

УДК 551.24(235.216)

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ПРЕДОРОГЕННОГО ПЕНЕПЛЕНА В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2003 г. А. В. Миколайчук¹, М. В. Губренко², Л. М. Богомолов²

¹Институт геологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики,
720481, г. Бишкек, просп. Эркиндик, 30, Кыргызстан;

²Научная станция Объединенный институт высоких температур Российской Академии наук,
720049, Бишкек-49, Кыргызстан

Поступила в редакцию 09.07.2001 г.

Вопреки устоявшимся представлениям неотектонистов о том, что пликативные деформации пенеплена ограничиваются складками основания с большим радиусом кривизны, авторами в различных районах Центрального Тянь-Шаня удалось выявить опрокинутые складки, в строении которых участвует доорогенный пенеплен, перекрытый маломощным чехлом мезо-кайнозойских отложений. Опрокинутые антиклинали вместе с краевыми надвигами формируются в узких сколовых зонах на границе новейших поднятий и впадин или хребтов и предгорий. Все они имеют различную вергентность, но в каждом конкретном случае складка опрокинута в сторону впадины.

Под “пенепленом” понимается почти ровная поверхность рельефа, возникающая на месте горной системы в результате ее полной денудации [11]. Мы считаем необходимым привести это определение, так как данный термин оказался совершенно неизвестным современным англоязычным исследователям, а для обозначения этой морфоструктурной поверхности используется менее определенное понятие “erosion surface”. Данный факт выглядит весьма любопытным, поскольку учение о пенепленах в начале 20-х годов сформулировано и опубликовано В.М. Девисом в американских научных журналах. У исследователей Тянь-Шаня термин “пенеплен” сразу же после его появления прочно вошел в понятийную базу. Очевидно, определяющим фактором оказалось посещение В.М. Девисом Южного Казахстана и Тянь-Шаня и его указание на то, что здесь он встретил лучшие формы пенеплена, которые до этого путешествия мог лишь представить себе в воображении [11].

Для неотектонистов и геофизиков доорогенный пенеплен оказался главной структурной поверхностью, позволяющей надежно расшифровать структуру хребтов и впадин. Благодаря избирательной эрозии в предгорьях, а иногда и в приводораздельной части хребтов часто встречается откопанный пенеплен, отличающийся хорошей сохранностью. Во впадинах контрастные по своим физическим свойствам породы палеозойского основания и кайнозойского чехла разделяются резкой границей, которая фиксируется как при сейсморазведочных, так и электроразведочных исследованиях.

В пределах всего Центрального Тянь-Шаня предорогенный пенеплен с резким угловым несогласием перекрывается коктурпакской свитой, сложенной брекчиевидными мусористыми мергелями, доломитами и известняками, переслаивающимися с красными загипсованными глинами. Эти породы представляют собой континентальные отложения временных (эфемерных) озер, образующихся в условиях жаркого умеренно влажного климата. Их мощность обычно не превышает первых десятков метров. Позднемеловой–эоценовый возраст коктурпакской свиты обосновывается единичными находками фауны, палинологическими данными и изотопными датировками базальтовых потоков, изредка присутствующих среди осадочных образований [1, 17]. Ранее сделанные выводы о возрасте свиты подтвердились калий–аргоновыми и аргон–аргоновыми датировками базальтов, полученными в последние годы [2, 25].

В случае выклинивания коктурпакской свиты пенеплен с несогласием перекрывается шамсинской свитой миоцен–плиоценового возраста. Она сложена красноцветными флювиальными отложениями (конгло–брекчиями, песчаниками, глинами), являющимися продуктами размыва коры выветривания [18]. Две вышеописанные свиты составляют кыргызский красноцветный комплекс (K_2-N_1) [20]. Красноцветные отложения обычно вскрываются в предгорьях хребтов. В межгорных и внутригорных впадинах, где мощность кайнозоя достигает 5 км, основной объем осадков приходится на озерные и флювиальные осадки плиоцена–плейстоцена, отличающиеся палевой и серой окраской [9, 13, 18, 21].

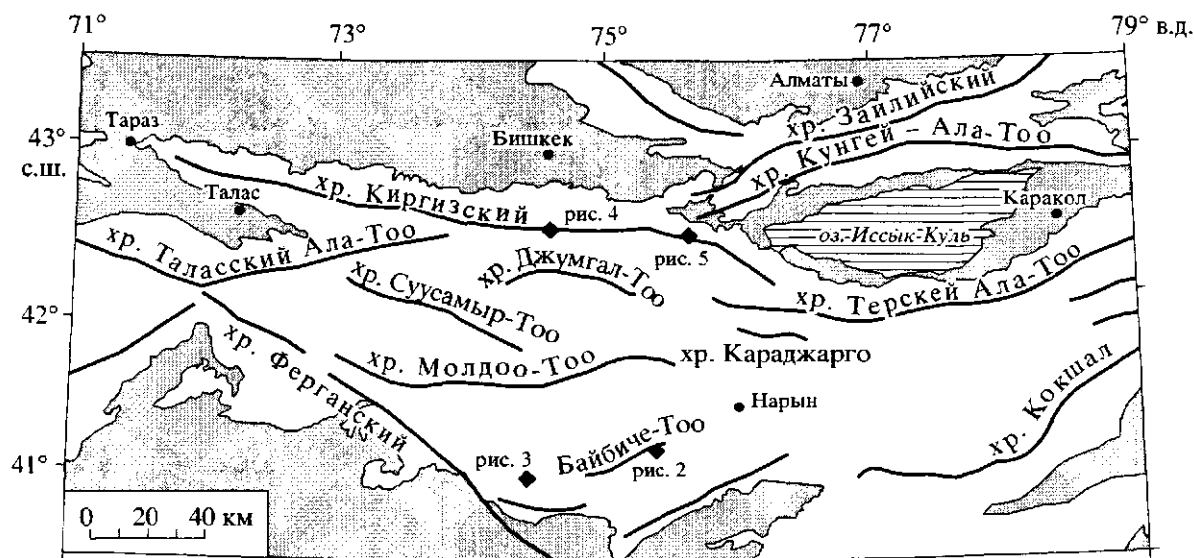


Рис. 1. Обзорная схема центрального Тянь-Шаня

Уже при анализе первых неотектонических схем Тянь-Шаня, в которых пенеплен использован как реперная структурная поверхность, мнения исследователей Тянь-Шаня разделились при оценке характера приповерхностных деформаций [20]. Одни из них отдавали предпочтение разломам как главному структурообразующему фактору, считая, что неотектонические структуры формируются исключительно в результате хрупкого разрушения и смещения пенеплена. Согласно альтернативной концепции, хребты и впадины Тянь-Шаня рассматривают как складки основания с большим радиусом кривизны, фиксируемые по пологой деформации пенеплена. В специальном исследовании, посвященном данной проблеме, Н.П. Костенко [7] приходит к заключению, что многочисленные разломы, установленные в новейших орогенах, являются структурными элементами второго порядка, осложняющими своды и крылья крупных складок палеозойского фундамента (мегаантиклиналей и мегасинклиналей). Основные хребты Тянь-Шаня (рис. 1) составляют мегаантиклинали, а разделяющие их впадины – мегасинклинали. Радиус кривизны мегаскладок Тянь-Шаня варьирует в широких пределах, главным образом от 35 до 160 км [9]. Как правило, в строении Тяньшаньского орогена преобладают асимметричные мегаскладки. Падение пенеплена в крутом крыле складки обычно на 10–15° больше, чем в пологом, и колеблется в пределах 25–45°. Лишь в единичных случаях наблюдались падения поверхности выравнивания, достигающие 60° [13]. К типичной асимметричной складке с пологим северным (рис. 2) и осложненным разломом крутым южным крылом относится мегаантиклиналь Байбиче-Тоо. Из обобщения имеющихся матери-

алов вышеупомянутые исследователи приходят к заключению, что в приповерхностных условиях деформации палеозойского фундамента установленные пликативные структуры пенеплена являются максимально возможными. В породах кайнозойского чехла неоднократно встречались и более интенсивные деформации, но все эти проявления складчатости, начиная с работ С.С. Шульца [20], объяснялись срывом некомпетентных кайнозойских осадков с жесткого палеозойского основания.

Опрокинутые складки, в строении которых участвует пенеплен и маломощный чехол красцветов кыргызского комплекса, были найдены нами в последние годы в самых различных районах Центрального Тянь-Шаня. Наиболее эффективная опрокинутая антиклинальная складка выявлена на западном окончании упоминавшейся выше мегаантиклинали Байбиче-Тоо. Краевой разлом, ограничивающий эту мегаантиклиналь с юга, выполаживается в западном направлении. Палеозойское основание и красцветы кыргызского комплекса, слагающие висячее крыло, смяты в опрокинутую антиклиналь, надвинутую в южном направлении на суглинки позднего неогена (рис. 3).

В высоких предгорьях северного склона Кыргызского хребта, в междуречье Ала-Арча и Аламеди, сохранились останцы кыргызского красцветного комплекса. Они вместе с подстилающими отложениями среднего палеозоя вовлечены в интенсивные пликативные деформации. В терригенных отложениях верхнего девона–нижнего карбона закартирована запрокинутая к северо-востоку антиклиналь протяженностью 8 км и шириной 2 км [10]. Ее юго-западное пологое крыло

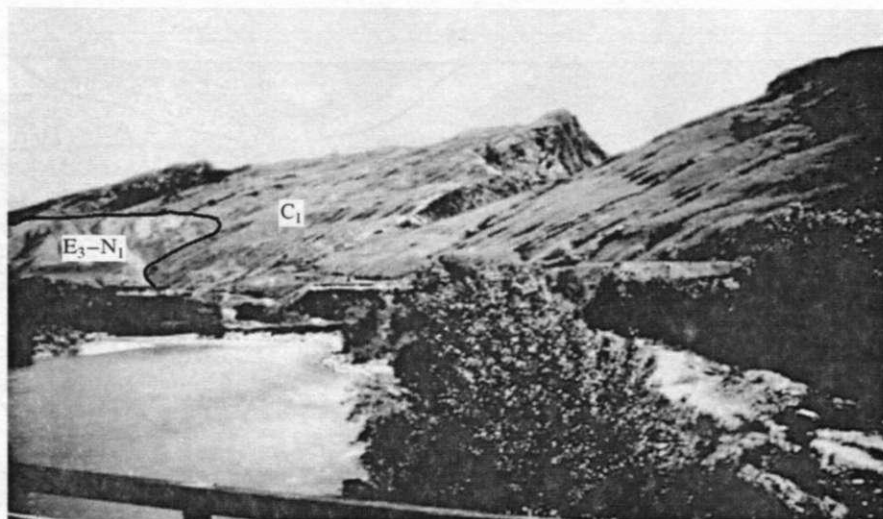


Рис. 2. Северный склон гор Кара-Тоо (северо-восточный отрог хр. Байбиче-Тоо) против устья р. Атбаши. Поверхность пенеплена погружается на север под углом 30–35°. Конформно поверхности пенеплена залегают отложения шамсинской свиты (E_3-N_1)

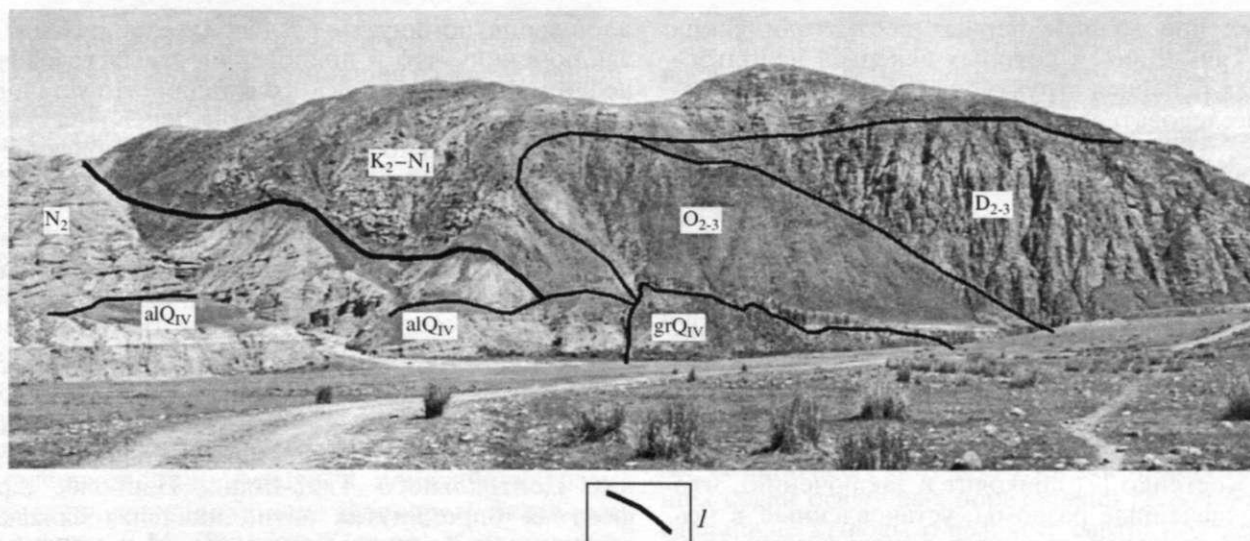


Рис. 3. Поперечный разрез западного окончания мегаантиклинали Байбиче-Тоо на левом борту р. Джаман-Даван. По краевому разлому, погружающемуся к северу под углом 40°, мегаантиклиналь надвинута на осадки позднего неогена (N_2). Висячем крыле надвига вскрываются отложения среднего-позднего ордовика (O_{2-3}), среднего-позднего девона (D_{2-3}) и несогласно перекрывающие их красноцветы кыргызского комплекса (K_2-N_1), смятые в опрокинутую складку. Вид с юго-востока на северо-запад. Фото доктора Э. Собеля, Потсдамский университет

I – надвиг

интенсивно эродировано, но на запрокинутом северо-восточном крыле сохранилась не только поверхность выравнивания, но и стратиграфически перекрывающие ее красноцветы кыргызского комплекса (рис. 4). В 150–200 м к востоку от контакта красноцветы приобретают северо-восточное падение и выполаживаются, слагая сопряженную синклиналь. Данный контакт приобретает принципиальное значение для корректировки сложившихся представлений о неотектонической структуре

района, так как до сих пор он описывался как Чонкурчакский краевой надвиг, по которому предполагалось перемещение палеозойских комплексов приводораздельной части хребта на кайнозойские отложения высоких предгорий [13, 18].

Опрокинутая антиклиналь выявлена и на восточном окончании Кыргызского хребта. От простирающегося восточнее Кунгей Ала-Тоо он отделяется Боомским ущельем, пропиленным в породах палеозойского фундамента долиной р. Чу.

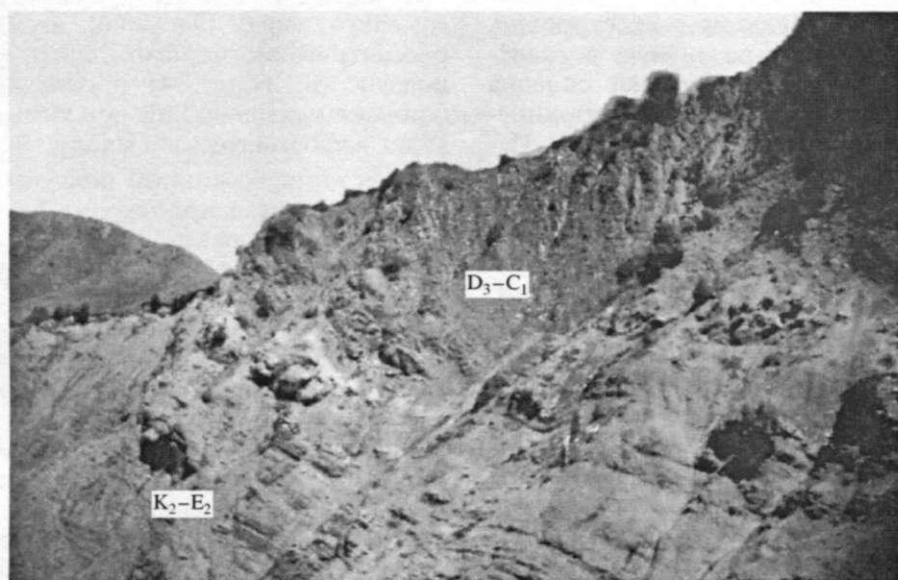


Рис. 4. Урочище Чонкурчак на северном склоне Кыргызского хребта

В этом обнажении наблюдается стратиграфическое налегание красноцветов кыргызского комплекса на среднепалеозойскую терригенную толщу. Весь разрез находится в опрокинутом залегании. Песчаники и конгломераты верхнего девона–нижнего карбона (D_3-C_1) с угловым несогласием в $20-30^\circ$ перекрываются базальным горизонтом мергелей и доломитов коктурпакской свиты (K_2-E_2), отчетливо выделяющихся светлым фототонном. Стратиграфически выше залегают красно-коричневые линзующиеся глины, светло-серые мусористые мергели, кирпично-красные разнотерристые песчаники с карбонатным цементом и прослои мелкогалечных конгломератов, сложенных исключительно кварцитами. Мощность свиты не превышает 40–45 м. Вид с юго-востока на северо-запад

В бортах ущелья сохранились останцы кыргызского красноцветного комплекса мощностью до 900 м, слагающие серию сложно устроенных складок, позволяющих расшифровать кулисное сочленение неотектонических поднятий Кыргызского и Кунгейского хребтов [13, 16]. В бассейне руч. Кургантерек, расположенном по левому борту Боомского ущелья, палеозойский фундамент и перекрывающий его маломощный кайнозойский чехол смяты в опрокинутую антиклиналь, простирающуюся в северо-восточном направлении на 4200 м, шириной 1500 м. Опрокинутое крыло осложнено надвигом, вдоль которого раннеордовикские туфы взброшены и залегают на разновозрастных горизонтах кыргызского красноцветного комплекса (рис. 5).

Кроме приведенных выше примеров, опрокинутые залегания пенепплена наблюдались нами в нижних предгорьях Кыргызского хребта, западнее долины р. Сокулук, а также на восточном замыкании хр. Джаман-Даван. Похоже, что опрокинутые складки являются закономерным элементом в структуре Тяньшаньского орогена. Опрокинутые антиклинали локализованы на границе хребтов и межгорных впадин (или хребтов и предгорий). Их протяженность не превышает 5–8 км, ширина до 1.5–2 км). Надежность расшифровки складчатой структуры обеспечивается контрастным составом пород палеозойского фундамента и кай-

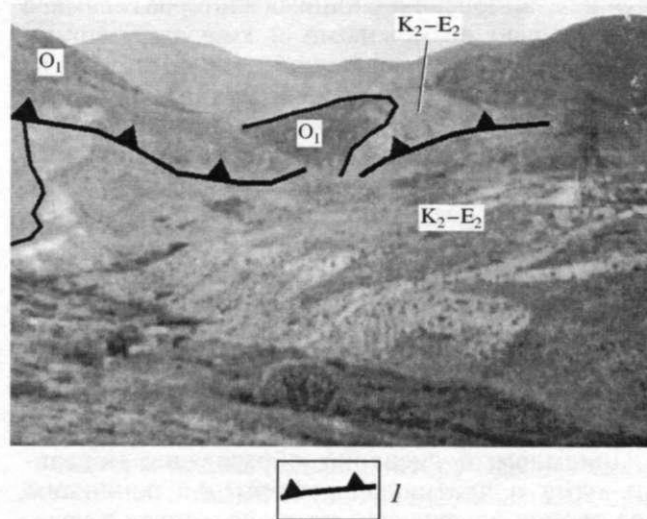


Рис. 5. Боомское ущелье, бассейн руч. Кургантерек
Палеозойские породы нижнего ордовика (O_1) слагают ядро опрокинутой складки и облекаются мергелями, известняками и глинами коктурпакской свиты (K_2-E_2). Пологое крыло складки погружается к северо-западу по углом 30° . Опрокинутое крыло осложнено надвигом, вдоль которого раннеордовикские туфы залегают на разновозрастных горизонтах кыргызского красноцветного комплекса. Вид с востока на запад
I – надвиг

нозойского чехла, участвующих в их строении. Изученные складки имеют различную вергентность, но в каждом конкретном случае складка всегда опрокинута в сторону впадины. Опрокинутые антиклинали сопряжены с надвигами. Исключением является складка урочища Чонкурчак (см. рис. 4), выступающая как граничная структура между высокими предгорьями и собственно Кыргызским хребтом.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Вопреки широко распространенным представлениям многих геологов, проявление пликативных деформаций в приповерхностных условиях не противоречит теоретическим основам физики твердого тела. Эти упрощенные представления базировались на силовом критерии хрупкого разрушения, пришедшем в геологию из теории сопротивления материалов с такими ключевыми понятиями, как "нарушение целостности" и "потери способности нести нагрузку". Исследование естественных объектов породило другие подходы к описанию прочности, делающие упор на непрерывный, эволюционный характер накопления повреждений перед разрушением [4, 19].

По современным представлениям о физической природе разрушения, основанным на кинетической (статистической) концепции прочности [3, 14], как хрупкий, так и пластический тип разрушения являются не взаимоисключающими альтернативами, а потенциально возможными и конкурирующими путями развития нагруженной среды. Каждый из путей характеризуется своей вероятностью реализации, зависящей не только от параметров состояния (компонент напряжений и температуры), но и от скоростей нарастания напряжений, проявляющихся как скорости деформирования [5]. В рамках данной концепции можно рассчитать вероятность появления пликативных деформаций в приповерхностных условиях, но механизм, обеспечивающий их развитие в каждом конкретном случае, останется невыясненным. Несмотря на всю свою логическую завершенность, подобный подход вряд ли найдет понимание у большинства геологов.

Приемлемый сценарий образования описанных нами пликативных деформаций пенеплена дает теория ползучести, синтезированная с известными моделями складкообразования. Ползучесть гетерогенного материала может обеспечиваться не столько пластической деформацией пород, сколько скольжением по границам мелких блоков и зерен размером от долей миллиметров до первых сантиметров. Отдельные подвижки на этом масштабном уровне бессмысленно рассматривать как сколы, усредненно же картина сводится к различным вариантам ползучести Кобле [12], для которой средняя по объему скорость деформации пропорциональна главному сдвигово-

му напряжению. Особенно привлекательна для рассматриваемого нами случая компрессионная ползучесть Кобле [24], поскольку последняя исключает механический перенос вещества в пределах деформируемого массива.

При компрессионной ползучести транспортировка материала происходит благодаря его частичному растворению под давлением в пленке жидкости, находящейся между зернами породы. Материал растворяется там, где напряжение велико, и выпадает в осадок там, где оно низко. Проведенные в [24] расчеты показали, что для компрессионной ползучести при растворении коэффициент пропорциональности между скоростью деформации и напряжением соответствует значению эффективной вязкости порядка 10^{16} – 10^{17} Па·с. Это примерно в миллион раз меньше характерных значений обычно рассматриваемой "объемной", внутризерновой вязкости при P, T-условиях для глубин до 10 км. Обводнение верхних горизонтов земной коры Тянь-Шаня, необходимое для проявления компрессионной ползучести, обеспечивается не только поверхностным стоком, но и интенсивным проявлением в регионе глубинных, часто гидротермальных вод [6].

Расчеты, основанные на стандартной модели складкообразования Био [23] и метрических параметрах, соизмеримых с размерами наблюдаемых складок (см. рис. 3–5), убеждают нас в том, что интенсивные деформации пенеплена, обусловленные компрессионной ползучестью, могут проявляться в приповерхностной части земной коры. Необходимым условием развития складчатых деформаций является наличие компетентного слоя (или пачки слоев) в податливой среде, а также преобладающее напряжение сжатия, действующее по направлению вдоль плоскости слоистости. В теории складчатости Био компетентный и податливый слои трактуются как пластичные (вязкие) материалы, но эффективная вязкость среды в компетентном слое значительно выше, чем в податливом. Предполагается, что компетентный слой ведет себя подобно изгибающейся пластине. Основное уравнение модели Био [23], которая определяет, будут ли нарастать со временем или затухать изгибные субвертикальные возмущения

$$w(x, t) = w_m \cos(2\pi x/\lambda) \exp(t/\tau), \quad (1)$$

приводящие в случае неустойчивости к опрокинутой складчатости, записывается в следующем виде:

$$-4\mu(2\pi/\lambda)\partial w/\partial t = \partial^2/\partial x^2 [1/3\mu_1 h^3 \partial^3 w/\partial x^2 \partial t] + \partial/\partial t (\sigma h \partial w/\partial t), \quad (2)$$

где в (1), (2) параметры λ , τ означают длину волны и характерное время нарастания вертикального смещения границы слоев; w_m – его амплитуду; h – мощность компетентного слоя; σ – главное

сжимающее напряжение; μ , μ_1 – вязкости сред в некомпетентном и компетентном слое соответственно. При выводе (2) предполагается, что сдвиговые напряжения на границе слоев равны нулю, т.е. допускается свободное проскальзывание [23].

Сохранение стратиграфических соотношений базальных горизонтов коктурпакской свиты с породами палеозойского фундамента в пределах опрокинутых складок свидетельствует, что транспортировка вещества при деформации происходила наподобие медленного течения жидкости. Необходимым условием для реализации такого режима транспортировки вещества является отсутствие или незначительность сдвиговых напряжений. Кроме отсутствия послойных срывов вдоль поверхности предороженного пенеплена, следствием компрессионной ползучести могут рассматриваться различно ориентированные жилы гипсов, которые иногда буквально пронизывают всю толщу кыргызского красноцветного комплекса. Их появление мы связываем с перетеканием вещества в результате растворения и повторного отложения. Таким образом, на качественном уровне выбор модели складкообразования представляется согласованным с установленными деформациями пенеплена.

Для количественного анализа условий нарастания вертикальных возмущений, что является необходимой предпосылкой для опрокинутых складок, рассмотрим следствия (1), (2). Эти уравнения показывают, что характерное время нарастания возмущений с длиной волны λ , т.е. величина, обратная инкременту, связано с параметрами среды соотношением

$$\tau = (4\mu/\sigma h)(\lambda/2\pi)[1 + (\mu_1/12\mu)(2\pi h/\lambda)^3]. \quad (3)$$

Частным случаем (3) являются следующие простые формулы для длины волны λ_0 и постоянной времени τ_0 возмущений, которые нарастают с максимальной скоростью,

$$\lambda_0 = 2\pi h(\mu_1/6\mu)^{1/3}, \quad \tau_0 = 6\mu/\sigma(\mu_1/6\mu)^{1/3}. \quad (4)$$

Эти выражения приводятся во многих обзорах и монографиях, к примеру [15]. Согласно [15, 23], для $\mu_1/\mu = 750$ $\lambda_0 = 31.4 h$. Заметим, что отношение λ_0/τ_0 , равное с хорошей точностью $\sigma h/\mu$, оказывается не зависящим от пропорции вязкостей μ_1/μ и при наличии исходных параметров, полученных по результатам структурных наблюдений, может использоваться для оценок либо вязкости, либо напряжения.

Важно, что если наиболее неустойчивое возмущение с длиной волны λ_0 по каким-либо причинам не реализовалось, то процесс складкообразования может быть инициирован более коротковолновыми возмущениями. В этом случае время

их нарастания, согласно (3), лишь в несколько раз больше, чем τ_0 ; имеет место соотношение:

$$\tau = \tau_0(\lambda/3\lambda_0)[2 + (\lambda_0/\lambda)^3]. \quad (5)$$

Заметим, что при описании компетентного слоя как упругого коротковолновые возмущения оказываются затухающими во времени.

Предполагая, что на глубинах 5–10 км горизонтальное напряжение равно удвоенному литостатическому давлению [8], т.е. $\sigma \sim 50$ Мпа, а метрические параметры соизмеримы с размерами наблюдаемых складок: $h \sim 0.5$ км, $\lambda \sim 5$ км, попытаемся оценить время, необходимое для формирования складок. Подставляя в (4), (5) указанные значения параметров σ , h , λ , а также эффективную вязкость $\mu \sim 10^{17}$ Па с [15, 24], получаем из этих уравнений, что $\tau \approx 3 \tau_0 \sim 6$ тыс. лет. Время образования складчатых структур будет в несколько раз, но не более чем на порядок, превышать время τ , характеризующее линейную (начальную) стадию процесса. Сравнительная кратковременность нарастания вертикальных возмущений, описываемая параметрами τ , τ_0 из (4), (5), как раз и определяет возможность того, что в некоторых случаях локально интенсивное складкообразование опередит возникновение структур хрупкого разрушения. Полученный результат не противоречит преобладанию хрупкого механизма разрушения в приповерхностных условиях, что в целом и отвечает наблюдаемой геологической структуре.

Выявленные опрокинутые складки занимают вполне определенное положение в структуре новейшего орогена. Они сопряжены с надвигами, отделяющими основные морфоструктурные единицы – хребты от предгорий или предгорья от впадин. Из обобщения вышеприведенных данных мы приходим к выводу, что интенсивные деформации пенеплена вместе с краевыми надвигами составляют единый структурный парагенезис, формирующийся в узких сколовых зонах на границе новейших поднятий и впадин. Подобные структуры описываются как складчатость продвижения разлома (fault-progradation folding) [22].

Авторы признательны доктору Эдварду Собею (Edward Sobel), любезно предоставившему одну из опубликованных в статье фотографий. Выражаем также признательность академику Ю.Г. Леонову, благодаря доброжелательным рекомендациям которого были предприняты дополнительные усилия объяснить столь странный элемент новейшей структуры Тянь-Шаня, как опрокинутые складки пенеплена. Настоящее исследование осуществлено при частичной поддержке гранта Американского фонда гражданских исследований и развития (CRDF), грант № YG1-2082 и гранта Швейцарского национального научного фонда (SNSF, project ETH-credit nr. 2-77073-01).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические и биотические события позднего эоцена–раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть I: Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН; Вып. 489).
- √ 2. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика земли. 1999. № 10. С. 26–51.
3. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН СССР. 1968. № 3. С. 46–56.
4. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А., Савельев В.Н., Султанов У. К вопросу о прогнозировании разрушения горных пород // Физика Земли. 1977. № 6. С. 8.
5. Иванов С.Н. О реологических моделях земной коры; критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГГГ УрО РАН, 1998. 40 с.
6. Киселев Г.П., Тихонов А.И., Чалов П.И. Структурно-тектоническое моделирование Чуйской впадины по магнитометрическим и изотопным данным и вытекающие из него следствия // Изв. АН КиргССР. Физ.-техн. и матем. науки. 1988. № 1. С. 67–71.
7. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
8. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–24.
9. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
10. Миколайчук А.В. Новейшие разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии. 1999. № 2. С. 42–47 (ISSN 1026-9045).
11. Наумов А.Д. Пенеплены. Их геологическое значение как особой генетической категории рельефа материков. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1981. 404 с.
12. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. М.: Мир, 1988. 287 с.
13. Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
14. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах. М.: Недра, 1985. 271 с.
15. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
16. Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна Ф.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.
17. Фортуна А.Б., Керимбеков Ч.К., Кузиков С.И., Миколайчук А.В. Литостратиграфия и палинологические данные кайнозойских отложений Тессык-Сарыбулакской впадины // Геология кайнозоя и сейсмоструктурология Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1994. С. 26–40.
18. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
19. Шнейзман В.В., Степанов В.А., Жого Л.В. Хрупкое разрушение твердых тел при статическом и циклическом нагружении // Проблемы прочности и пластичности твердых тел / Под ред. Журкова С.Н. Л.: Наука, 1979. С. 43–55.
20. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Новая серия. Т. 3. М.: Географиз, 1948. 221 с.
21. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 247 с.
22. Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // J. Structural Geology. 1987. Vol. 9. № 2. P. 207.
23. Johnson A.M. Styles of Folding: Mechanics and Mechanisms of Folding of Natural Elastic Materials. Amsterdam: Elsevier, 1977. 406 p.
24. Rutter E.H. The kinetics of Rock Deformation by Pressure Solution. Phil. Trans. Roy. Soc. 1976. A283. P. 202–219.
- √ 25. Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 191–215.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов,
В.Е. Хаин, В.С. Буртман

Fold Deformations of the Preorogenic Peneplain in the Recent Structure of the Central Tien Shan

A. V. Mikolaichuk*, M. V. Gubrenko**, and L. M. Bogomolov**

*Institute of Geology, National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic, pr. Erkindik 30, Bishkek, 720481 Kyrgyzstan

**Research Station, Joint Institute of High Temperatures Scientific Association (IVTAN), Russian Academy of Sciences, Bishkek-49, 720049 Kyrgyzstan

Abstract—The present writers have discovered recumbent folds consisting of a preorogenic peneplain overlain by a thin Meso-Cenozoic cover in various regions of the Tien Shan contrary to the notion commonly accepted by the neotectonics explorers that folding of a peneplain is limited only by large-radius basement folds. Recumbent anticlines along with marginal overthrusts originate in narrow shear zones at the boundaries between Recent uplifts and depressions or between ridges and piedmonts. The vergence orientation of these folds varies, although the folds are overturned in any specific case toward the adjacent depressions.