиты и ее движение в северном направлении.

\*\*\*

Приведенный в главе материал свидетельствует, что современная структура Южного Тянь-Шаня является совокупным результатом многостадийной эволюции (палеоокеан  $\epsilon$  покровно-складчатая область  $\epsilon$  платформа  $\epsilon$  внутриконтинентальный ороген) и многофакторного тектогенеза. Она отражает сложную интерференцию различных геодинамических режимов и механизмов структурообразования.

Каждый из крупных этапов развития региона характеризуется одним ведущим геодинамическим режимом, свойственным только данному этапу. В то же время на каждом из этапов могут проявляться и частные геодинамические режимы, производные или относительно независимые от главного. Частные режимы приводят к формированию специфических структурно-тектонических ансамблей и действуют или в определенных зонах (обстановках), или охватывают обширные пространства, накладываясь на действие основного геодинамического режима.

Появление некоторых механизмов и режимов (как частных, так и общих) не детерминировано историей предшествующего развития территории. Так, геодинамический режим неотектонического этапа, как было показано, независим от геодинамического режима, сформировавшего в конце палеозоя покровно-складчатую область, и имеет совершенно иную природу. Этот вывод подтверждает ранее сформулированное положение [Леонов Ю., 1972, 1976] о независимости орогенических событий от предыстории геологического развития той или иной территории.

Проявление некоторых геодинамических режимов (таких, как изгибная или гравитационная неустойчивость) на различных этапах геологической эволюции региона приводит к выводу, что существуют процессы, имеющие более общее значение, чем принимаемые обычно механизмы структурообразования, связанные с действием сил регионального сжатия, растяжения, нагнетания и пр. Такие процессы связаны с фундаментальными свойствами Земли и ее литосферы: гравитационной неустойчивостью, 3-мерной подвижностью горных масс, неравновесным напряженным состоянием литосферы. Эти процессы проявляются на различных этапах эволюции литосфер и в разных геотектонических обстановках.

### V.3. ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЯНЬ-ШАНЯ С ЕГО ОБРАМЛЕНИЕМ И МЕХАНИЗМЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Горный пояс Тянь-Шаня занимает окраинное положение на севере Центральной или Высокой Азии. В литературе употребляются оба названия, но понимание их объема весьма различно, и их границы являются, скорее, условными и зависят от сути природных образований, процессов и явлений, которые объединены в некоторую достаточно цельную систему. Во всяком случае, они до сих пор не определены в виде, который можно было бы считать достаточно общепринятым. С позиций неотектонических процессов и созданных ими структур наиболее подходящим, пожалуй, является название “Высокая Азия”. *Под ним объединяются высокогорные системы Азии, формирование которых может быть непосредственно связано с коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит, и которые, таким образом, относятся к единой геодинамической системе планетарного порядка.* Центральным элементом Высокой Азии следует, очевидно, считать, как по форме, так и по существу, гигантское поднятие Тибета, которое является не только результатом этой коллизии, но, вероятно, и самостоятельным или, во всяком случае, автономным крупнейшим очагом тектоно-магматических процессов, оказывающим заметное воздействие на смежные блоки литосферы.

Рассмотрение Высокой Азии с таких позиций вскрывает весьма интересную ее особенность, которая заключается в резко выраженной асимметрии развития горных систем относительно Пенджабского (или Пенджабско-Памирского, по В.Г. Трифонову [1983, 1999]) клина Индийской плиты. Горные системы Высокой Азии распространены на обширной территории преимущественно в восточном крыле этого выступа. На западе же они включают сравнительно небольшую область горных цепей Западного Памира, Гиндукуша и Сулеймановых гор, а также Западного Тянь-Шаня. Эта область ограничена широкой субмеридиональной полосой опусканий земной коры, на которую обратил внимание Э. Арган [1935], назвавший ее Туранским сегментом. На юге ей соответствует залив Аравийского моря Индийского океана, на севере через впадину Аральского моря и Тургайский прогиб, разделяющий поднятия Урала и Казахского щита, она уходит в Западно-Сибирскую низменность. Таким образом, Туранский сегмент представляет один из крупнейших структурных разделов Евразии трансконтинентального порядка, который разграничивает структурно-геодинамические системы Аравийской и Индийской литосферных плит. Его главным отличием является относительное или абсолютное опускание верхнекоровых структур литосферы, а в пределах Альпийско-Центрально-Азиатского пояса горно-складчатых деформаций он достаточно ярко проявлен в качестве отрицательной геондации.

Эта асимметрия хорошо проявлена в положении Тянь-Шаня относительно Пенджабско-Памирского выступа. Последний противостоит только западному сегменту Тянь-Шаня, и только здесь проявляется непосредственное воздействие этого выступа на земную кору Тянь-Шаня. Центральный же и Восточный сегменты Тянь-Шаня, простирающиеся далее на восток еще более чем на 2700 км, прямо с этим выступом не связаны.

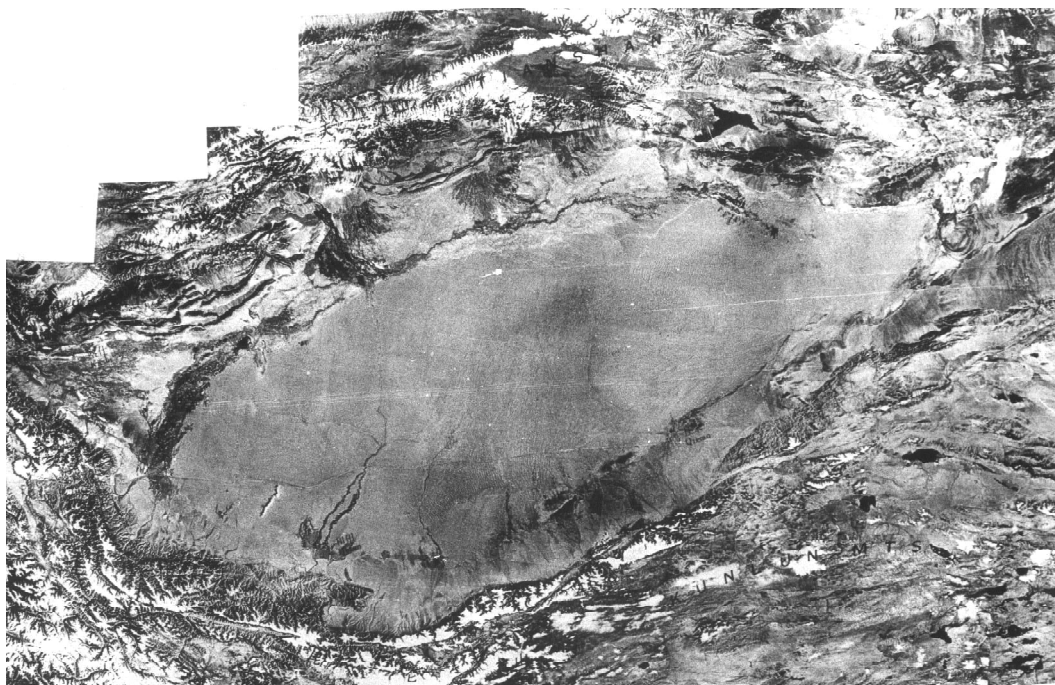
Очевидно, что развитие горного пояса Тянь-Шаня и многие особенности его структуры самым непосредственным образом зависят от его геодинамических отношений со смежными массивами платформенного типа, кора которых остается, по выражению Э. Аргана [1935, Argand, 1924], в “замороженном” состоянии. С южной стороны это – Таримский массив платформенного типа с докембрийским континентальным основанием (он противостоит Центральному и Восточному Тянь-Шаню), и Афгано-Таджикская депрессия, которая считается юго-восточной частью Туранской эпипалеозойской плиты и ныне представляет достаточно своеобразное **междугорье** со сложно деформированным покровом мезозой-кайнозойских отложений и слабыми неотектоническими деформациями палеозойского основания (она противостоит Западному Тянь-Шаню). С северной стороны – это Джунгарский платформенный массив с древним основанием и расположенные западнее Ка-



захский щит и Туранская плита эпипалеозойской континентальной платформы. Таким образом, рассматриваемый горный пояс находится в тисках платформенных массивов и, естественно, интерпретируется как результат раздавливания коры этого пояса в поле латерального сжатия, порожденного коллизией Евразийской и Индийской литосферных плит. Теперь это представляется достаточно очевидным, хотя не является исчерпывающим объяснением всех особенностей неотектонической структуры Тянь-Шаня. Тем более интересно рассмотреть структурные и кинематические особенности сопряжения Тянь-Шаня с его платформенным обрамлением (форландами).

### Таримский массив и его горное обрамление

Таримский массив находится в центре Азиатского континента, непосредственно примыкая к его географическому центру, которым в Китае считают район гор. Урумчи в Восточном Тянь-Шане. Будучи весьма удаленным от континентальных окраин и океанических бассейнов, рассматриваемый массив практически полностью изолирован от прямого воздействия Индостана поясом высочайших горных сооружений Памира, Каракорума и Куньлуня, сопряженных далее с обширным высокогорьем Тибетского плато и Гималаев. На севере Таримский массив обрамлен Тянь-Шанем (рис. V.3.1).



**Рис. V.3.1.** Мозаика космических изображений Таримского массива (светло-серое сравнительно однородное поле в центре) и его горного обрамления (пестрый рисунок прямолинейных и дугообразных хребтов с характерным рисунком эрозионного расчленения внутригорных долинообразных впадин. В северном обрамлении – система Южного Тянь-Шаня и его предгорий, в нижнем левом углу – система Зап. Куньлуня и Каракорума, в нижнем правом углу – система поднятий Вост. Куньлуня с хребтом Алтынтаг и одноименным разломом в фронтальной части

До недавних пор вся эта область оставалась мало доступной и весьма слабо изученной. Вместе с тем, она привлекала и привлекает большое внимание геологов, геофизиков, географов, климатологов, биологов и других ученых, поскольку здесь решаются многие принципиальные вопросы тектоники и геодинамики Центральной Азии, а также проблемы эволюции окружающей среды, в том числе прямо связанные с горообразовательными процессами. Исследования Тарима и его горного обрамления были начаты в конце XIX – начале XX веков экспедициями Н.М. Пржевальского, а затем С. Гедина, А. Штейна, П. Грёбера и Э. Норина. Значительным вкладом в геологическое изучение северо-западной части Таримского массива и зоны его сочленения с горными сооружениями Тянь-Шаня и Западного Куньлуня были работы Синьцзянской советско-китайской геологической экспедиции в конце 40-х и в 50-х годах прошлого столетия и монографические обобщения В.М. Синицына [1957, 1959, 1962, 1965] по северо-западу Таримского бассейна и Центральной Азии в целом.

Мощным стимулом к активному и всестороннему исследованию Таримского массива явилось открытие здесь в начале 80-х годов крупнейшего в Китае нефтегазоносного бассейна. Весьма существенный прирост геологических знаний, касающихся рассматриваемой территории, связан именно с поисками, разведкой и освоением нефтяных месторождений и с изучением условий их генерации. Эти знания обобщены на геологической карте Синьцзян-Уйгурской автономной области Китая [Geological map..., 1985] и весьма интересны с позиций неотектоники, в числе прочего характеризуя значительный вклад последней в создание условий генерации, миграции и локализации углеводородов. Речь идет прежде всего о системе предтяньшанских и предкуньлуньских прогибов. Главными нефтематеринскими формациями в них являются кембрийско-ордовикские и карбон-пермские морские карбонатные и обломочные отложения и, подчеркнем в связи с ранее сказанным, *триасово-юрские* континентальные отложения. По данным Чжан Симины и Е. Дешена [Abstracts...,1993], мезозой является главной углеводородосодержащей формацией в северной (Кучайской) части бассейна. В западной части (в Яркендском предгорном прогибе), по мнению Ван Биня с соавторами [Abstracts...,1993], в состав нефтематеринских кроме ниже-среднеюрских озерных аргиллитов входят также морские карбонатные отложения верхнего мела, палеоценовые и эоценовые серии.

С этим согласуются представления Хе Денфа с соавторами [Abstracts...,1993], которые в качестве механизмов формирования кайнозойских предгорных прогибов по окраинам Тарима предполагают изостатическое и тектоническое опускание основания прогибов в результате нагрузки осадков и надвигающихся горных массивов. Другими причинами развития прогибов, по их оценкам, являются быстрое воздымание сопряженных горных поясов, крупномасштабные сдвиги вдоль окраин Тарима и региональное субмеридиональное сжатие, являющееся откликом на коллизию Индийской и Евразийской литосферных плит. С неотектонической деформацией массива, по мнению указанных исследователей, тесно связаны процессы генерации и аккумуляции нефти и газа: огромные мощности верхнего кайнозоя в предгорных прогибах, включивших в себя краевую часть Таримского массива, усилили тепловую эволюцию подстилающих нефтематеринских слоев. Например, кровля ордовика достигла максимума генерации нефти именно во время гималайской тектонической фазы на обширной территории массива.

Весьма интересными являются данные структурно-геологического содержания, полученные в результате геологической съемки, бурения и геофизических исследований. Установлено широкое развитие молодых надвиговых, покровных и сдвиговых структур по северному, западному и юго-западному краям массива, в зонах сочленения его с горно-складчатым обрамлением. По данным Тан Лианджи и некоторых других авторов [Abstracts...,1993], в этих зонах развиты также структуры тектонического расслоения, срыва вдоль субгоризонтальных поверхностей (*decollement structures*). Наряду с этим Хе Фачи, Хе Денфа и ряд других авторов предполагают генетическую связь опускания некоторых глубоких впадин, расположенных вдоль северного края массива, с придвиговыми растяжениями (*pull-apart basins*).

На основании материалов аэромагнитных съемок, наземной гравиметрии, данных о тепловом потоке и результатов сейсмотомографических исследований составлены 2- и 3-мерные скоростные модели глубинной структуры земной коры и мантии Тарима. По данным Чжан Чжонджи с соавторами [Abstracts..., 1993], установлена значительная неоднородность глубинных сред как вдоль, так и поперек массива и его горно-складчатого обрамления. Эта неоднородность прослеживается до глубин 600 км. Мощность неравномерно распределенного осадочного покрова составляет 9–16 км. По данным сейсмической томографии, коровые структуры прослеживаются до глубин 45 км. На более глубоком уровне Таримский массив проявляется как высокоскоростная аномальная зона, тогда как его горное обрамление представляет низкоскоростную область. Раздел Мохоровичича в пределах массива поднят до уровня -42 – -45 км, а мощность коры здесь на 5–10 км меньше по сравнению с поясом горного обрамления. Поднятие мантийного низкоскоростного слоя, находящегося на глубинах менее 100 км, указывает на вертикальную миграцию разогретого материала верхней мантии. Коровый низкоскоростной слой в пределах массива не очевиден, но авторы допускают, что он мог быть пропущен при зондировании.

Основываясь на отмеченных выше и других публикациях о геологическом строении Таримского массива и обрамляющих его горных системах, а также на структурно-геоморфологическом анализе космических изображений и топографических карт, рассмотрим их взаимосвязь и взаимодействие с геодинамическими позициями. Вся эта область в данном отношении представляет весьма удобный и показательный объект и позволяет решать не только региональные проблемы, но и определять принципиально важные методические подходы общего значения. Здесь, кажется, нет необходимости доказывать влияние неотектонических процессов на значительные региональные и локальные изменения типов рельефа, климата и многих других физиографических особенностей области, которые произошли в течение позднего кайнозоя. Эти процессы остаются в ряду главнейших факторов, определяющих современное состояние и эволюцию окружающей среды, распределение и характер опасных природных процессов (в том числе, сейсмичности и опустынивания), ресурсов наземных и подземных вод, историю развития и исчезновения человеческих поселений и т.д. Теперь это достаточно очевидно. В данном случае нас особенно интересуют вопросы о кинематике и пространственно-временном распределении интенсивных неотектонических деформаций.

Если неотектоническая структура этой территории действительно является результатом коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит, Таримский массив и обрамляющие его горные пояса должны рассматриваться как некая система блоков, взаимодействующих в едином поле латерального давления, направленного со стороны Индийской плиты. Геометрия и относительное положение различных частей этой системы заставляют предполагать значительные различия динамических условий взаимодействия этих блоков. Они должны воздействовать друг на друга различным образом, с разной интенсивностью и по-разному на различных глубинных уровнях литосферы. Как следствие этого, тектонические деформации, кинематика, динамика и многие связанные с ними особенности должны изменяться вдоль границ массива. Имеющиеся данные показывают, что эти изменения, действительно, имеют место. Они достаточно заметны и важны.

Со стороны поднятий Памиро-Каракурума и Западного Куньлуня Таримский массив испытывает косоугольное давление с *надвижением* горных массивов и их сдвиговым смещением в северном направлении (см. рис. 1.2.9). Перед фронтом этих поднятий простирается очень широкий (до 100–150 км) пояс глубочайшего Яркендского или Западно-Таримского прогиба. Мощность континентальных аллювиально-пролювиальных и озерных отложений новейшего орогенического комплекса ( $P_3-Q$ ), выполняющих этот прогиб, превышает 8 км [Geological Map..., 1985; Guide book..., 1993]. Поверхность же основания массива на больших площадях находится здесь на глубинах более 10–11 км. Подчеркнем, что этот прогиб является результатом не только неотектонических деформаций (их вклад очевиден). *Он активно развивался также в мезозое и, судя по повышенным мощностям отложений, в палеозое, т.е. в предколлизиионное время.*

Это – принципиальный факт, с которым, с нашей точки зрения, не согласуются масштабы и время северного дрейфа Индостана (в данном случае мы обращаем внимание прежде всего на фор-

мирование Пенджабско-Памирского синтаксиса), определенные палеомагнитными методами [Баженов, Буртман, 1990; Баженов, 2001; Баженов, Миколайчук, 2003]. Согласно этим определениям, верхнемеловые и палеогеновые отложения Внешней зоны Памира в палеогене находились в 300–500 км южнее, т.е. южнее Яркендского прогиба, и простирались в восток-северо-восточном направлении, т.е. поперек прогиба. Тогда прогиб следовало бы считать послепалеогеновым образованием. Приведенные выше данные показывают, что это не так.

Неотектонический Яркендский прогиб, как и ряд других предтяньшанских прогибов, наследует более древнюю депрессионную зону. Он отличается сложным, но в общем достаточно типичным строением. Он резко асимметричен. На сопряжении его с Западным Куньлуном палеозойское основание и мезозой-кайнозойский покров, включая четвертичные отложения, интенсивно смяты, образуя серию складок основания, складки покрова и сопряженные с ними разрывы преимущественно взбросо-надвигового характера. Отметим, что при столь контрастном сочленении (с разницей уровней залегания палеозойского основания более 15 км) здесь нет некоторой единой региональной надвиговой зоны или магистральных надвигов, подобных таковым, например, на северном фронте Памира.

В приповерхностной структуре надвиги развиты прерывисто, хотя есть основания предполагать наличие в глубоких частях разреза более протяженных и значительных надвигов, образующих, возможно, единые поверхности тектонического срыва (decollement или detachment faults, basal thrust planes).

Анализируя серию позднеплейстоцен-голоценовых разрывов, секущих разновозрастные четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения и поверхности крайней юго-восточной части зоны сочленения Западного Куньлуна и Таримского массива (в районе рек Хотан и Чира), Ж. Авуак и Г. Пелтцер [Avouac, Peltzer, 1991] пришли к выводу, что минимальная скорость погружения Тарима в этой приграничной части составляет 3 мм/год, а скорость поднятия Западного Куньлуна – 0,6 мм/год. Допуская, что причиной опускания Тарима в этой его части может быть нагрузка надвигающегося на него Западного Куньлуна, и принимая угол наклона поверхности надвигания равным 40–45°, они считают, что указанные вертикальные скорости могут включать 3–5 мм/год конвергенции между рассматриваемыми областями.

По результатам геологического картирования и ярким геоморфологическим признакам можно считать, что во внутренних частях Памиро-Каракорумских и Западно-Куньлуньских цепей большее значение приобретают молодые правосторонние сдвиги северо-западного простирания. Это может объясняться последовательной миграцией на север фронта Гиндукуш-Памиро-Каракорумской дуги [Трифонов, 1983; Трифонов и др., 1990] и, как следствие этого, большей длительностью и лучшей проработанностью тыловых взбросо-сдвиговых зон.

Северо-восточное крыло Яркендского прогиба по поверхности основания представляет слабо деформированную и пологую моноклиаль, переходящую в широкое Центральное-Таримское поднятие платформенного типа (вал), ориентированное также в СЗ-ЮВ направлении. Это поднятие было известно достаточно давно по выходам на поверхность “островов” мезозойского, палеозойского и допалеозойского цоколя (холмы и гряды Мазартаг и др.). Теперь оно хорошо оконтурено геофизическими исследованиями [Geological map..., 1985], представляя одну из обширных нефтегазоносных площадей. По краям это поднятие осложнено сравнительно небольшими складчатыми дислокациями основания, а также продольными (относительно него) взбросо-сдвиговыми нарушениями. Центральное-Таримское поднятие, поперечное относительно всего массива, как и другие расположенные восточнее и параллельные ему положительные и отрицательные конседиментационные коробления Таримского массива [Geological map..., 1985], возможно, отражают глубокое воздействие латерального давления на него со стороны северо-восточного крыла Пенджабско-Памирского клина и могут быть определены как пологие складки основания. Рассмотренная выше Борохоринская трансрегиональная система дислокаций относится, очевидно, к этому же семейству новейших структур Тарима. Вопрос об их природе требует специального широкомасштабного рассмотрения.

По северному краю Таримского массива развиты деформации, которые также могут быть следствием латерального смятия земной коры. Это смятие связано, очевидно, с давлением массива на Тянь-Шань, которое является вторичным относительно генерального поля напряжений, вызываемого движением собственно Индийской литосферной плиты на север. Сам массив, исходя из ориентировки фронта Западного Куньлуня и указанных поперечных короблений внутренних частей массива, смещается в этом поле на север-северо-восток, *пододвигаясь* под Тянь-Шань и сдвигаясь относительно него на восток (см. рис. I.2.9). Это подтверждается широким развитием в полосе сопряжения Тянь-Шаня и Тарима продольных (относительно их границы) разрывов взбросо-надвигового (или, точнее, поддвигового) характера и левосторонних сдвигов. Их большое количество закартировано, разбурено, прозондировано геофизическими методами и описано китайскими геологами [Geological map..., 1985; Abstracts..., 1993]. Общему восточному смещению Тарима относительно Тянь-Шаня соответствует отмеченное выше устойчивое кулисное расположение новейших складок основания юга Центрального и Восточного Тянь-Шаня, образующих грандиозную эшелонированную систему хребтов Кокшаалтау, Халыктау, Борохоро, Богдо-Шань и др.

Неотектоническая структура, геоморфология и другие характеристики зоны сочленения Тарима с Тянь-Шанем отличаются заметным своеобразием (см. рис.V.3.1). Предтяньшанские прогибы, в отличие от Яркендского, не образуют единой цельной полосы, а значительно разобщены. Наиболее крупными из них являются уже перечисленные выше прогиб Каши (или Кашгарский) в крайней северо-западной части бассейна и расположенные восточнее Аксуйский, Кучайский, Турфанский и Хамийский прогибы. Наибольшие глубины Кашгарского прогиба приурочены к области торцового сочленения его с Яркендским прогибом (поверхность основания находится здесь на глубинах более 10-11 км).

Кашгарский и Аксуйский прогибы разделены широкой Чультагской перемычкой или порогом, который был отмечен еще П. Грёбером, более детально описан Э. Нориним, а впоследствии В.М. Синицыным и В.А. Фараджевым. Этот порог является частью указанного выше диагонального Центрально-Таримского поперечного вала. Следует отметить активную роль и транзитный характер этого секущего элемента региональной структуры. По данным В.М. Синицына [1957] и В.А. Фараджева [1958], мощность мезозой-кайнозойских отложений, достигающая в Кашгарском районе 6000 м, в пределах рассматриваемого порога весьма значительно сокращается, за исключением плиоцен-эоплейстоценовых конгломератов. Мощность олигоцен-неогенового покрова здесь уменьшена до 500-1100 м. Восточнее, в Аксуйском районе, она снова возрастает до 4000 м.

Интенсивные тектонические движения начала плейстоцена и более поздние привели к еще большему воздыманию Чультагской перемычки в системе предтяньшанских прогибов и ее сложному дроблению. В результате на месте пусть неглубокого, но все же прогиба сформировалась своеобразная ступень так называемых Кэлпинских кряжей. Между высокогорными цепями складок основания Тянь-Шаня и слабо деформированными равнинными пространствами Тарима расположен широкий (до 50–75 км) пояс вытянутых вдоль Тянь-Шаня сравнительно невысоких поднятий палеозойского основания и разделяющих их впадин (пролювиальных равнин) (см. рис.V.3.1). Этот промежуточный пояс молодых деформаций включает разновозрастные и разнотипные формации палеозоя Тянь-Шаня, древнее основание и палеозойский покров северной окраины Тарима, некоторые формации переходного между ними типа (по В.М. Синицыну [1957]), отложения мезозой-раннекайнозойских континентальных и морских эпиконтинентальных бассейнов и позднекайнозойский орогенический комплекс предгорных впадин.

Линейные резко асимметричные складки основания и складки покрова здесь сопряжены с разрывами взбросо-надвигового и сдвигового характера. Бурением и геофизическим зондированием установлены также горизонты субгоризонтального тектонического срыва (decolllements). Ярко проявлены не только продольные, но и поперечные активные складчатые нарушения и сдвиги. Некоторые из них утыкаются в *нетронутый ими* высокогорный массив Тянь-Шаня, а именно в ограничивающий его надвиг, что заставляет предполагать, что сдвиговые смещения по ним должны про-

должаться под покровом Тянь-Шаня. Тем самым здесь проявлено не только пододвигание Тарима под Тянь-Шаня, но и дисгармония (различие стиля и направленности) молодых дислокаций в автохтоне (которым является край Тарима) и аллохтоне (Тянь-Шане), т.е. фактически имеет место одно из обстоятельств, способствующих процессу структурно-геодинамической дисгармонии и тектонического расслоения земной коры [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990]. Наличие выходов докембрия в глубоких эрозионных врезках востока Центрального Тянь-Шаня, который с давних пор отождествлялся с синийским основанием Тарима, позволяет предполагать неглубокое и весьма пологое положение поверхности пододвигания и довольно большую амплитуду пододвигания, которая может превышать 100 км. Величина неотектонической составляющей при этом остается неясной.

Рассматриваемое поперечное поднятие, с которым генетически связана Чультагская перемычка, запечатлено в строении уже верхнего палеозоя, что позволяет считать эту неоднородность земной коры рассматриваемой области как достаточно древнюю. Оно подтверждено также геолого-геофизическими исследованиями китайских специалистов [Geological map..., 1985; Abstracts..., 1993]. Имеются веские основания считать, что это поднятие продолжается далеко на север в неотектонической структуре Тянь-Шаня [Макаров, 1977]. Таким образом, мы имеем дело с достаточно древней неоднородностью трансрегионального порядка, которая активно развивается в неотектоническом поле и, судя по данным китайских геофизиков, может быть отражена в весьма глубоких слоях верхней мантии. В пределах Тарима и на Тянь-Шане она сопровождается общей приподнятостью или флексурными перегибами основания и соответствующими конседиментационными деформациями осадочного покрова, а также продольными относительно нее взбросо-сдвиговыми нарушениями, которые позволяют рассматривать ее как зону косого латерального смятия коры или как зону транспрессионных деформаций коры.

Другой крупной перемычкой в системе предтяньшанских прогибов является описанная выше Борохоринская трансрегиональная система секущих деформаций.

Южный край Таримского массива заметно отличается как от западного, так и от северного (см. рис. V.3.1). Эта граница между массивом и Алтынтаг-Восточно-Куньлуньской цепью поднятий представляет сравнительно узкую, очень протяженную достаточно прямолинейную сдвиговую зону с относительно незначительной, по-видимому, компонентой сжатия. Характерными являются небольшая ширина и меньшая глубина (не глубже 5–7 км) предгорного прогиба. Фундамент Тарима и Алтынтаг-Восточно-Куньлуньской горной системы в этой зоне испытали коробление в виде глубоко эшелонированной системы складок основания и сопряженных с ними разрывов. При этом синклиналильные складки основания (прогибы с глубиной погружения основания до 5–7 км), морфологически сливаясь в единую предгорную равнину в краевой части массива, заливами внутригорных впадин входят и замыкаются в пределах Восточного Куньлуна и Алтынтага. И, наоборот: антиклиналильные складки основания Вост. Куньлуна образуют кулисообразно расположенную систему структурно-орографических мысов, продолжающихся в пределах Таримской окраины морфологически невыраженными или слабо проявленными на поверхности конседиментационными поднятиями. В целом зону сопряжения Таримского массива с системой поднятий Восточного Куньлуна – Алтынтага можно определить как взбросо-сдвиговую.

Известный Алтынтагский левосторонний сдвиг, один из крупнейших на территории континентального Китая активный разлом, считается северной границей Тибетского плато. Представляется, однако, что этот разлом не исчерпывает всего содержания рассматриваемой границы, хотя и является ее ярким элементом (см. рис. V.3.1). Он простирается в направлении ЮЗ 250° – СВ 70° на расстояние около 1500 км. По мнению Жен Яндонга [Abstracts..., 1991], основные левосторонние смещения по этому разлому произошли в раннем кайнозое во время коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит, а общая амплитуда сдвига оценивается в 250 км, из которых на четвертичное время приходится около 54 км.

Другие китайские исследователи приводят иные данные и считают, что кайнозойская история этого разлома более сложна. Чен Гуоксинг, Дин Гуою и Гао Вейминг [Atlas..., 1989] указывают,

что в течение новейшего тектонического этапа движения по Алтынтагскому разлому претерпели существенную перестройку. Сначала здесь господствовали условия субмеридионального сжатия с надвиганием Тибетского плато на Тарим. Вероятно, именно с этим этапом и с этими условиями связано развитие отмеченных выше складок основания зоны сопряжения Тарима и Тибета. Затем все более и более значимо проявлялась сдвиговая составляющая. В плиоцене и раннем плейстоцене разлом еще проявлял себя как форму сжатия (взбросо-надвиг), в среднем плейстоцене он был сдвигом с подчиненной надвиговой компонентой в восточной части, а с позднего плейстоцена это - типичный сдвиг на всем своем простирании. Наиболее существенное изменение в направленности движений по-разлому произошло около 1,52 млн. лет тому назад (по данным Лю Янгоу и Дин Гуою [Abstracts..., 1991]) или 1,67 млн. лет тому назад (по данным Жу Жаою [Abstracts..., 1991]). Указанные исследователи отметили, что амплитуды и скорости сдвиговых смещений по разлому постепенно убывают с запада на восток с течением времени. Так, для западной более протяженной ветви разлома амплитуда сдвига с конца раннего плейстоцена (примерно за 1 млн. лет) составила около 29 км при средней скорости до 29 мм/год, с конца среднего плейстоцена (примерно за 100 тыс. лет) эти параметры оцениваются соответственно в 0,9–1,0 км и 9–10 мм/год, за голоцен (около 10 тыс. лет) – 60 м и 5,8–6,0 мм/год. При этом отметим, что для восточной ветви разлома амплитуда сдвига за голоцен оценивается в 17–35 м при скорости 2,2–3,2 мм/год. Разница в скоростях и амплитудах смещения по простиранию разлома компенсируется, вероятно, в районе поперечных складок Нань-Шаня (аналогично тому, как сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому гаснет на северо-западе, компенсируясь в складках Угамо-Чаткальской системы поднятий).

Из указанных и других известных структурных и кинематических особенностей зоны сочленения Таримского массива с Тибетом очевидно, что в движении на восток Тибет опережает Таримский массив. В этом отношении уместно привести замечание Чен Гуоксинга с соавторами [Atlas..., 1989] о том, что активным является южное (Тибетское) крыло Алтынтагского разлома. Это опережение нельзя объяснить расклинивающим эффектом продвигающегося на север Пенджабского выступа Индийской плиты с соответствующим давлением на Тибет и Тарим северо-восточного края этого выступа, если вершину последнего рассматривать в Памирской дуге. Последняя вместе с Западным Куньлуном представляется хотя и весьма значительной, но все же вторичной структурой нагнетания и сучивания корового материала над вершиной этого выступа плиты и характеризуется существенной автономностью своих движений (преимущественно в северном или, по В.К. Кучаю [1983], в северо-западном направлении) и деформаций.

Может быть, именно этим объясняется вдвое меньшая амплитуда смещений за одно и то же время (около 1 млн. лет) по Таласо-Ферганскому разлому Тянь-Шаня, расположенному над вершиной фронта Памирской дуги (до 14 км), по сравнению с вышеприведенными данными по Алтынтагскому разлому (29 км). Последний мог бы рассматриваться как сопряженная с Таласо-Ферганской сдвиговой зоной ветвь единой сколовой системы, но таковой, вероятно, не является. Он отражает движения другой системы литосферных блоков. В связи с этим заслуживает внимания ранее отмеченный факт, что непосредственно на юго-западном продолжении зоны Алтынтагского разлома на космических изображениях отчетливо проявлен крупный линеамент, который сечет Гималаи и прослеживается далее в пределах Индостанской платформы [Макаров, 1973; Геологическое изучение..., 1978]. Соответствующую этому линеаменту структурно-орографическую сегментацию Гималайской системы поднятий раньше отмечал В.М. Сеницын [1959]. Можно предполагать, что этот линеамент трансрегионального порядка является реакцией земной коры на крупнейшую линейную неоднородность в глубинных частях литосферы, которая определяет границу грандиозного поднятия Тибета.

Необходимо также принять во внимание и объяснить активное и широкое проявление молодого (плиоцен-четвертичного) глубинного магматизма в западной части Тибета, отсутствующее на Тариме и в Тяньшанском поясе. Излияния базальтовых лав в области максимальной на планете толщины континентальной коры, находящейся, к тому же, в условиях латерального давления со стороны Гималаев, представляются аномальными. Хотя Е.Е. Милановский [1991] считает возмож-

ным связывать эти проявления молодого вулканизма с развитием здесь рифтогенных грабенов, входящих в единый парагенез структур сжатия и ориентированных, соответственно, в направлении сжатия, то есть на север-северо-восток. Кроме того, развитие здесь молодых рифтогенных структур связывается им также с последним импульсом глобального расширения Земли с растяжением ее коры, который приходится, по его мнению, как раз на конец плиоцена и четвертичный период [Милановский, 1987]. Если это так, то следовало бы допустить затухание в этот период деформаций транспрессивного типа по окраинам Тибетского массива. Приведенные выше данные об Алтынтагском сдвиге и другие яркие проявления четвертичных и современных сдвигов и взбросов по северной и восточной окраинам Тибетского массива, хорошо изученные, закартированные и описанные китайскими геологами [Atlas..., 1989], исключают это допущение. Базальтовые излияния в Тибете и крупномасштабные взбросо-сдвиговые движения одновременны.

Следует также заметить, что условия, отмеченные Е.Е. Милановским для объяснения молодых базальтовых излияний на Тибете, имеют место и в Тяньшанском поясе, и в других областях Центральной Азии. Но лавовых излияний там нет. Очевидно, что имеются другие причины существования в Тибете структур сжатия и растяжения. Латеральное давление Индийской плиты является, вероятно, не единственным и, может быть, не главным фактором, предопределившим воздымание и горизонтальное смещение столь грандиозного объема земной коры. В связи с этим обратим внимание еще на один вывод Е.Е. Милановского [1991, с.86] о том, что "...данные геотермических, вулканологических, магнитотеллурических исследований свидетельствуют о наличии под Тибетским плато и, главным образом, под его южной частью крупного мантийного диапира, а также очагов частичного плавления внутри коры. Их существование, несомненно, благоприятствовало пластическому субширотному растяжению нижней части коры и хрупкому, сопровождающемуся развитием субмеридиональных грабенов, растяжению ее верхних горизонтов".

Здесь мы подошли еще к одной широко обсуждаемой, но недостаточно изученной геодинамической проблеме. Это – возможность коллапса коллизионного горного сооружения, когда аномально толстая континентальная кора, возникшая вследствие коллизионной геодинамики, становится гравитационно неустойчивой, и начинается распад этого сооружения с формированием структур растяжения и каналов проникновения мантийных и, вероятно, ниже- и среднекоровых магм в более высокие слои коры (через аномально толстую кору, еще пребывающую в состоянии сжатия). При этом рассматривается также возможность частичного плавления вещества земной коры на разных ее уровнях с формированием слоев или линз разуплотненного корового вещества и коровых магматических очагов, дальнейшее растекание которых в свою очередь инициирует растяжение вышележащих слоев и рассеянный рифтогенез. Явление постколлизионного коллапса установлено или предполагается во многих хорошо изученных регионах, в том числе в Гималайско-Тибетской области новейшего горообразования.

Есть еще одно обстоятельство, которое обычно остается вне поля зрения геологов. В числе возможных факторов тектогенеза здесь, по-видимому, следует принять во внимание и такой не принимаемый в расчет источник тектонических сил, как ротационный, связанный с вращением Земли. Позднекайнозойская перестройка и восточный дрейф Тибетского массива вместе с ограничивающими его с севера линейными поднятиями системы хребтов Куньлунь, Алтынтаг и Наньшань по времени совпадают с началом интенсивнейшего воздымания Тибета (данные Дин Гуою, Гао Веймина, Ли Ченга, Ли Чжиюна, Дю Янгоу, Мин Лондруя, Н.-А. Мёрнера, Ву Хсинхао, Жу Юнжу, Жу Жаого [Abstracts..., 1991]). Естественно предположить, что столь быстрое воздымание такого гигантского объема земной коры (2500w1200w70 км), представляющего высочайший на Земле массив, на фоне неравномерно вращающейся планеты должно было вызвать большие инерционные силы. Рассматривая этот источник тектонических сил, Н.И. Николаев [1988] отметил, что в таком случае поднимающиеся блоки должны смещаться в восточном направлении. Если это так, то именно в результате этого могли проявиться тенденции отрыва Тибета от Гималаев и возникать условия развития именно в западной его части структур растяжения и высокой проницаемости земной коры, с которыми и связаны излияния базальтов.



В связи с этим интересно отметить локализацию четвертичных излияний базальтов на северном фронте рассматриваемой системы: они не обнаружены в Западном Куньлуэ, где его цепи вытянуты в СЗ–ЮВ направлении, и появляются начиная с меридиана 81–82° в.д., где происходит крутой излом Куньлуэ и он приобретает ВСВ-направление (Восточный Куньлуэ). Здесь на самой границе Куньлуэ с Таримом в верхней части разреза 3-й террасы р. Керия под покровом лессовидных суглинков залегают два лавовых потока, подстилаемые и разделенные валунно-галечным и песчано-гравийным аллювием. Возраст базальтов составляет  $(1,19–1,23) \cdot 10^6$  лет и  $1,43 \cdot 10^6$  лет [Guidebook..., 1993, с.40]. Обратим внимание на все тот же эполейстоценовый (!) интервал, с которым связаны многие принципиальные изменения в неотектонике и окружающей среде Центральной Азии.

Из рассмотренных данных следуют некоторые принципиальные выводы и предположения о геодинамических особенностях геологического развития и структуры Таримского платформенного массива, связанных с его взаимодействием с сопряженными горно-складчатыми поясами. Эти особенности определяются различиями возможных источников тектонических сил, механизмов перемещений и деформаций земной коры, а также геометрией взаимодействующих геоблоков и уровнем их взаимодействия.

Латеральное сближение и коллизия Индийской и Евразийской литосферных плит определяют, очевидно, лишь общее распределение и направленность тектонических сил по краям и, отчасти, во внутренних частях массива. Существенное значение при этом имеют геометрия и относительное положение взаимодействующих блоков земной коры. В зависимости от конкретных геолого-геофизических условий и соотношения взаимодействующих блоков имеет место непрерывная латеральная и глубинная смена геодинамических ситуаций.

Западный край Таримского массива подвержен прямому воздействию северо-восточного фронта Пенджабско-Памирского выступа Индийской плиты, которое реализуется здесь в виде срывов верхнекоровых слоев Каракорума и Западного Куньлуэ, их смятия и **надвигания** на массив. Это боковое давление предопределило и соответствующую вергентность новейших структур, их опрокинутость к Тариму. Такому давлению отвечают и поперечные коробления фундамента и покрова Таримского массива, распространяющиеся практически до его восточной границы. Таким образом, динамическое воздействие этого фронта активных движений распространяется далеко вглубь массива. Можно предполагать, что некоторая часть массива на западе погребена под тектоническими покровами Западного Куньлуэ и Памиро-Каракорума. Это должно было существенно усилить гравитационную нагрузку на него, увеличить скорость и глубину прогибания предгорной зоны аккумуляции обломочного материала и, тем самым, предопределило отмеченное китайскими геологами увеличение стратиграфического диапазона и объема толщ, в которых создавались условия для генерации углеводородов.

Взаимодействие Таримского массива с Тянь-Шанем имеет существенно иную геодинамическую природу. С точки зрения коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит и латерального взаимодействия блоков земной коры, Таримский массив должен рассматриваться как активный относительно Тянь-Шаня. Трансформируя направленное на север давление Индийской плиты, Таримский массив оказывает вторичное давление на земную кору Тянь-Шаня, активно **поддвигаясь** под него и смещаясь относительно него на восток. Общая асимметрия Центрального и Восточного Тянь-Шаня, южная вергентность его новейших структур, казалось бы, аналогичны Западно-Куньлуэнской системе, но имеют иную природу, являясь следствием волочения верхнекоровых формаций поддвигающимся под них основанием.

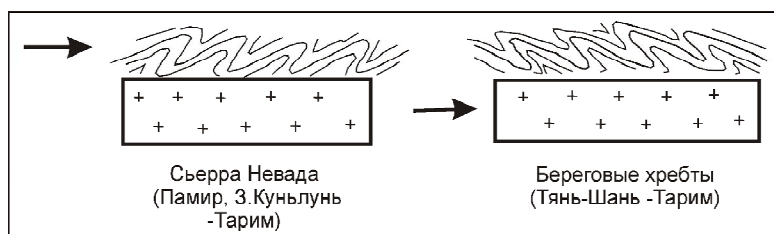
В этом отношении Памир и Западный Куньлуэ, с одной стороны, и Тянь-Шань, с другой, аналогичны соответственно Сьерре Неваде и Береговым хребтам Северной Америки, на примере которых Э. Арган [1935] впервые обратил внимание на разный уровень латерального взаимодействия блоков земной коры и на предопределенную этим различную природу вергентности покровно-складчатых систем при морфологической их однотипности: речь идет о вергентности как следствии (1) бокового давления или (2) волочения движущимся основанием (рис. V.3.2). Амплитуда

пододвигания Тарима под Тянь-Шань представляется менее значительной, чем амплитуда надвигания и шарьирования на западном фланге Тарима. Одной из возможных поверхностей этого пододвигания может быть поверхность кристаллического основания массива. Эта поверхность возрождает, возможно, позднегерцинскую тектоническую границу аналогичной природы и относительно неглубокого залегания (если принять во внимание давно обсуждаемую, хотя и спорную, точку зрения о докембрийских породах южных зон Центрального Тянь-Шаня, как выходах блоков основания Китайской платформы).

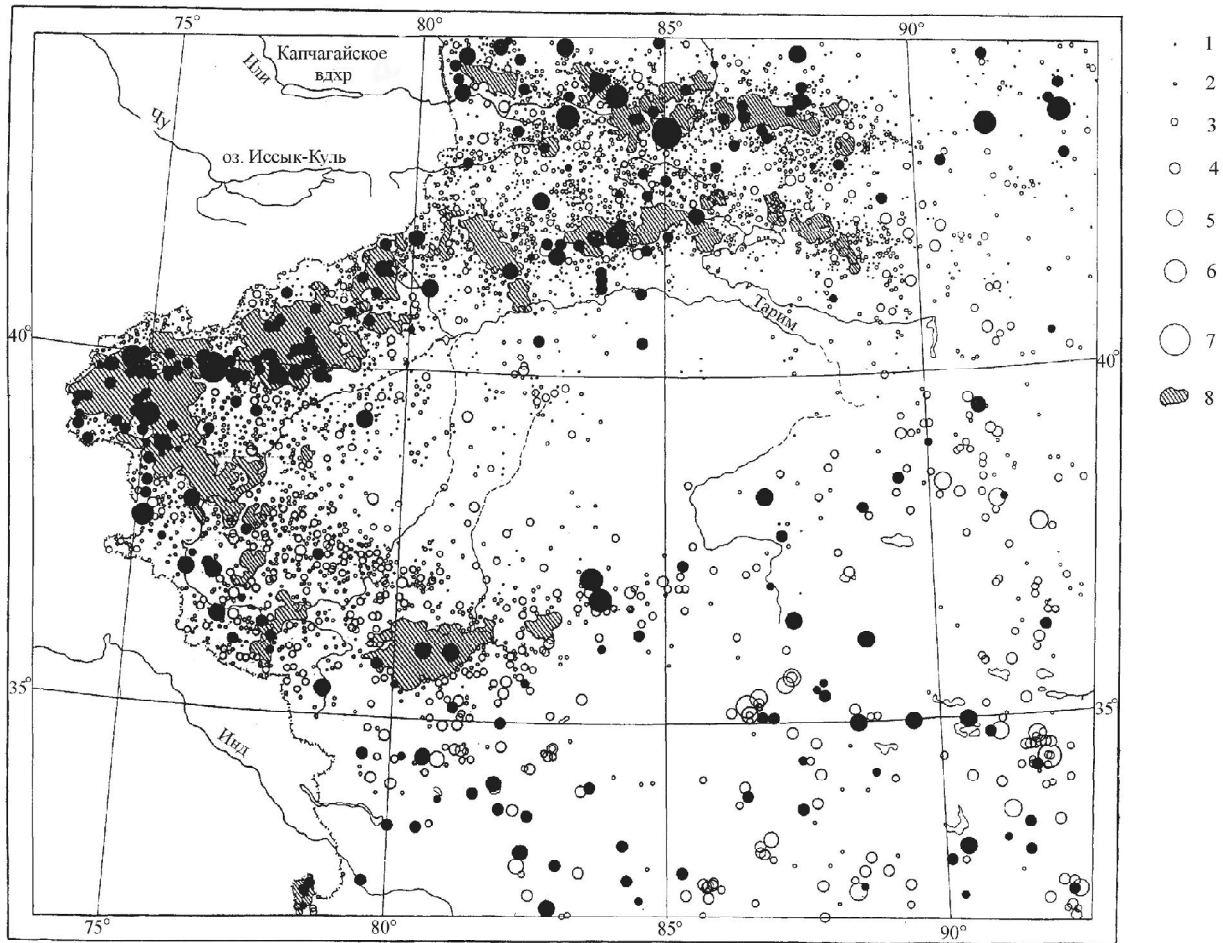
Самостоятельной причиной могут быть геодинамические особенности, связанные с иными, глубинными, источниками тектонических сил и иными механизмами деформаций земной коры Тянь-Шаня [Макаров, 1990а], которые также могли предопределить своеобразие Тарим-Тяньшанского сопряжения. Объясняются ли формирование Тяньшанского горного пояса, простирающегося на восток от вершины Памирской дуги более чем на 2700 км (т.е. весьма далеко от границ Пенджабско-Памирского выступа), и все особенности его новейшей структуры только латеральным смятием земной коры? Наверное, нет.

Этот вопрос, как и вопрос о причинах воздымания, движений, деформаций и магматизма значительно более грандиозной Тибетской области, остаются еще недостаточно изученными, а ответы на них – дискуссионными.

С рассмотренных позиций находят объяснение резкие различия в сейсмической активности граничных зон Таримского массива. Эти различия достаточно хорошо видны на разных картах сейсмичности Центральной Азии. Но, пожалуй, наиболее ярко они проявлены на карте очагов землетрясений Китая с MD2 (рис. V.3.3). Самой напряженной в этом отношении является граница Тарима с Тянь-Шанем, наименее активна его южная граница. Это связано, очевидно, с различиями напряженного состояния и возможностей накопления избыточных напряжений в толще земной коры в разных геодинамических условиях, поскольку, с точки зрения вещественно-структурных и реологических свойств древних формаций и с точки зрения неотектонической структуры, морфологии разрывных и складчатых нарушений, они достаточно схожи. Западная, Памиро-Каракурмская или Западно-Куьнлуньская зона, находящаяся непосредственно на фронте первичной системы дислокаций Индостано-Памирской (по В.Г. Трифонову [1983]) плиты, должна бы быть, на первый взгляд, более сейсмоактивной по сравнению с Тянь-Шанской зоной. На самом деле все обстоит наоборот. Объяснение, можно предполагать, находится в отмеченном выше различии сопряжения двух горных областей с Таримом. На западе Памиро-Каракурмские цепи и Куьн-Лунь *надвигаются* на Тарим, а на севере Тарим *пододвигается* под Тянь-Шань. Во втором случае процесс представляется более энергоемким, чем в первом случае, и приводит к большей концентрации напряжений. Алтынтаг-Восточно-Куьнлуньская зона отличается и от Западно-Куьнлуньской и от Южно-Тяньшанской разительно меньшей сейсмичностью, что может свидетельствовать о том, что



**Рис. V.3.2.** Схема вергентности складчатых систем в зависимости от направленности и уровня приложения действующих сил. По Э. Аргану [1935; Argand, 1924] с дополнениями



**Рис. V.3.3.** Карта эпицентров землетрясений области Таримского массива и его горного обрамления (по карте "China distribution of seismicity (MD2,0).1970–1989. Scale:1:6000000". 1990)

1–7 – землетрясения разной магнитуды, в том числе исторические (залитые кружки) и инструментально определенные (открытые кружки). 8 – области сплошного распространения эпицентров

современные деформации сжатия в этой зоне минимальны, а само смещение Тибета относительно Тарима имеет *сдвиговую* природу и происходит, может быть, даже с компонентой растяжения. Нельзя также исключать, что иное состояние и иной ход процессов в глубинных слоях литосферы этой области вообще не способствуют созданию таких напряжений, как в Предтъяньшанской области.

На северном фронте Тянь-Шаня его структурно-геодинамическое сопряжение и взаимодействие со смежными платформенными областями несколько иное. В продолжение предшествующих рассуждений сразу же отметим определенную аналогию этого фронта с Памиро-Западнокуньлунским фронтом: он тоже имеет взбросо-надвиговую природу и по уровню сейсмичности также уступает южному ограничению Тянь-Шаня.

Северные предгорные прогибы Тянь-Шаня маркируют его границу лишь в самом общем ее виде. Их распространение, как уже отмечалось, прерывисто, а горное сооружение отдельными сво-

ими ветвями прорастает (в прямом смысле этого слова) в сопряженное платформенное пространство. Это осуществляется главным образом за счет развития диагональных систем и зон поднятий северо-западного направления. Это – Зирабулак –Зиаэтинские и Нуратау–Центрально-Кызылкумские цепи поднятий, продолжающие Южный Тянь-Шань, Каратауская система поднятий, продолжающая Таласо-Ферганскую систему Тянь-Шаня, Чу-Илийские горы, продолжающие Заилийский Алатау Северного Тянь-Шаня. Подчеркнем, что Тянь-Шань вырастает в эпипалеозойскую кору платформенного типа прежде всего по направлениям, которые в структуре самого Тянь-Шаня являются как бы второстепенными, секущими, но вместе с тем достаточно широко распространенными (см. рис. I.2.3, I.2.9) и, на что мы также обращали внимание, имеющими трансорогенный характер и глубокое заложение [Костенко и др., 1972; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977; Макаров, Solov'yeva, 1977; Геологическое изучение..., 1978; Макаров, Щукин, 1979; Макаров и др., 1982; Чедия, 1986; Новейшая тектоника..., 1988].

Таким образом, неотектонический Тянь-Шань можно назвать агрессивным по отношению к Туранской плите и Казахскому щиту. Это важное обстоятельство. Во-первых, в этих “внедрениях” Тянь-Шаня, которые характеризуются молодым (преимущественно четвертичным) возрастом и морфологически проявлены лишь в виде кряжей, холмистого или мелкосопочного рельефа, можно видеть прообраз начальных этапов развития горообразующих форм Тянь-Шаня. При этом в значительной мере решается вопрос о первичности изгибных или разрывных деформаций земной коры рассматриваемого типа (складок и разломов основания). Здесь это решение очевидно в пользу изгибных деформаций. Значительные разрывы появляются и могут приобрести доминирующее значение на более продвинутых стадиях эволюции изгибов.

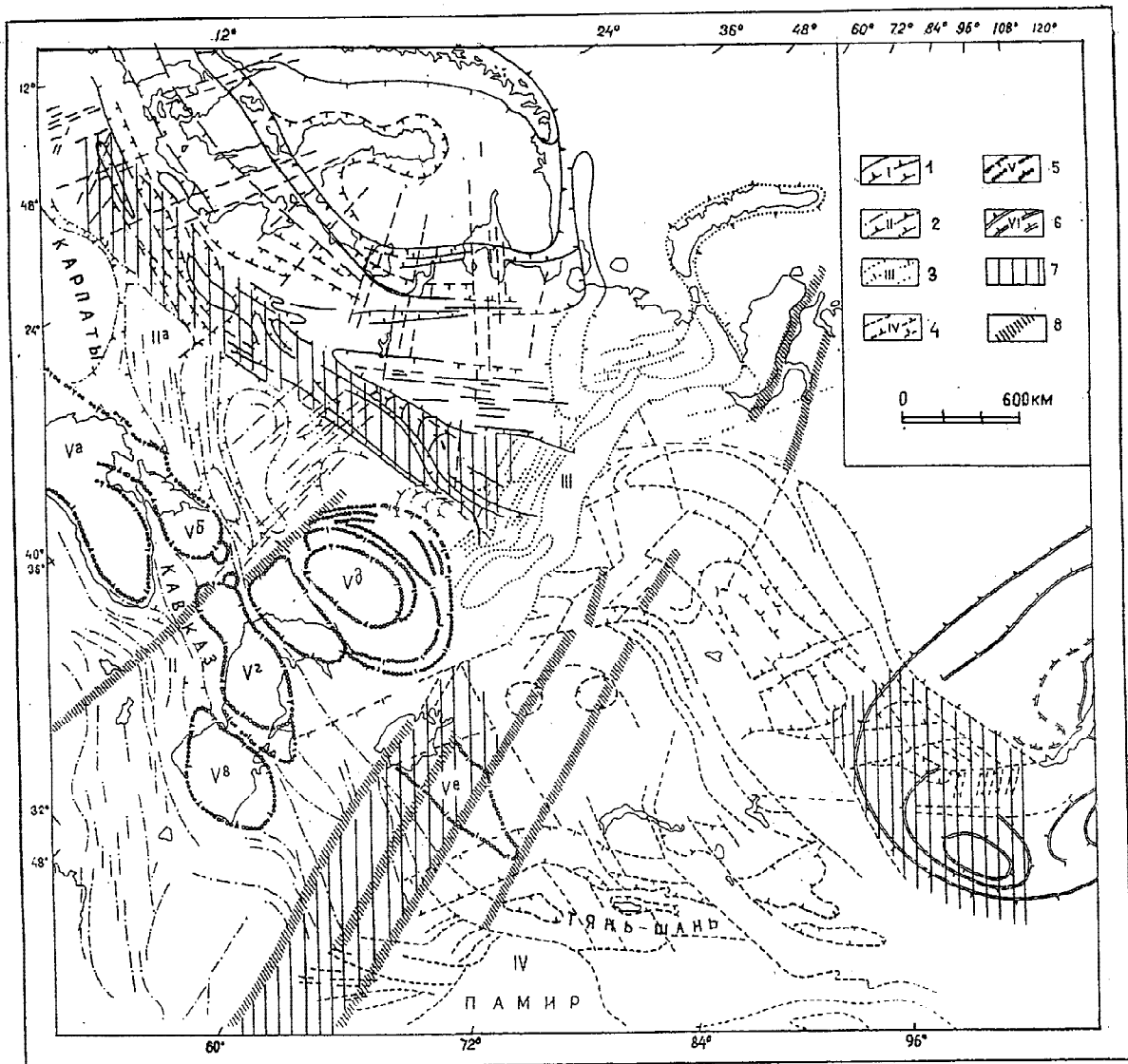
Во-вторых, агрессивность орогена позволяет с большей определенностью оценивать сейсмический потенциал территорий, примыкающих к Тянь-Шаню (или, в общем случае, так называемых периферогенов). Именно с этих позиций нами объяснена казалась бы аномально высокая сейсмичность Центральных Кызылкумов, которые многими считаются еще частью Туранской плиты, но по своему тектоническому режиму должны относиться уже к орогену [Газлийские..., 1984].

В-третьих, это позволяет объяснить некоторые особенности поля скоростей современных движений земной поверхности, установленные геодезическими средствами, в том числе с помощью GPS. Эти особенности состоят в том, что периферогенная часть платформы, примыкающая к Тянь-Шаню, характеризуется не только малыми скоростями современных движений, но и неустойчивостью, даже некоторой хаотичностью ориентировки их векторов. Нами было высказано предположение, что это может объясняться еще недостаточной неотектонической дифференцированностью или структурированностью геологической среды этих областей, в отличие от высокогорного Тянь-Шаня с давно определившейся и глубоко развитой инфраструктурой и соответствующей пространственной упорядоченностью деформационных процессов [Макаров и др., 1996].

Сказанное касается ближней области динамического взаимодействия горно-складчатого пояса с платформой, которую можно было бы квалифицировать как форланд Тянь-Шаня. Можно ли говорить о более далеких связях, о геодинамическом единстве этих областей, которое в свое время предполагал Э. Арган [1935].

В интерпретации закономерностей распределения форм и природы неотектонических деформаций платформенных территорий Северной Евразии, весьма плодотворным оказалось рассмотрение структурно-геодинамической связи этих территорий со смежными тектонически активными областями, в качестве которых выступают как горно-складчатые, так и рифтовые, в том числе весьма отдаленные, области [Грачев, Мухамедиев, 1995; Копп, 1997; Макаров, 1996; Макаров и др., 1996; Щукин, 1996; Юдахин и др., 2003]. На основании этого положения, восходящего к трудам А.П. Карпинского, в пределах Северной Евразии были выделены несколько геодинамических систем, каждая из которых включает область активного тектогенеза и те части платформенных территорий, на которое распространяется ее воздействие (рис. V.3.4).

Рассматриваемая нами территория относится к Центрально-Азиатской геодинамической системе. Северным фронтом ее активной области являются Гиндукуш-Памиро-Каракорумская дуга



**Рис. V.3.4.** Позднекайнозойские геодинамические системы центральной части Северной Евразии (по В.И.Макарову [1996; Макаров и др., 1996])

1–6 – контуры основных и характерных элементов геодинамических систем: Скандинавской (1), Альпийской (2), Уральской (3), Центрально-Азиатской (4), наложенные бассейны Черноморско-Каспийской системы (5), Байкальской (6); 7 – зоны суперпозиции смежных геодинамических систем; 8 – крупнейшие зоны флексуно-разрывных нарушений. Сплошными и прерывистыми линиями обозначены обобщенные контуры поднятий и впадин, разломов, флексур, характерных линеаментов и другие структурно-геоморфологические элементы

области Индо-Евразийской коллизии и Тянь-Шань, в структуре которого, как указывалось выше (см. рис. I.2.9), прямо или косвенно проявлено динамическое воздействие со стороны этой дуги. Казахский щит, Туранская и Западно-Сибирская плиты почти полностью находятся в поле влияния этой области активных горообразующих деформаций земной коры. Это влияние в самом общем виде отражено в системе последовательно чередующихся полос тектонических поднятий и опусканий, концентрически огибающих этот фронт. В этом плане достаточно закономерным пред-

ставляется нахождение поднятия Казахского щита в створе с Пенджабско-Памирским выступом, Западным и Центральным Тянь-Шанем. Северный дугообразный контур Казахского щита и огибающий его Тургай-Иртышский прогиб являются достаточно определенными элементами этой системы. В таком (морфоструктурном) виде это влияние прослеживается до Сибирских увалов, т.е. на 2300 км к северу от границ Тянь-Шаня.

На западном фланге система дугообразных зон Северного Казахстана и Западной Сибири прерывается отмеченным выше трансконтинентальным опусканием Туранского сегмента (по терминологии Э. Аргана), которое с другой стороны сопряжено здесь с поднятием Уральских гор.

Касаясь возможных механизмов столь далекого воздействия на земную кору Казахстана и Западной Сибири со стороны горных сооружений Центральной Азии, можно считать практически нереальными деформации земной коры по типу складок продольного изгиба, т.е. путем передачи напряжений сжатия вдоль коры или только верхнекорового слоя на такие расстояния от источников тектонических сил. Они компенсируются практически полностью уже в структурах самих горных сооружений, на что обращено внимание в предыдущей главе. Наиболее вероятными представляются механизмы, связанные с течениями вещества мантии, вовлекающими, возможно, и нижнекоровые слои и распространяющиеся на весьма большие расстояния. Такой подход был предложен Э. Арганом [1935; Argand, 1924] для объяснения структур и процессов альпийского горообразования в пределах всего Азиатского континента. Наверное, именно на его основе могут быть найдены удовлетворительные решения, в которых найдется место и для глубинных тектономагматических процессов регионального и локального (очагового) характера.

### **Глубинность орогенных структурных форм**

Этот параметр в связи со сказанным выше имеет первостепенное значение. И важно подчеркнуть, что важнейшей особенностью орогенических форм деформаций земной коры является их глубинность. Как показывают геолого-геофизические, сейсмические и сейсмологические материалы ранее выполненных исследований Тянь-Шаня, а также материалы этой книги, складки основания разных порядков охватывают не только и не столько отложения орогенического комплекса, но и большие объемы всех более древних формаций и более глубоких слоев коры, вплоть до верхней мантии.

К глубинным нами относятся все процессы и созданные ими формы, которые развиваются не только в верхней мантии, но и в разных слоях земной коры, недоступных непосредственному наблюдению и изучению. Такие процессы, а также соответствующие им структурные и вещественные преобразования осуществляются в результате как латерального взаимодействия литосферных плит, блоков и слоев, так и внутренних, присущих данной области, процессов преобразования и пространственного перераспределения (течения) вещества на разных уровнях литосферы (подъем горячей астеносферы, формирование и подъем к коре аномальной мантии, разогрев, плавление, мигматизация, метаморфизм, вещественное преобразование и разуплотнение тяжелых основных пород в низах коры, наращивание коры выплавленной из астеносферы базальтовой магмой и др.).

Глубинный тектогенез представлен большим разнообразием первичных процессов и форм, отличающихся по своему генезису, глубине нахождения и объему охваченных ими слоев литосферы. Они различны по времени заложения и активного развития, по механизмам трансляции и форме проявления в более высоких слоях и на земной поверхности [Артюшков, 1993; Бакиров и др., 1996; Макаров, 1987; Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990].

Складки основания Тянь-Шаня и образованные ими зоны поднятий и впадин являются в основном деформациями верхней коры, распространяясь до глубин около 20 км. Практически они охватывают часть разреза, сложенную более или менее известными разновозрастными геологическими формациями. Это – гранитно-метаморфический и более высокие слои, которые в целом

изогнуты конформно и могут рассматриваться как собственно тектонические деформационные образования.

Геометрия нижележащих слоев и границ литосферы иная. Так, подошва земной коры образует широкие волны с вертикальным размахом до 12–20 км. Они соответствуют неотектоническим формам более крупного ранга, но отражают их зеркально: системам поднятий отвечают прогибы подошвы земной коры, системам прогибов (межгорным и предгорным впадинам) – ее подъемы.

Резкая дисгармония рельефа верхнекоровых слоев относительно нижнекоровых и верхнемантийных реализуется за счет значительных изменений мощности и, следует полагать, иных характеристик слоев в средней и нижней частях коры. В одних районах это происходит на уровне “базальтового” слоя, в других – кровля и подошва этого слоя в общем конформны, а значительные изменения претерпевает среднекоровый слой. Судя по геофизическим материалам, в том числе приведенным во второй части данной книги, последнее имеет место в структурах Северного и Центрального Тянь-Шаня (рис. V.3.5). Аналогичного рода несогласие в низах “гранитного” слоя установлено В.К. Кучаем и В.И. Кулагиным в Юго-Западном Тянь-Шане в области Каратегинского хребта [Макаров и др., 1982].

Такое положение глубинных слоев земной коры и верхней мантии отражает не только условия их субгоризонтального сжатия и деформации, но и иные процессы, которые связаны с вещественно-структурными преобразованиями и пространственным перераспределением (течением) глубинного вещества. Это – разупрочнение, полное или частичное плавление, метаморфизм и другие процессы, которые вызывают изменение объема и плотности вещества, его реологических свойств и создают условия для горизонтального и вертикального течения этого вещества (см. рис.V.3.5).

Косвенно это подтверждается следующими расчетами. Если исходить из предположения, что современная толщина земной коры (ее средняя величина в поперечном сечении через центральный сегмент Тянь-Шаня составляет 58 км) увеличена по сравнению с исходной (предорогенной), со-



**Рис. V.3.5.** Принципиальный геолого-геофизический разрез земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня [Макаров, 1990; Макаров и др., 1996]

1 – отложения новейшего орогенического комплекса, маркирующие новейшие впадины; 2 – отложения эпикаледонского (на Северном Тянь-Шане) и эпигерцинского (в Среднем Тянь-Шане) орогенических комплексов; 3 – верхнекоровый слой: осадочно-метаморфический складчато-покровный (а) и кристаллический гранитно-метаморфический (б); 4 – среднекоровый переходный (“инверсионный”) слой хрупких и пластических деформаций со срывом вышележащих структур, с линзами и горизонтами тектонического разупрочнения, возможного частичного плавления и течения вещества; 5 – нижнекоровый слой преимущественно основного состава с преимущественным развитием пластических деформаций и течения вещества; 6 – кровля верхней мантии с различной плотностью вещества, охарактеризованной скоростями сейсмических волн  $V_p$  в км/сек; 7 – неотектонические разломы; 8 – высокоградиентные глубинные зоны; 9 – основная направленность течения глубинного вещества; 10 – направление возможных смещений и течения вещества из-за плотностных неоднородностей на наклонных границах подошвы земной коры

ставлявшей около 40 км (как в прилегающих равнинах) исключительно за счет ее продольного смятия, то это потребовало бы сокращения первоначально ширины Тянь-Шаня более чем на 220 км или на 31%. Это на порядок превышает величину неотектонического сокращения земной коры Тянь-Шаня, полученную из соотношения его современной ширины и ширины, измеренной в том же сечении по предороженной поверхности или, иначе, путем распрямления складок (см. рис. I.2.6). Как указывалось выше, эта величина составляет 4 – 7% (во всяком случае, она не превышает 10%). Повторим, что она **достаточна** для объяснения реально существующей структуры горного пояса, относительных высот и других параметров. Если же принять сокращение равным 31%, то совершенно неясно, в каких структурных формах проявлены избыточные (с точки зрения верхнекоревой структуры) 20% (!). Или они полностью компенсированы какими-то исключительно глубинными процессами, практически не проявляющимися структурах верхней коры? Это представляется мало вероятным.

Из этого следует, что увеличение мощности земной коры, произошедшее за неотектонический этап, не обеспечивается одним лишь продольным ее смятием. Очевидно, что здесь достаточно большим должен быть вклад местных глубинных процессов (см. рис. V.3.5, V.2.9, а также гл. V.2).

Уместно привести также достаточно часто упоминаемый пример поворота блока Ферганской межгорной впадины против часовой стрелки. Этот поворот предполагался ранее по геолого-структурным признакам и в последующем подтвержден результатами палеомагнитного анализа и спутниковыми геодезическими измерениями (см. предшествующие разделы). Вместе с тем, рядом исследователей отмечалось, что в Гиссаро-Алайской системе, обрамляющей впадину с юга, как раз со стороны Пенджабско-Памирского индентора, который и мог бы быть силовым источником такого поворота впадины, достаточно отчетливых признаков последнего не отмечено (это странно, особенно если исходить из весьма большой, D100 км, неотектонической амплитуды Таласо-Ферганского сдвига, определенной палеомагнитным методом). Кроме того, фактически установлено, что скорости позднеплейстоцен-голоценовых смещений по Таласо-Ферганскому сдвигу, который в общем согласуется и, как считается, обеспечивает указанный поворот блока Ферганской впадины, в его юго-восточной части, ближней к Памирской дуге, значительно меньше скоростей, установленных севернее, на центральном участке разлома [Трифонов и др., 1990; Trifonov et al., 1992]. Из этого обстоятельства был сделан вывод, что Ферганская впадина имеет какие-то автономные глубинные источники тектонических сил, придающих некоторое ускорение фоновому движению. В этом отношении достаточно интересным был бы анализ баланса неотектонических движений на южной и северной границах впадины.

Действие сил горизонтального сжатия в верхнекоревых структурах Памиро-Тяньшанской области очевидно и было, по существу, объектом рассмотрения всех разделов книги. Здесь мы обращаем внимание на то, чтобы не упускать из вида и в должной мере принимать в расчет роль автономных региональных и локальных глубинных процессов.

Еще одним вопросом принципиальной значимости, но очень слабо разработанным, является механизм латерального взаимодействия блоков земной коры в условиях ее сжатия. В схемах с однослойной корой это взаимодействие более или менее понятно: оно сводится к коллизии блоков, к которым каким-то образом (снизу или сбоку) приложены внешние движущие силы. Но такая схема на уровне существующих знаний не является удовлетворительной, поскольку мы должны рассматривать литосферу и даже только земную кору как гетерогенную, структурно и реологически расслоенную среду. Простое механическое взаимодействие применимо, пожалуй, лишь к верхнекоревому хрупкому слою, включающему разновозрастные геологические формации. Его подошва находится на глубинах в среднем около 15–20 км (см. гл. II.5; рис. V.3.5), а ниже развита квазипластичная среда средней и нижней коры, для которой характерно развитие на разных уровнях отдельных линз и более широко распространенных слоев с аномальными (сниженными) скоростями распространения продольных сейсмических волн (волноводов) и высокой электропроводимостью. Очевидно, для этих слоев, как и для мантии характерны процессы пластического течения вещества и его пространственного перераспределения.



На этих глубинах блоки и крупные массивы, достаточно определенно проявленные в верхнекоревом слое, уже не проявляются столь отчетливо, а за их глубинные границы (в том числе разломные) принимаются обычно высокоградиентные зоны вариаций плотности, вязкости и других параметров глубинных слоев. Очевидно, что эти границы не являются прямым продолжением верхнекоревых границ и не относятся к категории дислокационных. Они естественным образом отражают крупные неоднородности верхнекоревых слоев. Но ведь очевидно, что многие из этих неоднородностей следует считать обособленными именно в результате молодых глубинных процессов, и поддерживаются ими. И говорить о коллизии блоков земной коры на уровне средней и нижней коры, тем более на уровне верхней мантии, которые, по сути дела, непрерывны, весьма затруднительно. Развитие верхнекоревых горообразующих дислокаций является результатом не столько жесткой коллизии литосферных блоков, сколько следствием структурно-вещественной трансформации и течения вещества глубинных слоев литосферы, в том числе, подчеркнем, на уровне средней и нижней коры. Большая роль, вероятно, принадлежит крупномасштабным мантийным потокам, уходящим от области их зарождения (в данном случае ею может быть область Индо-Азиатской литосферной коллизии и/или Тибетский плюм) далеко за пределы области горообразования и образующим широкие и пологие деформации коры типа глубинных складок волочения. В этом отношении мы, по-видимому, подходим к новому прочтению и более глубокому пониманию “Тектоники Азии” Э. Аргана, к его пониманию складок основания. На этом пути могут быть решены многие дискуссионные вопросы не только областей внутриконтинентального горообразования, но и тектоники платформенных областей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии охарактеризованы многообразные черты строения и свойства литосферы обширной части Центрально-Азиатской области позднекайнозойского внутриматерикового (материкового) горообразования. Его принципиальной особенностью является то, что оно развивается здесь **в условиях** и, как принимается теперь большинством исследователей, **в результате** коллизии Евразийской и Индийской литосферных плит.

В центре внимания был горный пояс Тянь-Шаня, который образует северный фронт этой области. Он характеризуется прямолинейностью, однородностью и цельностью своей неотектонической (орогенной) структуры на чрезвычайно большом расстоянии, несмотря на то, что его земная кора, точнее, верхнекорковый слой, составляющий основание горного сооружения, представляет коллаж разновозрастных, разнотипных и разновеликих вещественно-структурных зон и блоков, спаянных в единый массив к концу палеозоя. И несмотря на то, что с юга этот пояс подпирается не единым, а несколькими также разнотипными и разновозрастными крупными материковыми массивами, через посредство которых передается направленное на север давление Индийской литосферной плиты. Это – относительно низко опущенный массив Афгано-Таджикской депрессии (на западе), высокоподнятый Пенджабско-Памирский выступ Индийской плиты в центре (рассматриваемый обычно как непосредственный индентор) и приподнятый Таримский массив (на востоке).

Из приведенного материала следует вывод о том, что неотектоническая структура и образующие ее формы в общем независимы от вещественных и структурных неоднородностей древнего гетерогенного основания (верхнекоркового слоя). Это является признаком глубинной природы неотектонических деформаций коры и предполагает, что они являются результатом не только латерального раздавливания этого слоя, поскольку в этом случае древние вещественно-структурные неоднородности верхней коры непременно проявились бы достаточно ярко. Они отражают деформации, преобразования и пространственное перераспределение (изменения объема и течения) вещества в более глубоких слоях коры и верхней мантии. Соответствующие особенности состояния и структуры глубоких слоев земной коры и верхней мантии проявлены в изменениях толщины этих слоев, в структуре (рельефе) поверхностей, разделяющих эти слои, в геофизических полях, в скоростных характеристиках, в широком развитии волноводов, слоев и линз с пониженной плотностью и вязкостью вещества, с повышенной электропроводностью, с возможным частичным плавлением вещества (его мигматизацией, по А.Б.Бакирову). Очевидно, что глубинные процессы активно воздействуют на верхнекорковые слои и приводят к их достаточно однотипным деформациям в общем случае независимо от состава и структуры слагающих их древних формаций.

Тем самым подтверждается давнее представление Э. Аргана [1935; Argand, 1924] о глубинной природе складок основания Центральной Азии, об их связи с течением вещества глубоких слоев верхней мантии.

Имеющийся материал позволяет считать, что в пределах пояса новейшего эпиплатформенного горообразования процессы дифференциации и течения глубинного вещества активны не только в астеносфере и вышележащей части мантии, но и в слоях коры. В этом отношении особая роль

принадлежит среднекоровому слою, поскольку именно на уровне этого слоя прежде всего и главным образом осуществляется структурно-динамическая компенсация между дисгармонично устроенными и реологически разнотипными верхнекоровым и более глубокими слоями литосферы. Именно поэтому среднекоровый слой характеризуется наибольшими вариациями толщины, уменьшаясь под межгорными и предгорными прогибами и увеличиваясь под системами поднятий, к нему приурочены наиболее значительные волноводы, области пониженных скоростей прохождения сейсмических волн, повышенной электропроводности с флюидонасыщенностью и частичным плавлением (мигматизацией) вещества. К этому же слою относятся наиболее значительные субгоризонтальные поверхности или, точнее, зоны тектонических срывов (*decollement* или *detachment faults*), которые как бы ограничивают распространение вниз верхнекоровых разрывных нарушений. Именно этот слой ограничивает проявление основной части коровой сейсмичности.

Закономерное соответствие неотектонических структур горных поясов структурам глубинных слоев земной коры и верхов мантии, вместе с вышесказанным, свидетельствует со всей очевидностью о молодости глубинных структур, что следует, очевидно, иметь в виду при использовании данных о глубинных структурах в интерпретациях древних структур коры.

Изгибные деформации верхнекоровых геологических формаций, являющиеся характерной формой неотектонических структур, позволяют считать, что пластические деформации присущи даже этим формациям, которые традиционно считаются хрупкими. Достаточно представительные историко-геологические и сравнительно-тектонические данные, касающиеся зарождения и последующей эволюции складок основания, свидетельствуют со всей очевидностью, что в своем большинстве они являются первичными относительно разрывных дислокаций, которые им сопутствуют и генетически с ними связаны. Это не исключает того, что на определенных этапах деформации (в основном, поздних), крупные взбросо-надвиговые смещения могут порождать складчатость, охватывающую не только осадочный покров, но и основание (*basement involved faulting and folding*).

Весь ансамбль парагенетически связанных неотектонических структурных форм со всей очевидностью свидетельствует о его формировании в условиях латерального сжатия земной коры. Вместе с тем многие черты ее строения, отражающие горообразующие деформации, заставляют предполагать, что далеко не все они являются результатом коллизии и латерального сжатия коры и литосферы в целом. В этих деформациях велик вклад глубинных процессов преобразования и перераспределения (течения) вещества на разных уровнях литосферы. В главе V.2 обращено внимание на известную, но, по существу, необъясненную прерывистость распределения внутригорных впадин Юго-Западного Тянь-Шаня в протяженных синклиналильных зонах, их четковидность. Это характерно для всех других систем поднятий Тянь-Шаня, а также для распределения межгорных и предгорных прогибов в пределах всего горного пояса. Лишь отчасти это объясняется дислокационным пережимом и погребением впадин с образованием на их месте структур сшивания. В общем случае четковидность является генетическим свойством орогенной структуры, связанным, очевидно, с механизмами структурирования неоднородной и расслоенной геологической среды. Это свойство было заложено уже на ранних стадиях развития этой структуры (об этом свидетельствуют возраст, характер и пространственное распределение осадочного покрова, выполняющего впадины разных рангов).

Активность процессов преобразования и пластического течения материала (отток его из-под впадин и нагнетание под смежные поднятия) предполагается и подтверждается фактами уже на высоких уровнях древнего основания. В более крупном масштабе и, следует полагать, с большими скоростями аналогичные процессы совершаются на уровнях среднекорового и нижнекорового слоев, о чем свидетельствуют характерные изменения толщины этих слоев, наличие волноводов, линз и слоев пониженных скоростей прохождения сейсмических волн и повышенной электропроводности, возможная мигматизация глубинного вещества. Именно эти процессы, по-видимому, определяют пространственное распределение крупнейших структурно-орографических элементов горного пояса – межгорных и предгорных прогибов и систем высокогорных поднятий (во всяком случае,

они хорошо согласуются друг с другом). Подчеркнем еще раз, что это распределение наметилось задолго до начала коллизии Евразийской и Индийской литосферных плит.

Структурирование средне- и нижнекоровых слоев и происходящие в них процессы управляются, очевидно, еще более глубокими процессами в верхней (литосферной) мантии. Последняя под всем горным поясом отличается разуплотнением, пониженными скоростями прохождения сейсмических волн и повышенными температурами по сравнению со смежными территориями платформенного типа. При этом отмечаются различия плотностных, температурных и других характеристик этой разуплотненной мантии под системами горных сооружений, с одной стороны, и под межгорными и предгорными прогибами, с другой стороны. Эти различия являются, вероятно, причинами глубинных процессов, в том числе пространственного перераспределения (течения) вещества и деформаций не только в верхней мантии, но и в вышележащих слоях коры.

Есть основания предполагать, что общее коробление верхнекорового слоя Тянь-Шаня и других горных сооружений рассматриваемого типа с образованием конгруэнтных складок основания, организованных в линейные зоны, адекватно отражает латеральное смятие и сокращение коры в результате коллизионных процессов. Локализация же этого коробления с развитием горных сооружений на достаточно большом удалении от коллизионных швов и дискордантных относительно них, заложение и дальнейшее развитие в пределах этих сооружений систем высокогорных поднятий и межгорных и предгорных прогибов в большой мере связаны с глубинными процессами – преобразованиями и течением вещества глубинных слоев земной коры и верхней мантии. Эти процессы каким-то образом связаны, вероятно, с взаимодействием литосферных плит (в данном случае, с их коллизией), однако связь эта остается неясной.

Прилегающие к горному поясу платформенные области менее дифференцированы и расслоены. Установлено весьма далекое (на первые тысячи километров) латеральное воздействие на них со стороны области активного горообразования. Такое воздействие осуществляется, скорее всего, не столько путем механического латерального давления на кору платформ, сколько путем волочения коры подкоровыми (верхнемантийными и астеносферными) далеко уходящими течениями глубинного вещества, о чем впервые и достаточно определенно писал Э. Арган [Argand, 1924; Арган, 1935]. Такой механизм уже давно рассматривается для объяснения волнообразных короблений континентальной земной коры (складок коры), параллельных рифтовым зонам (“rift-parallele Schildwellungen” П. Бурека [Burek, 1981]).

Преобразования и течения глубинного вещества являются разномасштабными на разных уровнях литосферы, охватывая разные ее объемы (слои, линзы). И осуществляются они, по-видимому, с разными скоростями, воздействуя прямо или опосредованно на вышележащие слои коры. В соответствии с этим складки основания или глубинные складки, о которых писал Э. Арган, включают как собственно **складки основания** (под ними понимаются изгибы древнего покровно-складчатого основания и молодых осадочных покровов верхнекорового слоя), так и **складки коры** (под которыми понимаются изгибы всей коры\*).

А.М. Никишин выделяет еще **литосферные складки**, которые представляют изгибы всей литосферы с характерной длиной волны около 360 км и рассматриваются в качестве складок латерального (продольного) раздавливания или сплющивания литосферы [Лобковский и др., 2004]. К таким отнесены, например, Ферганский межгорный прогиб и сопряженные с ним системы поднятий Тянь-Шаня. Из этого примера следует, что по своему проявлению литосферные складки аналогичны (по крайней мере, в данном случае) складкам коры. Хотя по своим параметрам они должны бы существенно различаться (об этом свидетельствуют, прежде всего, весьма различные объемы охватываемых ими слоев литосферы).

Указанное подразделение мегаскладок заслуживает большого внимания, особенно в свете представлений о структурно-динамической и тектонической расслоенности литосферы. Оно предпола-

---

\* Этот термин впервые, по-видимому, был использован В. Пенком [1924] для обозначения крупномасштабных деформаций земной коры, создающих крупнейшие формы рельефа континентов.

гает различия генетической и геодинамической природы, в том числе различия в режимах развития складок разных типов и, соответственно, разных рангов. Эти различия непосредственно связаны с проблемами понимания причин и механизмов образования структурных форм и их совокупностей, природы и прогноза землетрясений разных глубинных уровней, энергетики и механизмов. Следует, очевидно, предполагать, что складки основания, складки коры и литосферные складки в условиях реологически расслоенной и гетерогенной литосферы различаются по своей природе и особенностям развития.

В связи с этим нельзя считать достаточно ясными природу структурной дисгармонии литосферы (количественного и качественного несоответствия структур и динамики разноглубинных ее слоев), реальный механизм взаимодействия литосферных плит и блоков на конкретных уровнях разных слоев литосферы и коры, а также механизм, обеспечивающий дальность этого воздействия. Простой механизм формирования складок продольного сжатия, подобно смятию осадочных покровов, для данного случая, скорее всего, не подходит. В качестве некоторого обобщенного приближения можно принять модель двухъярусной коллизии Л.И. Лобковского [Лобковский и др., 2004], которая предусматривает активное латеральное течение и пространственное перераспределение (отток и нагнетание) вещества нижнего пластичного слоя коры. Последний включает, очевидно, и рассматриваемый нами среднекоровый слой, отличающийся особенно высокой пластичностью и текучестью. Эта модель, как и многие другие, является принципиальной. Она ограничена непосредственно областью коллизии и объясняет орогеническое вспучивание земной коры в масштабе горного пояса. Механизм деформаций земной коры в пределах пояса, механизм орогенного структурообразования ею не рассматривается.

В ряде других моделей земная кора продолжает рассматриваться вообще как единый слой (см., например, [Avouac et al., 1993]). Ясно, что такое осреднение не отвечает уровню существующих знаний о глубинной структуре земной коры, не дает сколько-нибудь отчетливого представления о реальных механизмах структурообразования на разных уровнях расслоенной коры и приводит, с нашей точки зрения, к неверным оценкам. В указанном примере весьма завышенной представляется оценка горизонтального сокращения земной коры Тянь-Шаня, полученная из расчета, что толщина земной коры увеличена до современных значений в результате ее латерального сокращения, и составляющая 125–203 км. Это в 3–4 раза больше величины, **достаточной** для формирования всей серии реальных складок основания Тянь-Шаня латеральным сокращением коры. **Структурных** проявлений такого большого сокращения не наблюдается на всем обширном пространстве орогенного пояса (оно избыточно относительно реальной складчатости). Следовательно, складкообразование (в ранге верхнекоровых складок основания, являющихся основой структуры этого пояса) и утолщение земной коры являются результатами достаточно различных или, во всяком случае, автономных процессов.

Имеется целый ряд других особенностей структуры орогена и истории ее развития, которые заставляют предполагать, что латеральное смятие внутриконтинентальной литосферы, вызванное коллизией литосферных плит, не является исключительной причиной ее горообразующих деформаций. Активным источником тектонических сил являются также глубинные процессы структурно-вещественных преобразований и течения вещества на разных уровнях литосферы. С разных позиций и в разных вариациях они предполагались и рассматривались в работах многих исследователей (М.Е. Артемьев, Е.В. Артюшков, А.Б. Бакиров, В.В. Белоусов, Е.В. Буров, М.М. Буслов, Л.П. Винник, М.А. Гончаров, А.Ф. Грачев, Н.Л. Добрецов, М.Г. Леонов, Л.И. Лобковский, В.И. Макаров, Н.-А. Мёрнер, П. Молнер, А.М. Никишин, В.Е. Хаин, Ф.Н. Юдахин и др.). Но достаточной ясности в этой принципиальной проблеме внутриплитного горообразования коллизионного типа нет.

Очевидно, что механистическое сведение внутриконтинентального горообразования в Центральной Азии к латеральному раздавливанию литосферы в значительной мере себя исчерпало. Это раздавливание (коллизия), несомненно, имеет место и прекрасно проявлено в рассматриваемой области. Но оно не является исключительной причиной локализации и механизмом горообра-

зования, и многие особенности верхнекоровых и глубинных структур орогенных областей такого типа этим механизмом не объясняются. Дальнейший прогресс наших знаний об этом процессе и связанных с ним структурах и явлениях требует перехода от мелкомасштабных моделей и схем к детальным региональным исследованиям с геодинамическим анализом реальных достаточно крупномасштабных геологических структур и их связи с конкретными глубинами литосферы. Авторы этой книги надеются, что приведенный в ней фактический материал, выводы и предположения послужат определенным вкладом в решение этой и многих других проблем внутриконтинентального горообразования и будут способствовать дальнейшим исследованиям в этом направлении. При этом одним из наиболее актуальных следует, по-видимому, считать вопрос об уровнях, механизмах и конкретных формах взаимодействия расслоенных блоков литосферы и земной коры (многоярусная геодинамика и тектоника).