

**ГЕОЛОГИЯ
И
ГЕОФИЗИКА**

RUSSIAN
GEOLOGY
AND
GEOFHYSICS

2

Том 49, 2008

НОВОСИБИРСК
АКАДЕМИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО «ГЕО»

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

В.Г. Трифонов, Е.В. Артюшков*, А.Е. Додонов, Д.М. Бачманов,
А.В. Миколайчук**, Ф.А. Вишняков

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия*

*** Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли,
720027, Бишкек, ул. Тимура Фрунзе, 73/2, Киргизия*

Образование горного сооружения Центрального Тянь-Шаня обычно объясняют изостатической реакцией коры на ее сжатие, обусловленное столкновением Индии с Евразией. Поднятие данной области с олигоцена до 2 млн лет назад в среднем составило ~700 м, что примерно соответствует указанному механизму. В последние 2 млн лет, в конце плиоцена и в плейстоцене, скорость восходящих движений возросла на порядок. Это доказывается погружением новейшей молассы вверх по разрезу, увеличением скоростей врезания и разрастанием хребтов за счет впадин. В плейстоцене в поднятие, хотя и не столь интенсивное, вовлекается и большая часть впадин. Средняя скорость горизонтального сжатия коры возросла в позднем плиоцен—квартере лишь в ~2—2.5 раза, поэтому вклад сжатия коры в позднеплиоцен-четвертичное горообразование не превысил ~10 %. Резкое ускорение восходящих движений было обусловлено главным образом конвективным замещением мантийной литосферы менее плотной астеносферой. Это произошло вследствие резкого размягчения мантийной литосферы при инфильтрации в нее активного флюида из подстилающей мантии. Резкое ускорение поднятий в плиоцене и квартере отмечено во многих континентальных областях. Это отражает важную роль в горообразовании мантийных процессов и прежде всего частичного или полного замещения мантийной литосферы астеносферой.

Горообразование, ускорение поднятий, плиоцен, квартал, подъем астеносферы, Тянь-Шань.

PLIOCENE-QUATERNARY OROGENY IN THE CENTRAL TIEN SHAN

V.G. Trifonov, E.V. Artyushkov, A.E. Dodonov, D.M. Bachmanov, A.V. Mikolaichuk, and F.A. Vishnyakov

Formation of mountains of the Central Tien Shan is usually explained by the isostatic response of the crust to its shortening caused by the Indian-Eurasian collision. The rise of the region in the period from Oligocene to Late Pliocene (2 Myr ago) reached ~700 m on average, which corresponds to the isostatic response. For the last 2 Myr (Late Pliocene-Quaternary), the rate of rise increased by an order of magnitude. This is proved by the coarsening of Cenozoic molassa up the sections, acceleration of cutting of drainage systems into ridges, and formation of new ridges within basins. In the Quaternary, most of intermontane basins underwent uplifting, though not so intense. The average rate of lateral crustal shortening increased ~2–2.5 times only, and the contribution of this process to the Late Pliocene-Quaternary orogeny was no more than 10%. The acceleration of rise was caused mainly by the convective replacement of the mantle lithosphere by the less dense asthenosphere. This was due to the quick softening of the mantle lithosphere as a result of the infiltration of active fluid from the lower mantle. Such accelerations of crustal uplifting took place in the Pliocene and Quaternary in many continental regions. This evidences that mantle processes, first of all, the full or partial replacement of the mantle lithosphere by the asthenosphere, played an important role in the formation of mountains.

Orogeny (formation of mountains), asthenosphere rise, acceleration of rise, Pliocene, Quaternary, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние труды предшественников сформировали представление о новейшей структуре Тянь-Шаня как результате деформации мел-палеогенового пенеппена, возникшего на палеозойском основании Туранской плиты и Казахского щита. Новейшая структура образована системой антиклинальных и синклинальных складок основания, выраженных соответственно хребтами и межгорными впадинами, заполненными молассой. Складки разделены и осложнены крупными разломами со взбросовой или надвиговой компонентой смещений. Общепринято, что эта структура развивалась в условиях поперечного

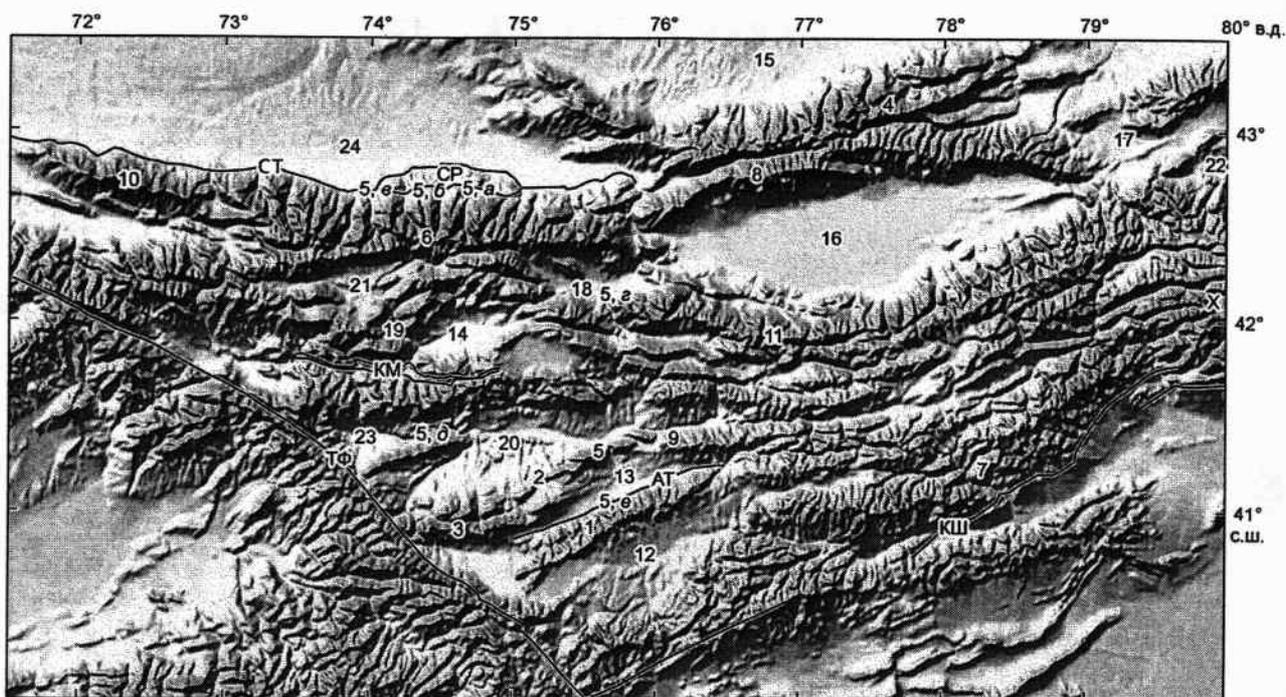


Рис. 1. Карта рельефа Центрального Тянь-Шаня.

Горные хребты: 1 — Атбашинский, 2 — Байбичетау, 3 — Джамантау, 4 — Заилийский Алатау, 5 — Каратау, 6 — Киргизский, 7 — Кокшаалтау, 8 — Кунгей Алатау, 9 — Нарынтау, 10 — Таласский, 11 — Терской Алатау. Предгорные и межгорные впадины: 12 — Аксайская, 13 — Атбашинская, 14 — Джумгольская, 15 — Илийская, 16 — Иссыккульская, 17 — Каркаринская, 18 — Кочкорская, 19 — Кызылоская, 20 — Нарынская, 21 — Сусамырская, 22 — Текесская, 23 — Тогуз-Гороуская, 24 — Чуйская. Крупнейшие зоны разломов: АТ — Атбашинская, КШ — Кокшаальская, СТ — Северо-Тяньшаньская, ТФ — Таласо-Ферганская, СР — Серафимовская антиклиналь. КМ — Кёкёмерен-Минкушская зона. Х — горный узел Хан-Тенгри. Показано положение рис. 7.

горизонтального укорочения, начиная с олигоцена [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Чедия, 1986; Николаев, 1988; Миколайчук, 2000]. Продолжение ее развития доказывается унаследованными движениями по активным разломам [Абдрахматов и др., 2001; Трифонов и др., 2002] и данными повторных геодезических наблюдений [Никонов, 1977; Abdrahmatov et al., 1996; Зубович и др., 2001; Современная геодинамика..., 2005]. Средняя скорость воздымания гор за олигоцен—квартер ниже, чем за квартер и тем более за поздний плейстоцен и голоцен. Из этого сделан вывод, что горы росли с ускорением [Крестников и др., 1979; Чедия, 1986].

Цель статьи — рассмотреть изменение скорости горообразования во времени и геодинамические процессы, которые могли стать его причинами. Объектом исследований выбран Центральный Тянь-Шань (ЦТШ) — часть горного сооружения между Таласо-Ферганским разломом на западе и узлом Хан-Тенгри на востоке (рис. 1). На севере ЦТШ граничит с Чуйской и Илийской эпипалеозойскими впадинами, а на юге с Таримской впадиной, заложённой, вероятно, еще в палеозое на позднепротерозойском фундаменте.

ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ХОДЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

ЦТШ — эпипалеозойское горное сооружение, пережившее в мезозое и раннем палеогене платформенный этап развития. В раннем палеогене территория ЦТШ представляла собой пенеплен с относительными превышениями в первые сотни метров, принимаемый за предорогённую поверхность выравнивания [Шульц, 1948; Трофимов, 1973; Чедия, 1986]. Переотложенная кора выветривания, сформированная на пенеплене к концу мезозоя, слагает континентальную красноцветную, преимущественно тонкообломочную толщу с фауной среднего—позднего эоцена и, возможно, раннего олигоцена [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. В ее нижней части обнаружены покровы базальтов, суммарная мощность которых на северо-западном борту Иссыккульской впадины достигает 20 м, а в Аксайской впадине — 80 м [Чедия и др., 1973; Vazhenov, Mikolaichuk, 2002]. К-Аг и Аг-Аг возрасты базальтов — 54—70 млн лет [Крылов, 1960; Несмеянов и др., 1977; Симонов и др., 2005]. Мощность толщи обычно не превосходит первых десятков метров, но в Чуйской, Илийской, Иссыккульской и Аксайской впадинах местами достигает 300—500 м, возможно, отражая их начавшееся прогибание.

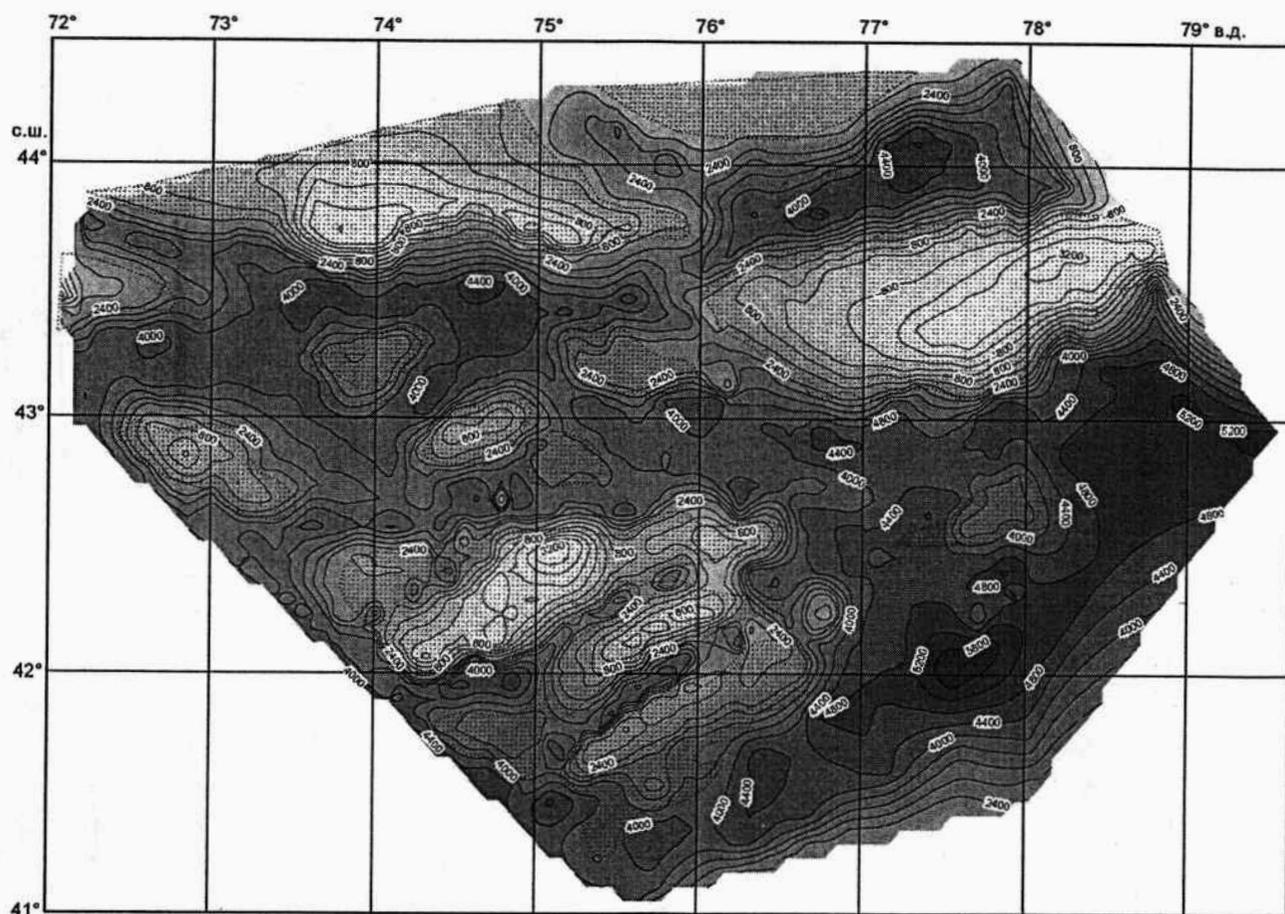


Рис. 2. Предполагаемое положение предороговой поверхности выравнивания, представленное в пределах хребтов изолиниями вершинной поверхности, а в пределах впадин (выделено крапом) изолиниями поверхности фундамента.

Положение последней реконструировано под новейшей молассой по геологическим, буровым и геофизическим данным [Геологическая карта..., 1982].

На рис. 2 приведена карта вершинной поверхности горных хребтов ЦТШ, совмещенная с положением предороговой поверхности в новейших впадинах, определенным по комплексу геологических, буровых и геофизических данных [Геологическая карта..., 1982]. При интенсивной линейной эрозии, сопровождавшей рост хребтов, на их вершинах и склонах сохранились останцы предороговой поверхности [Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Поэтому, за исключением редких случаев существенного эрозионного понижения таких останцов, карта отражает новейшие деформации и смещения предороговой поверхности и является генерализованной картой суммарных новейших вертикальных движений. Превышения осевых частей хребтов над днищами соседних впадин составляют ~3—5 км, а максимальный размах рельефа доороговой поверхности достигает 10 км.

Ступенчатость склонов хребтов, большинством исследователей интерпретируемая как отражение импульсности поднятия, лежит в основе представлений о ярусности рельефа ЦТШ [Шульц, 1948; Трофимов, 1973; Макаров, 1977; Крестников и др., 1979; Чедия, 1986]. Согласно этим представлениям, усиление вертикальных движений усиливает эрозионные процессы, и на склоне поднятия формируется эрозионно-тектонический уступ (врез), опирающийся на дно впадины или долины, которая служит местным базисом эрозии и на которой происходит аккумуляция продуктов эрозионной деятельности. Чем выше скорость поднятия, тем более грубые и мощные отложения накапливаются. Следующий импульс воздымания приводит к поднятию прилегающего к уступу участка впадины, ниже которого формируется более молодой врез. Поднятый участок становится ступенью на склоне. Ступени, расположенные на близких гипсометрических уровнях на склонах разных хребтов, образуют вместе с опирающимися на них врезами региональный ярус рельефа, возникшего в единый интервал времени. Это предполагает корреляцию вреза с грубой нижней частью того или иного молассового комплекса, а ступени в основании вреза — с его более тонкой верхней частью [Макаров, 1977]. Возможность сопоставить ярус рельефа с

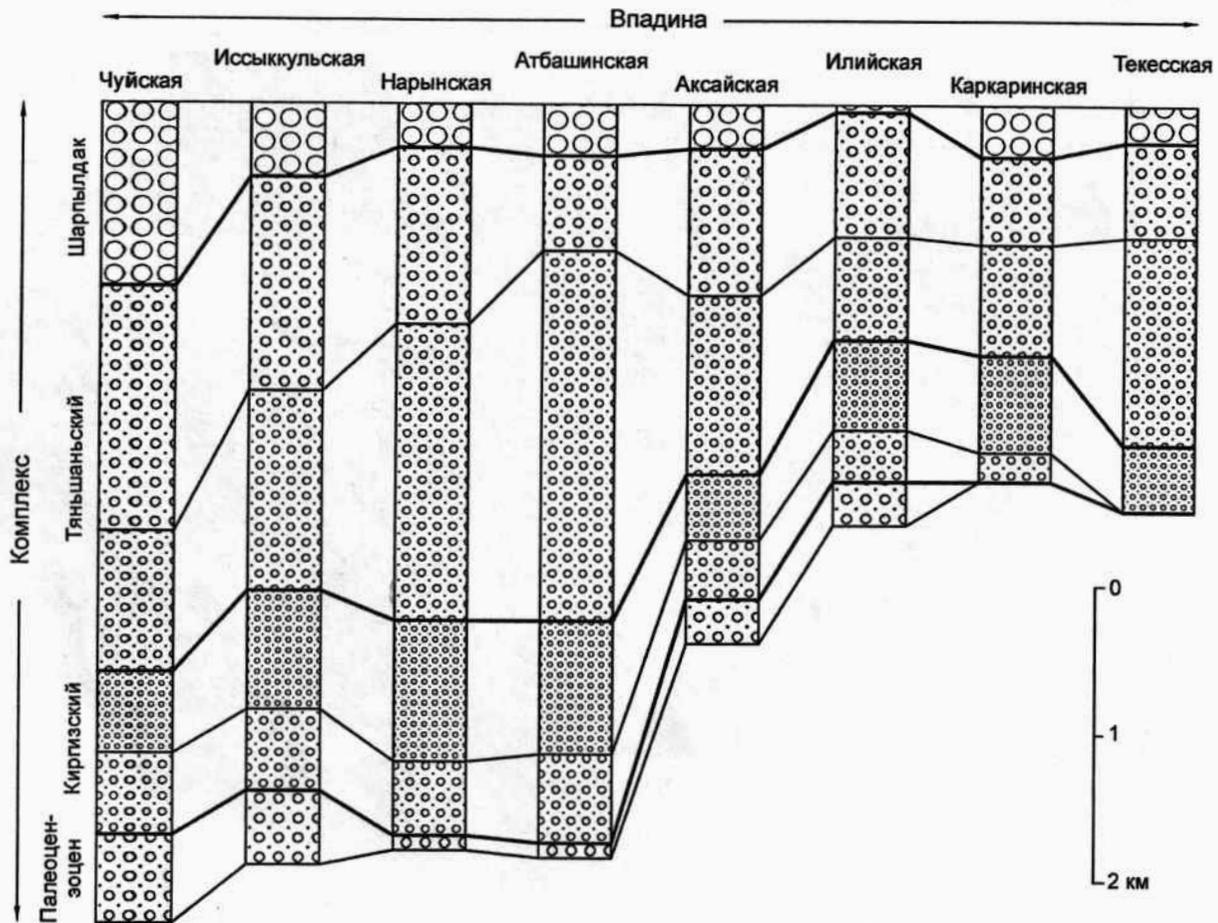


Рис. 3. Сопоставление разрезов новейших отложений впадин региона.

Разновозрастные серии отложений выделены разными знаками.

определенным комплексом молассы позволяет судить по этим отложениям о развитии горного сооружения.

Отложения впадин описаны в работах предшественников [Шульц, 1948; Несмеянов, Макаров, 1974; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Чедия, 1986]. Наша задача состояла в обобщении этих данных и сборе недостающего материала [Додонов, 2002; Миколайчук и др., 2003]. Надэоценовая моласса подразделяется на четыре комплекса: киргизский, тяньшаньский, шарпылдакский и плейстоцен-голоценовый, каждый из которых членится на местные подразделения (рис. 3—5). Их сопоставление и датирование, остающееся в деталях дискуссионным, основано на особенностях состава и цвета отложений, неполных палеомагнитных данных и редких фаунистических остатках.

Нижний, киргизский, комплекс имеет двучленное строение. Его нижняя серия красочетная, а в верхней преобладает бурая окраска. Нижняя серия представлена пролювиальными и аллювиальными мелко-, реже среднегалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, которые в центре крупных впадин сменяются песчано-глинистыми отложениями с гипсом. По найденной в Иссыккульской и Илийской впадинах фауне низы серии отнесены к среднему олигоцену, а верхи — к верхнему олигоцену — низам миоцена [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Верхняя серия отличается от нижней более тонким составом и наличием прослоев карбонатов и гипса, а местами также мирабилита и галита, что указывает на равнинный ландшафт и появление осушавшихся озер. Возраст серии принимается по положению в разрезах как нижнесреднемиоценовый.

В составе тяньшаньского комплекса выделяются две серии. По фаунистическим находкам возраст нижней серии определен как верхний (средний?) миоцен—нижний плиоцен, а верхней серии — средний и поздний плиоцен [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. По палеомагнитным данным, на юге Чуйской впадины граница серий находится в интервале 8—5 млн лет [Bullen et al., 2001], вероятно, она проходит в самых низах плиоцена.

Серии различаются окраской: пестрой в низах и палево-серой в верхах разрезов, и сложены терригенными преимущественно глинисто-алеврито-песчанистыми породами с прослоями карбонатов, а в

Комплекс	Возраст	Впадина													
		Чуйская (юг)		Кочкорская		Иссыккульская		Илийская		Нарынская		Атбашинская			
sh	$N_3^2 - Q_E$	Норузская св.	N_2^3	Шарпылдакская св.				Q_E	Хорогская св.	Q_E	Шарпылдакская св.				
Тяньшаньский	$N_2^2 - N_2^3$	Чуйская св.	N_2^3	Джуанарыкская св.	Верхняя п/св.	$N_2^2 - N_2^3$	Иссыккульская св.	Джуукинская св. (верхнеиссыккульская п/св.)	N_2^2	Илийская св.	N_2^2	Нарынская св.	Верхне-нарынская п/св.	Кульнейская св.	Верхняя п/св.
	$N_1^3 - N_1^2$	Сарыагачская св.	$N_1^3 - N_1^2$		Нижняя п/св.	$N_1^2 - N_1^3$		Согутинская св. (нижнеиссыккульская п/св.)	$N_1^2 - N_1^3$	Санташская св.	$N_1^2 - N_1^3$		Средне-нарынская п/св.		
Киргизский	$N_1^1 - N_1^2 ?$	Кокомеренская св.		Шамсинская св.	Шарыб-кольская св.	Джегтыгузская св.	Верхняя п/св.	Верхняя п/св.	Чульдадырская св.	E_3	Актауская св.	Верхняя п/св.	E_3^1	Киргизская св.	Кызылбулакская св.
	$E_3(E_3^{2-3}) - N_1^1 a$		Бижинская св.				Нижняя п/св.					Нижняя п/св.			
Палеоцен-эоцен	$E_{1-2} (-E_3^1 ?)$	Сулутерекская св.		Коктурпакская св.		Чонкурчакская св. Ag-Ag и K-Ag возраст базальтов 54-70 млн лет	E_2^3 E_2^2	Акбулакская св.					Коктурпакская св.		

⊙
 N_2^3

1

Рис. 4. Сопоставление и возраст свит палеоцен-эоплейстоценовых отложений межгорных и предгорных впадин Центрального Тянь-Шаня, по данным [Шульц, 1948; Алёшкинская и др., 1972; Трофимов, 1973; Чедия и др., 1973; Несмеянов, Макаров, 1974; Трофимов и др., 1976; Макаров, 1977; Несмеянов и др., 1977; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Абдрахматов и др., 2001; Bullen et al., 2001; Додонов, 2002; Миколайчук и др., 2003; Симонов и др., 2005] с изменениями.

1 — возраст фауны.

Комплекс	Ярус	Сера	Продолжительность, млн лет	Рубежи, млн лет	Впадина								
					Чуйская (юг)	Кочкорская	Иссыккульская	Текеская	Каркаринская	Илийская	Нарынская	Атбашинская	Аксайская
Мощность, м/скорость мм/год													
sh	N ₃ -Q _E	sh	1.2	0.8	1000-1300	200	500	250	350	>20	300	>300	300
					0.8-1.08	0.167	0.417	0.208	0.28	>0.017	0.25	>0.25	0.25
Тяньшаньский	N ₂ -N ₂	ts ₂	3	2	1250-1700	200-850	1450	650	600	380-880	1200	650	1000
					0.4-0.57	0.067-0.283	0.483	0.217	0.2	0.127-0.293	0.4	0.217	0.333
					950	150-1000	1380	1400	230-800	125-760	2000	2500	1200
		ts ₁	7	5	0.136	0.0214-0.143	0.197	0.2	0.033-0.144	0.018-0.109	0.286	0.357	0.171
Киргизский	N ₁ -N ₁ ?	kz ₂	10	12	150-600	450-1700	800	170-500	150-700	160-670	670-1000	450-1000	450
					0.015-0.06	0.045-0.17	0.08	0.017-0.05	0.015-0.07	0.016-0.067	0.067-0.1	0.045-0.1	0.045
					150-600	200-250	500-600	Нет данных	200	390	500	600	100-450
		kz ₁	8	22	0.019-0.075	0.025-0.031	0.063-0.075	Нет данных	0.025	0.049	0.063	0.075	0.056
Палео-зоцен	E ₃ (E ₃ ²⁻³)-N ₁ a	E	36	66	150-635	7	100-550	>>	Нет данных	320	100	80	10-350
					0.0041-0.0176	0.0002	0.0028-0.0153	>>	0.0089	0.0022	0.0022	0.0003-0.0098	

Рис. 5. Мощности и скорости накопления палеоген-раннечетвертичных молассовых комплексов Центрального Тянь-Шаня, по данным [Шульц, 1948; Трофимов и др., 1976; Макаров, 1977; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Додонов, 1982; Миколайчук и др., 2003; Симонов и др., 2005] с дополнениями.

Нарынской впадине также гипса и редко галита. На востоке региона (Иссыккульская, Текеская и Каркаринская впадины) большую роль играют конгломераты. Их количество возрастает также в верхах разрезов Нарынской впадины и юга Чуйской. Погрубление материала вверх по разрезу отмечено и в Илийской впадине.

Шарпылдакский комплекс по сумме фаунистических и палеомагнитных данных в Иссыккульской, Илийской и Чуйской впадинах относится к эоплейстоцену и, возможно, верхам плиоцена (~2—0.8 млн лет назад) [Алешинская и др., 1972; Трофимов и др., 1976; Дмитриева, Несмеянов, 1982; Додонов, 2002]. Комплекс сложен пролювиальными и аллювиально-пролювиальными серыми грубыми конгломератами и конгломератобрекчиями до валунных, с прослоями гравия, песка и алеврита.

Плейстоцен-голоценовый комплекс, по составу близкий к шарпылдакскому, образован флювиальными накоплениями семи цикловых террас [Шульц, 1948], пойм и русел, ледниковыми, а в центре Чуйской, Илийской и Иссыккульской впадин бассейновыми отложениями. Три серии комплекса датированы: 1) ранним и средним плейстоценом, 2) поздним плейстоценом и 3) концом плейстоцена—голоценом [Чедия, 1986; Додонов, 2002].

Первые поднятия, служившие источниками сноса, возникли в олигоцене, однако преобладание мелкогалечных конгломератов и гравелитов в нижней серии киргизского комплекса указывает на относительно небольшой контраст поднятий и впадин, вероятно, не превышавший 1 км в большинстве областей ЦТШ. Судя по составу отложений, контрастность рельефа уменьшилась во время накопления верхней серии киргизского и нижней серии тяньшаньского комплексов. Возникли озерные бассейны, которые в условиях высокой аридности (присутствие эвапоритов) были оторваны от региональных базисов эрозии и могли воздыматься вместе с поднятиями, поставлявшими обломочный материал. Озерные условия местами сохранялись и во время накопления верхней серии тяньшаньского комплекса, но эвапоритов стало меньше. Вместе с тем погрубление обломочного материала, которое на юго-востоке наметилось еще

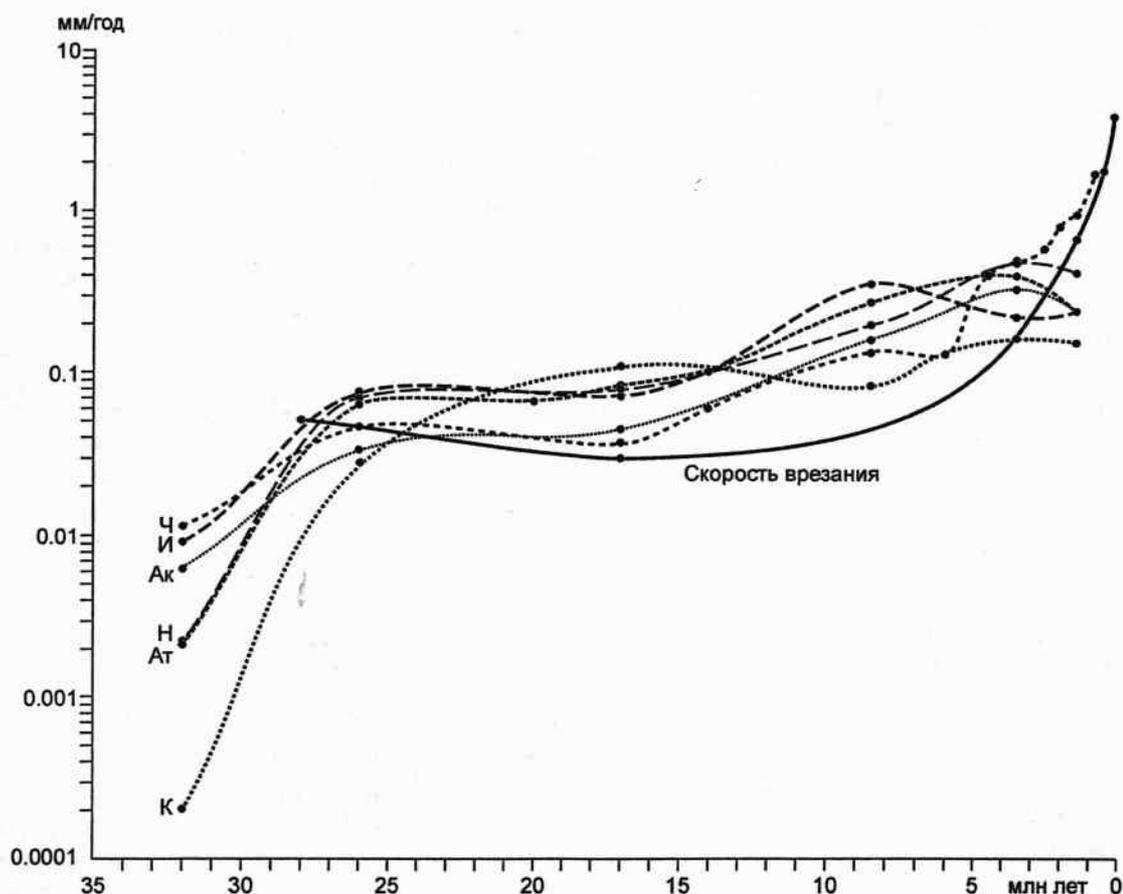


Рис. 6. Графики изменения скоростей бассейновой аккумуляции в новейших впадинах и скоростей врезания в горных хребтах Центрального Тянь-Шаня в течение неотектонического этапа.

Замедление скорости осадконакопления в Кочкорской и Нарынской впадинах в эоплейстоцене связано с переходом бассейнового режима осадконакопления в террасовый. Впадины: Ч — Чуйская, К — Кочкорская, И — Иссыккульская, Н — Нарынская, Ат — Атбашинская, Ак — Аксайская.

в эпоху отложения нижней серии этого комплекса, а позднее охватило и северо-запад региона, указывает на возрастание превышения эродлируемых поднятий над днищами впадин. Резкое поглубение обломочного материала произошло в конце плиоцена и свидетельствует о существенном возрастании контраста между впадинами и поднятиями, т. е. собственно горном рельефе.

Об изменении темпа вертикальных движений во впадинах можно судить по средним скоростям бассейнового накопления различных серий новейшей молассы (см. рис. 5, 6), хотя из-за сложности ее строения и неполноты разрезов такие оценки весьма условны. Выполненные расчеты показывают, что в палеоцен-эоценовую платформенную стадию средняя скорость аккумуляции обычно не превышала тысячных долей миллиметра в год и лишь в нескольких участках будущих впадин приближалась к 0.02 мм/год. В эпоху формирования нижней серии киргизского комплекса скорость возросла до сотых долей миллиметра в год и во время накопления его верхней серии не стала больше. Аккумуляция тяньшаньского комплекса происходила с ускорением до 0.1—0.6 мм/год.

В шарпылдакское время происходила смена бассейнового режима осадкообразования террасовым, что свидетельствует о резком усилении линейной эрозии, вызванном ускорением поднятия. В плейстоцене это привело к образованию террас, вложенных в более древние отложения. Из-за смены режимов средние скорости седиментации шарпылдака в большинстве впадин оказались соизмеримыми или меньшими, чем скорости более раннего осадконакопления. Лишь в тех участках Чуйской впадины, где продолжалась бассейновая аккумуляция, ее скорость возросла вдвое. Единственная подобная оценка для плейстоцена также получена в Чуйской впадине, где за это время накопилось до 500 м осадков [Абдрахматов, 1988], что дает скорость аккумуляции, близкую к скорости шарпылдакского времени. Однако мощность грубообломочных четвертичных отложений заведомо меньше количества выносимого обломочного материала, поскольку сформировавшийся речной сток и эоловые процессы перемещали тонкообломочные фракции от горного сооружения.

Таким образом, данные анализа новейших отложений указывают на значительное возрастание интенсивности восходящих движений в конце плиоцена и квартере. Об этом же свидетельствуют и данные анализа ярусности рельефа. В горных хребтах ЦТШ выделены три яруса [Шульц, 1948; Трофимов, 1973; Макаров, 1977; Крестников и др., 1979; Чедия, 1986]. Верхний ярус, образованный одной или двумя ступенями, врезанными в доорогенную поверхность, коррелируется с киргизским комплексом ($E_3 - N_1^2$), средний, образованный двумя ступенями, — с тяньшаньским и шарпылдакским комплексами ($N_1^2 - Q_E$) и нижний — с плейстоцен-голоценовыми бассейновыми отложениями Чуйской и Илийской впадин. Самая высокая из семи цикловых террас нижнего яруса выработана в кровле шарпылдакского комплекса и датируется концом раннего плейстоцена (Q_1^2). По данным В.И. Макарова [1977], амплитуды олигоценых врезов в хребтах ЦТШ не превышали 200—400 м. О.К. Чедия [1986] оценил размах рельефа (глубины врезов) верхнего яруса величинами до 700 м, среднего яруса — до 1500 м (из них больше половины приходится на нижние врезы, отвечающие шарпылдакскому времени) и нижнего — до 1500 м. Близкие значения дали В.Н. Крестников и его соавторы [1979], оценившие шарпылдакские врезы в хребтах ЦТШ величинами ~1000 м, а четвертичные (с Q_1^2) — более 1000 м на севере ЦТШ и до 1500 м на юго-востоке.

Учитывая продолжительность эпох отложения коррелятивных молассовых комплексов (см. рис. 5), можно по оценкам, приведенным в цитированных работах, рассчитать, пренебрегая неравномерностью врезания в течение каждого цикла, условные средние скорости врезания для разных ярусов и подъярусов рельефа антиклиналей-хребтов ЦТШ, которые в первом приближении отражают скорости их воздымания. Скорости врезания составили 0.03—0.05 мм/год за время формирования киргизской свиты и ее аналогов ($E_3 - N_1^1$), ~0.04 мм/год за время отложения всего киргизского комплекса ($E_3 - N_1^2$), ~0.07 мм/год за время отложения тяньшаньского комплекса ($N_1^2 - N_2^2$), 0.6—0.7 мм/год за шарпылдакское время и самое начало плейстоцена ($N_2^2 - Q_1^1$) и 1.6—2.5 мм/год в плейстоцене. Таким образом, в конце плиоцена произошло ~10-кратное возрастание скорости врезания, и в плейстоцене она оставалась столь же высокой (см. рис. 6).

Межгорные впадины ЦТШ, развивавшиеся долгое время в режиме относительного прогибания и бассейнового осадконакопления, с начала шарпылдакского времени также стали вовлекаться в поднятие. В начале плейстоцена режим линейного врезания охватил все межгорные впадины (кроме, возможно, центра Иссыккульской), и в них сформировался нижний ярус рельефа. Средние скорости врезания во впадинах в 1.5—2 раза меньше, чем в соседних хребтах, будучи на юге и юго-востоке региона выше, чем на севере [Крестников и др., 1979]. В центральных частях Чуйской, Илийской и, возможно, Иссыккульской впадин в плейстоцене сохранялись области прогибания и бассейнового осадконакопления, площади которых сокращались, уступая место формированию террас.

Итак, с конца плиоцена ЦТШ испытал интенсивное поднятие, наибольшее на юге и юго-востоке. Активизация горообразования выражена резким поглубением молассы и возрастанием скоростей врезания. Поднятие не было сводовым, поскольку межгорные впадины уступали соседним хребтам в интенсивности воздымания.

Усиление горообразования в конце плиоцена проявилось в соотношениях между молассовыми сериями. Если древние серии обычно перекрывают друг друга согласно и „трансгрессивное“ залегание отмечается лишь в краевых частях впадин, то в основании шарпылдака угловое несогласие в первые градусы (местами $>10^\circ$) почти повсеместно.

В ту же эпоху происходит расширение поднятий за счет впадин. На юге Чуйской впадины в поднятие Киргизского хребта были вовлечены участки, прежде покрывавшиеся молассой, а затем поднятые на высоту до нескольких километров от исходного положения [Чедия, 1986; Миколайчук и др., 2003]. Они сформировали высокие предгорья, которые присутствуют также на краях Иссыккульской, Сусамырской и Атбашинской впадин.

Внутри горного сооружения прежде единые впадины разобщались перемычками, которые на юге появились раньше, чем на севере. Так, перемычка между Туюнкой и Аксайской впадинами возникла еще в плиоцене и запечатана шарпылдакскими отложениями. Перемычка Байбичетау—Нарынтау, разделившая Нарынскую и Атбашинскую впадины и поднятая над их днищами на высоту ≥ 2 км, образована левым кулисным рядом хребтов, в строении которых признаки поперечного укорочения (с растяжением на своде хр. Байбичетау) сочетаются с продольным левым сдвигом [Макаров, 1977]. Поздний возраст перемычки доказывается присутствием между хребтами Нарынтау и Каратау тонкообломочных отложений нарынской свиты без следов сноса с этих поднятий. Нет его следов и в отложениях тяньшаньского комплекса а, граничащих с западной частью перемычки. Шарпылдакские отложения отсутствуют на склонах перемычки и не содержат обломочного материала с нее. Таким образом, перемычка Байбичетау—Нарынтау окончательно оформилась как орографический элемент лишь в плейстоцене. Такие же соотношения отмечаются вблизи перемычки высотой до 2 км между Джумгольской и Кызылойской впадинами, сложенными однотипными отложениями киргизского и тяньшаньского комплексов.

Еще один пример плиоцен-четвертичного новообразования — Кёкёмерен-Минкушская зона [Садыбакасов, 1972], простирающаяся примерно вдоль линии Николаева западнее оз. Сонг-Кель. Зона образует суженный поперечным укорочением сложносмятый рамп с признаками продольного левого сдвига. Позднечетвертичный сдвиг фиксируется смещениями форм рельефа и наследует более ранние новейшие подвижки, выраженные в направлениях борозд скольжения на плоскостях разломов. В пределах зоны на красноцветах нижнего карбона, юре и маломощной коктурпакской свите с базальтами в основании (68.4 ± 2.3 млн лет по определению ИГЕМ РАН) залегают разногалеchnые конгломераты нижней серии киргизского комплекса, перекрытые отложениями нарынкой и шарпылдакской свит. Все толщи от красноцветов нижнего карбона до нарынкой свиты сменяют друг друга без существенных угловых несогласий. Они появляются лишь в основании шарпылдакской свиты (местами) и среднечетвертичных отложений (повсеместно). Это указывает на молодой возраст рамп и его деформации.

ВЕЛИЧИНА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ КОРЫ В ОЛИГОЦЕНЕ—КВАРТЕРЕ

Хребты и межгорные впадины ЦТШ развивались в течение новейшего этапа в условиях горизонтального сжатия, которое вызывалось направленным на северо-запад давлением Таримской микроплиты, обусловленным, в свою очередь, движениями более южных частей орогенического пояса [Иванова, Трифонов, 2005]. Многие исследователи связывают горообразование с этими горизонтальными движениями, приводившими к скупиванию горных масс. Проверим возможность связи ускорения горообразования в позднем плиоцене—квартере с горизонтальными движениями, сравнивая средние скорости укорочения ЦТШ за весь новейший этап и за поздний плейстоцен—голоцен.

Проводившиеся с 1992 г. измерения современных горизонтальных перемещений с помощью GPS показали, что суммарные скорости укорочения ЦТШ достигают 12—13 мм/год, причем векторы перемещений на востоке отклоняются от нормали к простиранию хребтов, указывая на присутствие левосдвиговой компоненты движений [Abdrakhmatov et al., 1996; Зубович и др., 2001; Современная геодинамика..., 2005]. Скорости современных вертикальных перемещений местами достигают тех же величин [Никонов, 1977].

Поскольку период космогеодезических наблюдений слишком мал, чтобы быть представительным для оценки близких к современности скоростей горизонтальных перемещений, были использованы данные о разломах, активных в позднем плейстоцене и голоцене. Были исследованы восемь крупных активных надвигов и определены скорости перемещений по каждому из них — от 0.1 до 3 мм/год [Абдрахматов и др., 2001]. По мнению авторов этой работы, на изученных ими разломах реализуется подавляющая часть современного поперечного укорочения ЦТШ, оцененного в 10 мм/год. Однако эта интегральная оценка не может быть принята, поскольку изученные надвиги затухают по простиранию и наряду с ними существуют активные разломы, не принятые во внимание.

Был выполнен анализ всей известной совокупности активных разломов ЦТШ [Трифонов и др., 2002]. Оказалось, что многие продольные нарушения кроме надвиговой имеют значительную левосдвиговую компоненту смещений. Выявлены разломы северо-западного простиранения с правосдвиговыми смещениями. На основе анализа совокупности разломов произведен расчет тензоров скоростей деформации. По этим данным, суммарные скорости позднечетвертичного горизонтального укорочения составили 4—6 мм/год. Расчет не учитывал складчатые изгибы и смещения по трещинам, вклад которых в суммарную деформацию составляет 10—20 % в подобных активных областях (Анатолия и Средний Восток). Поэтому скорости горизонтального укорочения ЦТШ следует увеличить до 5—7 мм/год, из которых компонента поперечного укорочения не превышает ~5 мм/год.

Методика расчета суммарной неотектонической деформации поперечного укорочения основана на профильных измерениях складчатых изгибов и смещений по разломам предорогенной поверхности выравнивания и молассовых комплексов [Чедия, Уткина, 1975; Юнга, Яковлев, 2000]. О.К. Чедия [1986] исходил из козырьковой формы краевых взбросов и исключал амплитуду козырька из расчетов. По его оценке, величины суммарного поперечного укорочения ЦТШ составили 4—5 % его ширины, т. е. 14—18 км на долготе Нарынкой впадины. На долготе горного массива Хан-Тенгри, где ЦТШ наиболее поднят, укорочение оказалось меньше. С.Л. Юнга и Ф.Л. Яковлев [2000] выполнили аналогичный расчет, не внося поправок в наблюдаемые складчатые изгибы и смещения по разломам. По их оценкам, величины суммарного укорочения изменяются от 9—12 % на долготях Нарынкой впадины и г. Бишкек до 5—6 % на долготе Хан-Тенгри, т. е. от 40 до 20 км.

Представительность полученных величин зависит от модели неотектоники ЦТШ. Расчеты основывались на традиционной модели, по которой горное сооружение является сочетанием антиклиналей-хребтов и синклиналей-впадин, лишь осложненных взбросами и надвигами. В последние годы появилась модель, связывающая складчатые изгибы с движениями по крупным надвигам, выполаживающимся на глубине [Абдрахматов и др., 2001]. Новая модель допускает суммарное укорочение на 35—80 км, т. е. на 10—20 % ширины ЦТШ. Справедливость моделей может быть проверена тремя способами.

Структурный способ. По новой модели, зоны надвигов должны прослеживаться на всю длину горного сооружения независимо от изменений складчатых форм. По традиционной модели, надвиги редко выходят за пределы осложняемых ими складок.

Геоморфологический способ. Согласно новой модели, предорогренная поверхность вблизи надвигов эродирована, а если бы сохранилась, то занимала аномально высокое положение. По традиционной модели, она достигает наибольшей высоты в осевой части хребтов-антиклиналей и понижается к их принадлежностям краям.

Геологический способ. Согласно новой модели, в наиболее поднятой и эродируемой принадлежностной части хребта должны экспонироваться поднятые с глубины метаморфизованные породы. По традиционной модели, распределение пород разной степени метаморфизма определяется докембрийской историей, и вблизи надвигов могут залегать слабоизмененные породы, обнажившиеся при неглубокой эрозии.

Изучение краевых надвигов на границе поднятий и впадин показало, что на большей части территории, соответствующей мегазонам Северного и Среднего Тянь-Шаня, новейшие надвиги и взбросы обычно не выходят за пределы ограниченных ими хребтов и весьма изменчивы по простиранию. Наблюдались случаи как на северном фланге Тянь-Шаня (рис. 7, а—в), так и внутри горного сооружения (см. рис. 7, з), когда надвиги переходят по простиранию в опрокинутые складки основания или осложнены такими складками нижних горизонтов чехла, причем молассовый покров присутствует в обоих крыльях (см. рис. 7, д). Во всех этих случаях амплитуда надвигания или надвиговой деформации невелика. Предорогренная поверхность на хребтах очерчивает антиклинальный изгиб, а в принадлежностных краевых частях хребтов нередко вскрыты девонско-пермские породы, не испытавшие существенного метаморфизма. Все это согласуется с традиционной моделью.

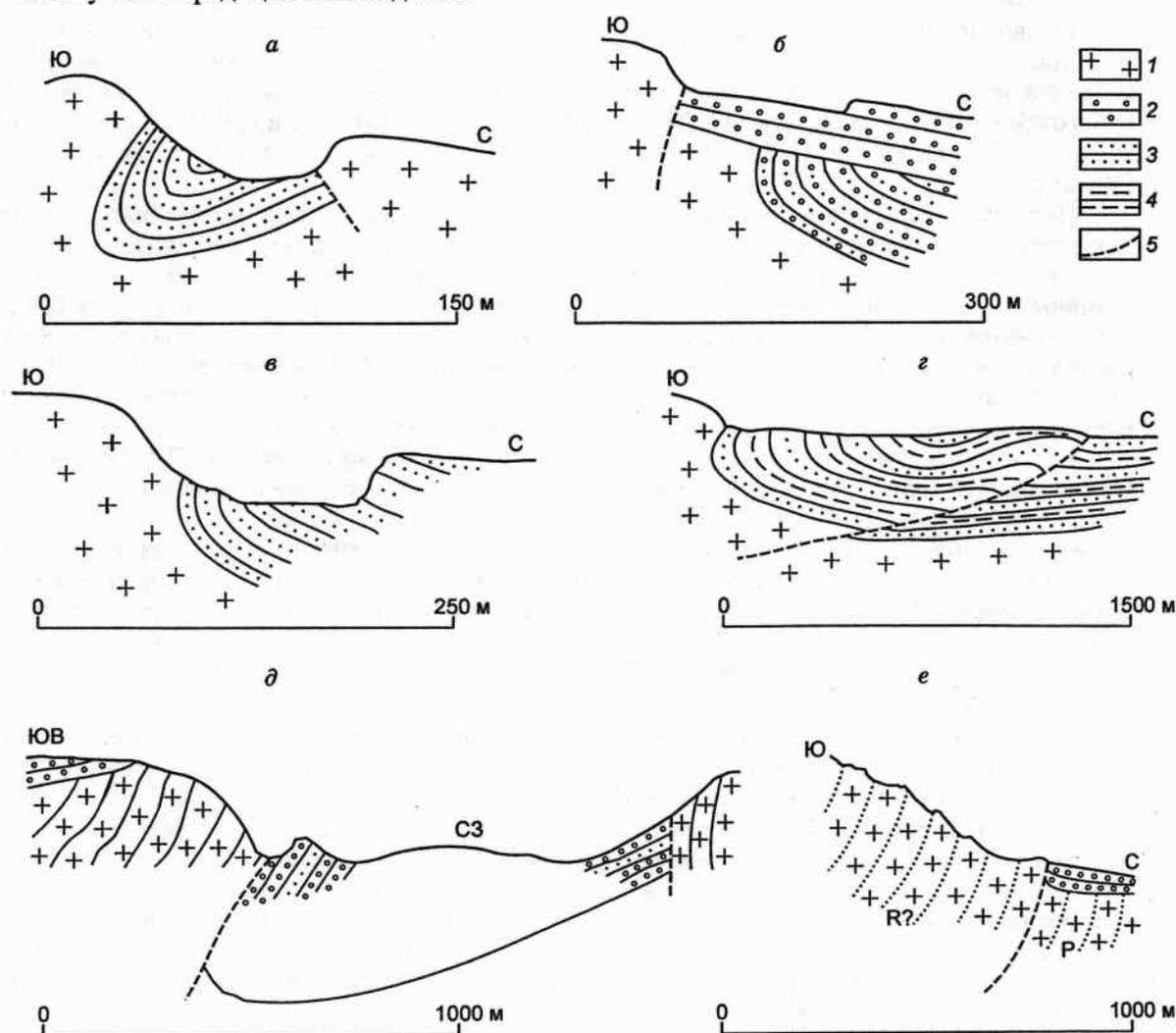


Рис. 7. Геологические профили через границы впадин и поднятий.

а—в — северный фланг Тянь-Шаня: а — Чонкурчук, б — сай Джаламыш, в — р. Аксу; з — южный борт Кочкорской впадины вдоль р. Джоанарык; д — южный борт Тогуз-Тороуской впадины [Шульц, 1948]; е — южный борт Атбашинской впадины вдоль руч. Сарыбулак. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. 1 — палеозойское основание, 2 — кайнозойские грубообломочные отложения, 3 — кайнозойские песчаники, 4 — кайнозойские тонкообломочные отложения.

Иные соотношения наблюдались в зоне Атбашинского новейшего разлома на границе одноименных впадины и хребта, относящегося к Южному Тянь-Шаню. Вблизи впадения руч. Сарыбулак в р. Каракоюн (западная часть структуры) зона разлома представлена двумя главными ветвями. Северная ветвь следует вдоль р. Каракоюн и перекрыта позднечетвертичным аллювием. По геофизическим данным, она ограничивает с юга часть впадины, где фундамент погружен на 3—4 км [Геологическая карта..., 1982]. Южнее северной ветви местами обнажаются маломощные палеоген-нижнемиоценовые отложения, но в описываемом ручье под ледниковыми и пролювиально-аллювиальными отложениями чехла террасы вскрыты пермские глинистые и алевроитовые сланцы и песчаники, разбитые трещинами кливажа (угол наклона 70° Ю). Южная ветвь разлома наклонена на юг под углами 60—70° и образует уступ, отделяющий террасу от высокоподнятого склона хребта, сложенного метатерригенными кварц-серицитовыми, южнее кварц-слюдяными сланцами, условно относимыми к рифею (см. рис. 7, е). Сланцеватость падает на юг, причем вблизи разлома она наклонена под углом 70°, а южнее, оставаясь крутой вверху склона, возле днища ручья выполаживается до 60°, затем до 40°. Исследования трековым методом по апатиту показали, что сланцы оказались близ поверхности лишь ~20 млн лет назад [Sobel et al., 2000], хотя их залегание в верхах разреза обусловлено герцинским покровообразованием [Буртман, 2006]. Приразломный склон хребта сильно эродирован и не содержит реликтов доорогенной поверхности.

Приведенные данные более соответствуют новой, нежели традиционной, модели и позволяют допустить, что Атбашинский разлом выполаживается на глубине. Поскольку в его южном крыле на поверхность выведены породы, которые, судя по степени метаморфизма, могли находиться прежде на глубине до 5 км, а севернее зоны разлома фундамент погружен на 3—4 км, амплитуду новейшего надвига можно оценить в 8—10 км. При его листрической форме возрастание поднятия южного крыла в сторону Хан-Тенгри указывает на увеличение амплитуды и соответственно величины укорочения.

Крупные новейшие южно-вергентные надвиги выявлены в Китае вдоль южного фланга Тянь-Шаня [Deng Qidong, 2000; Современная геодинамика..., 2005]. В южных предгорьях на долготах Иссък-Куля и Хан-Тенгри суммарная амплитуда смещения по листрическим надвигам определена в 12—15 км [Yin et al., 1998]. Восточнее, на долготе оз. Лобнор, общее поперечное укорочение Южного Тянь-Шаня оценено в 20—40 км [Yin et al., 1998]. С учетом надвигания в Южном Тянь-Шане суммарное новейшее поперечное укорочение ЦТШ оценено в 50—70 км, что при длительности новейшего этапа в ~30 млн лет дает среднюю скорость укорочения ~2 мм/год.

Полученная оценка не учитывает перемещений по сдвигам. На левосдвиговую деформацию вдоль ЦТШ указывает кулисность строения и взаимного расположения новейших структур [Макаров, 1990; Современная геодинамика..., 2005]. Новейшие продольные левые сдвиги обнаружены нами в Кёкёмерен-Минкушской зоне и на северном склоне поднятия Байбичетау. Наряду с ними, известны правые сдвиги и зоны сдвиговых деформаций северо-западного простирания [Богачкин и др., 1997; Трифионов и др., 2002]. Не имея полных данных об амплитудах смещений по новейшим сдвигам, мы допускаем, что их вклад в суммарную новейшую деформацию пропорционален вкладу активных сдвигов в суммарную позднечетвертичную деформацию. С учетом сдвигов средняя скорость горизонтального новейшего укорочения ЦТШ может быть увеличена до 2.5—3 мм/год, что уступает скоростям позднеплейстоцен-голоценового укорочения в 2—2.5 раза. Таким образом, возрастание скоростей горизонтальных движений к концу четвертичного периода намного меньше увеличения скорости роста гор.

Рассмотрим физические механизмы, обусловившие поднятие коры в данной области.

ВКЛАД СЖАТИЯ В УВЕЛИЧЕНИЕ ТОЛЩИНЫ И ПОДНЯТИЕ ПОВЕРХНОСТИ КОРЫ

Оценивая роль сжатия коры в новейшем поднятии ЦТШ, мы исходим из приведенных выше данных. До начала новейшего этапа палеорельеф ЦТШ находился на высотах ~300 м. С олигоцена до конца плиоцена (начала формирования шарпылдакского комплекса) средняя высота поднятий не превышала 1.5 км, а разница высот поднятий и поверхности впадин — 1 км. Исходя из этих цифр и площади поднятий и впадин, мы приняли среднюю высоту ЦТШ к позднему плиоцену ~1 км. В настоящее время средняя высота составляет ~3 км. Таким образом, с олигоцена до позднего плиоцена (за ~28 млн лет) ЦТШ поднялся в среднем на ~700 м, а за последние 2 млн лет — на 2 км. На юго-востоке и на северо-востоке области высота позднеплиоцен-четвертичного поднятия не менее 3 км.

Обозначим начальные и конечные значения ширины сжатой области и мощности коры в ней соответственно через L_0 , L_1 и h_0 , h_1 . Тогда увеличение за счет сжатия толщины коры $\Delta h_{\text{сж}}$ и ее изостатическое поднятие $\Delta \zeta_{\text{сж}}$ в условиях локальной изостазии составляют:

$$\Delta h_{\text{сж}} = h_1 - h_0 = [(L_0 - L_1)/L_1] h_0; \quad (1)$$

Рис. 8. Мощность коры в Центральном Тянь-Шане [Винник и др., 2006].

Треугольники обозначают сейсмостанции.

$$\Delta z_{\text{сжк}} = [(\rho_m - \rho_k) / \rho_m] \Delta h_{\text{сжк}}, \quad (2)$$

где $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ — плотность мантии, ρ_k — средняя плотность коры. В настоящее время средняя ширина ЦТШ равна $L_1 \approx 400 \text{ км}$. Его укорочение с олигоцена составляет $L_0 - L_1 \approx 50 - 70 \text{ км}$, так что начальная ширина области была $L_0 \approx 450 - 470 \text{ км}$. Средняя скорость позднечетвертичного сжатия составляла $\sim 5 \text{ мм/год}$. Принимая данное значение для последних $\sim 2 \text{ млн лет}$, получаем укорочение ЦТШ за это время $L'_1 - L_1 \approx 10 \text{ км}$ и ширину области $\sim 2 \text{ млн лет}$ назад $L'_1 \approx 410 \text{ км}$.

С юры по эоцен ЦТШ вместе с прилегающим с севера Казахстаном представлял собой молодую платформенную область. На юге Казахстана толщина коры составляет $\sim 42 \text{ км}$ (рис. 8). Допустим, что такая же толщина коры $h_0 = h_{\text{пл}} = 42 \text{ км}$ в эоцене была характерна и для ЦТШ. Средняя плотность коры на платформах $\rho_k = 2830 \text{ кг/м}^3$ [Артюшков, 1993; Christensen, Mooney, 1995]. При этих значениях ρ_k и h_0 из соотношений (1) и (2) получаем, что 2 млн лет назад, когда L_1 составляло 410 км, $\Delta h_{\text{сжк1}} = 4 - 6 \text{ км}$ и $\Delta z_{\text{сжк1}} = 0.6 - 0.9 \text{ км}$.

Последняя величина близка к приведенной выше оценке поднятия ЦТШ на $\sim 0.7 \text{ км}$ к рубежу $\sim 2 \text{ млн лет}$ назад. Поэтому достаточно вероятно, что поднятие ЦТШ с олигоцена по поздний плейстоцен было в основном обусловлено сжатием коры.

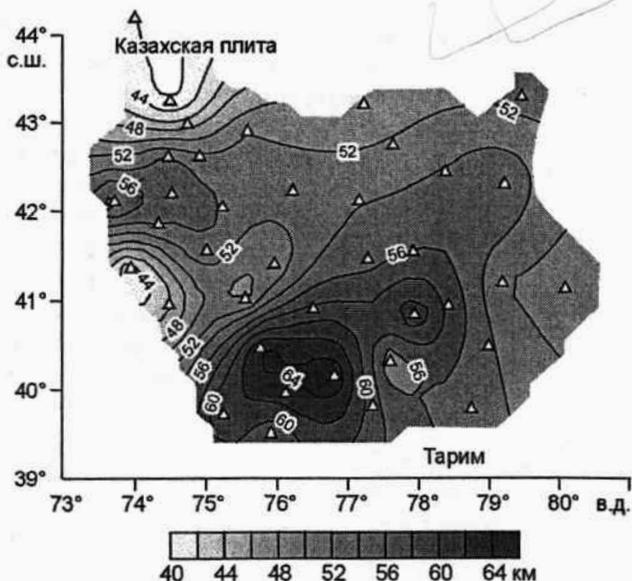
К началу ускоренного поднятия $\sim 2 \text{ млн лет}$ назад утолщение коры на 4—6 км должно было увеличить ее мощность до $h'_0 = 46 - 48 \text{ км}$. Подставляя это значение в качестве h_0 в (1) и полагая $L_0 = L'_1 = 410 \text{ км}$, из (1) и (2) получаем следующие величины утолщения коры и поднятия ее поверхности в последние $\sim 2 \text{ млн лет}$: $\Delta h_{\text{сжк2}} = 1.2 \text{ км}$ и $\Delta z_{\text{сжк2}} = 180 \text{ м}$. Последняя величина на порядок меньше поднятия на $\sim 2 \text{ км}$ за последние $\sim 2 \text{ млн лет}$. Даже если принять в качестве средней скорости сжатия за последние $\sim 2 \text{ млн лет}$ значение современной скорости сжатия $\sim 10 \text{ мм/год}$, определяемое по данным GPS [Зубович и др., 2001], то поднятие за счет сжатия коры составит всего $\sim 360 \text{ м}$. Это $\sim 18 \%$ действительного поднятия, для объяснения которого необходимы иные механизмы.

Общее поднятие ЦТШ за счет сжатия коры с начала олигоцена до настоящего времени $\Delta z_{\text{сжк}} = \Delta z_{\text{сжк1}} + \Delta z_{\text{сжк2}} \approx 1 \text{ км}$.

ПОДЪЕМ КРОВЛИ АСТЕНОСФЕРЫ ПОД ЦЕНТРАЛЬНЫМ ТЯНЬ-ШАНЕМ

По сравнению с прилегающей с севера платформой скорости поперечных и продольных волн V_S и V_P под разделом Мохо в горных сооружениях ЦТШ заметно понижены [Юдахин, 1983; Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Vinnik et al., 2004; Современная геодинамика..., 2005; Винник и др., 2006]. Понижение V_S и V_P интерпретируется как указание на подъем к коре кровли астеносферного слоя. По гравиметрическим данным, разуплотнение мантии под ЦТШ достигает $\sim 0.1 \text{ г/см}^3$ [Artemjev, Kaban, 1994]. Подъем кровли астеносферы неоднороден на площади. Судя по сейсмическим данным, под высокими хребтами эта граница достигает подошвы коры, а под межгорными впадинами она отделена от нее мощными линзами литосферной мантии.

Замещение веществом астеносферы с плотностью ρ_a более плотной мантийной части литосферы должно сопровождаться поднятием. Величина поднятия пропорциональна квадрату толщины слоя замещенной мантийной литосферы [Artyushkov, Hofmann, 1998]. Для ЦТШ эта величина неизвестна. Но зафиксированы отрицательные изостатические аномалии силы тяжести интенсивностью до -150 мГал



[Artemjev, Kaban, 1994]. В широкой области они соответствовали бы аномальным массам $\Delta m \sim -3.6 \cdot 10^6$ кг/м². Разуплотнение в мантии обеспечивает изостатическое поднятие коры на

$$\Delta \zeta_a = -\Delta m / \rho_a. \quad (3)$$

При $\Delta m \sim -3.6 \cdot 10^6$ кг/м² находим: $\Delta \zeta_a \sim 1.1$ км. Поскольку ширина областей с указанной интенсивностью аномалий не превышает ста километров, то аномальные массы в мантии под ними и обусловленное ими поднятие коры на самом деле должны быть больше. Полагая $\Delta m \sim -7 \cdot 10^6$ кг/м², из (3) находим: $\Delta \zeta_a \sim 2$ км.

В плиоцене—квартере поднятия, обусловленные подъемом кровли астеносферы, имели место во многих платформенных и складчатых областях [Милановский, 1974; Карта..., 1977; Briem, 1989; Zorin et al., 1990; Artyushkov, Hofmann, 1998; Артюшков, 2003]. Поднятия с амплитудами до 1—2 км проявились, например, в Южной и Восточной Африке, на Аравийской платформе, в Забайкалье, Монголии и Восточной Сибири. В большинстве этих областей кровля астеносферы не достигла подошвы коры и осталась отделенной от нее мощным слоем холодной мантийной литосферы. В наиболее возвышенных частях ЦТШ разуплотненная мантия в ряде мест располагается непосредственно под корой. Поэтому можно допустить, что поднятие коры, обусловленное подъемом астеносферного слоя, здесь может достигать $\Delta \zeta_a \sim 1.5 - 2$ км.

Полное или частичное замещение астеносферой мантийной литосферы возникает при резком размягчении последней [Artyushkov et al., 2000; Артюшков, 2003]. Размягчение происходит вследствие инфильтрации в литосферу активных флюидов из подстилающей мантии, что приводит к резкому снижению вязкости и прочности пород вследствие проявления эффекта Ребиндера [Ребиндер, Венстрем, 1937; Сальников, Траскин, 1987].

ПОВЫШЕННЫЕ МОЩНОСТЬ И ПЛОТНОСТЬ КОРЫ ПЕРЕД НАЧАЛОМ НОВЕЙШЕГО СЖАТИЯ

Выше показано, что в результате сжатия толщина коры ЦТШ увеличилась на

$$\Delta h_{сж} = \Delta h_{сж1} + \Delta h_{сж2} \approx 5 - 7 \text{ км}. \quad (4)$$

Современная мощность коры ЦТШ варьирует от 40—52 км под крупнейшими межгорными и предгорными впадинами до 52—64 км под горными хребтами [Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Современная геодинамика..., 2005; Винник и др., 2006] (см. рис. 8). Мощность коры под хребтами на $\Delta h = 10 - 22$ км больше мощности коры $h_0 = h_{пл} = 42$ км в Южном Казахстане, принятой нами за предорогенную мощность коры ЦТШ к началу олигоцена, и в 2—3 раза больше среднего утолщения коры в результате сжатия. Если бы современное утолщение коры было связано только с ним, ее мощность к началу новейшего этапа составляла бы $h_0 = h - \Delta h_{сж} \sim 47 - 57$ км, превышая $h_{пл} = 42$ км на $\Delta h_0 \sim 5 - 15$ км. Принимая это значение как $\Delta h_{сж}$ в (2), находим, что при средней плотности коры $\rho_k = 2830$ кг/м³, характерной для стабильных платформ, к началу олигоцена поверхность ЦТШ располагалась бы на $\sim 0.8 - 2.3$ км выше, чем на стабильных платформах. На самом деле она была близка к ~ 300 м. Отсюда следует, что средняя плотность коры в то время была выше, чем на обычных платформах. В условиях изостатического равновесия она должна была составлять 2900—3000 кг/м³. Это возможно, если в конце эоцена в нижней части коры располагался слой глубокометаморфизованных пород основного состава, близких по плотности мантии.

Подобное строение характерно или было характерно в прошлом для ряда древних и эпипалеозойских платформенных областей. Так, на юго-западе Украинского щита мощность коры изменяется от 40 до 55—60 км [Чекунов, 1988] (см. также рис. 5.8 в [Артюшков, 1993]). Тем не менее поверхность коры в этой области почти плоская, что указывает на латеральные изменения средней плотности коры. В тех местах, где $h \sim 55 - 60$ км, на глубинах, превышающих ~ 35 км, наблюдается постепенное увеличение с глубиной скоростей продольных волн от $V_p = 6.8 - 7.0$ км/с, типичных для базальтового слоя, до $V_p = 7.5 - 7.7$ км/с. Последние характерны для глубокометаморфизованных основных пород — гранатовых гранулитов с плотностью, близкой к плотности мантии ρ_m [Соболев, Бабейко, 1984]. Слой пород со скоростями продольных волн $V_p = 7.7 - 7.8$ км/с и толщиной 10—30 км залегает под корой мощностью 40 км в Забайкалье [Недра Байкала, 1981]. Поднятие коры началось там лишь несколько миллионов лет назад [Карта..., 1977]. Средняя высота рельефа достигла 1—1.5 км. При недавно начавшемся поднятии и его небольшой амплитуде, кора, скорее всего, сохранила строение, которое она имела до начала процесса, когда ее поверхность располагалась на высоте около 0.5 км.

Тяжелые метабазиты, гранатовые гранулиты и эклогиты образуются в нижней коре складчатых поясов вследствие фазовых переходов во время сильного сжатия [Артюшков, 1993; Artyushkov et al., 2000].

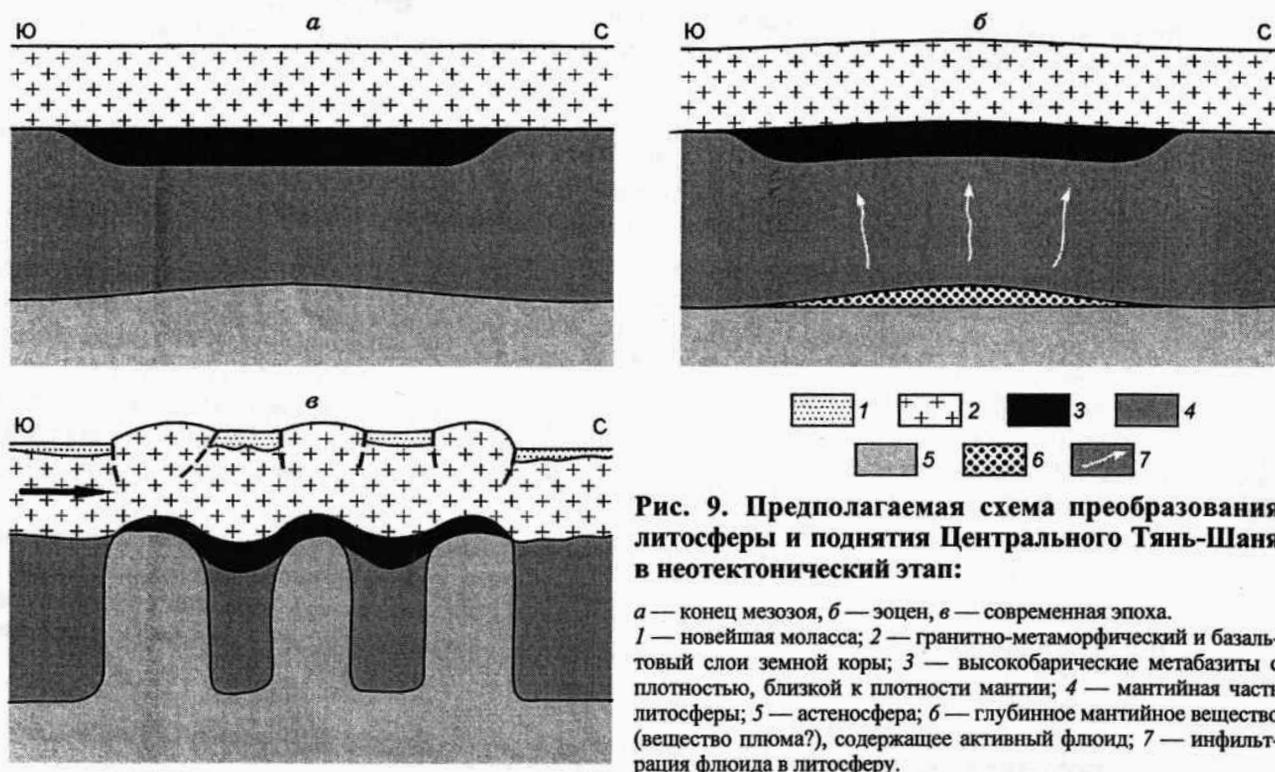


Рис. 9. Предполагаемая схема преобразования литосферы и поднятия Центрального Тянь-Шаня в неотектонический этап:

a — конец мезозоя, *б* — эоцен, *в* — современная эпоха.
 1 — новейшая моласса; 2 — гранитно-метаморфический и базальтовый слой земной коры; 3 — высокобарические метабициты с плотностью, близкой к плотности мантии; 4 — мантийная часть литосферы; 5 — астеносфера; 6 — глубинное мантийное вещество (вещество плюма?), содержащее активный флюид; 7 — инфильтрация флюида в литосферу.

В ЦТШ они, очевидно, сформировались в результате каледонской и герцинской коллизии, когда в составе коры соответственно Северного и Южного Тянь-Шаня оказались большие объемы корового вещества палеоокеанов [Куренков, 1983; Ломизе и др., 1997; Буртман, 2006]. Упрощенная модель коры повышенной плотности, которая может быть принята в первом приближении для ЦТШ начала олигоцена, показана на рис. 9. Кора включает верхний слой толщиной 42 км со средней плотностью 2830 кг/м³, под которым залегает слой гранатовых гранулитов и эклогитов толщиной 5—15 км со средней плотностью, близкой к плотности мантии.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРОЦЕССЫ В НИЖНЕЙ КОРЕ ВО ВРЕМЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОДНЯТИЯ

Подъем горячей астеносферы с низкой вязкостью к нижней коре, включающей глубокометаморфизованные породы, мог сопровождаться двумя процессами [Артюшков, 1993]. Эклогиты или основные гранатовые гранулиты, более плотные, чем астеносфера, при подходе астеносферы с низкой вязкостью замещались ею, отрываясь от коры и погружаясь вместе с мантийной частью литосферы. Гранатовые гранулиты, менее плотные, чем мантия, при контакте с горячей астеносферой и поступлении активного флюида могли испытывать ретроградный метаморфизм, дополняемый серпентинизацией соседних перидотитов. Это приводило к разуплотнению и соответственно дополнительному воздыманию поверхности. Поднятие ЦТШ, обусловленное его сжатием, начиная с олигоцена, составляет ~1 км, а поднятие, обусловленное подъемом астеносферы, может достигать 1.5—2 км. В сумме это дает до ~2.5—3 км, что лишь немногим уступает средней величине поднятия на ~3 км. Поэтому дополнительное поднятие за счет разуплотнения низов коры, если проявилось, то, скорее всего, не превышало 0.5 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное рассмотрение позволяет описать неотектоническое развитие ЦТШ следующим образом. К началу палеогена поверхность коры располагалась на небольшой высоте над уровнем моря (см. рис. 9, *a*). Плотность ее верхнего слоя толщиной ~42 км была близка к средней плотности коры в платформенных областях. Под этим слоем залегал слой гранатовых гранулитов и эклогитов со средней плотностью, близкой к плотности мантии. Раннекайнозойские излияния базальтов указывают на возможный подъем к литосфере небольших объемов глубинного мантийного вещества, содержащего поверхностно-активный флюид (см. рис. 9, *б*). Это понизило прочность литосферы, и под действием сжатия, вызванного столкновением Индии с Евразией, в олигоцене началось развитие складок основания и связанных с ними разломно-складчатых нарушений ЦТШ. С олигоцена до среднего плиоцена (в течение

~28 млн лет) средняя скорость сжатия составляла 2—2.5 мм/год. Сжатие коры приводило к медленному изостатическому поднятию, и к позднему плиоцену средняя высота достигла ~1 км.

В конце миоцена или плиоцене в Центральной Азии к подошве литосферы подошли крупные порции глубинного мантийного вещества (плюма?). Растекаясь вдоль подошвы литосферы (в плиоцене) это вещество, содержавшее значительный объем активного флюида, достигло ЦТШ. Инфильтрация флюида в мантийную часть литосферы резко понизила ее вязкость. Разупрочненная в ходе новейших деформаций литосфера расслоилась по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств. Отслоенная мантийная часть литосферы стала быстро разрушаться, погружаться и конвективно замещаться веществом горячей и менее плотной астеносферы, что привело к быстрому воздыманию ЦТШ в последние ~2 млн лет. Особенно интенсивно этот процесс протекал под зонами хребтов, где астеносфера вплотную приблизилась к подошве коры [Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Vinnik et al., 2006]. Под корой крупных впадин сохранились реликтовые линзы литосферной мантии, отчего впадины поднялись на меньшую высоту, чем хребты (см. рис. 9, в). После погружения тяжелой мантийной части литосферы вблизи раздела М оставались высокобарические метабазиты с плотностью, меньшей плотности астеносферы. С подъемом коры они переместились в поля стабильности менее плотных базитов и при поступлении в них флюида испытали преобразования, которые привели к их частичному разуплотнению, усилившему воздымание.

Коллизионное сжатие коры обеспечило ~1 км новейшего поднятия ЦТШ, замещение литосферной мантии астеносферой — 1.5—2 км и возможное разуплотнение метабазитов в низах коры — до 0.5 км. В сумме это привело к формированию горного сооружения средней высотой ~3 км. В конце плиоцена и квартере, когда проявились два последних фактора, вклад сжатия в рост гор был близок к 10 % и во всяком случае не превысил 18 %.

Аналогичное ускорение воздымания в плиоцене—квартере испытали и другие области Центральной Азии, под которыми установлено разуплотнение мантии: Памир, Тарим, Куньлунь, Тибет и Гималаи [Литосфера Тянь-Шаня, 1986; Современная геодинамика..., 2005]. Так, быстрое поднятие Тибета началось ~3 млн лет назад и составило 2500—3600 м; одновременно поднялись Куньлунь на 2600—3100 м и Тарим на 1200 м [Mörner, 1991; Li Jijun, 1995; Современная геодинамика..., 2005]. Во всех этих областях сжатие коры обеспечивало меньшую часть величины воздымания. Ускорение роста горных сооружений в плиоцен-четвертичное время установлено и в других областях Альпийско-Гималайского пояса, а также на юге Сибири и в Северо-Восточной Азии, в ряде районов Восточно-Сибирской платформы, на значительной части Африки, на востоке Северной и Южной Америки, в Антарктиде и в других областях [Карта..., 1977; Artyushkov, Hofmann, 1998; и др.]. На юге и востоке Африки и в Восточной Сибири поднятие не сопровождалось сжатием коры. В Центральной Азии, Западной Монголии и Андах, как и на Тянь-Шане, сжатие могло обеспечить лишь часть новейшего поднятия. Отсюда следует, что важнейшую роль в ускорении поднятия сыграли глубинные процессы, и на значительной площади континентов произошло полное или частичное замещение астеносферой размягченной мантийной литосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время широко распространены представления о связи поднятий коры в Центральной Азии с ее сжатием, обусловленным столкновением Индии с Евразией. Как показывает проведенное рассмотрение, в Центральном Тянь-Шане данный механизм мог быть ответственным главным образом за медленное поднятие, развивавшееся в течение 28 млн лет с начала олигоцена по поздний плиоцен. На месте платформенного пенеплена оно сформировало рельеф средней высотой 1 км.

Поднятие коры ускорилось на порядок 2 млн лет назад, что выразилось увеличением скоростей эрозионного врезания, разрастанием хребтов за счет впадин и погребением новейшей молассы. За это время средняя высота ЦТШ возросла на 2 км, а в некоторых хребтах на величину до 4—5 км. Скорость сжатия за то же время увеличилась всего в 2—2.5 раза, что обеспечило не более 10 % поднятия. Даже если она возросла в позднем плиоцене—квартере в 4—5 раз, достигнув величин, установленных GPS-наблюдениями, это могло обеспечить лишь 18 % поднятия. Воздымание горного сооружения в эту эпоху было обусловлено главным образом подъемом к коре вещества астеносферы, заместившего более плотную и холодную мантийную литосферу. В результате под значительной частью ЦТШ скорости упругих волн в мантии под корой оказались пониженными. Быстрое развитие данного процесса стало возможным вследствие резкого размягчения мантийной литосферы при инфильтрации в нее активного флюида из подстилающей мантии.

Мощность коры под ЦТШ изменяется от 40—45 до 64 км. Столь высокая мощность не могла быть достигнута только утолщением при сжатии коры, имевшей мощность и среднюю плотность, характерные для платформенных областей. Вероятно, к началу новейшего горообразования под такой корой в ЦТШ залегали глубокометаморфизованные породы основного состава с плотностью, близкой к плотности

мантии. Под воздействием поднявшейся астеносферной мантии часть этих метабазитов разуплотнилась в результате фазовых переходов, что усилило поднятие поверхности.

Признаки резкого усиления горообразования в плиоцене—квартере под воздействием глубинных процессов характерны для многих областей неотектонической активизации независимо от проявлений сжатия коры и предшествовавшего развития.

Ряд исследователей рассматривают неотектонический этап как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью 20—40 млн лет [Шульц, 1948; Леонов, 1980]. Они охватывали регионы с разной историей развития, накладываясь на региональные проявления взаимодействия плит. Характерная особенность орогенных этапов — горообразование. Данные, представленные в статье, показывают, что горообразование резко усилилось к концу новейшего орогенного этапа, в плиоцене—квартере, в результате мантийных процессов.

Авторы выражают признательность В.И. Макарову за консультации по неотектонике Тянь-Шаня.

Работа была поддержана программой Отделения по наукам о Земле РАН № ОНЗ-6 „Геодинамика и механизмы деформирования литосферы“, РФФИ (грант 06-05-64437а) и Швейцарским научным фондом (SNSF), грант IB7320-110694.

ЛИТЕРАТУРА

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

Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1585—1609.

Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н., Куликов О.А., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении шарпылдакской свиты в свете палеомагнитных данных // Вестн. МГУ, Сер. 5, География, 1972, с. 106—107.

Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.

Артишков Е.В. Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

Артишков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39—56.

Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э., Нечаев Ю.В., Омуралиев М., Петросян А.Е., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Чаримов Т.А. Структура очага Сусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений // Физика Земли, 1997, № 11, с. 3—18.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М., ГЕОС, 2006, 216 с.

Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли, 2006, № 8, с. 14—26.

Геологическая карта Киргизской ССР. М-6 1:500 000. М., Мингео СССР, 1982.

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

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеогеография. М., ГЕОС, 2002, 254 с.

Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1634—1640.

Иванова Т.П., Трифионов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника, 2005, № 1, с. 64—77.

Карта неотектоники СССР и сопредельных областей. М-6 1:5 000 000. М., Мингео СССР, Мин. высш. и средн. спец. образ., СССР, 1977.

Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., Наука, 1979, 116 с.

Крылов А.Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам // Докл. сов. геологов на XXI МГК. Пробл. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 222—244.

Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). М., Наука, 1983, 96 с.

Леонов Ю.Г. Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., Наука, 1980, с. 33—71.

Литосфера Тянь-Шаня. М., Наука, 1986, 158 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Ред. А.В. Чекунов. Киев, Наук. думка, 1988, 172 с.

Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскойский океанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника, 1997, № 6, с. 35—55.

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

Макаров В.И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика: Автореф. дис. ... д. геол.-мин. наук. М., ГИН АН СССР, 1990, 57 с.

Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (7), с. 961—970.

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

Милановский Е.Е. Геоморфология // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 2. М., Наука, 1974, с. 56—130.

Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.

Несмеянов С.А., Макаров В.И. Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1974, № 41, с. 82—98.

Несмеянов С.А., Решетов В.Ю., Шмидт Г.А. О фауне и возрасте Торуйгырского местонахождения млекопитающих в Киргизии // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1977, т. 52, № 2, с. 83—86.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М., Недра, 1988, 492 с.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры: геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М., Наука, 1977, 240 с.

Рединер П.А., Венстрем Е.К. Влияние среды и адсорбционных слоев на пластическое течение металлов // Изв. ОМЭН, Сер. физ., 1937, № 4/5, с. 531—550.

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

Сальников Д.И., Траскин В.Ю. Основы физико-химической геомеханики // Исследования тектонического деформирования. М., Наука, 1987, с. 33—83.

Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р. Мезокайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: возрастные и физико-химические характеристики // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Третий международный симпозиум. Бишкек, 2005, с. 182—186.

Соболев С.В., Бабейко А.Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли, 1994, № 11, с. 3—19.

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

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., ГЕОС, 2002, 224 с.

Трофимов А.К. Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе, Илим, 1973, с. 98—127.

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

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

Чедия О.К., Уткина Н.Г. Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в эпиплатформенных орогенах // Структурная геоморфология горных стран. М., Наука, 1975, с. 73—83.

Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.Б. О стратиграфическом расчленении киргизского красноцветного комплекса в Чуйской впадине и ее горном обрамлении // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе, Илим, 1973, с. 26—52.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948, 224 с.

Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983, 246 с.

Юнга С.Л., Яковлев Ф.Л. Памиро-Тянь-Шаньский регион // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000, с. 431—434 с.

Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.E., Sadybakasov I.S., Sou-

ter B.I., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // *Nature*, 1996, v. 384, p. 450—453.

Artemjev M.E., Kaban M.K. Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcasian region // *Tectonophysics*, 1994, v. 240, p. 281—297.

Artyushkov E.V., Hofmann A. The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // *Surv. Geophys.*, 1998, v. 15, p. 515—544.

Artyushkov E.V., Baer M.A., Chekhovich P.A., Mörner N.-A. The Southern Urals. Decoupled evolution of the thrust belt and its foreland: a consequence of metamorphism and lithospheric weakening // *Tectonophysics*, 2000, v. 320, p. 271—310.

Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: rigid Eurasia and dipole geomagnetic field // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 195, p. 155—166.

Briem E. Die morphologische und tectonische Entwicklung des Roten Meer-Grabens // *Z. Geomorph. N.F.*, 1989, v. 33, p. 458—498.

Bullen M.E., Burbank D.W., Garver J.I., Abdrakhmatov K.Ye. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 2001, v. 113, № 12, p. 1544.

Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure of the continental crust: a global view // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 9761—9788.

Deng Qidong. Seismotectonics of Tien Shan, 2000, 400 p. (in Chinese).

Li Jijun. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou, Univ. Press, 1995, 207 p.

Mörner N.-A. Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // *Intern. Union Quat. Res. 13th Intern. Congr. Special Proc. Review reports. Beijing*, 1991, p. 78—80.

Sobel E., Mikolaichuk A.V., Jie C., Burbank D. Development of the Late Cenozoic Central Tien Shan in Kyrgyzstan and China recorded by apatite fission track thermochronology // *Tectonophysics (T71D-03). AGU Fall Meeting*, 15—19 Dec. 2000, F1156.

Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oresin S.I., Roecker S.V. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 225, p. 131—146.

Yin A., Nie S., Craig P. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // *Tectonics*, 1998, v. 17, № 1, p. 1—27.

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // *J. Geodyn.*, 1990, v. 11, p. 327—342.

*Рекомендована к печати 22 июня 2007 г.
Н.А. Берзиным*

*Поступила в редакцию 28 ноября 2006 г.,
после доработки — 18 июня 2007 г.*