

**ДИСКУССИИ**

УДК 551.432.8(470.21)

© 1997 г. Г.С. АНАНЬЕВ

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (С ПОЗИЦИЙ ПУЛЬСАЦИОННО-ВОЛНОВОЙ ГИПОТЕЗЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ)**

Образование низкогорий и гряд в центральной части Кольского п-ова можно объяснить с позиций пульсационно-волновой гипотезы рельефообразования [1–3]. Такая попытка весьма важна, поскольку возможность волновых деформаций жестких кристаллических массивов до сих пор в геоморфологии почти не обсуждалась.

На фоне цокольных равнин, обособленных массивов и холмогорий, занимающих большую часть площади Кольского полуострова, в его средней части наблюдается узкая (30–50 км) волнообразно изогнутая полоса низкогорий и гряд, вытянутая с запада на восток более чем на 500 км (рис. 1). На западе она начинается кряжем Саариселян (698 м), находящемся в пределах возвышенности Манселькя (Финляндия). Далее к востоку в ней последовательно прослеживаются обособленные массивы: Нюर्म-Тундра, Лавна-Тундра (639 м), Сальные Тундры (997 м), Волчьи Тундры и Монче-Тундра (955 и 1114 м), Хибинские Тундры (1181 м), Ловозерские Тундры (1126 м), Горные Кейвы (376 м), Гряда Кейвы (397 м). Эти массивы и гряды разделены узкими впадинами, занятыми в настоящее время озерами или долинами рек.

Геологическое строение перечисленных низкогорных массивов и гряд различается: они сложены породами от гнейсов и амфиболитов (Саариселян), кварцитов, гранитов, гранодиоритов (Волчьи Тундры), перидотитов, пироксенитов, габбро и щелочных пород (Монче-Тундра), до сиенитов, гранитоидов, гнейсов, слюдистых и кианитовых сланцев (Горные Кейвы). Породы, слагающие днища субмеридионально вытянутых впадин между горными массивами, представлены гнейсами, гнейсо-диоритами (Ловозеро), гнейсо-гранитами и плагиогнейсами (Умбозеро), эффузивами, туфами, песчаниками, кварцитами (оз. Имандра). Все породы принадлежат к архейским или протерозойским и раннепалеозойским комплексам.

Ориентировка и границы полосы низкогорных массивов только на отдельных участках совпадают с контурами протерозойско-раннепалеозойских тектонических структур. В основном же она пересекает их в разных направлениях, из-за чего, например, система горных массивов Саариселян, Нюर्म-Тундра, Лавна-Тундра соответствует северной части Кандалакшского антиклинория; Монче-Тундра, Хибинские Тундры, Ловозерские Тундры – Печенгско-Вараугскому синклинию; Горные Кейвы – Центрально-Кольскому антиклинорию; Кейвы – Кейвскому синклинию [4].

Не менее сложны соотношения горных массивов и гряд с разрывными нарушениями. Продольные разломы, ограничивающие Кейвы с севера, далее к западу-северо-западу не имеют продолжения и "отсекаются" от восточной и северной окраин Ловозерских



Тундр субмеридиональным нарушением. Крупная зона субширотных глубинных разломов проходит вдоль южных подножий Хибин и Панских Тундр, но и она продолжается лишь до Чуна-Тундры, где ограничивается субмеридиональными разломами. Система продольных разломов, ограничивающих с юга полосу горных массивов, имеет вид надвигов с наклоном сместителей  $40\text{--}50^\circ$ . По геофизическим реконструкциям, надвиги проникают в земную кору на глубину от 20 до 32 км [5]. Далее к северо-западу наблюдаются близкие соотношения разломной тектоники и контуров горных массивов [6]. По ортогональной сетке разломов можно судить о значительной раздробленности коренного субстрата.

На карте гравитационных аномалий Фенноскандии [7] последовательно, с запада на восток, выделяются: 1) отрицательная аномалия – под Скандинавским нагорьем; 2) положительная – в пределы ее попадают плато Смоланд, плоскогорье Норланд, северо-запад Кольского полуострова с частью шельфа Баренцева моря; 3) отрицательная – соответствующая южной части Балтийского моря, Ботническому заливу и возвышенности Манселькя. Полосовое распространение гравитационных аномалий на значительной площади (длина полос составляет почти 2000 км при ширине их около 250–300 км) указывает на их глубинную природу. Они следуют "волнами" согласно с простиранием каледонид Скандинавских гор [8].

Близкими очертаниями обладают зоны сейсмической активности, вытянутые в виде полос вдоль побережья Норвежского моря, западного побережья Ботнического залива и центральной части Балтийского моря, вдоль оси возвышенности Манселькя [7]. В западной и центральной частях Кольского п-ова зоны сейсмической активности ориентированы как в субмеридиональном (в том числе – в Хибинах), так и в субширотном направлениях (Мурманский берег, Ковдозерско-Алакурттские массивы). Это не противоречит предположению о волновой природе напряженности земной коры Кольского полуострова. С этих позиций, например, удовлетворительно объясняется движение с юга на север продольно вытянутой Терской глыбы, к которой относят территорию между северным берегом Белого моря и р. Пана. При этом отмечено, что в ряде случаев южный конец тектонического блока опускается, а северный – поднимается [5].

Все это делает невозможным объяснить размещение и высоты горных массивов только избирательной денудацией, либо связями с древними тектоническими структурами или деятельностью четвертичных ледников [9–11 и др.].

Первые субширотные зоны поднятий в центре Кольского полуострова сформировались еще в протерозое в условиях бокового сжатия земной коры [12]. В палеозое здесь образовалась рифтовая зона с характерными проявлениями в виде центрального грабена, очагов вулканизма, участков внедрения интрузивных тел. В эту эпоху возникла система субпараллельных продольных разломов глубокого заложения. В мезозое рифтогенез почти прекратился и денудация привела к существенному сглаживанию рельефа. Наконец, в кайнозое произошло "взламывание" образованного пенеплена, но без участия горизонтальных движений [12]. В данной схеме палеореконструкций происхождение гор в центральной части полуострова остается неясным, что заставляет искать иной механизм формирования как полосы горных массивов в целом, так и отдельных ее звеньев.

Выявляется пять основных орографических особенностей последней. 1. Наивысшими отметками обладают Чуна-Тундра (1072 м), Хибинские (1191 м) и Ловозерские Тундры (1126 м), расположенные в центре описываемой полосы (рис. 1). К западу и востоку высота вершин соответственно снижается – до 698 и 377 м, причем изменение высоты массивов происходит скачкообразно, а границами ступеней служат зоны поперечных впадин. 2. Большая часть обособленных горных массивов обладает асимметрией западных и восточных склонов, выражающейся прежде всего в различной освоенности их речными долинами. Длина наиболее крупных долин на западном и восточном склонах массивов составляет соответственно: Лавна-Тундра – 1 и 12 км; Чуна-Тундра – 3 и 18 км; Хибинские Тундры – 12 и 23 км; Ловозерские Тундры – 3 и

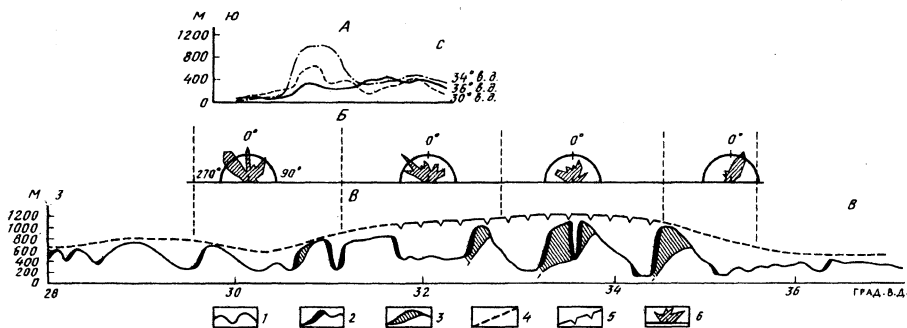


Рис. 2. Морфологические черты горных массивов и гряд и распределение тектонических деформаций А – поперечные профили через наиболее высокие части массивов вдоль 30, 34 и 36 меридианов, Б – розы-диаграммы простираций тектонических нарушений в отдельных звеньях продольной полосы массивов. В – продольный профиль вдоль гребня волны сжатия между 28 и 36° в.д.

1 – обобщенный профиль поверхности вдоль полосы горных массивов и гряд, 2 – крутые склоны горных массивов, 3 – области гравитационно-тектонических деформаций, 4 – волнообразные деформации, 5 – области наибольшего растяжения верхних горизонтов земной коры, 6 – розы-диаграммы простираций тектонических нарушений [25]; средние показатели

15 км; Горные Кейвы – 1,5 и 11 км (рис. 2). Вместе с тем, в западной части некоторые из массивов имеют более или менее симметричный поперечник (рис. 2), но на крайнем западе (Саариселян) асимметрия склонов вновь прослеживается. Тектоническая природа подобной асимметрии среднепорядковых междуречий в горных областях уже рассматривалась нами [13] и сомнений не вызывает. В данном случае это указывает на неоднородность тектонических деформаций вдоль оси рассматриваемой полосы гор.

3. Внутренние районы некоторых горных массивов (Сальные Тундры, Волчьи Тундры, Хибинские Тундры) разделены с севера на юг глубокими сквозными долинами, имеющими вид трещин расщепления (рис. 2). Вместе с тем, они, возможно, связаны не только с разрывными тектоническими нарушениями, но и с положением древних долин. 4. Наиболее крутые склоны наблюдаются у массивов высотой более 600 м. При этом, прежде всего, обнаруживаются они на внешних окраинах гор и в сквозных долинах, которые пересекают последние (рис. 2). 5. Поперечные профили через полосу горных массивов характеризуются наличием уступа, ограничивающего ее с юга, и плавным волнообразным снижением вершин к северу (рис. 2). У подножия уступа почти везде наблюдаются низменные всхолмленные равнины.

Положение сравнительно узкой (30–50 км) и изогнутой в плане полосы гор, сводообразный изгиб ее продольного профиля, асимметрия в строении меридиональных поперечников, слабая связь с расположением и развитием докайнозойских тектонических структур позволяют рассматривать ее как волну сжатия [2, 3], продвигавшуюся с севера на юг и остановленную барьером глубоких субширотных разрывных нарушений, принадлежащих разновозрастным тектоническим структурам.

Вместе с тем, существование сильно раздробленного субстрата, поперечных разломов и долин-грабенов, поперечных впадин, занятых сейчас озерами, требует, в случае принятия этой модели, дальнейших пояснений. Для этого рассмотрим черты строения наиболее изученных массивов и впадин. В основании Хибинского и Ловозерского массивов залегают т.н. расслоенные интрузии, в которых последовательно, от периферии к центру интрузии, сменяются зоны термального воздействия, закалки, краевых серий [14]. Эти зоны следуют параллельно границам интрузии. Обе интрузии имеют форму воронки (работы В.И. Влодавца, О.А. Воробьевой, Н.А. Елисеева, Б.М. Куплетского, А.В. Пэка, Е.В. Шаркова и др.). Эти особенности строения обусловили на протяжении мезозоя-кайнозоя неодинаковый денудационный срез верхних и боковых частей интрузий. Зоны термального воздействия и закалки, обладая более высокой устойчивостью к процессам денудации, длительное время сдерживали послед-

нию. Вмещающие породы обладали гораздо меньшей устойчивостью и разрушались быстрее. Следовательно, за один и тот же промежуток времени могли формироваться по меньшей мере два яруса рельефа. Аналогичный случай ранее был рассмотрен И.С. Щукиным [15] в качестве механизма одновременного образования двух ярусов поверхностей выравнивания в условиях распространения пластовых интрузий на Среднесибирском плоскогорье.

Неравномерной препарировке субстрата способствовало поднятие массивов Хибинских и Ловозерских Тундр, которое отчасти объяснимо различиями в плотностях нефелиновых сиенитов (в ср.  $2,64 \text{ г/см}^3$ ) и вмещающих их пород серии имандра-варзуга (в ср.  $2,87 \text{ г/см}^3$ ). С этими чертами строения связываются выжимание более "легких" интрузивных тел и их поднятие [16]. Кроме того, в данном регионе обращают на себя внимание значительные субгоризонтальные напряжения в верхних горизонтах земной коры. По наблюдениям в Хибинских Тундрах, например, тангенциальное сжатие превышает литостатическое давление на  $250\text{--}300 \text{ кгс/см}^2$  [17]. Под воздействием горизонтального сжатия на малых глубинах (0–15 км) возникает волнообразное коробление земной коры. Таким образом, поднятие Хибин и Ловозерских Тундр было обусловлено комплексом причин, среди которых были волновые деформации земной коры, "интрузивный диапиризм", избирательная денудация.

Первые фазы становления Хибинской многофазной интрузии относятся к позднему карбону – началу перми (возраст пород составляет примерно 300 млн. лет). Локализация интрузивных тел связывается с региональной зоной тектонических нарушений запад – северо-западного простирания, возникшей еще в позднем протерозое – раннем палеозое. "Анализ закономерной ориентировки складчатых и разрывных структур в апатитовом рудном теле и вмещающих породах, по данным геологического картографирования в подземных выработках, приводит к выводу о постоянном участии в формировании структур горизонтальных сил сжатия восток – северо-восточного или близкого к нему направления" [18, с. 148]. По тем же данным установлено, что условия сжатия периодически сменялись условиями регионального растяжения, вызывавшими дифференцированные деформации поверхности, включая и современные тектонические движения. При этом выделяются длиннопериодные и "ультракороткопериодные" [18] напряжения коры. Анализ наклонных наблюдений также указывает на существование "брахипульсаций земной коры" [19].

Таким образом, участие волновых деформаций разной частоты и знаков в становлении морфоструктуры Хибин становится очевидным.

В Хибинском и Ловозерском массивах выделяются системы глубоких и узких трещин-ущелий, появление которых часто рассматривается как следствие сейсмических подвижек верхних горизонтов земной коры, либо гляциоизостатических движений [20, 21–24]. Обращают на себя внимание две категории трещин-ущелий, одна из которых свойственна водораздельным седловинам, другая – склонам междуречий. Распределение приводораздельных трещин-ущелий в обоих массивах более равномерное, чем трещин-ущелий на склонах междуречий. Последние концентрируются вдоль южных, западных и северных окраин горных массивов. При этом подавляющая их часть ориентирована параллельно склонам междуречий. В западных Хибинах, например, между оз. Имандра и долинами рек Куниок и Вудъяврик наблюдается около 65% таких трещин-ущелий, на северных окраинах Хибин – 12%, на юге – 20%, остальные – во внутренних частях горного массива. В Ловозерских Тундрах соотношение следующее: в западной части, между оз. Умбозеро и долинами рек Ильмаюк и Куфтуай, – 55%, на севере – 2–5%, на юге – около 30%. Это отражает положение участков с наибольшей напряженностью пород в горных массивах (рис. 2). К этим же районам приурочены эпицентры землетрясений.

К приведенным выше особенностям рельефа (орографические ступени, асимметрия западных и восточных склонов, сквозные долины) следует добавить еще две. 1. Сквозные долины, пересекающие весь Кольский полуостров и совпадающие как с зонами крупных поперечных разломов [6], так и с понижениями между субмеридиональными

волнами деформаций поверхности (рис. 1). К ним относятся реки Тулома – Нота, Кола – Нива, Воронья – Пана. 2. Наличие расположенных севернее Хибин наиболее высоких вершин обособленных массивов, отражающих гребни субмеридиональных волн (рис. 1). Это междуречья Тулома – Кола и Кола – Воронья.

На участке Чуна-Тундра – Хибинские Тундры – Ловозерские Тундры вдоль гребня субширотной волны сжатия наблюдаются области расседания горных массивов, наследуемые долинами рек Вите, Чоквуомъяуй, Малая Белая, Тульйок, Тавайок, Мурнуай, и на их восточном продолжении – Сейдозером. Общая длина областей расседания превышает 100 км; ширина колеблется от 0,5 до 6 км. Последняя увеличивается при пересечении субмеридиональных грабен, в которых расположены озера Имандра, Умбозеро, Ловозеро. Расседание междуречий и опускание днищ впадин-грабен между ними (котловины озер Мал. и Бол. Вудъявр, Сейдозеро и др.) свидетельствуют о тектонических деформациях, продолжавшихся в плейстоцене. По данным бурения, глубина коренного основания днища оз. Бол. Вудъявр составляет 155 м, а Сейдозера – около 160 м, что примерно на 5–10 м ниже уровня моря. Это хорошо увязывается с размещением т.н. "хрупкой зоны" деформаций в гребневой области волны сжатия [3]. Процессами расседания междуречий в этой же зоне объясняется положение трещин-ущелий на водораздельных седловинах. В гребневой части волны сжатия оказываются: ущелье Рамзая, перевалы Ю. Рисчорр, Безымянный, Тахтарвум, Петрелиуса – в Хибинах; перевалы Сев. Тавайок, Куфтуай – в Ловозерских Тундрах.

Розы-диаграммы простираций линий тектонических нарушений, построенные по результатам дешифрирования аэрофотоматериалов на всю площадь Кольского геофизического полигона, отражают закономерности трещинообразования как локального, так и планетарного масштабов [25]. Сюда же относятся те системы трещин (т.е. С 0°, СВ 45°, З 270°, СЗ 315°), которые связаны с вращением Земли [26, 27] и являются показателями "планетарной трещиноватости". В рассматриваемом регионе на них накладывается трещиноватость, обусловленная как глыбовыми деформациями отдельных горных массивов, так и гравитационно-тектоническими процессами на их склонах. Характерно, что с удалением от гребней волн рисунок роз-диаграмм заметно упрощается (рис. 2).

Таким образом, анализ морфоструктур показывает, что в появлении изогнутой полосы горных массивов и гряд, а также и наиболее крупных черт рельефа в их пределах принимали участие волновые деформации верхних горизонтов земной коры (рис. 3).

Из положений пульсационно-волновой гипотезы рельефообразования Земли для Кольского п-ова отметим наиболее важные. Волновые деформации верхних горизонтов земной коры (работы А.П. Карпинского, В.В. Белоусова, В.Е. Ханина, Б.Л. Личкова, М.В. Стюаса, И.А. Одесского, Ю.А. Косыгина, и др.) протекают на фоне ротации Земли и ее пульсации [28–31]. Оба процесса связываются нами с перераспределением объемов вещества планеты в результате изменений угла наклона оси ее вращения, происходящих примерно через  $n \cdot 10^7$  лет [32, 33], а также с превращениями вещества ниже уровня земной коры. Для формирования рельефа большее значение имеет перераспределение вещества.

Тектонические волны имеют различную природу и влияние на формирование рельефа. Разнопериодные волны деформаций обладают разными скоростями перемещения, из-за чего могут накладываться друг на друга, интерферировать, образовывать "стоячие" волны, усиливающие или ослабляющие морфологический эффект. Важными свойствами волновых деформаций являются: 1) перестроение ориентировки и размеров волн в результате ротации Земли; 2) накопление напряжений и увеличение при этом высоты волн сжатия у поперечных к направлению их движения "барьеров", которыми служат планетарные и региональные разломы (рис. 3). В частности, прямые наблюдения показали, что реальное накопление тектонических напряжений в Хибинах происходит в наиболее прочных и упругих породах с высокой скоростью – до  $10 \text{ кг/см}^2$  за 100 лет, хотя, согласно расчетам, средние величины составляют  $10^{-5}$ – $10^{-7}$  за 1 год [34].

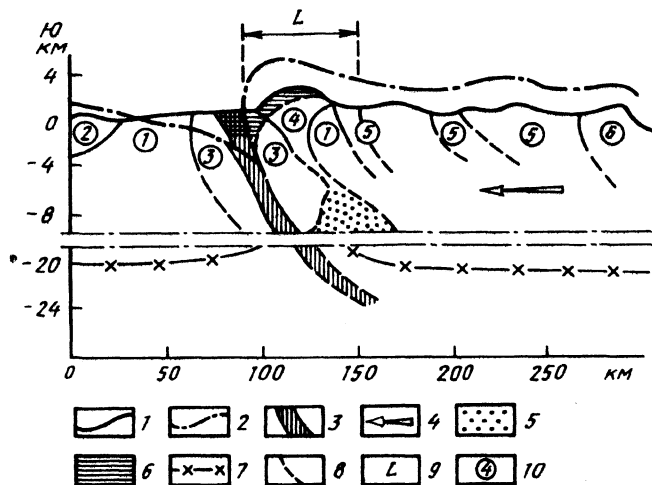


Рис. 3. Строение волны сжатия (поперечный разрез) в центральных районах Кольского полуострова 1 – профиль современного рельефа, 2 – положение поверхности волны сжатия и смежных областей к началу пермского периода, 3 – глубинный разлом архейско-протерозойского возраста, 4 – направление движения полюсобежных волн, 5 – область разуплотнения вещества, 6 – области наибольшего растяжения (хрупкая зона) в пригребневой части волны, 7 – нижняя граница наиболее энергообеспеченной зоны верхних пластин литосферы, 8 – тектонические границы, 9 – длина волны, 10 – комплексы пород, по [4]: 1 – кяниито-гранатобититовые и амфиболовые гнейсы (А); 2 – габбро-амфиболиты, нориты, плагио-пироксеновые сланцы (Pt<sub>1</sub>); 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (Pz<sub>2</sub>); 4 – щелочные интрузивные породы (в т.ч. нефелиновые сиениты) (Pz<sub>2</sub>); 5 – пироксеновые гнейсы, амфиболиты, габбро-диориты, гранито-гнейсы (А<sub>1</sub>); 6 – гранодиориты, плагиограниты (Pt<sub>1</sub>)

В крупных чертах геологической структуры и морфоструктуры Кольского п-ова прослеживаются следы: 1) полюсобежной волны сжатия, которой соответствует рассмотренная выше полоса горных массивов и гряд; ее гребневая область обладает главным образом тенденциями к хрупким деформациям; 2) субмеридиональных волн с развитием хрупко-пластичных деформаций (рис. 1). Оба вида волн относятся к т.н. сверхдлиннопериодным волнам, перемещающимся с низкой скоростью по мере накопления напряжений в течение весьма продолжительного времени.

Таким образом, отмечаемые глыбовые и блоковые морфоструктуры Хибин, Ловозерских Тундр и ряда других массивов не противоречат волновой природе деформаций. Начало формирования волны сжатия на Кольском п-ове относится к концу протерозоя, когда в условиях бокового сжатия [12] возникли региональные разломы, которые в настоящее время имеют субширотную ориентировку. Эти разломы сыграли роль поперечных "барьеров" для продвижения полюсобежных волн. Развитие "рифтовой зоны" вдоль них явилось следствием возникновения в эту эпоху первых волн сжатия; они были характерны для гребневой области таких волн. Однако пульсация верхних горизонтов земной коры неоднократно приводила как к увеличению высоты волны, так и к снижению ее поверхности процессами денудации (рис. 3). Снижение было обусловлено затуханием тектонической активности [29] и снятием напряжений в данном регионе. Но даже при этом "барьеры" в виде глубинных разломов не исчезали полностью. Это приводило к периодическому сжатию и изгибу толщи пород вдоль систем продольных разломов и связанному с последними разуплотнению вещества (рис. 3). Это послужило одной из причин проникновения интрузий в верхние горизонты земной коры. Таким образом, появление расслоенных интрузий (Хибинской, Ловозерской и др.) – всего лишь один из этапов формирования долгоживущей ("стоячей"?) волны сжатия. Тот облик рельефа в полосе горных массивов и гряд, который наблюдается сейчас (рис. 2 и 3), возник много позже. Вероятно, это произошло после последней перестройки гравитационных полей Земли в эоцен-четвертичное время.

Орографическое положение полосы наблюдаемых сейчас гряд и массивов, различия в геологическом и тектоническом строении указывает на то, что волна сжатия протяженностью по гребню около 500 км сформировалась уже после глубокого денудационного среза геологических тел во второй половине кайнозоя. Это удовлетворяет расчетам [35, 36], согласно которым протяженность гребней волны в 500–560 км соответствует продолжительности их формирования примерно в 17–22 млн. лет.

В общих чертах строение рассмотренной выше волны сжатия показано на рис. 3. Следует иметь в виду, что размещение и угол наклона разломов и границ структурных комплексов пород в протерозое и раннем палеозое могли отличаться от фиксируемых сейчас. В частности, форму надвигов они могли приобрести в результате субгоризонтальных движений верхних пластин земной коры и, возможно, отражают величину смещения последних. Этими же обстоятельствами объясняется и перекося блока, расположенного к югу от гребня волны сжатия (рис. 3).

Таким образом, центральная полоса горных массивов Кольского п-ова появилась во второй половине кайнозоя в результате взаимодействия пересекающихся под разными углами субширотной и субмеридиональных волн (рис. 1), что согласуется с моделью образования планетарных форм рельефа в результате пульсационно-волновых деформаций верхних горизонтов земной коры [1–3]. Нам представляется, что это один из видов узловых морфоструктур [37]. Развитие волновых деформаций не прекращается и сейчас, поскольку действие сил ротации постоянно. Такие деформации, как расседание междуречий, опускание днищ грабенных, гравитационно-тектонические явления – реакция на напряжения в гребневой области волны сжатия в течение плейстоцена.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьев Г.С.* Пульсационно-волновая гипотеза рельефообразования континентов // *Время и возраст рельефа. Тезисы докл. Иркутск, 1991.* С. 67–69.
2. *Ананьев Г.С.* Палеогеоморфологические аспекты пульсационно-волновой гипотезы рельефообразования континентов // *Палеогеоморфология и эволюция древнего рельефа.* Киев, Изд. Киевск. ун-та, 1993. – деп. в Укринтэи 04.03.93, № 376–Ук 93. С. 112–113.
3. *Ананьев Г.С.* Пульсационно-волновая гипотеза рельефообразования Земли. Часть 1. Роль блоково-слоистой литосферы // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География.* 1994. № 1. С. 31–38.
4. *Атлас Мурманской области.* М.: ГУГК, 1971. 33 с.
5. *Козлов М.Т.* Некоторые черты глубинного строения Кольского полуострова и характер современных движений // *Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне.* М.: Наука, 1972. С. 40–49.
6. *Токарев В.А.* Главные и глубинные разломы Кольского полуострова // *Исследование строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне.* М.: Наука, 1972. С. 35–40.
7. *Бельков И.В., Беляев К.Д., Богданов В.И. и др.* Кольский геофизический полигон // *Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне.* М.: Наука, 1972. С. 7–12.
8. *Honkasalo T.* Gravity survey of Finland in the years 1945–1960 // *Suomen geod. laitoksen julkaisuya.* 1962. № 55. Pp. 89–121.
9. *Арманд А.Д.* Очерки формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр // *Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского п-ова.* Апатиты, 1960. Вып. 1. С. 32–84.
10. *Арманд А.Д., Граев М.К., Евзоров В.Я.* Особенности образования россыпей в центральной части Кольского полуострова // *Геология россыпей.* М.: Наука, 1965. С. 250–255.
11. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 234 с.
12. *Горелов С.К., Кудлаева А.Л.* Основные этапы тектонического преобразования крупных форм рельефа Кольского полуострова в фанерозое // *Геоморфология.* 1981. № 1. С. 59–64.
13. *Ананьев Г.С.* Анализ междуречий в морфоструктурных и поисковых целях // *Вестник МГУ. Сер. географ.* 1984. № 3. С. 56–62.
14. *Шарков Е.В.* Интрузивы – грандиозные природные отливки // *Природа.* 1990. № 1. С. 55–61.
15. *Шукин И.С.* К вопросу о древних поверхностях выравнивания в горных странах // *Землеведение.* 1948. Т. 2(42). Нов. серия. С. 128–145.
16. *Сваричевская З.А., Яговкин В.И.* Явления выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана // *Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и географ.* 1966. № 24. С. 15–19.

17. Марков Г.А., Савченко С.Н. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. Л.: Наука, 1984. 140 с.
18. Марков Г.А. Напряженность пород в Хибинских рудниках и ее связь с современными тектоническими движениями земной коры // Исследование строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М.: Наука, 1972. С. 147–152.
19. Панасенко Г.Д. Наклономерные наблюдения на Кольском полуострове. Л.: Наука, 1965. 34 с.
20. Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. 1989. № 2. С. 52–56.
21. Николаев Н.И. Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1966. № 6. С. 397–398.
22. Никонов А.А. Молодые и современные тектонические движения земной коры на Кольском полуострове и смежных с ним районах // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1965. № 6. С. 29–33.
23. Никонов А.А., Панасенко Г.Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. № 1. С. 193–200.
24. Панасенко Г.Д. Землетрясение в Хибинах // Природа. 1956. № 7. С. 42–46.
25. Богданов В.И. Природа части аномального гравитационного поля на Кольском геофизическом полигоне // Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М.: Наука, 1972. С. 56–65.
26. Чебаненко И.И. Сетка планетарных разломов Земли и роль в ее формировании вращательного движения нашей планеты // Тез. V совещ. по проблемам планетологии. Л., 1965. С. 23.
27. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
28. Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли – возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое // Природа. 1978. № 7. С. 22–34.
29. Милановский Е.Е. Расширяющаяся и пульсирующая Земля // Природа. 1982. № 8. С. 46–59.
30. Милановский Е.Е. Пульсационная гипотеза геотектоники, ее становление и значение для понимания закономерностей развития Земли // Научное наследие М.А. Усова и его развитие: очерки по истории геол. знаний. Новосибирск: Наука, 1984. Вып. 23. С. 107–142.
31. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3–20.
32. Орлова А.В. Изменение климата Земли как показатель неравномерной скорости ее вращения // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 50–121.
33. Орлов А.В. Пустыни как функция планетарного развития. М.: Недра, 1978. 160 с.
34. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.
35. Одесский И.А. Роль волнообразных тектонических деформаций в процессе рельефообразования // Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л., 1969. С. 80–84.
36. Одесский И.А. Волновые движения земной коры. Л.: Недра, 1972. 208 с.
37. Бредихин А.В. Узловые морфоструктуры в областях древнего вулканизма (на примере нагорья Джугджур). М.: МГУ, 1988, 169 с. Деп. в ВИНТИ 21.12.88, № 8879-В-88.

Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
28.06.96

## LANDFORMS ORIGIN AT THE CENTRAL PART OF KOLA PENINSULAR (ACCORDING TO VAWEPULSATION HYPOTHESIS OF MORPHOGENESIS)

G.S. ANANYEV

### S u m m a r y

An explanation of regional landforms features of Kola peninsular by undulatory movements of upper part of Earth's crust is proposed. The model of such processes is discussed. The chain of mountains in the middle of the peninsular was formed in Eocene-Pleistocene due to polefugal waves of compression. The regions of extension corresponded to synchronous submeridional waves.