

СВОДОВО-ГЛЫБОВЫЙ ИЛИ ГОБИЙСКИЙ НОВЕЙШИЙ ОРОГЕНЕЗ

Г.Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

E-mail: ufim@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 31 мая 2007 г.

Описываются структурные и геодинамические особенности сводово-глыбовых новейших орогенов, распространенных в молодых и возрожденных орогенических поясах Евразии, в том числе составляющих не имеющий аналогов Центрально-Азиатский пояс (Тянь-Шань, Алтай и Джунгарский Алатау). Сводово-глыбовые горы представляют собой сочетания цепей хребтов-сводов и межгорных впадин, причем первые последовательно расширяются за последних. Хребтам-поднятиям свойственно сложное сочетание сводовых изгибов, краевых надвигов и антитетических сбросов на крыльях, причем сочетание этих дислокаций таково, что не происходит блокового распада поднятий. В системах сводово-глыбовых гор происходит поперечное сокращение литосферы и продольное течение линзовидных блоков, так что они часто представляют собой разновидность коровой мегабрекчии. Наиболее интенсивно процессы сводово-глыбового орогенеза (названного Н.А. Флоренсовым гобийским механизмом горообразования) проявляются на крутых скатах цокольной поверхности гор, которые являются геоморфологическими индикаторами наклонного залегания кровли астеносферы.

Ключевые слова: *новейший орогенез, хребет-свод, тектонический рельеф, цокольная поверхность, краевой надвиг, Азия.*

BLOCK OR GOBIAN RECENT OROGENESIS

G.F. Ufimtsev

Institute of Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

The young and rejuvenated block-domal orogens structure and geodynamics are described. These orogens occupy large territories of the Eurasia including Central Asia mountain belt which consists from the Tien Shan, Altai and Dzhungar Alatau mountains. Block-domal mountains are combinations from a chains of the domal ranges and intermountain basins. The ranges have expansion on the basins in a geological time. The ranges are a complete combinations domal curves, marginal thrusts and antitetic faults on its limbs and have not block distortion in a long time. N.A. Florensov named this mechanism of the mountain building as gobian one (name from the Gobi Altai mountains).

Key words: *recent orogenesis, domal range, tectonic relief, socle surface, marginal thrust, Asia.*

Введение

Что такое сводово-глыбовые горы? Это сочетания двускатных хребтов, в тектоническом рельефе которых в равной мере присутствуют изгибные и разрывные деформации, и межгорных впадин, как правило, выполненных кайнозойской молассой. И хребты, и впадины выстраиваются в линейные цепи, которые, в свою очередь, группируются в горные страны со сложным рельефом – новейшие орогены,

соответствующие уровню структурных зон; таков, например, новейший возрожденный ороген Джунгарского Алатау. Орогены объединяются в горные пояса и таковой Центральноазиатский [Уфимцев, 1989, 1991] целиком составлен сводово-глыбовыми горами Алтая, Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, окружающими пониженное Джунгарское междугорье. Морфологическая схожесть всех сводово-глыбовых орогенов, определяемая особыми сочетаниями новейших тектонических процессов (изгибы и

сопровождающие их разломы) дает основание говорить о проявлении на больших территориях Евразии особенного же механизма горообразования, который Н.А.Флоренсовым [1965] изучен на примере эпицентральной зоны Гоби-Алтайского землетрясения и назван сводово-глыбовым или гобийским. Но нередко сводово-глыбовые горы называют тяньшанетипными [Николаев, 1962], поскольку именно хорошо изученный Западный Тянь-Шань [Горячев, 1959; Корженков, 2006; Макаров, 1977; Несмеянов, 1971; Несмеянов, Бархатов, 1978; Садыбакасов, 1972; Современная..., 1991, 2005; Трифонов, 1999; Чедия, 1986, 1996; Шульц, 1948, 1979, и др.] может рассматриваться в качестве лучшего (?) тектонотипа этого вида новейших орогенов. Но впервые такие горы в достаточно ясной форме были описаны В.А. Обручевым [1912] в Пограничной Джунгарии.

Сводово-глыбовые горы более всего распространены в восточной половине Евразии и в особенности во Внутренней Азии: Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Алтай и Бейшань, юг Тувы, Северная Монголия и Забайкалье. На востоке этого материка к сводово-глыбовым горам относится горная страна Черского, юг Корякского нагорья и системы хребтов северной части Нижнего Приамурья. Все это возрожденные или омоложенные (в зонах мезозойской складчатости) горы. В Альпийско-Гималайском молодом подвижном поясе сводово-глыбовые горы в виде прерывистых цепей обычно обрамляют равнинные междугорья в Иране и Малой Азии или образуют небольшие группы на юге Балканского полуострова. На других континентах они либо отсутствуют, либо образуют обособленные и небольшие горные районы, как например вблизи восточного склона Анд у г. Кордоба в Аргентине.

В истории изучения новейшей тектоники вообще и явлений молодой орогении сводово-глыбовые горы занимают особое место. Именно изучая эти горы В.А. Обручев впервые и в ясной форме сформулировал вывод о значении в геологической жизни Земли явлений последующих (молодых) тектонических преобразований земной коры. Затем появились идеи Э. Аргана [1935] о тектонике Азии и молодых в ней деформациях (складках основания) и они в значительной мере определяют до сих пор наши представления о сводово-глыбовом внутриконтинентальном орогенезе, в особенности Тянь-Шаня, где собственно и зародилось учение о

новейшей тектонике как особенном процессе молодых деформаций [Шульц, 1948]. Другие районы распространения сводово-глыбовых гор изучены заметно слабее [Беспалый, Максимов, 1971; Богачкин, 1981; Девяткин, 1965; Ерофеев, 1969; Курдюков, 1962; Моисеенко, 1962; Уфимцев, 1971, 1984, 2002, 2005; Флоренсов, 1948], но именно во время катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. главные эффекты такого новейшего орогенеза проявились мгновенно и в весьма представительной форме [Гоби-Алтайское..., 1963], и потому он и назван гобийским. Это представление о сводово-глыбовом орогенезе сформулировано Н.А. Флоренсовым [1965] и заметно выделяется в ряду других о нем гипотез внутренней непротиворечивостью и наглядностью, в значительной мере и потому, что оно использует идущий еще из античности (от Платона) научный принцип анализа противоположностей – в данном случае сопоставлены явления тектонического скупивания верхних частей литосферы (сводово-глыбовый орогенез) и, напротив, ее растяжения с формированием внутриконтинентальных рифтов (остаточно-глыбовый или байкальский орогенез).

Среди прочих тектонических видов горных сооружений именно сводово-глыбовые горы изучались наиболее интенсивно, и Западный Тянь-Шань стал своеобразным научным полигоном и для формулировки учения о новейшей тектонике и его последующего развития [Шульц, 1948]. Конечно, это во многом определяется особенной привлекательностью таких гор, с одной стороны, и необходимостью оценки геологического риска в них, определяемого, в первую очередь, периодическим проявлением здесь катастрофических землетрясений. Ставшие классическими монографические описания эпицентральных зон Кебинского 1911 г. [Богданович и др., 1914] и Гоби-Алтайского 1957 г. [Гоби-Алтайское..., 1963] землетрясений во многом определили развитие сейсмогеологических исследований.

Морфологическая структура сводово-глыбовых гор

Линейные цепи хребтов и впадин Алтая и Тянь-Шаня, составляющие, наряду и пониженным и равнинным Джунгарским междугорьем основу Центральноазиатского пояса возрожденных гор [Уфимцев, 1989], являются, по-



Рис. 1. Склон сводово-глыбового хребта, Киргизия.

На переднем плане предгорные гряды-адыры, сложенные кайнозойскими отложениями. Рисунок по фотографии.

жалуй, лучшим примером сводово-глыбовых новейших орогенов. Хребты-поднятия, представляют собой сочетания преимущественно выпуклых изгибов, ограниченных краевыми надвигами. Сопряженность последних с изгибами позволила В.Н. Даниловичу [1963] выделить особый вид аркогенных надвигов. Обращает также внимание трапецевидная или линзовидная в плане форма хребтов, указывающая на локализацию сводовых изгибов в блоках, разделенных разломами со сдвиговой составляющей; действительно при землетрясении 1957 года в Гобийском Алтае произошло не только надвигание крыльев хребта-свода на впадины, но и его продольное перемещение, и амплитуды этих одновременных деформаций были сопоставимыми [Гоби-Алтайское..., 1963]. В сущности разломная тектоника новейших орогенов Алтая и Тянь-Шаня говорит об их связанности с коровой брекчией и продольного сдвигового растекания в условиях сильнейшего поперечного горизонтального сжатия.

Две особенные черты новейшей структуры Тянь-Шаня обращают внимание. Первая – сохранение всех морфологических признаков выпуклых изгибов при весьма значительных (до 7 км и более абсолютной высоты и 3-5 км относительной) высотах поднятий-хребтов. При всей напряженности молодой разломной тектоники и значительных амплитудах перемещений по разрывам, в морфологической структуре тектонического рельефа хребтов мы не

обнаруживаем признаков блокового распада. Уже это обстоятельство говорит о том, что в сводово-глыбовом новейшем орогенезе существуют особенные соотношения изгибов и разломов, обеспечивающие длительное во времени и при значительных высотах существование хребтов-сводов (рис. 1).

Вторая особенная черта сводово-глыбовых гор заключается в том, что «коренные» массивы хребтов-поднятий сопровождаются многочисленными форбергами, которые развиваются в краевых частях впадин за счет их инверсионных воздыманий – выпуклые изгибы тектонического рельефа хребтов как бы распространяются на впадины, что обеспечивает рост гор не только в высоту, но и по площади. Эти форберги или адыры в региональной геологической терминологии, как правило, представляют собой сложенные кайнозойскими отложениями разновысотные куэстоподобные гряды, пологие и широкие внешние (обращенные во впадины) склоны которых и наращивают сводовые изгибы хребтов (рис. 2).

У некоторых хребтов-поднятий Тянь-Шаня, например, у Киргизского хребта или Терскей-Алатао можно увидеть в некоторых пересечениях до 4-5 продольных разновысотных адырных гряд. При этом высота гряд, достигающая порой 1000 м и более, последовательно уменьшается в сторону впадины и в той же последовательности уменьшаются углы наклона поверхностей адырных гряд во впадинах

(рис. 3). Это определенно говорит о последовательном росте хребтов-поднятий за счет впадин, а в самих форбергах значения относительных высот и перекосов наращиваются в сторону хребтов – в таком случае можно говорить о росте адырных систем путем получения ими «квантов воздыманий и перекосов». Это обстоятельство необходимо учитывать при анализе явлений новейшего орогенеза в сводово-глыбовых горах, и оно свидетельствует о неслучайном или хаотическом возникновении форбергов, а последовательном росте гор. И другое, на что следует обратить внимание, – это куэстоподобную по преимуществу форму форбергов с обращенностью их крутых склонов в сторону гор – в адырных системах мы можем наблюдать характерную обратную (антитетическую) ступенчатость, совершенно аналогичную таковой на склонах «коренных» хребтов. Крутые (в сторону гор) склоны гряд и в адырах, и на склонах хребтов имеют определенно разломную природу – в одних случаях говорят о системах антитетических (с падением в сторону осевых частей поднятий) сбросов [Уфимцев, 2002, 2005], в других о козырьковых взбросах и надвигах с вергентностью в сторону гор, преобразованных из ступенчатых (и синтетических) сбросов за счет инверсионных по ним перемещений при смене впадинообразования на преимущественный рост горных поднятий [Чедия, 1996]. Суммирование «квантов воздыманий и перекосов» от внешних к внутренним (нагорным) адырам говорит в пользу первой точки зрения.

По своей позиции форберги (адыры в Средней Азии и дзэргэлэ в Монголии) разделяются на два вида. Обычно форберги сопровождают или, вернее, наращивают, крылья хребтов-поднятий. Форберги другой разновидности могут быть названы периклинальными [Уфимцев,

2002] – они наращивают поднятия хребтов по простиранию и часто служат соединительными звеньями между отдельными сводами. На восточном окончании линейной системы сводов Киргизского хребта последний наращивается несколькими такими форбергами, высоты которых увеличиваются в той мере, что форберг массива Кызыл-Омпул уже ничем не отличается от самого хребта, хотя отделен от него поперечным блокораздельным проходом. А на восток система периклинальных форбергов Киргизского хребта разделяется (виргирует) и юго-восточный из них направлен на соединение с присклоновыми адырами Терской Алатау – это уже одна из черт разрастания поднятий за счет впадин, столь свойственной геодинамике сводово-глыбовых орогенов.

К сказанному следует добавить, что наиболее мощные форберговые системы в Западном Тянь-Шане сопровождают склоны хребтов-поднятий, располагающиеся на крутых скалах цокольной (базисной) поверхности горного сооружения и согласным с ней наклоном. В первую очередь, это северные склоны хребтов Киргизского и Терской Алатау, под которыми перепад высот цокольной поверхности достигает 1500 м и более. Противоположные их склоны, наклонные встречно цокольной поверхности, и более пологие, и часто вообще не имеют форбергов и опираются на днища впадин-сыртов, днища которых располагаются на высотах до 3500 м и более.

Вообще следует учитывать то обстоятельство, что наиболее полное и структурное, и морфологическое содержание сводово-глыбовые горы получают именно там, где они располагаются над скатами цокольной поверхности со значительными (1000 м и более) перепадами относительных высот. Есть вполне опреде-



Рис. 2. Северный склон Терской Алатау с высокими адырами на переднем плане.

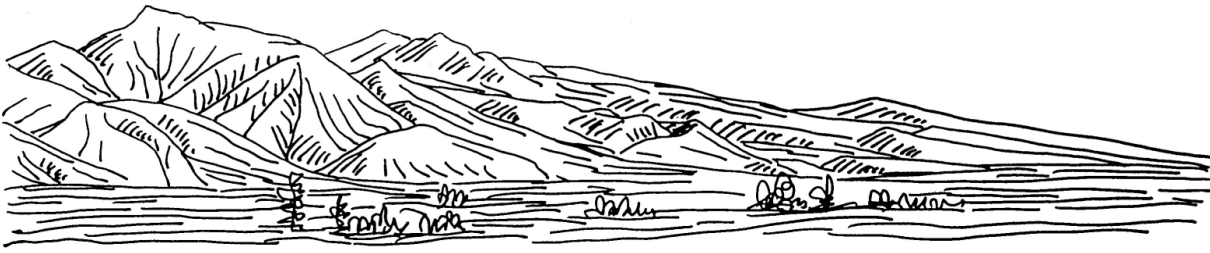


Рис. 3. Гряды адыров северного склона Киргизского хребта западнее пос. Юрьевка.

ленные связи между рельефом цокольной поверхности и кровли астеносферы – и в Гобийском Алтае и на северном склоне Киргизского Тянь-Шаня, если учесть результаты глубинных геофизических построений [Литосфера..., 1988], эти поверхности конформны друг другу и цокольная из них является геоморфологическим выражением наклонного залегания кровли астеносферы [Уфимцев, 1991, 2002]. И потому мы можем говорить о том, что в таких ситуациях в литосфере и ее приповерхностных частях явления тектонического скупивания и линейного коробления получают наиболее полное развитие, особенно если имеются и геофизические свидетельства ее тектонической расслоенности в виде пологонаклонных слоев-волноводов и сопряженных сейсмических отражающих площадок, как это мы видим, например, на глубинных геофизических профилях.

В Иране и на северном склоне Тибет-Гималаев явления новейшего сводово-глыбового орогенеза обычно свойственны районам с пре-

имущественно доальпийской завершающей складчатостью – это как бы включения омоложенных или возрожденных гор в молодой подвижный пояс. В Иране сводово-глыбовые хребты линзовидной в плане формы обычно в виде прерывистых цепей обрамляют пониженные и равнинные междугорья. В Тибет-Гималаях сводово-глыбовые хребты Куньлуня, Алтынтага и Наньшаня составляют северное крыло этого горного пояса [Уфимцев, 2005] и в общей их структуре, в геометрическом рисунке разломных систем хорошо выражены черты коровой брекчии или мегакатаклазита, указывающие на продольное течение блоков, внутри которых развиваются положительные изгибы. Для склонов хребтов обычна обратная (антитетическая) ступенчатость вершинной поверхности, хорошо видимая, например, при взгляде по простиранию на северо-западное окончание Музтага (рис. 4) и дополняемая таковой же ступенчатостью адырных систем. Наклон поверхностей форбергов в сторону впадин или междугорий

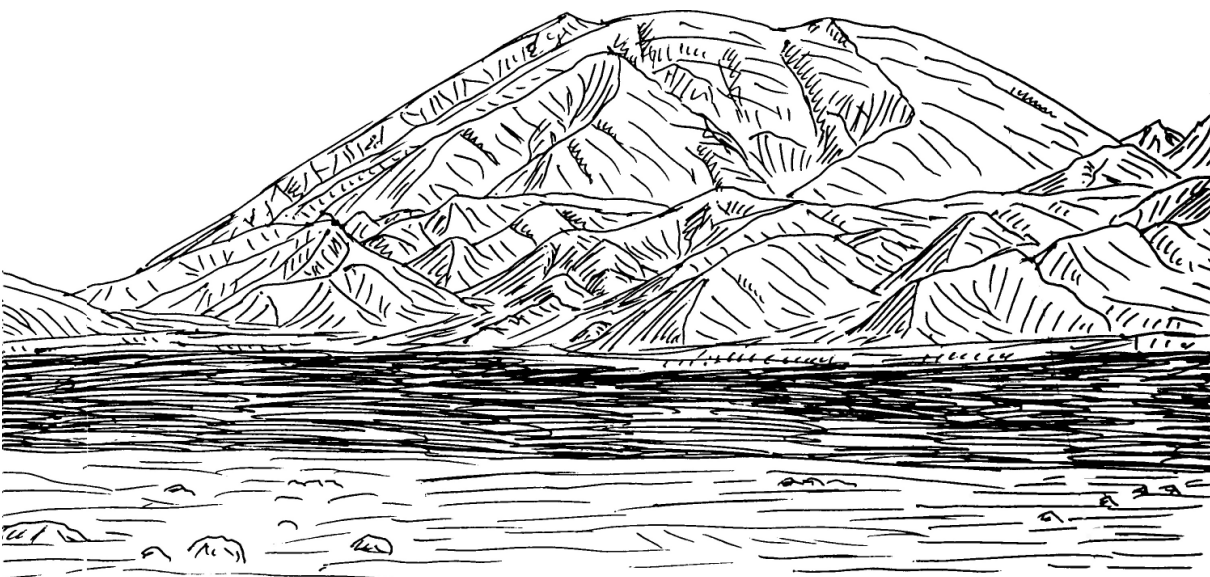


Рис. 4. Свод хребта Музтаг с обратной ступенчатостью на крыльях. Вид с севера и практически по простиранию этого поднятия. Рисунок по фотографии.

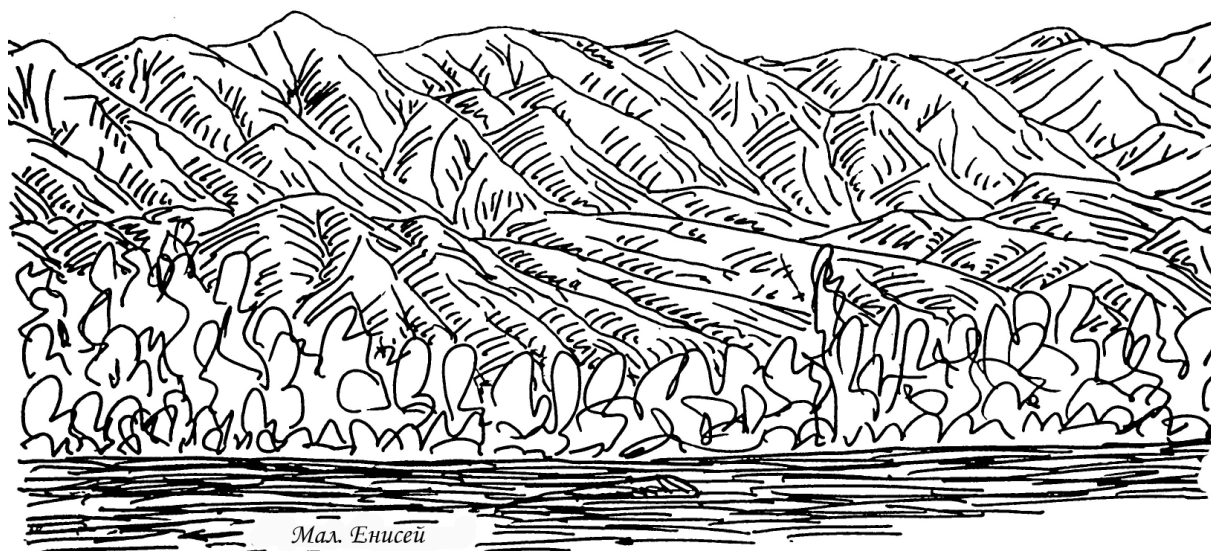


Рис. 5. Южный склон хребта Академика Обручева, опирающийся на пологонаклонный пьедестал.

Тува, восточнее г. Кызыла.

определенно свидетельствует о северной вергентности в этих новейших орогенах и преобладании козырьковых (как и в Тянь-Шане и Алтае) надвигов. Довольно обычный сейчас показ на структурных разрезах этих горных систем листрических надвигов входит в противоречие с морфологией и структурой их тектонического рельефа, которые согласованы со скатом цокольной поверхности северного склона Тибета, где перепад высот достигает 3000 м и более. Как и на Тянь-Шане крылья хребтосводов, согласные с падением цокольной поверхности, наиболее широки и сопровождаются крупными форбергами или их цепями, а противоположные крылья, обращенные к Тибету, узкие и часто редуцированные – это еще один структурный признак отсутствия здесь сколько-нибудь крупных листрических надвигов.

Сводово-глыбовые горы Забайкалья и Северной Монголии не отличаются значительной высотой; арки выпуклых изгибов в высоту здесь редко превышают 1500 м, а в Центральном Забайкалье и 1000 м (хребты Малханский, Безымянный, Яблоновый и другие [Уфимцев, 1971]. Форберги здесь не имеют существенного распространения, заменяются пологонаклонными и невысокими пьедесталами, либо же днища межгорных впадин приподняты. На них распространены увалистые денудационные поверхности, неогеновые отложения практически отсутствуют, а мощность четвертичных редко превышает 100 м. Но и здесь сводовые изгибы

сопровождаются краевыми надвигами и взбросами, а обратная ступенчатость рельефа на склонах хребтов определяется системами антиклинальных сбросов с падением в сторону осевых частей изгибов, где могут располагаться и узкие компенсационные грабены, аналогичные сейсмогравитационным клиньям в осевых частях хребтов Гобийского Алтая [Флоренсов, 1965].

Хребты-поднятия Центрального Забайкалья обычно развиваются на месте гранитно-метаморфических (гнейсовых куполов), нижние кромки которых, согласно расчетам гравитационных аномалий, располагаются на глубинах 18-20 км, то есть фактически на разделе Конрада. Возможно, что эти значения глубин соответствуют мощности верхнего литосферного слоя, охваченного процессом умеренного тектонического скупивания, компенсирующего растяжение литосферы в Байкальской рифтовой зоне [Уфимцев, 1992]. Проявление умеренного сводово-глыбового новейшего орогенеза здесь происходит над подкоровым астеносферным слоем – апофизой поднятия аномальной мантии в рифтовой зоне и это тоже указывает на максимальные глубины слоя, вовлеченного в тектоническое скупивание

В отличие от сводово-глыбовых гор Северной Монголии и Забайкалья таковые Тувы – хребты Сангилен и Тану-Ола, Академика Обручева и в особенности Западный Саян обладают значительными горизонтальными размерами и средними, переходными к хребтам Алтая,

высотами. Это можно сказать северная окраина внутриконтинентальной коллизионной системы, и хребет Академика Обручева является в ней последним на севере, обладающим хорошо выраженным форбергом-пьедесталом (рис. 5).

Сводово-глыбовые хребты могут входить в состав внутри- и окраинноконтинентальных рифтов и тесно сопрягаться с этими образованиями. В Байкальской рифтовой зоне ее юго-восточное крыло представляет собой цепь хребтов-сводов (Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, Икатский и Удокан), которые от таковых же неотектонических форм Алтая и Тянь-Шаня отличаются большими размерами. На крыльях хребтов-поднятий обычны куэстоподобные массивы, заложенные по антитетическим сбросам [Уфимцев, 1992]. Некоторые особенности малых разломов здесь также указывают на скольжения пластинчатых пологопадающих блоков относительно друг друга с образованием локальных зон разрыва и растяжения, выраженных непротяженными рвами. Такого же рода явления т.н. тектонической эксгумации описаны для хребтов-поднятий западного побережья Малой Азии, сопряженных с окраинноконтинентальной (и задуговой одновременно) системой рифтов Эгейского региона [Gautier et al., 1999].

На Дальнем Востоке, в Нижнем Приамурье сводово-глыбовые хребты Баджалский, Джаки-Унахта-Якбыяна, Мяо-Чан, Омельдинский и другие также сопряжены с окраинноматериковыми рифтами [Уфимцев, 2002]. Другая их особенность заключается в том, что центральные части сводов осложнены высокими горстами – результатами автономных воздыманий массивов молодых гранитоидов, т.н. вулканотектонических структур и т.п. образований. Относительно арок сводовых изгибов амплитуда автономных перемещений может достигать многих сотен метров и быть сопоставимой с таковой собственно сводово-глыбовых деформаций. При этом часто «гранитные» горсты как бы вырастают из осевых грабенов, компенсирующих растяжения сводовых изгибов, и это хорошо бывает видно на поперечных профилях хребтов [Уфимцев, 1984].

Видимо, район Нижнего Приамурья, где сводово-глыбовые хребты чередуются или сопрягаются с рифтогенными впадинами на стадии активных погружений в последних является удобным полигоном для изучения соотношений впадинообразования и сводово-глыбового орогенеза – проблемы, периодически обсужда-

емой и трудно решаемой в условиях Тянь-Шаня или Алтая, где попытки ее решения продуцируют сложные и малоэффективные объяснительные модели [Ерофеев, 1969; Моисеенко, 1962; Чедия, 1986, 1996]. В равной степени это относится к позднемезозойской – кайнозойской тектонике Забайкалья [Данилович, 1960], где этап впадинообразования ограничен среднеюрской – раннемеловой эпохой, а хребты-своды испытывают активные воздымания и до настоящего времени [Уфимцев, 1971; Флоренсов, 1948].

Сводово-глыбовый орогенез

При изучении явлений сводово-глыбового или гобийского новейшего орогенеза, конечно, необходимо различение масштабов этого явления, происходящего на двух уровнях организации тектонического рельефа – уровне горных стран и отдельных хребтов-поднятий. Горные страны – а это Алтай и Тянь-Шань, Наньшань и горная страна Черского на северо-востоке Сибири – представляют собой линейные системы хребтов-сводов и межгорных впадин с различными амплитудами погружения в них фундамента. Наибольшей мощности осадки имеют в межгорных впадинах Тянь-Шаня и здесь же мы видим наиболее высокие хребты и их рост за счет межгорных впадин [Чедия, 1986; Шульц, 1948]. Здесь волны линейного коробления фундамента в приповерхностных частях литосферы достигают максимальных величин, и, с другой стороны, экспансия хребтов на впадины как бы стремится уменьшить амплитуды изгибовых деформаций за счет уменьшения наклонов крыльев сводов, но скорее же этот процесс направлен на передачу «лишних» (в условиях поперечного субгоризонтального сжатия) объемов вещества в сферу экзоморфогенеза. Любопытно то обстоятельство, что наиболее сложные и широкие системы форбергов-адыров формируются на скатах цокольной поверхности гор, как это мы видим в Северном Тянь-Шане у северных склонов Киргизского хребта и Терской Алатау. К этому следует добавить общую предрасположенность проявления сводово-глыбового орогенеза к скатам цокольной поверхности – северное крыло Тибет-Гималайского горного пояса служит особенно наглядным тому примером. Видимо, именно на скатах цокольной поверхности, являющихся геоморфологическим выражением наклонных поверхностей подошвы литосферы, явления

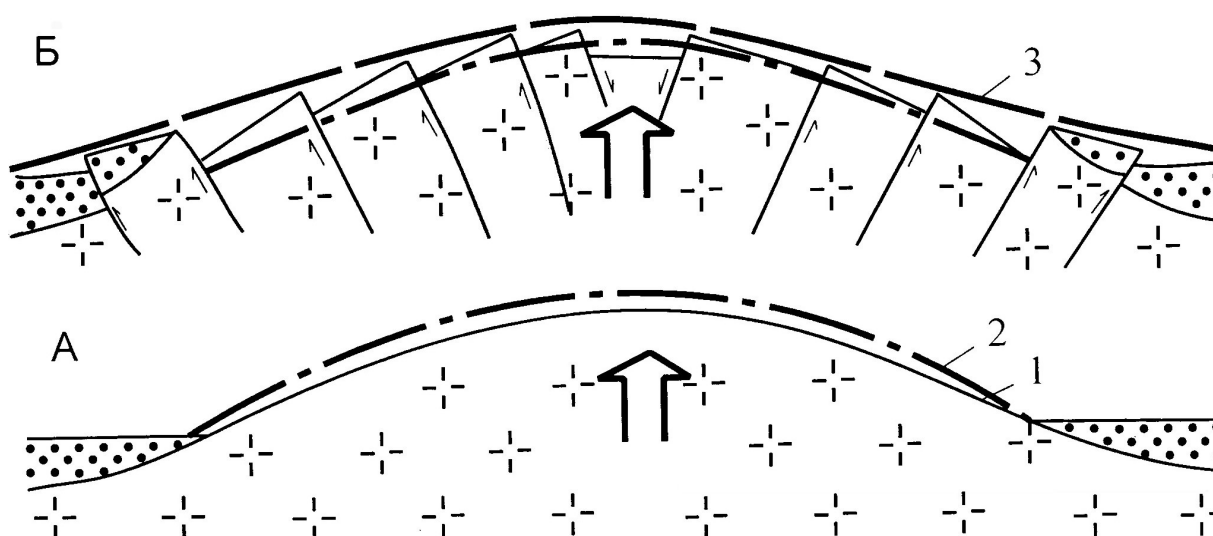


Рис. 6. Схема формирования сводово-глыбового хребта.

А – этап сводового воздымания; Б – этап блоковых перемещений при достижении критического радиуса кривизны. 1 – тектонический рельеф; 2 – поверхность сводового изгиба при критическом радиусе кривизны; 3 – поверхность сводового изгиба после глыбовых перемещений.

тектонической расслоенности последней проявляются в наиболее развитой форме и перемещения литосферных пластин относительно друг друга обеспечивают линейное коробление и тектоническое скучивание в верхних их них.

Главными элементами и новейшей структуры, и геодинамики сводово-глыбовых гор являются хребты-поднятия, и, сколько бы мы не говорили о поперечном горизонтальном сокращении здесь литосферы, и структурные, и морфологические особенности такого рода гор обеспечиваются, в первую очередь, вертикальными тектоническими перемещениями в форме сложных сочетаний выпуклых изгибов, перемещений по козырьковым надвигам или (преимущественно) антитетическим сбросам. Горизонтальные перемещения здесь, видимо, в основном свойственны продольным сдвигам, как следствия продольного течения линзовидных или ромбовидных блоков коровой брекчии и именно этот процесс, видимо определяет сокращение поперечных размеров «гобийских» («тяншанских») новейших орогенов.

Хребты-поднятия в рассматриваемом типе новейших орогенов имеют значение основных и наиболее активно развивающихся форм, по крайней мере, на финальных стадиях процесса орогенеза. И в них всегда хорошо выражен выпуклый изгиб исходной или вершинной вообще поверхности несмотря на на-

сыщенность этих форм молодыми разломами. Несмотря на сложную блоковую тектонику, мы не обнаруживаем признаков деградации изгибов и превращения хребтов в блоковые поднятия. Чем обусловлена эта картина?

Для решения этой задачи мы должны, в первую очередь, задать себе вопрос о природе выпуклых изгибов – это сводовые поднятия или складки основания. Это последнее решение, идущее от представлений Э. Аргана [1935] о молодой тектонике Азии, довольно обычно присутствует в исследованиях по новейшей тектонике Тянь-Шаня. Более того, предполагается, что в этап интенсивного впадинообразования (в сущности рифтогенеза) хребты представляли собой ступенчатые глыбовые поднятия, которые в последующем в эпоху поперечного сжатия литосферы преобразовались в складки основания с преобразованием ступенчатых сбросов в козырьковые надвиги с вергентностью к осевым частям поднятий [Чедия, 1996]. Но, вообще говоря, преобразовать ступенчатое глыбовое поднятие в складку основания при любой смене полей тектонических напряжений весьма проблематично, если не сказать, что невозможно.

Так или иначе, механизм горообразования тяншанских и алтайских хребтов должен учитывать следующие основные их структурно-морфологические особенности (рис. 6):

1. Существование – длительное, а вернее постоянное – выпуклых изгибов, сохраняющиеся и при достижении арками изгибов высоты до 5 км и более.

2. Наличие краевых (аркогенных, по [Данилович, 1963]) надвигов, сместители которых имеют козырьковую форму и выполаживаются по восстанию.

3. Обратная (антитетическая), в виде сочетаний куэстоподобных массивов ступенчатость на склонах хребтов, которая оформляется сбросами с падением под осевые части выпуклых изгибов. Таким образом, каждый из таких куэстоподобных массивов как бы выдвинут относительно арки общего изгиба относительно блока, расположенного ближе к его осевой части. Особенно хорошо эта ситуация видна на адырных цепях, тоже составленных куэстоподобными массивами. И это даже проявлено хорошо при том обычном случае, что тектонические перекосы и воздымания форбергов суммируются от внешних молодых к более ранним и приближенным к «коренным» хребтам.

Нетрудно заметить, что периодическое выдвигание куэстоподобных массивов косо и вверх по падающим под хребты сместителям имеет ту особенность, что внешние из них выдвигаются относительно арки общего изгиба с некоторым ускорением и, следовательно, благодаря этому радиус кривизны изгибов увеличивается и отходит («удаляется») от критических значений. Этому же способствует наличие в замковых частях изгибов компенсационных клиноподобных блоков, работающих в форме клиньев, часто сейсмогравитационных [Флоренсов, 1965].

Примечательно то, что описанное выше сработало практически мгновенно во время катастрофических Гоби-Алтайского [Гоби-Алтайское..., 1963] и Кебинского [Богданович и др., 1914] землетрясений. В первом случае хребтесвод приподнялся в целом, но его форберги с некоторым ускорением, а в замковой части изгиба сработали (опускания с сопутствующими обрушениями) сейсмогравитационные компенсационные клинья. Хребет таким образом испытал мгновенное воздымание и увеличение кривизны арки сводового изгиба. Причем сохранение последнего было обеспечено блоковыми перемещениями [Уфимцев, 1969].

Нечто подобное мы видим в долине Чон-Аксу в Кунгей Алатао, где по надвиговым сместителям выдвинулись в сторону межгорного понижения узкие блоки, причем с наибольшей

интенсивностью приподошвенные из них. А в тылу надвиговой системы, в привершинной части тектонического уступа произошло сбрасывание клиновидного блока. Здесь мы видим определенно, что выдвигание приподошвенных надвиговых пластин компенсировалось одновременным опусканием тылового клиновидного блока, и при этом компенсационный клин продуцировал обвалы и обрушения как это было и в Гобийском Алтае, но уже в центральных частях поднятия.

4. В сводово-глыбовых новейших орогенах мы в большинстве видим рост гор за счет впадин. Эта экспансия горных поднятий характеризуется как бы трансляцией и изгибов, и сопутствующей им разломной тектоники во впадины, а сопутствующее расширение поднятий определенно приводит к увеличению радиусов кривизны выпуклых изгибов при неизменном проявляющемся увеличении их высоты. Эта экспансия гор на впадины отличается разрастанием полосы цепей форбергов – процесс, который указывает не на рост складок основания (здесь надо ожидать одновременного формирования всех цепей форбергов), а на особый механизм горообразования с органическим сочетанием сводовых изгибов и разломов, причем перемещения по последним обеспечивают сохранение первых, благодаря периодическому увеличению поперечных размеров сводовых изгибов и увеличению радиусов их кривизны в сторону от критических значений. Именно таков в своих основных чертах механизм сводово-глыбового или гобийского новейшего орогенеза, в столь яркой форме и мгновенно проявившийся в эпицентральной зоне Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г.

И еще одно замечание для выбора: имеем ли мы дело со сводовыми поднятиями или со складками основания? Наличие в осевых частях хребтов-поднятий компенсационных клиньев, а на их склонах обратной ступенчатости тектонического рельефа, созданной антитетическими сбросами – все это хорошие, если не сказать надежные, признаки именно сводовой природы воздыманий. К тому же, козырьковый характер краевых надвигов и взбросов, выполаживание их сместителей по восстанию вплоть до появления приповерхностных локальных покровов, указывает на то, что в сводово-глыбовом новейшем орогенезе главную структуроформирующую роль выполняют вертикальные перемещения, и именно поэтому структура

поднятий-хребтов так удивительно напоминает результаты опытов М.В. Гзовского [1963] по моделированию т.н. складок поперечного изгиба при воздействии вертикально перемещающего штампа.

Проблемой в оценке геодинамики сводово-глыбового новейшего орогенеза остается поиск структурных и морфологических свидетельств расслоения скальных массивов, участвующих в сводовых воздыманиях по поверхностям, субпараллельным аркам сводов. Они должны при изгибах перемещаться относительно друг друга, и возможно это происходит у таких сводов как Музтаг, вообще обладающих крутыми наклонными крыльями, либо у хребтов-поднятий, сопряженных с рифтогенными впадинами (явление т.н. тектонической эксгумации). Все это еще требует изучения.

Выше мы неоднократно упоминали и ссылались на модель сводово-глыбового или гобийского механизма горообразования, разработанную Н.А.Флоренсовым [1965] на примере эпицентральной зоны Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. Нетрудно догадаться, что она нам кажется наиболее приемлемой, тем более, что мы изучаем сводово-глыбовые горы уже более 40 лет [Уфимцев, 1969, 2005] и в различных регионах: Забайкалье и Дальний Восток, Тянь-Шань и Малая Азия, Внутренняя Азия в целом. Я бы назвал даже модель гобийского орогенеза от Н.А. Флоренсова изящной конструкцией, сформулированной на базе использования идущего из античности, от Платона, принципа сравнения противоположностей (в данном случае проведено сравнение с остаточно-блоковым горообразованием, свойственным рифтогенезу).

Но справедливости ради следует сказать, что модель сводово-глыбового орогенеза от Н.А. Флоренсова имеет таковые, с ней конкурирующие. В первую очередь, это идеи Э. Аргана [1935] о господстве складок основания в молодой орогении Азии, которая развивалась О.К. Чедия [1986] и другими исследователями Тянь-Шаня. Другая группа гипотез в отношении сводово-глыбового орогенеза опирается на изучение гор Алтая и Забайкалья. Для Алтая Ф.С. Моисеенко [1962] и В.С. Ерофеев [1969] предложили следующую модель: рост сводового поднятия в конце концов приводит к его гравитационному расседанию и формированию краевых надвигов. Модель В.Н. Даниловича [1960] для забайкальской ситуации близка вышеуказанной: первоначально растет что-то

вроде ложного свода, а в действительности ступенчатого глыбового поднятия, и последующая остановка его воздымания с сопутствующим гравитационным расседанием обеспечивает формирование краевых аркогенных надвигов. В этой модели есть что-то среднее между построениями О.К. Чедия [1986, 1996], с одной стороны, Ф.С. Моисеенко [1962] и В.С. Ерофеева [1969], с другой. Но, повторим, преобразовать ступенчатое глыбовое поднятие в сводовое с практически полным преобразованием разломной сети – практически невероятно. Тем более, что наблюдаемое в сводово-глыбовых новейших орогенах органическое сочетание изгибов и разломов, говорит само за себя, если только здесь уместно выражаться образно. И, видимо, это действительно уместно, если хребты-поднятия достигают относительных высот 5 км и более и продолжают сводовое развитие, не претерпевая блокового распада.

Явное преобладающее структуроформирующее значение вертикальных перемещений в сводово-глыбовых орогенах Внутренней Азии обладает внешним противоречием с их вхождением в состав внутриконтинентальной коллизионной системы [Современная..., 2005], где субгоризонтальное поперечное сжатие литосферы преобладает и оно определено по многим параметрам. Более того, можно говорить о том, что реальные (а не желаемые) границы и размеры здесь внутриконтинентальной коллизионной системы определяется распространением именно сводово-глыбовых гор; на севере это хребты-своды Алтая и Тувы, а таковые же формы Северной Монголии и Забайкалья с юга «прикрыты» цепью больших сводов Хангая и Хэнтея и уже образуют, в сущности, тектонопару с Байкальской рифтовой зоной: растяжение литосферы в последней компенсируется умеренным линейным короблением южнее ее [Уфимцев, 1992], и эти сводово-глыбовые поднятия уже не обладают значительными высотами, чем и отличаются от сводово-глыбовых хребтов собственно коллизионной системы.

Сказанное выше позволяет говорить о том, что геодинамике сводово-глыбового новейшего орогенеза свойственны неоднократные трансформации вертикальных перемещений в горизонтальные и наоборот. В их ряду на виду простая ситуация: сводовые воздымания продуцируют формирование их краевых надвигов. В свою очередь, сводовые изгибы каким-то образом обеспечиваются горизонтальным попереч-

ным сжатием литосферы особенно над наклонными площадками кровли аномальной мантии. Здесь уместно вспомнить старые опыты С.В. Тромпа [1937] по моделированию тектоногенеза в условиях скольжения субгоризонтальных пластин друг относительно друга, что обуславливало формирование в верхней из них поперечных изгибов. Не происходит ли нечто подобное в условиях горизонтальной тектонической расслоенности литосферы, при которой для сводово-глыбового орогенеза может существенное значение иметь скольжение верхнелитосферных пластин по разделу Конрада, который сейчас довольно часто по геофизическим данным оказывается рассредоточенным сместителем-волноводом. Именно над таким глубинным разделом сформированы своды юго-восточного крыла Байкальской рифтовой зоны [Уфимцев, 1992]. Вообще, видимо, можно говорить о том, что геодинамика сводово-глыбового (гобийского) орогенеза локализована в объеме земной коры, а обычно же в ее осадочном и гранитно-метаморфическом слоях. Глубинные явления, например, поднятия астеносферы или выступы аномальной мантии влияют на сводово-глыбовый орогенез опосредованно – над ними формируются цокольные поднятия, на скалах которых, например, широко проявляется рост гор за счет впадин с формированием форберговых систем.

В комплексном анализе явлений сводово-глыбового новейшего орогенеза существенное значение должна занимать проблема геологического риска. Мы уже знаем, что сводово-глыбовые орогены продуцируют сильные и катастрофические землетрясения и эпицентральные области многих из них изучены с достаточной подробностью [Гоби-Алтайское..., 1963; Богданович и др., 1914; Корженков, 2006]. Но сами по себе сейсмические события часто оказываются менее опасными, нежели спровоцированные ими процессы уже на земной поверхности. Действительно, вскрытие сейсмогенных разломов на земной поверхности имеет в лучшем случае линейный характер или даже точечный, либо разломы вообще не выходят на поверхность. Но землетрясения вызывают на земной поверхности массовые (и площадные) перемещения дезинтегрированного материала, и именно эти процессы оказывают наиболее поражающее воздействие на среду обитания. К тому же часто эти массовые смещения продуцируются не главными разломами, а второсте-

пенными. Так случилось во время и Кебинского 1911 г., и Гоби-Алтайского 1957 г. землетрясений, когда обрушения произошли в замковой части свода (во втором случае), либо в тылу краевых надвигов, в тектонически дезинтегрированных блоках, ограниченных привершинными сбросами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (05-05-64173).

Список литературы

- Арган Э. Тектоника Азии. Доклад на Брюссельской XII сессии МГК в 1922 г. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 192 с.
- Беспалый В.Г., Максимов А.Е. Неотектоника и изостазия Северо-Востока СССР // Геоморфология. 1971. № 3. С. 47-51.
- Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозойе. М.: Наука, 1981. 132 с.
- Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геол. комитета, новая серия, вып. 89. СПб, 1914. 252 с.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Части III и IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А.Флоренсова, В.П.Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
- Горячев А.В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 179 с.
- Данилович В.Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники юго-западного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 1/IV. Улан-Удэ, 1960. С. 9-51.
- Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. № 2. С. 3-11.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая / Тр. ГИН АН СССР, вып. 126. М.: Наука, 1965. 244 с.
- Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, филиал в Каз.ССР, 1969. 166 с.
- Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим, 2006. 290 с.
- Курдюков К.В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода АН СССР. № 27. 1962. С. 118-132.

- Литосфера Тянь-Шаня / Отв. ред. И.Е. Губин. М.: Наука, 1988. 158 с.
- Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Моисеенко Ф.С. Материалы по морфологии и истории развития новейших структур Восточного Казахстана и некоторые вопросы теории // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск: Изд. СО АН СССР, 1962. С. 58-78.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления) М.: Недра, 1971. 141 с.
- Несмеянов С.А., Бархатов И.И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 119 с.
- Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР / Вопросы региональной и теоретической неотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.
- Обручев В.А. Пограничная Джунгария. Т. 1. вып. 1. Томск: Томский технологический ин-т, 1912. 425 с.
- Садыбакасов И. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 117 с.
- Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня / Отв.ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 1991. 192 с.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. Н.П. Лаверов, В.И.Макаров. М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
- Тромп С.В. Новые опыты по сбросовой тектонике и складчатости Гельмгольца / Тр. XVII сессии МГК. Т. 2. М.: ГОНТИ, 1937. С. 349-352.
- Уфимцев Г.Ф. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья // Геотектоника. 1969. № 5.
- Уфимцев Г.Ф. Новейшая тектоника Центрального Забайкалья // Записки Забайкальского ф-ла геогр. об-ва СССР. Вып. 55. Чита, 1971. С. 116-194.
- Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.
- Уфимцев Г.Ф. Центральноазиатский горный пояс // Геоморфология. 1989. № 1. С. 5-17.
- Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука, 1991. 169 с.
- Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
- Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркутского госуниверситета, 2002. 494 с.
- Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь. М.: Научный мир, 2005. 303 с.
- Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья / Известия АН СССР. Сер. геол. 1948. № 2. С. 3-16.
- Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3-14.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
- Чедия О.К. Морфология и механизм образования новейших подвигов Тянь-Шаня // Разведка и охрана недр. 1996. № 10. С. 7-11.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня / Зап. Всесоюз. геогр. о-ва. Новая серия. Т. 3. М.: ОГИЗ, 1948. 222 с.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.: Недра, 1979. 272 с.
- Gautier P., Brun J.-P., Moriceau R. et al. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with analogue experiments // Tectonophysics. 1999. V. 315, № 1-3. P. 31-72.

Рецензенты член-корр. РАН В.Н. Пучков,
кандидат геогр. наук И.С. Исаков