

2. Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 170 с.
3. Ранцман Е.Я., Гласко М.П. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. М.: Медиа-ПРЕСС, 2004. 223 с.
4. Геология СССР. М.: Недра, 1971. 742 с.
5. Маевский В.И. Дочетвертичный рельеф Калининской области // Уч. зап. Калинин. гос. пед. ин-та. 1969. Т. 68. С. 161–170.
6. Атлас Калининской области. М.: ГУГК СССР, 1964.
7. Средняя полоса Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. 440 с.
8. Обедиентова Г.В. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье // Вопр. палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–40.
9. Лехт Э.Е., Гудкова В.Н. Геоморфология и гляциоморфология Калининской области (карта м-б 1:500000) // Пояснит. зап. ПГО “Центргеология”. М.: Госцентр “Природа”, 1986. 25 с.
10. Сераев Н.А. Геоморфология территории истоков реки Волги // Уч. зап. Моск. обл. пед. ин-та. 1956. Т. XLVII. Вып. 6. С. 73–102.
11. Водохранилища Верхней Волги. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 290 с.
12. Мецзяков Ю.А. Схема неотектонического районирования центра Европейской части СССР // Геология СССР. М.: Недра, 1972. Т. 4.
13. Анисимова О.В., Короновский Н.В. Линеаменты центральной части Московской синеклизы // Геотектоника. 2007. № 4. С. 71–90.
14. Обедиентова Г.В. Строение и формирование долины Волги в геологическом прошлом и в настоящее время // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель: Европейская часть СССР. М.: Наука, 1979. С. 61–66.

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию  
14.12.2007

## RECENT BLOCK STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST IN THE UPPER VOLGA REGION

M.P. GLASKO, E.YA. RANTZMAN

### Summary

The MSR scheme of Upper Volga basin is compiled. The lay of the Volga valley is connected with the Earth's crust block structure of the region: the intersections of lineaments of the first and second orders – morphostructural junctions – are the places of the primary changes of valley direction. These junctions are characterized by high activity of deep and surface processes. Steadiness of valley direction and its geomorphologic structure are conditioned by lineament zone the valley is going along.

УДК 551.432(481–922.1)

© 2009 г. Д.С. ЗЫКОВ

## НОВЕЙШИЕ ДЕФОРМАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН (НОРВЕГИЯ)<sup>1</sup>

Район архипелага Шпицберген относится к сравнительно хорошо изученным территориям, на которых работали как отечественные, так и зарубежные исследователи. Благодаря их стараниям для района установлены основные особенности геоморфологического и геологического строения [1–4 и др.]. В частности, вдоль западного побережья о-ва Зап. Шпицберген, основного острова архипелага, изучена протяженная область деформаций, получившая название Западно-Шпицбергской зоны дислокаций или Третичного складчато-надвигового пояса [5, 6 и др.]. Основное развитие этого пояса увязывают с коллизиями Свальбардской и Гренландской плит в процессе расши-

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158).

рения океанического ложа и их взаимных перемещений [7]. Возраст образования и развития деформаций оценивают в соответствии с мобилистическими концепциями в основном как палеогеновый. Считается, что после образования пояса в условиях коллизионного сжатия, вдоль западного побережья Шпицбергена преобладали условия растяжения и происходило образование и развитие соответствующих структур, имеющих в основном сбросовый характер.

Приоритет в классических геоморфолого-неотектонических исследованиях принадлежит отечественным ученым. В целом, ими, на основании прослеживания поверхностей выравнивания и морских террас, а также детального геоморфологического картографирования, установлено блоковое развитие архипелага на фоне его общего сводового поднятия за неотектонический этап [8, 9 и др.].

В гораздо меньшей степени, с точки зрения морфоструктурного развития, исследованы локальные деформационные структуры. В тоже время предпосылки для подобного анализа имеются. Прежде всего, это данные о наличии современной сейсмичности [10, 11 и др.] и селективных исторических поднятиях и опусканиях берегов фьордов [12, 13 и др.]. В производственных отчетах геологов из ФГУНПП Севморгеология и ФГУП Океангеология (М.Л. Верба, Д.А. Семевский и др.), работавших на Шпицбергене в разные годы, встречаются упоминания о приуроченности рельефа к геологической структуре. Подобные же отдельные наблюдения и выводы о том, что это явление в принципе должно иметь место, встречаются и в некоторых опубликованных работах [8, 14 и др.].

Понимание характера развития геологической структуры Шпицбергена на неотектоническом этапе (особенно поздней его части) представляет актуальную задачу, решение которой, в будущем, вероятно, позволит скорректировать имеющиеся геодинамические модели развития северо-западной окраины Баренцевоморской платформы.

Детальные исследования проводились нами в западной части Земли Норденшельда (о-в Зап. Шпицберген), на побережье заливов Ис-фьорд и Грэн-фьорд в районах мысов Старостина и Фестинген (рис. 1; 2А). Дополнительные наблюдения были сделаны в береговых обрывах о-вов Эдж и Надежды, расположенных ВЮВ о-ва Зап. Шпицберген.

### Особенности основного района работ

В районе можно выделить два основных типа рельефа: морских террас – (абразионно-аккумулятивный) и возвышенностей – (преимущественно денудационный) (рис. 2А).

Лестница морских террас окаймляет побережье Ис-фьорда и Грэн-фьорда. Наиболее распространенная из них образует у берега обрывы высотой 12–20 м. Она полого поднимается от берега до подножия возвышенностей. Ширина террасы колеблется от первых сотен метров до более километра. В ее сравнительно ровную поверхность врезаны каньонообразные долины небольших речек глубиной от первых метров до 10–15 м.

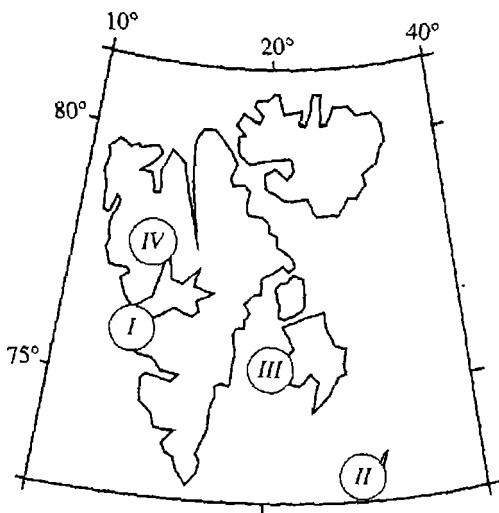


Рис. 1. Архипелаг Шпицберген

I – участок детальных работ у мыса Старостина; точка наблюдения: II – на о-ве Надежды, III – на о-ве Эдж; IV – место расположения геолого-геоморфологического профиля (рис. 3В)

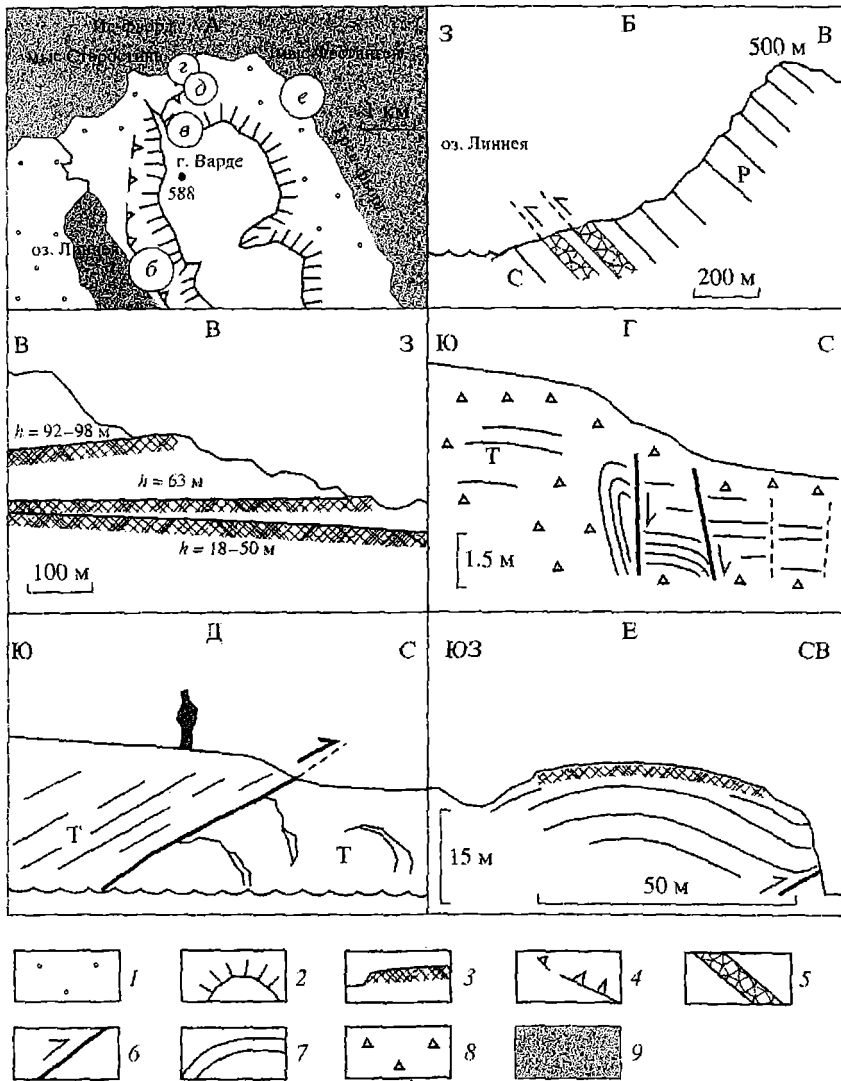


Рис. 2. Морфоструктуры западного побережья о-ва Зап. Шпицберген в районе мыса Старостина (по материалам полевых зарисовок и фотографий)

А – участок детальных работ, Б – взбросо-надвиг в основании г. Варде, В – перекосящие террасы на склоне г. Варде в тылу надвига, Г – рельефообразующие сбросы у побережья Ис-фьорда, Д – надвиг, нарушающий поверхность голоценовой террасы, Е – развивающаяся складка.

1 – поверхность голоценовой морской террасы (предгорная долина), 2 – склоны и обрывы г. Варде, 3 – террасовые уровни, 4 – надвиги, 5 – зоны дробления разрывов, 6 – разрывы со смещением, 7 – слоистость, 8 – осыпь, 9 – акватории

Кроме основной террасы вдоль побережья протягивается дополнительная терраса высотой примерно 3–5 м и шириной в первые десятки метров. Сравнительно неширокие террасовидные уровни прослеживаются и у основания склона г. Варде, где они образуют лестницу из 2–3 уровней, разделенных уступами в первые десятки метров. Террасы являются в основном абразионными или цокольными; аккумулятивные, сложенные в основном галечными или, иногда, песчано-галечными отложениями, встречаются

реже. Возраст террас высотой в первые десятки метров, судя по датировкам, полученным для аналогичных по высоте террас в соседних районах Ис-фьорда [2], – голоцен.

В западной части территории, на дне широкой долины, ранее бывшей, видимо, ледниковым трогом, открывающимся в Ис-фьорд, расположено оз. Линнея. Размеры его примерно 1 × 5 км. Берега озера (подножия возвышенностей) также террасированы и местами изрезаны оврагами.

Оз. Линнея и Грэн-фьорд разделяет г. Варде с несколькими вершинами. Абсолютные высоты в ее пределах превышают 500 м. В каре на неровной вершинной поверхности расположен ледник, стекающий в восточном направлении, который дает начало многочисленным речкам и ручьям. Склоны горы сравнительно крутые, часто обрывистые, местами изрезаны каньонами, особенно на склоне западной экспозиции, где находится почти отвесный обрыв высотой более ста метров. Склоны осложнены также небольшими языками морен и, местами, террасированы. Гора продолжается к северу в виде полого понижающегося сравнительно узкого гребня, вдающегося в Ис-фьорд мысом Старостина. На склонах гребня видны абразионные террасы.

В районе развиты породы чехольного комплекса, которые образуют единую слоистую осадочную толщу каменноугольных (терригенно-карбонатные), пермских (кремнисто-карбонатные), триасовых, юрских и меловых (терригенных, преимущественно алевролитовых) пород [2]. В толще наблюдаются стратиграфические перемены, общая ее мощность более двух километров. На крайнем востоке территории обнажаются отложения палеогена, по составу похожие на подстилающие их меловые, преимущественно алевроитовые породы. Мощность их в этих местах, в связи с локальностью выходов, незначительна.

Весь комплекс пород образует крупную моноклиаль с падениями слоев к В и СВ. Причем пологие залегания пород в западной, приокеанической части территории постепенно сменяются на крутые и даже вертикальные в средней части разреза. В восточной части района местами отмечены противоположные падения слоев – к западу. Генеральная моноклиаль осложнена многочисленными локальными складчатыми структурами с разной степенью сжатия и простираниями шарниров в СЗ (согласно падению пластов) или в СВ направлениях.

В районе широко развиты разрывные нарушения – от крупных, смещающих породы на сотни метров и имеющих зоны дробления и тектонического меланжирования мощностью в десятки метров, до мелких, образующих узкие тектонические швы с бороздами скольжения и смещениями в сантиметры и дециметры. Наблюдаются разрывы разных типов. Среди крупных преобладают надвиги и взбросы, среди мелких – сбросы. Все разрывы отличаются некоторой сдвиговой компонентой, фиксируемой по наклонным бороздам скольжения.

## Методика

В основу исследований положена разрабатываемая в отечественной школе [15, 16] методика выделения развивающихся и неразвивающихся (живых и мертвых, в прежней терминологии) структур, основанная на анализе соотношения рельефа, геологической структуры (складок и разрывов) и денудационной прочности слагающих ее пород. Не имея возможности останавливаться на всех аспектах этой методики, приведем лишь несколько необходимых примеров.

В новейшее время у неразвивающихся разрывов, в одинаковых по прочности породах поднятое и опущенное крылья будут равны по высоте. У развивающихся поднятое крыло будет более высоким. При этом за длительный период, склон образовавшейся возвышенности скорее всего отступит (за счет денудации) от места выхода сместителя на поверхность, который окажется у основания склона или даже на некотором расстоянии от него. Не растущие складки в однородных породах не выражаются в рельефе. Развивающиеся антиклинали дадут начало возвышенностям, по форме подобным антиклиналям, но с несколько большим радиусом кривизны. Область опускания над раз-

вивающейся синклиналию может маркироваться депрессией, болотами, озерами и т.п. В действительности картина всегда сложнее, чем схемы. Необходимо учитывать масштабы явления, проследивать морфоструктуры по пространю и т. п.

К распознаванию развивающихся антиклиналей можно с осторожностью применить еще один признак – над ними, или в их замковых частях, часто образуются депрессии, занятые речными долинами или другими отрицательными формами рельефа. Это явление связано с образованием над растущими антиклиналями или в слагающих их верхних пластах пород областей относительного растяжения, в первую очередь разрабатываемых денудацией. Необходимо отметить, однако, что депрессии в замках антиклиналей могут образовываться также и за счет препарировки зон повышенной трещиноватости, характерной для мест максимального изгиба слоев.

Для геоморфологического анализа использовались данные полевых наблюдений, дополняемые дешифрированием дистанционных материалов – топографических карт и космических снимков м-ба 1:50000.

### Фактический материал

Приведем наиболее яркие примеры морфоструктур из изученных нами на архипелаге Шпицберген.

Как уже отмечалось, в западной части исследованной территории находится оз. Линнея, расположенное практически в основании западного склона г. Варде. Крутой обрыв в верхней части склона сложен слоистой толщей прочных кремнисто-карбонатных пород пермского возраста, образующих моноклинали, в которой породы под углами 20–45° падают в общем СВ направлении. Нижняя часть склона, поднимающаяся непосредственно над оз. Линнея, несколько положе и осложнена террасами. В бортах оврагов, пересекающих склон, на протяжении нескольких сотен метров, с перерывами, можно видеть строение зоны дробления крупного разрыва – участки сильно раздробленных пород мощностью от первых до десятков метров, тектонически разлинзованные, меланжированные, с многочисленными зеркалами скольжения. Разрыв состоит из серии взбросо-надвигов близких к послыдным или нескольких более крутых.

Зона разрыва отражена на всех геологических картах и показана как серия надвигов или взбросов с СВ падением [3, 5 и др.]. Трассирование ветвей этого разрыва в сторону Ис-фьорда по предгорной равнине вызывает затруднение. По нашему мнению, учитывая геологические и геоморфологические данные, этот разрыв в виде нескольких самостоятельных ветвей прослеживается вдоль подножья г. Варде в береговых обрывах, расположенных восточнее мыса Старостина, и в моноклинали, образующей этот мыс. Проследить разрывы вдоль основания склонов возвышенности на поверхности предгорной долины помогают параллельные склону элементы эрозийной сети, хорошо различимые на космических снимках и топографической карте, а также находки тектонизированных зон в породах мыса.

Особенности взбросо-надвига свидетельствуют об его рельефообразующей роли и неотектонической активности (рис. 2Б). Он расположен в основании возвышенности, маркирующей его поднятое крыло, отступает от ее обрывов и трассируется вдоль склона. Опущенное крыло маркируется долиной оз. Линнея. Возраст разрыва точно определить трудно. Ясно, что он заложен вместе с остальными структурами Западно-Шпицбергенской зоны дислокаций, а в новейшее время, скорее всего, продолжал подновляться, определяя основные особенности рельефа.

Новейшая активность взбросо-надвига подтверждается и при анализе высотного положения абразионного голоценового террасового комплекса, расположенного выше уровня основной предгорной террасы на СЗ склоне г. Варде. Этот склон почти перпендикулярен к ЮЗ обрывам, под которыми расположен взбросо-надвиг, и пересекает его поперек. Со стороны Ис-фьорда хорошо видно, и это подтверждается профилями высот террас с помощью ручной GPS, что самый высокий из этих уровней (более

90 м высотой) повышается в западном направлении, в сторону описанного выше взбросо-надвига. (рис. 2В). По всей видимости, это повышение связано с избирательным поднятием западной части г. Варде и мыса Старостина в новейшее время, которое, в свою очередь, можно увязать с развитием взбросо-надвига, находящегося в основании этого склона. Таким образом, крупный надвиг, осложняющий моноклиналь осадочных пород в районе мыса Старостина и оз. Линнея, имеет признаки активизации в новейшее время.

Между склонами г. Варде и береговыми обрывами Ис-фьорда расположена предгорная равнина со сравнительно ровной, слабонаклонной к фьорду поверхностью. В каньоновидной долине одной из безымянных мелких речек, пересекающих эту равнину и впадающих в Ис-фьорд, были найдены развивающиеся морфоструктуры разрывного типа. В приустьевой части реки, примерно в 50 м от линии прибоя, в невысоком обрыве левого берега обнаружены два разрывных нарушения сбросового типа, расположенные в 1.5 м друг от друга (рис. 2Г). Они нарушают сравнительно непрочные толщи алевролитового состава триасового возраста, залегающие круто моноклиально с падением к СВ. Ближайший к берегу разрыв имеет субвертикальный сместитель, слегка наклоненный к северу, в сторону фьорда. Простираение разрыва (субширотное) примерно соответствует простираению береговой линии. В основании разрыва, над осыпью виден хорошо выраженный изгиб (подворот) слоев, маркирующий опускание северного, ближнего к фьорду крыла. Второй разрыв имеет субвертикальный сместитель такого же простираения, как у первого разрыва. Складка в его южном крыле маркирует подворот слоев у сместителя, который соответствует поднятию южного и опусканию северного крыла.

В этой части побережья развиты две абразионные террасы. Уступ наиболее низкой террасы высотой около 3–5 м расположен в тылу пляжа. Ширина ее первые десятки метров. Вторая терраса является основной для всего побережья, высота ее бровки в этих местах примерно 14 м над у. м. Обе террасы разделены сравнительно крутым склоном и хорошо прослеживаются вдоль берега.

Исследованные разрывы выходят на поверхность на склоне, разделяющем бровку второй и тыловой шов первой террас. Над ними можно наблюдать небольшую дополнительную терраску примерно 12 м высотой, которая, будучи значительно хуже выражена, также прослеживается вдоль берега. На основании конформного соотношения структуры и рельефа можно утверждать, что разрывы имеют рельефообразующее значение и являются голоценовыми, т. к. нарушают формы рельефа, образовавшиеся в голоцене. По своему вдольбереговому положению разрывы могут быть интерпретированы как входящие в систему сбросов, определяющих опускание депрессии Ис-фьорда.

Более чем в 200 м от берега, в пределах левого борта каньоновидной долины этой же речки был обнаружен надвиг, секущий те же алевролитовые триасовые толщи (рис. 2Д). Залегающие в автохтоне породы триаса имеют падение, соответствующее общему падению моноклинали к СВ под углом примерно  $35^\circ$ . Породы в аллохтоне залегают в южном направлении с падением примерно под углом  $15^\circ$ . Эти же элементы залегания характерны и для сместителя, который представляет собой тонкий шов. Козырек аллохтона образует хорошо заметную на ровной поверхности террасового уровня пологую ступень, высотой около 70 см, и прослеживающуюся более чем на 100 м по простираению между подножием возвышенности и береговыми обрывами.

На этом же борту оврага, в 5–10 м выше по течению от обнажения с надвигом, в его аллохтонной пластине наблюдаются небольшие разрывы с субвертикальным сместителем, простирающиеся параллельно фронту надвига. Эти разрывы (можно назвать их сорванными разрывом микрофлексурами) маркируются отчетливым изгибанием (подворотом) слоев алевролита, и имеют амплитуду в первые сантиметры. Поднятым крылом является южное (подгорное), опущенным северное, ближнее к побережью. Необходимо отметить, что если по отношению к поверхности земли они представляют собой сбросы, то по отношению к слоям пологой моноклинали аллохтона они яв-

ляются небольшими надвигами, по которым один и тот же слой как бы надвигается сам на себя в северном направлении.

Такие нарушения голоценовой террасы, сложенной сравнительно непрочными алевролитами свидетельствуют о новейшей активности надвига в голоценовое время. По своему положению (вдоль склона возвышенности и на некотором расстоянии от нее) надвиг, вероятно, может свидетельствовать о поднятии и надвигании массива г. Варде на окружающую его предгорную долину.

Влияние новейшей активизации тектонических движений на рельеф было установлено не только для разрывных, но и для складчатых структур.

Примерно в двух километрах к ЮВ от мыса Фестинген сравнительно ровная поверхность широкой предгорной долины обрывается к фьорду абразионным уступом примерно 13–15 м высотой, и прорезывается перпендикулярным к берегу коротким наклонным оврагом длиной более 50 м (рис. 2Е). Как можно наблюдать в обнажениях в обоих бортах оврага, он практически поперек пропиливает сравнительно пологую; почти симметричную антиклинальную складку, шарнир которой ориентирован примерно вдоль берега в ССЗ направлении, а падение слоев на крыльях достигает 5–15°. Видимая ширина складки (более 50 м) соответствует длине оврага. Сложена структура преимущественно алевролитовой слоистой толщей палеогенового возраста, включающей отдельные маломощные прослои песчаников.

В приустьевой части оврага пологое крыло антиклинальной складки нарушается разрывами и осложняется узкой синклиналью, таким образом, что в береговом обрыве породы полого падают уже не к фьорду, к СВ, а от него. В этом месте, в основании абразионной террасы наблюдается хорошо выраженный зоной тектонического разлинзовывания послыйный надвиг, который падает в ЮЗ (от фьорда) направлении под углом примерно 40°. По своему положению он является как бы подрезающим всю антиклинальную структуру. Можно предположить, что сами складчатые структуры приурочены к этому надвику.

В тыловой части оврага, в месте где, по всей видимости, должна располагаться синклинальная часть структуры, верховья оврага резко раздваиваются, заггибаются параллельно берегу и на протяжении многих сотен метров прослеживаются в виде слабовыраженного линейного заболоченного понижения. На бортах оврага мы фактически наблюдаем геолого-геоморфологический профиль, сделанный природой поперек складчатой структуры. На профиле можно видеть не только антиклинальную складку и подрезающий ее в основании надвиг, но и рельеф над складкой.

Поверхность предгорной долины осложнена несколькими небольшими слабовыраженными террасками и конформно изгибается над складкой. Радиус кривизны изгиба поверхности немного больший, чем у складки. Безусловно, эта форма столь ярко выражена за счет эрозионной обработки, однако и тектоническая предопределенность ее весьма вероятна. Образовавшийся над антиклиналью пологий вал, ограниченный с одной стороны береговыми обрывами, с другой неглубоким оврагоподобным понижением, прослеживается вдоль берега на расстояние почти в километр.

Таким образом, антиклинальная структура имеет признаки новейшего развития: она выражена в рельефе в виде пологого вала большего радиуса кривизны, чем сама структура. Возраст деформации соответствует возрасту голоценовой террасы, поверхность которой она нарушает.

Дополнительные, менее явные данные о предположительном новейшем развитии антиклинальных структур, были получены при изучении береговых обрывов о-вов Надежды и Эдж, расположенных ЮВ о-ва Зап. Шпицберген.

О-в Надежды представляет собой вытянутую в СВ направлении узкую гряду длиной около 40 км и шириной всего до 1–3 км. Гряда состоит из нескольких плосковерхих возвышенностей высотой в первые сотни метров, разделенных короткими поперечными троговыми долинами. Сложен остров преимущественно субгоризонтально залегающими терригенными породами триасового возраста. Толщи осложнены пологими складчатыми структурами и многочисленными разрывными нарушениями.

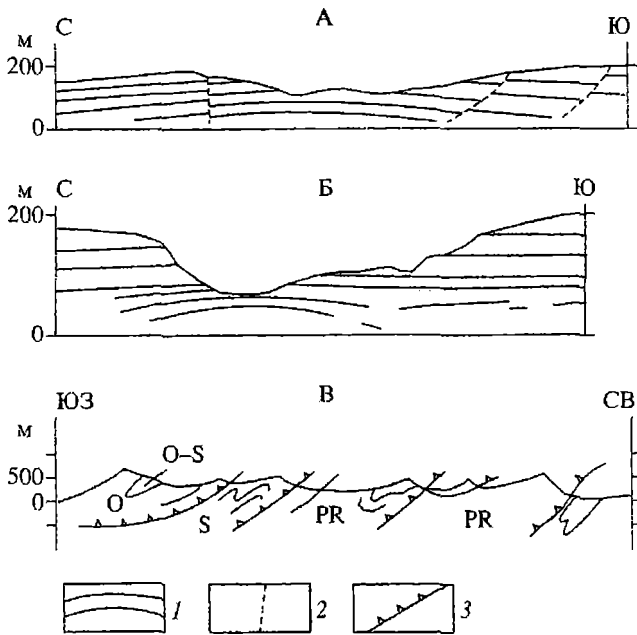


Рис. 3. Геолого-геоморфологические профили (А, Б – по материалам дешифрирования полевых фотографий, В – по [19] с упрощениями)

А – троговая долина над замком антиклинальной складки в обрывах о-ва Эдж, Б – подобная долина в обрывах о-ва Надежды, В – фрагмент геолого-геоморфологического профиля вкост Третичного складчато-надвигового пояса.

1 – слоистость, 2 – сбросы, 3 – надвиги

У южного окончания острова, в обрывах СЗ экспозиции высотой более 100 м породы слоистой терригенной толщи образуют пологую антиклинальную складку. Видимая длина складки около 2,5–3 км, слои на крыльях падают под углами до 5°. Крылья складки осложнены сбросами, видимая амплитуда смещения по которым составляет первые десятки метров. Крылья соответствуют возвышенным участкам, а над замком складки располагается троговая долина (рис. 3А).

Геологическое строение о-ва Эдж, одного из крупнейших в архипелаге Шпицберген, схоже со строением о-ва Надежды – он сложен аналогичными триасовыми толщами, субгоризонтальное залегание которых осложнено разрывами и пологими складками. Обрывы западной экспозиции мыса Квалпюnten (ЮЗ окончание острова), достигающие высоты также около 100 м и более, сложены практически двучленной сравнительно однородной слоистой терригенной толщей. Прерывистый ряд антиклинальных складчатых структур в нижней ее части осложнен разрывами, верхняя часть залегает субгоризонтально. На границе обеих пачек по всей видимости существует угловое несогласие. Выходящее к побережью обширное плато высотой более 100 м над уровнем моря, местами прорезано троговыми долинами последнего оледенения, а также эрозионными врезами. Крупная подвешенная троговая долина рассекает плато как раз над замком одной из наиболее хорошо выраженных антиклинальных складок (рис. 3Б). Подобные соотношения между структурой и рельефом наблюдались нами на о-ве Надежды и над некоторыми другими антиклиналями.

Можно привести аргументы в пользу неотектонической предопределенности этих взаимоотношений. Так, нарушение троговыми или эрозионными долинами верхних частей антиклинальных складок может быть объяснено двояко: как разработка эрозийных зон растяжения, образующихся в замках складок [17] при их продолжающемся



развитии (вариант с влиянием активной тектоники), или, как препарировка ослабленных зон повышенной трещиноватости, образовавшихся ранее в наиболее изогнутой части слоев (вариант с препарировкой).

В случае образования вреза над антиклинальной складкой в субгоризонтально залегающих породах, ее перекрывающих, о влиянии активной тектоники (роста складки) можно говорить несколько более определенно. Эрозионные и экзарационные врезы как бы “чувствуют” погребенную структуру опосредованно, через внешне почти не деформированную пачку пород. Подобные явления характерны именно для развивающихся структур в неотектонически активных районах [15, 16] и также связаны с образованием зон незначительного разуплотнения пород, вскрываемых эрозией. К аналогичным выводам, о возможности наличия развивающихся в четвертичное время складок в чехольных комплексах восточнее о-ва Зап. Шпицберген, на основании анализа сейсмостратиграфических материалов, полученных в результате исследований в акватории, пришли Шипилов и др. [18]. Примеры вероятной активизации геологической структуры в районе о-ва Зап. Шпицберген можно найти и при анализе литературы, не посвященной напрямую вопросам изучения неотектоники.

Большинство современных структурных работ по Шпицбергену сопровождается разрезами, на которых, кроме геологических особенностей, достаточно подробно показан рельеф земной поверхности [3, 5, 19 и др.]. Даже поверхностный анализ этих профилей (без полевой заверки), позволяет говорить о возможной активизации в новейшее время элементов геологической структуры территории. Так, например, на взятом с геологической карты [19] геолого-геоморфологическом профиле, проведенном вкост Западно-Шпицбергенской зоны дислокаций (Третичного складчато-надвигового пояса), можно наблюдать несколько раз повторяющуюся прямую корреляцию между выходами на поверхность надвигов и появлением над ними, в виде своеобразных козырьков, возвышенностей (рис. 3В). Подобное явление можно объяснить новейшей активностью надвигов.

### Заключение

В западной части о-ва Зап. Шпицберген и отчасти в других районах архипелага Шпицберген установлены признаки новейшей активизации элементов геологической структуры. Некоторые из них приурочены к крупным морфоструктурам района. Например, найденные сбросы можно увязать с продолжающимся опусканием депрессий Ис-фьорда, а активизированные надвиги с Западно-Шпицбергенской зоной дислокаций.

Взбросо-надвиги и складки обычно ассоциируют с обстановками сжатия. В то же время, согласно господствующей ныне парадигме в исследуемом районе, на фоне общего поднятия, преобладает обстановка некоторого растяжения, возникшая после отхода Свальбардского блока от Гренландского. К сожалению, пока еще недостаточное количество наблюдений не позволяет создать новую структурно-кинематическую модель новейшего развития этого региона, однако даже полученные результаты (вместе с наблюдениями предшественников) позволяют признать актуальной постановку вопросов об источниках и характере новейших деформаций в районе архипелага Шпицберген.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лившиц Ю.Я.* Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 160 с.
2. *Harland W.B.* (ed.) *Geology of Svalbard // Memoirs of the Geological Society.* London. 1997. V. 17. 514 p.
3. *Dallmann W.K., Ohta Y., Blomeier D.* (eds.) *Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen. 1:750000 // Norsk Polar institutt Temakart.* 2002. № 33.

4. Старков В.Ф., Черносветов П.Ю., Державин В.Л. и др. Геоморфология архипелага // Материальная культура Русских поморов по данным исследований на Архипелаге Шпицберген. Поселения и погребения. М.: Науч. мир, 2005. Вып. II. С. 60–67.
5. Maher H.D., Ringset J.N., Dallmann W.K. Tertiary structures in the platform cover strata of Nordenskold Land, Svalbard // Polar Research. 1989. № 7. P. 83–93.
6. Dallman W.K., Andersen A., Bergh S.G. et al. Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard // Norsk Polarinsittut Meddelelser. Oslo, 1993. № 128. 46 p.
7. Harland W.B. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of the North Atlantic Region // North Atlantic Geology and Continental Drift. American Association of Petroleum Geologist Memair. 1969. V. 12. P. 817–851.
8. Семевский Д.А. Неотектоника Архипелага Шпицберген. Л.: Недра, 1967. С. 225–238.
9. Шарин В.В. Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: СПбГУ, 2004. 16 с.
10. Chan W.W., Mitchell B.J. Intraplate earthquakes in Northern Svalbard // Tectonophysics. 1985. V. 114. P. 181–191.
11. Асминг В.Э., Виноградов А.Н., Баранов С.В. Сейсмичность архипелага Шпицберген в 2004 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. Вып. 5. С. 81–85.
12. Шарин В.В., Дымов В.А. Новые данные по реконструкции колебаний уровня моря в течение голоцена в южной части Вуд-Фьерда (Архипелаг Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 167–175.
13. Черносветов П.Ю. Проблема “аномалий” в гипсометрическом положении некоторых поморских памятников на Шпицбергене // Археологические исследования на Шпицбергене и международный полярный год (тез. науч. конф. Баренцбург (Шпицберген)). М.: Таус, 2006. С. 28–31.
14. Буров Ю.П., Семевский Д.В. Основные черты тектонического строения девонского грабена (остров Шпицберген) // Геология Свальбарда. Л.: Изд-во НИИГА, 1976. С. 103–115.
15. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогениом рельефе. М.: Наука, 1972. 320 с.
16. Костенко Н.П., Макарова Н.В., Корчуганова Н.И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций // Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. М.: Изд-во МГУ, 1999. 120 с.
17. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
18. Шпилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. АН СССР. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.
19. Bergh S.G., Ohta Y., Andresen A. et al. Geological map of Svalbard, 1:100000 sheet B8G St. Jongsfjorden. Norsk Polarinsittut Temakart nr. 34. 2003.

Геологический ин-т РАН

Поступила в редакцию  
07.12.2007

## NEOTECTONIC DEFORMATIONS OF GEOLOGICAL STRUCTURES OF THE SPITSBERGEN ARCHIPELAGO (NORWAY)

D.S. ZYKOV

### S u m m a r y

By use of geomorphologic methods, the evidences of neotectonic activation of some local structures (thrusts, normal faults, and folds) on the archipelago Spitsbergen were found. The existing of morphostructures of compression is especially interesting, while in accordance with the prevalent view extension is the main characteristic of neotectonic regime of the area.