

5. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Хоменко А.А.* Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). М.: Россельхозакадемия, 2010. 133 с.
6. *Судариков Ю.А.* Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинских платформ юга СССР. М.: Недра, 1964. Т. II. 475 с.
7. *Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. М.: Россельхозакадемия, 1989. 289 с.
8. *Свиточ А.А., Менабде И.В., Янина Т.А.* Палеогеография Маныча в позднем плейстоцене // Водные ресурсы. 1991. № 1. С. 77–91.
9. *Леонтьев Н.В., Чепалыга А.А.* Сальский порог хвалынского бассейна Каспия // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Россельхозакадемия, 2010. С. 45–46.
10. *Данилевский Н.Я.* Извлечение из письма о поездке на Маныч // Зап. РГО. 1869. Т. 2. С. 139–180.
11. *Богачев В.В.* Степи бассейна Маныча // Геология. 1903. Т. 22. Вып. 2. С. 73–162.
12. *Горецкий Г.И.* О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларо-гирканский и буртасский века // Вопр. географии. 1953. № 33. С. 190–221.
13. *Лисицын К.И.* Геологический путеводитель по Манычу // Путеводитель экскурсии 2-й междуассоц. по изуч. четвер. периода Европы. М–Л.: Гос. науч.-техн. изд-во, 1932. С. 204–225.

Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
22.03.2011

## NEOTECTONICS OF THE MANYCH TROUGH

A.A. SVITICH, R.R. MAKSHAEV

### Summary

In the Pleistocene Manych Trough experienced sustained subsidence of 40–50 m amplitude at a speed of 0.1 mm/year, the most active in its central part. Among the local structures of the trough Manych Gudulovskaya depression and Zunda-Tolga rise were the most dynamic. The highest neotectonic activity took place at the end of Early, middle of the Middle and middle of the Late Pleistocene. Holocene and recent neotectonic movements were less active, possibly due to the short duration of these periods.

УДК 551.432.4

© 2013 г. Г.Ф. УФИМЦЕВ

## НАГОРНЫЕ СВОДОВЫЕ И ГЛЫБОВЫЕ ОРОГЕНЫ КОНТИНЕНТОВ<sup>1</sup>

### Введение

В новейшей структуре обычны крупные сводовые или глыбовые поднятия. В географическом смысле это нагорья без межгорных впадин или вообще внутригорных понижений; в смысле тектоническом они отвечают структурным зонам и чаще всего территориально совмещены с таковыми [1, 2]. Размеры их обычно составляют многие десятки тысяч или первую сотню тысяч км<sup>2</sup>. Довольно часто нагорные орогены приурочены к поднятиям цокольной поверхности гор. Например, это нагорья-своды Хангая, Хэнгтей-Даурское и Олекминского Становика, которые являются самыми высокими частями общего сводового поднятия основания Монголо-Сибирского горного пояса, и по ним следует материковый водораздел либо располагаются крупные орографические узлы [1, 3]. А вот у глыбовых поднятий дело обстоит сложнее, и водораз-

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00075).

дельные линии на них имеют причудливую конфигурацию из-за того, что организация неотектонической структуры не отличается высокой упорядоченностью. Кроме того, для них обычно характерны меньшие высоты. Глыбовые нагорья могут быть в форме ступенчатых пирамид, горстов (в т. ч. наклонных, например, Восточный Саян).

В возвышенных платформенных странах сводовые и глыбовые поднятия представляют собой плато (Путорана или Ангаро-Ленское) и невысокие плоскогорья (Анабарское). Они распространены и в молодых орогенических поясах (Большой Кавказ), в омоложенных горах мезозойской складчатости на Востоке Азии (Верхоянский хр., Сихотэ-Алинь), в горах возрожденных (Джугджур, Становой хр.) и в равнинно-платформенных областях. Причем в возрожденных горах они обладают и наибольшими размерами.

В свою очередь, сводовые и глыбовые поднятия различаются по форме. Сводовые поднятия обычно обладают двускатностью и имеют овальные периклиналильные окончания. В молодых орогенических поясах это, как правило, линейные формы, нередко по простиранию сменяемые покровно-надвиговыми орогенами. Здесь своды имеют обычно небольшую ширину крыльев, которые нередко наращиваются пологонаклонными пьедесталами. Например, под северным крылом Пиренейского свода предгорный прогиб инверсионно поднят и преобразован в пологонаклонный предгорный пьедестал, имеющий большую ширину и определяющий скатывание русел магистральных рек в сторону от гор. Своды в молодых горах часто надстраиваются вулканическими постройками, и лучшим тому примером является Эльбрус в Главном Кавказском хребте [4].

В омоложенных и возрожденных горах для больших сводовых поднятий характерны удлиненные или изометричные формы. Молодой вулканизм в их пределах проявлен незначительно и имеет базальтовый состав: это преимущественно небольшие долинные потоки и реже покровы, увенчанные невысокими шлаковыми конусами. В платформенных сводовых поднятиях Северной Африки (Сахара и Сахель) молодой вулканизм проявлен широко, и в этом с ним схож изометричный свод Центрального Французского массива [5].

Общая форма больших сводов на континентах описывается огибающей поверхностью большого радиуса кривизны (многие сотни и первые тысячи километров). На уровне составляющих свод структурных форм его строение представляется довольно сложным, но обладающим высокой упорядоченностью. Эта общая особенность отличает их от больших глыбовых поднятий. Крылья сводов представлены цепями полусводов или наклонных глыбовых поднятий, причем на их внешних краях обычны тектонические уступы, обращенные к осевой части свода, – это свидетельства распространенности перемещений по сместителям с падением к центру поднятия. Такого рода антитетические сбросы снижают критические радиусы кривизны сводового изгиба. Если они отсутствуют, то в центральной подзоне свода располагаются выполняющие такую же роль узкие долины-грабены – компенсационные грабены, дополнительно углубленные эрозионными врезами. В молодых сводах именно такого рода формы могут быть заполнены вулканическими постройками (Срединный хребет Камчатки). Такие долины-грабены часто разделяют ступенчатые глыбовые поднятия в центральных частях сводов. Периклиналильные замыкания сводов, как правило, хорошо выражены, для них характерно постепенное снижение высот тектонического рельефа.

Глубинные региональные гравитационные аномалии показывают, что большие сводовые поднятия являются геоморфологическими выражениями геоблоков, сложенных преимущественно породами с дефицитом плотностей. Расчеты региональных гравитационных аномалий у больших сводов дальневосточного региона показали, что у них подошвы нижних кромок аномалиеобразующих масс залегают на глубинах до 150–160 км [1, 6–8], и что, следовательно, эти легкие геоблоки по глубине распространяются на всю литосферу. Большая мощность легких литосферных геоблоков определяет их постоянное изостатическое воздымание, которое не зависит от чередования

эпох тектонической активизации и относительного тектонического покоя. Именно поэтому области больших сводов длительное время занимают возвышенное положение и определяют позиции материкового и региональных водоразделов и орографических узлов [3]. При небольшой мощности “легкого” геоблока его ресурсы активного изостатического воздымания быстро заканчиваются. Примером является свод Олекминского Становика, который переходит в реликтовое состояние и имеет небольшие высоты тектонического рельефа. Кроме того, у поднятий, расположенных на крыле горного пояса, сводовые изгибы распространяются на краевые части платформенных областей, вовлекая их в сводовые воздымания с формированием предгорных пьедесталов с пологонаклонной поверхностью.

Как было сказано ранее, изометричные высокие сводовые поднятия распространены в северной платформенной части Африки [9] и в Западной Европе (Центральный Французский массив), они отличаются более слабой организованностью структуры. Если судить о морфологии сводов Центрального Французского массива и Анабарского плоскогорья, то они не обладают единым центром, и это выражается в наличии двух-трех орографических узлов.

В краевых частях молодых горных поясов существуют композиционные поднятия, представляющие собой часто комбинацию линейного сводового поднятия с вулканическими постройками в осевых частях (Большой Кавказ), переходящего по простиранию в покровно-надвиговый ороген. Такую же композиционную форму “покровно-надвиговый ороген – линейный свод” представляют собой Восточные Карпаты [10]. Покровно-надвиговый ороген преобразуется в сводовое поднятие при магматической проработке литосферы с формированием в верхней ее части крупных гранитоидных массивов (батолитов). Этот процесс, видимо, охватывает литосферу по всей ее мощности и по сути дела представляет собой процесс становления континентальной коры с сопутствующим вулканизмом преимущественно андезит-риолитового состава. В пределах возрожденных сводовых орогенов проявляется в небольших объемах только базальтовый вулканизм.

В трансформациях по простиранию покровно-надвиговых орогенов в линейные своды с новейшим вулканизмом происходит и изменение их предгорных зон. Предгорные прогибы перед покровно-надвиговыми поднятиями в приближении к сводам преобразуются в предгорные пьедесталы.

Из больших глыбовых поднятий на континентах наибольшее распространение имеют нагорные орогены вдоль берегов окраинных морей западной части Тихого океана, т.н. глыбовые поднятия джугджурского типа [1]. Они образуют прерывистую цепь на западном побережье Тихого океана от Западной Чукотки и до Вьетнама. Эти глыбовые поднятия представляют собой плечи-противоподнятия либо шельфовых интенсивных погружений, либо глубоководных котловин окраинных морей и связанных с ними авлакогеноподобных прогибов [1]. При ширине редко более 200 км эти прибрежные глыбовые поднятия могут протягиваться на тысячу и более км, как Колымское, и разделяются поперечными разломами и надразломными погружениями на секции, обладающие различными особенностями новейшей структуры. Еще одна структурная особенность отличает эти поднятия – их узкие прибрежные крылья имеют упорядоченное строение: они представлены комбинациями разновысотных ступеней, ступенчатых глыбовых поднятий и горстов, реже внутригорных продольных понижений в опущенном крыле главного разлома. Все эти формы являются геоморфологическими выражениями протяженных глубинных разломов и связанных с ними окраинно-материковых вулканических поясов. Они обычно следуют вдоль побережий окраинных морей.

Если прибрежные части поднятий джугджурского типа состоят из вытянутых блоков и довольно упорядочены, то противоположные широкие части поднятий в общем виде представляются гигантскими ступенями со сложной блоковой структурой. Эта, в известной степени, неупорядоченность или “ломкость” их блоковой структуры хоро-

шо отображается, в частности, в сложной конфигурации в их пределах местных и материкового водоразделов. Организующими формами здесь обычно являются сквозные поперечные разломы. Нередко при значительной ширине их зоны состоят из узких линейных блоков – обычный геоморфологический облик протяженных разломов со сдвиговой составляющей.

Геоблоки прибрежных глыбовых поднятий не обладают линейными корнями: судя по редким профилям ГСЗ легкие массы в них в отличие от глубинного строения больших сводовых поднятий локализованы в объеме земной коры, а ниже раздела Мохо уже залегают породы повышенной плотности [11]. Существует и другая особенность, по крайней мере, в геологической структуре омоложенных и возрожденных сводовых поднятий Дальнего Востока: здесь существенное значение имеют крупные позднемезозойские батолиты (Становой хребет). А в пределах глыбовых поднятий Джугджура и Сихотэ-Алиня велико значение позднемезозойских и кайнозойских эффузивов [12–16]. Можно говорить о том, что при формировании литосферы районов больших сводов внутренняя энергия Земли реализовалась преимущественно в недрах, между тем как в прибрежных обстановках с их вулканическими поясами значительная доля внутренних ресурсов Земли была выведена на земную поверхность в качестве излившихся эффузивов, а другая передана в атмосферу и была, в сущности, потеряна для строительства и преобразования литосферы.

Покровно-надвиговые орогены – это “пакеты” надвиговых пластин (Апеннины, Альпы, Гималаи), они свойственны преимущественно молодым орогеническим поясам. К этой же категории орогенов, чаще возрожденных, относятся шовные образования (Урал, Тукурингра-Джагды), которые не обладают большой шириной и в этом своем качестве не отвечают морфологическим особенностям нагорья.

В Непальских Гималаях хорошо выражены главные структурные качества нагорного покровно-надвигового орогена [17, 18]. Это комбинации глубинных надвигов типа Главного Пограничного или Главного Центрального, по зонам которых в горизонтальные смещения вовлекаются литосферные пластины. В верхних из них горизонтальным смещениям дополнительно подвергаются слоистые пластины преимущественно тетических осадков [19]. Фронтальные части таких послыльных надвигов как бы нависают над уступами глубинных надвигов и при потере устойчивости испытывают эрозионно-тектоническое разрушение, при котором массы тектонически дезинтегрированного материала передаются в сферу экзоморфогенеза, выносятся из горного пояса в предгорье, слагая там гигантские конусы выноса валунно-глыбового материала, не закрытого растительным покровом. Такие покровно-надвиговые орогены в молодых орогенических поясах, по-видимому, представляют собой раннюю стадию формирования континентальной литосферы в условиях сильнейшего поперечного горизонтального сжатия. Это определяет и появление разрывов типа своеобразных поперечных рифтов или рифтоподобных погружений, пересекающих ороген в форме сквозных понижений, освоенных антецедентными водотоками. Такая ситуация обычна для Гималаев, где многие реки пересекают горное поднятие, формируя надразломные эрозионные понижения, которые в тылу орогена, в Трансгималаях, расширяются и часто включают крупные озерные котловины. Такого рода “субрифты” делят Гималайское горное сооружение на ряд секций, которые по размерам часто соответствуют уровню структурной зоны. Еще одна особенность Гималаев состоит в том, что они располагаются на крутом скате цокольной поверхности горного пояса, перепад высот по которому обычно составляет 4000 м и более. Поэтому они в полной мере отвечают нагорному орогену.

Покровно-надвиговые орогены по простираанию могут переходить в сводовые, особенно на крыльях молодых орогенических поясов (см. выше). Хорошо это выражено в Восточных Карпатах и, особенно, в Главном Кавказском хребте, где СЗ часть горной цепи является молодым сводовым поднятием, в осевой части которого располагаются вулканические массивы Эльбруса и Казбека. Сводовое поднятие на севере сопро-

вождается широким предгорным пьедесталом в виде пологонаклонной поверхности, плавно переходящей в северное крыло свода. ЮВ горной цепи представляет собой серию надвиговых чешуй, и в подошве ее ЮЗ ската появляются массивы-форберги, являющиеся головными частями листрических надвигов. Здесь, на Большом Кавказе, по-видимому, наилучшим образом представлены геоморфологические следствия формирования литосферы (земной коры) молодого подвижного пояса: этап тектонического покровно-надвигового скупивания сменяется тектоно-магматической проработкой литосферы, совокупность процессов которой часто обозначают как ее “созревание” или полную континентализацию, что сопровождается здесь формированием вулканических массивов и становлением молодых батолитов. Такого рода линейные своды или комбинации их с покровно-надвиговыми поднятиями в структуре континентальных массивов занимают близкие позиции: они могут быть “перешейными” (Пиренеи и Большой Кавказ), на побережьях средиземных морей (Эльбурс и, возможно, Понтические горы), полуостровными или островными (Срединный хребет Камчатки, Тайвань, Новая Гвинея и, возможно, южный остров Новой Зеландии).

Особый вид прибрежных поднятий в виде наклонных от моря блоков распространен на берегах южных материков и субконтинентов. В сторону моря такие поднятия на высоту 2000 м и более блоки обрываются крутыми уступами, полого понижаются в противоположную сторону и достигают ширины несколько сот километров. Такова система надбереговых поднятий, объединяемых под названием Великого Уступа Южной Африки [20]. В состав этой береговой полосы входят и Драконовы горы, высота которых достигает 4000 м. Они являются самыми высокими в группе поднятий рассматриваемого типа. Эти образования во многом сходны с глыбовыми орогенами на побережьях окраинных морей Тихого океана. Они сформировались в качестве плечей-противоподнятий межматериковых рифтов и сохранили все свои структурно-морфологические особенности в последующем развитии, а сейчас сопровождают рифтогенного типа шельфовые бассейны и прогибы на континентальных склонах.

Это одно из следствий бифуркации межматериковых рифтов на стадии их перехода в рифты срединноокеанических хребтов [5, 19]. Пологие скаты таких поднятий в сторону континента имеют обычно равнинный или плоскогорный ярусный рельеф, а надбереговые уступы представляют собой тектонические уступы особенного развития. Они отступают параллельно самим себе в сторону суши при тектоническом дроблении и сопутствующей денудации. Благодаря этому в их основании формируется денудационная поверхность с останцовыми горами, в которую вдоль долин ингрессирует море. Таким образом, происходит рост шельфового бассейна.

Своеобразный процесс денудационно-тектонического и параллельного самим себе отступления тектонических уступов, видимо, имеет несколько разновидностей. В т. ч. это сползание пластинчатых блоков, формирующих на великих надбереговых уступах системы протяженных ступеней (“гор”), представительным случаем которых являются т. н. Капские горы на уступе Драконовых гор (Южная Африка). Здесь отступление уступа идет широким фронтом, а вот на плато Декан в Гоа денудационно-тектоническое отступление происходит благодаря клинообразному вхождению во фронт уступа относительно опускающихся и денудлируемых блоков. Во всех случаях отступление надбереговых уступов обеспечивает их морфологическое омоложение, и несмотря на то, что они возникли при расколе континентальных массивов в мезозойское время, они не несут черт морфологической старости.

Нагорные, а вернее, плоскогорные поднятия на платформах имеют свои особенности. Наиболее распространены они в Северной Африке: изометричные и довольно высокие поднятия, часто с вулканическими постройками [9], – такого рода формы вполне можно считать “горячими точками”. Они редко имеют правильную форму, сопровождаются предгорными ступенями. В Евразии к близким образованиям относятся сводовое поднятие плато Путорана, представляющее собой инверсионное образование на месте Тунгусской синеклизы, а рядом располагается унаследованно развиваю-

щийся плоскогорный Анабарский свод, занимающий выступ фундамента Сибирской платформы. К окраинам Сибирской платформы приурочены иного рода сводовые поднятия небольшой высоты и с конденудационным развитием – это поднятия “патомского типа” [1]. К числу таковых относятся Среднеалданское, Енисейское, Юкагирское поднятия с выраженными пологими сводовыми изгибами, плоскогорным рельефом, испытывающие преимущественно конденудационное развитие, что обеспечивает благоприятные условия формирования россыпных месторождений. Эти сводовые поднятия по своим морфологическим качествам относятся к образованиям, переходным к орогеническим формам.

Глыбовые поднятия типа плато на платформах либо редки (чехол платформы “гасит” глыбовые перемещения фундамента), либо обладают малой высотой. Исключение из этого – Ангаро-Ленское поднятие в пределах северной части Иркутского амфитеатра. Высоты его достигают 1500 м, а превышение составляет до 1000 м. Плато обрывается крутым уступом на восток и полого снижается на запад, посередине оно прорезано глубокой antecedентной долиной р. Лены. В новейшем его воздымании большую роль сыграли надвиги в чехле Сибирской платформы, обусловленные срывом последнего, в особенности по эвапоритовым горизонтам [21]. Этим надвигам сопутствуют антиклинальные складки чехла, что напоминает геологическую структуру Предальп. Однако в нашем случае листрические надвиги имеют вергентность в сторону края Сибирской платформы.

### **Факторы нагорного орогенеза**

Главный фактор, определяющий развитие, в особенности воздымание больших сводовых и глыбовых поднятий на континентах, – это изостазия. Расчеты региональных гравитационных аномалий обычно показывают, что структурные зоны, выраженные в тектоническом рельефе нагорными поднятиями, представляют собой геоблоки, сложенные породами с дефицитом плотностей, а в геологической структуре это отражается либо крупными батолитами молодых гранитов (Становой хребет), либо интрузиями молодых гранитоидов [13, 14, 16]. Общая “облегченность” геоблоков сводовых поднятий определяет их длительное развитие, сквозное по отношению к этапам тектонического покоя и тектонической активизации, во время которой скорости общих воздыманий резко увеличиваются. К этому добавляется термический разогрев литосферы во время тектонической активизации, если большие своды располагаются над горячими точками (Северная Африка, Центральный Французский массив) или подлитосферными астенолитами (Хангай [22]).

Во внутренней дифференциации тектонического рельефа активно участвуют геологические тела, обладающие дефицитом или, напротив, избытком плотностей, нарушающие гравитационную устойчивость верхних слоев литосферы [23], что в условиях приповерхностного тектогенеза является универсальным процессом и может использоваться при прогнозировании положения границ геологических тел на глубине. Геологические тела с большими вертикальными размерами нарушают устойчивость слоистой литосферы в гравитационном поле, и это определяет “стремление” от этих значительных вертикальных размеров освободиться. Причем это происходит преимущественно благодаря наиболее экономичному способу – выведению лишнего и “ненужного” объема литосферного материала в сферу экзоморфогенеза. Еще один из важнейших факторов новейшего орогенеза – это тектоническое скучивание при воздействии продольного сжатия верхних частей литосферы. Однако в формировании нагорных орогенов оно имеет небольшое развитие, поскольку зоны тектонического скучивания представляют собой либо системы цепей хребтов-поднятий и впадин (Тянь-Шань, например), либо узкие поднятия шовного типа, и в обоих этих случаях они лишены морфологических качеств нагорий. Лишь в наиболее широких своих частях шовные горы обретают облик нагорий – это Аппалачи и Южный Урал.

Вулканические процессы, сопутствующие сводовым или глыбовым воздыманиям, более свидетельствуют о преобразованиях в глубинных частях литосферы, чем о структурообразовании в ее приповерхностных частях – у земной поверхности, хотя морфологические особенности их выглядят очень впечатляюще. Молодые сводовые поднятия с вулканами имеют особенные позиции и в молодых подвижных поясах, и в переходных зонах от континента к океану.

Внешне неожиданным, но постоянно действующим фактором сводового и глыбового развития больших поднятий является постоянно действующий фактор их эрозионного облегчения в слое, расположенном выше базисной поверхности. К тому же здесь структурные формы имеют скелетный характер и лишаются возможностей реагировать на внешние воздействия в форме единого целого – это одна из особенностей молодой тектоники приповерхностных частей литосферы. Поэтому в слое эрозионного расчленения происходит трансформация тектонических перемещений литосферных масс в нисходящие литодинамические потоки рыхлого материала.

### **Обзор нагорного тектогенеза**

Среди нагорных орогенов, характеризующихся общими поднятиями и относительно небольшой дифференциацией тектонического рельефа, преобладают большие сводовые поднятия. Они разделяются на три морфологических вида: линейные, удлиненные и изометричные. Первые распространены в молодых орогенических поясах или по периферии переходных зон от континента к океану и нередко включают в себя как отдельные вулканические постройки, так и целые вулканические массивы или даже пояса. Последнее мы видим в Срединном хребте Камчатки, в средней и северной частях которого компенсационные грабены заняты вулканами или их группами. Такого рода линейные сводовые поднятия с сопровождающими вулканами мы видим в Перуано-Боливийских [24] и, возможно, Колумбийско-Эквадорских Андах. В Северной Америке сводовую природу, видимо, имеют поднятия Сьерра-Невада и Каскадные горы. Западу Тихого океана присущи островные сводовые поднятия – Тайвань и Новая Гвинея, а в молодом Альпийско-Гималайском горном поясе, наряду с линейными сводами мы наблюдаем “окраинные” или “перешейчатые” комбинации линейных сводов и покровно-надвиговых орогенов, примером которых служит Большой Кавказ.

В Восточной и Внутренней Азии распространены средневысотные изометричные и удлиненные большие сводовые поднятия. Они составляют основу ряда поясов возрожденных гор или их эквивалентов. Южное крыло Монголо-Сибирского пояса возрожденных гор – это цепь больших сводов Хангая, Хэнтея и Олекминского Становика, а западную часть северного крыла составляет большой свод Восточного Саяна. На Дальнем Востоке, наряду с удлиненными сводами Станового и Верхоянского хребтов, Сунтар-Хаяты, располагаются изометричные своды Западно-Чукотский, Корякский и Ям-Алинь. В Северной Америке, на Аляске, располагается сводовое поднятие хребта Брукса, которое, в сущности, является продолжением восточно-азиатских омоложенных горных поясов.

Сводовые поднятия и формы, переходные к орогенным в краевых частях платформ, свойственны Сибирской платформе: плато Путорана и Анабарское, а по ее периферии – Патомское, Енисейское и Алданское, а также Омолонское на Северо-Востоке. На других континентах такие своды практически отсутствуют. В Северной Африке распространены изометричные своды с вулканическими постройками (Тибести, Дар-Фур и др.). Здесь, на южных континентах главными формами морфотектоники являются прибрежные наклонно поднятые блоки и крупные уступы, круто обрывающиеся в сторону океана. Это обычные элементы “гондванской” морфотектоники.

Как и большие своды, эти глыбовые поднятия в форме наклонных блоков являются устойчивыми во времени формами. Большие своды, будучи морфотектоническими выражениями легких литосферных геоблоков, испытывают устойчивые поднятия, лишь скорость их изменяется в зависимости от чередования этапов тектонического

покоя или активизации. Береговые наклонные поднятия при расколе континентальных массивов трансформируются в плечи-противоподнятия шельфовых бассейнов или прогибов на континентальных склонах пассивных континентальных окраин, и в этом их качестве, как показывают геологические ситуации, им также обеспечено активное существование многие десятки и сотни миллионов лет. “Тектоническая жизнь” покровно-надвиговых орогенов в молодых горах, относительно кратковременна, если только они не трансформируются в шовные поднятия, подобно Уралу. При существенной магматической проработке литосферы покровно-надвиговые орогены преобразуются, видимо, в общие поднятия глыбового или сводового типа.

Многие виды нагорных орогенов континентов могут быть сгруппированы в эволюционные или генетические ряды преобразования. И в связи с этим встает вопрос, не могут ли эти ряды форм включать в себя, скажем, в виде начальных элементов, горные поднятия на дне океанов? Не могут ли таковые представлять собой морфологические аналоги континентальных форм?

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Уфимцев Г.Ф.* Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 184 с.
2. *Уфимцев Г.Ф.* Сводовые горы Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 4. С. 17–26.
3. *Уфимцев Г.Ф.* Положение главного водораздела во Внутренней и Восточной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 5. С. 86–92.
4. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
5. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд. ИркутскГУ, 2002. 494 с.
6. *Мальшев Ю.Ф.* Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 6. С. 3–16.
7. *Мальшев Ю.Ф.* Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 18–27.
8. *Мальшев Ю.Ф., Парфенов Л.М., Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П.* Гравитационные аномалии Дальнего Востока / Районирование геофизических полей и глуб. строение Дальнего Востока. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 18–29.
9. *Милановский Е.Е.* Карта неотектоники Африки // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1969. № 5. С. 85–95.
10. *Уфимцев Г.Ф.* Орогены нагорного типа в альпидях Евразии // Изв. РГО. 2000. Т. 132. Вып. 1. С. 12–23.
11. *Вольвовский Б.С.* Структура и скоростные параметры земной коры и верхней мантии Дальнего Востока / Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 35–39.
12. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана / Л.И. Красный. 1970. М.: Аэрогеология, 1973.
13. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса / Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 516 с.
14. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Геол. описание / Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. Ч. 1. 560 с.
15. Геология СССР. Т. XXX. Северо-восток СССР. Геол. описание / И.Е. Драбкин. М.: Недра, 1970. Кн. 2. 536 с.
16. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника / Л.И. Красный. Л.: Недра, 1978. 248 с.
17. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 252 с.
18. *Уфимцев Г.Ф.* Гималайская тетрадь. М.: Науч. мир, 2005. 303 с.
19. *Уфимцев Г.Ф.* Горы Земли (климатические типы и феномены новейшего орогенеза). М.: Науч. мир, 2008. 352 с.
20. *Кинг Л.* Морфология Земли / Изучение и синтез сведений о рельефе Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.



21. Уфимцев Г.Ф., Мяктова В.В. Тектонический рельеф Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 2003. № 6. С. 43–52.
22. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. 94 с.
23. Косыгин Ю.А., Мальшев Ю.Ф., Романовский Н.П., Уфимцев Г.Ф. Эффект выталкивания геологических тел по данным гравиметрии и плотностных характеристик горных пород (на примере Дальнего Востока) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1176–1180.
24. Красный Л.И. Очерк геологии Боливии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 1. С. 38–55.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию  
27.06.2011

## ARCHED AND BLOCK UPLANDS OF THE CONTINENTS

G.F. UFIMTSEV

### Summary

Neotectonic arched and block uplands are characterized by general uprise and have no intermountain basins and other inner depressions. These landforms have dimensions of structural zones, they are of arched, block, or charriage-thrust origin, occur in the young mountain belts, may be rejuvenated, regenerated or platform formations. Their origin sometimes may be accompanied by volcanism, but the leading role belongs to isostasy, lateral compression of the lithosphere, lifting of the rift shoulders on the shelf. Arched uplands often have sustained development through epochs of tectonic activity and denudation flattening.

УДК 551.4.032(–925.51)

© 2013 г. В.П. ЧИЧАГОВ

## МОРФОСТРУКТУРА ПОЛИГЕНЕТИЧЕСКИХ РАВНИН: РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА (НА ПРИМЕРЕ СИНАЙСКОЙ ПУСТЫНИ)

### Введение

Полигенетические поверхности выравнивания, или денудационно-аккумулятивные равнины, имеют длительную и содержательную историю изучения. Представления о полигенетических равнинах использовали В.М. Дэвис, Л. Кинг и ряд других ученых, А. Болиг и Р. Клейн ввели эти понятия в научную литературу [1, 2]. Ю.А. Мещеряков положил их в основу предложенной и разработанной им концепции о базисных полигенетических поверхностях выравнивания [3], которую позже стал разделять и автор [4]. Ю.А. Мещеряков основное внимание уделял изучению пликативных дислокаций равнин, отводя разломной тектонике второстепенную роль [3]. И только в последние годы своей жизни он стал изучать крупные линейные нарушения континентов по данным дешифрирования космических материалов, обнаружив и описав вместе с Д.С. Асоян в Сев. Африке линеамент протяженностью около 2500 км [5, 6].

Предлагаемая статья посвящена анализу роли разломной тектоники – линеаментов, разломов и блоков в формировании полигенетических равнин на примере Синайской пустыни – базисной аккумулятивно-денудационной поверхности выравнивания, расположенной на севере Синайского п-ова [7]. В рельефе полуострова преобладают аккумулятивные, преимущественно песчаные равнины дельтово-морского генезиса; они формируются во взаимодействии со смежными, расположенными севернее аккумулятивными равнинами средиземноморского шельфа и развивающимися южнее