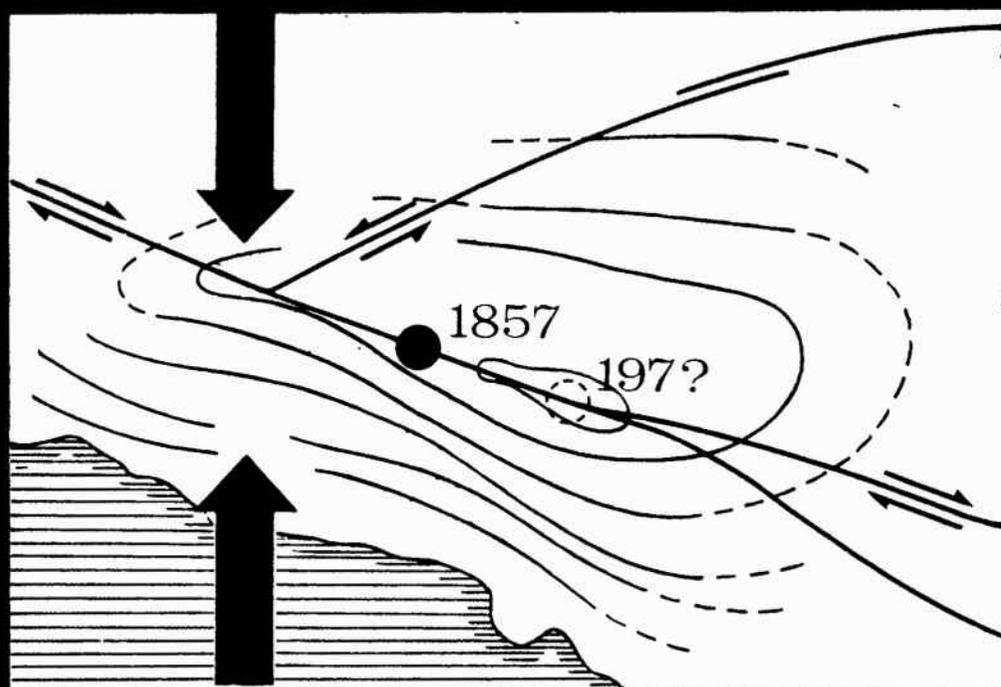


А. А. Никонов

# Голоценовые и современные движения земной коры



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта



МЕЖДУНАРОДНАЯ КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ  
СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ



МЕЖСОЮЗНАЯ КОМИССИЯ ПО ГЕОДИНАМИКЕ

A.A.Nikonov

# Recent crustal movements

---

GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL  
AND SEISMOTECTONIC ASPECTS



PUBLISHING HOUSE • NAUKA •

Moscow 1977

А. А. Никонов

# Голоценовые и современные движения земной коры

---

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •  
Москва 1977

**А.А. И к о н о в.** Голоценовые и современные движения земной коры (Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М. "Наука", 1977 с. 240.

В монографии совместно и взаимосвязанно рассматриваются голоценовые и современные, медленные (вековые) и быстрые (сейсмические), вертикальные и горизонтальные движения. Даются количественные характеристики разных видов движений в пределах платформ, с одной стороны, и подвижных поясов, с другой. Кроме основного фактического материала по Фенноскандии, Средней Азии и Калифорнии, привлечены сравнительные данные по многим другим, сходным в тектоническом отношении регионам. Большое внимание уделено движениям палеоизостатической природы, сейсмотектоническим вопросам, истектоническим и вызванным человеческой деятельностью (техногенным) движениям. Характеризуются вертикальные и горизонтальные движения в областях рифтогенеза и активного вулканизма. Количественные оценки движений рассматриваются с точки зрения проблем современной геодинамики, а закономерности изменения хода движений во времени и в пространстве — с точки зрения тектоники и оценки сейсмической опасности.

Работа характеризует современное состояние формирующегося направления исследований и представляет первую сводку мировых данных по проблеме, которой теперь уделяется большое внимание, в частности в рамках Международного Геодинамического Проекта.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов — геологов, геоморфологов, геофизиков, геодезистов, может быть использована специалистами по смежным разделам географии, океанографии, гидрогеологии и астрономии.

Табл. 22. Илл. 83. Библ. 733 назв.

**Ответственный редактор**  
доктор геолого-минералогических наук  
профессор Г.П. ГОРШКОВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В 30–40-е годы в нашей стране оформилось учение о движениях и структурах неоген-четвертичного времени – неотектоника. В 50–60-е годы активно стало развиваться изучение голоценовых и современных движений земной коры, новое направление в комплексе наук о Земле. Объект исследований этого направления – динамика земной коры (в частном случае, поверхности) в современный период (десятки–сотни лет) геологической истории. Цель исследований – установление планетарных и геологических пространственно-временных закономерностей и особенностей проявлений движений на поверхности Земли, в земной коре и более глубоких оболочках в связи с движениями более ранних геологических эпох.

Голоцен, охватывающий последние примерно 10 тыс. лет, может считаться геологической современностью, так как занимает всего около 0,000016 фанерозойской истории Земли. Значение исследований движений голоцена и современных движений земной коры для познания общих закономерностей геологического развития определяется тем, что именно они могут быть непосредственно измерены и более надежно оценены количественно и прямо сопоставлены с сейсмичностью. Голоценовые и современные движения, изучаемые и измеряемые на поверхности, отражают глубинные движения и процессы в земной коре и литосфере, не доступные непосредственному исследованию. Используя принцип актуализма, мы получаем также возможность более обоснованно восстанавливать проявления и закономерности тектонических движений прошлого, без знания чего невозможно развитие многих различных отраслей геологии, геоморфологии и ряда других наук.

Современная динамика земной коры, а следовательно, и ее поверхности имеет самое непосредственное влияние на хозяйственную деятельность человека и во многих местах таит угрозу сооружениям и населению. В то же время экспансия человечества по планете и возрастание технических возможностей обуславливают воздействие человека на динамику земной коры в отдельных районах. Все это резко повышает требования к познанию закономерностей и количественным прогностическим оценкам текущих и возможных в близком будущем движений земной коры. Насущность этих требований подтверждается практикой изучения современных движений в районах крупных гидротехнических сооружений, при оценке точности государственных геодезических сетей, учете сейсмодислокаций при составлении нормативной карты сейсмического районирования СССР и др.

Наша страна занимает одно из ведущих мест в развитии исследований современных движений земной коры не только по масштабам проводимых работ, но и по их целенаправленности, результативности, глубине методических и теоретических разработок. Не случайно именно в СССР проходили (1968 и 1971 гг.) международные симпозиумы по современным движениям земной коры; в СССР состоялось большее, чем в любой другой стране, число национальных (всесоюзных) совещаний по этой проблеме, труды которых составляют восемь томов: советские ученые (Ю.А. Мещеряков и Ю.Д. Буланже) возглавили Международную комиссию по изучению современных движений земной коры.

Рассматриваемое направление является в наши дни одной из "точек роста" в комплексе наук о Земле. Недаром ему уделено столь серьезное внимание в Международном геодинамическом проекте (1971–1977 г.), принятом Международным геодезическим и геофизическим союзом и Международным союзом геологов. Несмотря на то, что многие коллективы и отдельные исследователи своей плодотворной работой способствуют быстрому накоплению материала по данной проблеме, за последние 10 лет ни в одной стране не появилось обобщающей монографической работы. Поэтому попытка обобщить огромный материал по актуальной в теоретическом и практическом отношениях проблеме является вполне своевременной.

Тенденция развития рассматриваемого научного направления и первые опыты анализа показывают, что интерпретация материалов по современным движениям земной коры имеет несколько аспектов – геодезический, астрономический, геофизический, геолого-геоморфологический. Автор в данной монографии сосредоточил внимание на близких ему по профилю геолого-геоморфологических и сейсмотектонических вопросах.

Методы изучения голоценовых и современных движений достаточно полно изложены в ряде обобщающих работ (Николаев, 1949, 1962; Современные вертикальные движения земной коры, 1958; Мещеряков, 1961а,б, 1965; Рихтер, 1965; Хаин, 1973; Былинская, 1974), и поэтому мы специально на них не останавливаемся.

Как и во всяком направлении *in statu nascendi*, возникают трудности с терминологией, классификацией и методикой интерпретации материала. В работе им уделено значительное внимание (раздел I). В основной части (раздел II) излагается региональный фактический материал, а также его обсуждение и интерпретация. При этом автор стремился к максимально *дифференцированной во времени и пространстве количественной оценке движений*, голоценовых и современных, вертикальных и горизонтальных, медленных и быстрых, и их сопоставлению с сейсмичностью. В монографии подробно рассматривается несколько регионов, выбор которых связан не только с тем, что два из них много лет исследовались автором, но также и со стремлением представить материал по различным в геоструктурном отношении и заведомо тектонически активным областям, к тому же наиболее подробно и комплексно изученным с точки зрения по-

вейших, голоценовых и современных движений, а также сейсмичности.

В разделе III дана краткая характеристика новых данных и современное состояние основных геолого-геоморфологических и сейсмотектонических вопросов, связанных с изучением молодых и современных движений.

Главными среди этих вопросов можно считать следующие: выявление временной неравномерности движений в последние этапы геологической истории и в настоящее время; количественные различия вертикальных движений в разных геоструктурных областях и внутри них; уточнение характера гляциоизостатических движений и их роли в движениях голоцена и настоящего времени; определение типов и величин движений, вызванных техногенной деятельностью человека: количественная оценка роли горизонтальной составляющей движений в подвижных поясах; рассмотрение геологического и геоморфологического значений сейсмотектонических подвижек и их количественные соотношения с сейсмическими показателями; новые возможности уточнения сейсмической опасности по данным о четвертичных, в том числе голоценовых и современных, движениях земной коры совместно с инструментальными, историческими и геологическими данными о землетрясениях.

Рукопись подготовлена в основном к 1973–1974 гг., последние изменения относятся к началу 1976 г. Ограниченность объема книги явилась причиной уменьшения числа ссылок, в основном это касается трудов симпозиумов и сборников.

Исследования автора осуществлялись параллельно с другими исследованиями (с 1964 г.) – в Лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР, сотрудники которой (А.С. Григорьев, О.И. Гущенко, А.В. Михайлова, Д.Н. Осокина, В.В. Степанов, З.Е. Шахмурадова Н.Ю. Цветкова) уделили много времени ознакомлению с рукописью, что позволило существенно улучшить ряд важных разделов. Работы по карте современных движений земной коры Восточной Европы выполнялись совместно или при творческом общении с коллективом геоморфологов Института географии АН СССР (Н.С. Благоволин, Л.Н. Былинская, С.К. Горелов, Д.А. Лилиенберг, Е.Я. Ранцман, Л.Л. Розанов, Л.Р. Серебряный, Л.С. Сетунская, В.А. Филькин, Е.А. Финько).

Кроме того, по тематике настоящей работы автор поддерживал научные контакты, имел плодотворные дискуссии, пользовался конструктивной критикой следующих специалистов и коллег: И.В. Ананьина, И.В. Архипова, В.В. Белоусова, Л.Г. Бондарева, В.И. Бунз, С.С. Воскресенского, Г.П. Горшкова, А.В. Горячева, А.Ф. Грачева, М.Г. Гросвальда, И.Е. Губина, Т.В. Гусевой, П.А. Каплина, Д.Д. Квасова, И.Г. Кисина, П.Н. Кропоткина, В.К. Кучая, Н.Н. Леонова, Ю.Г. Леонова, Л.Г. Никифорова, Н.И. Николаева, Б.А. Петрушевского, Г.И. Рейснера, С.С. Шульца. Незаменимую поддержку автору оказали М.А. Садовский, В.И. Кейлис-Борок, А.Л. Левшин. При подготовке рукописи к печати автор встречал неизменное внимание и содействие ответственного редактора Г.П. Горшкова. Уважение и благодарность автора ко всем этим людям неизменны.

В полевых и камеральных работах автору помогли в разные годы А.И. Амелин, Г.А. Грязнова, С.А. Долинская, Л.А. Ермакова, В.В. Кудряшова, А.А. Ломакин, Т.П. Мальгина, В.Н. Пульников и другие. Всем им автор благодарен.

Работа сильно проиграла бы или вообще не была бы завершена без постоянной помощи, поддержки и критики К.И. Никоновой.

Исследование современных движений земной коры начато автором по инициативе, при добром внимании и активной поддержке Юрия Александровича Мещерякова и Михаила Владимировича Гзовского. Память автора о них светла и постоянна, благодарность к каждому из них глубока и искренна. Автор хотел бы надеяться, что эта книга будет продолжением исследований Ю.А. Мещерякова и М.В. Гзовского в области изучения голоценовых и современных движений земной коры.

ВВЕДЕНИЕ, ТЕРМИНОЛОГИЯ, СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА,  
ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

## Глава 1

## ОБСУЖДЕНИЕ И УТОЧНЕНИЕ ПОНЯТИЙ

Уточнить и разделить такие понятия, как "современные движения", "молодые движения" и "голоценовые движения", необходимо по следующим причинам: недостаточная их определенность и нечеткость терминов, используемых специалистами разного профиля – геологами, геоморфологами, геофизиками, геодезистами, сейсмологами, океанографами и др.: различия в смысловом и временном объеме понятий у разных авторов и даже одного и того же автора в публикациях разных лет; отсутствие общеупотребительных определений в специальных справочных изданиях типа "Геологического словаря" и "Большой Советской Энциклопедии".

Долгое время словосочетание "современные движения земной коры" не выражало определенного понятия и, следовательно, употреблялось как термин свободного пользования. Большинство отечественных геологов под "современными" понимали движения четвертичного периода или его части (Николаев, 1948а; Белоусов, Гзовский, 1954; Гзовский, 1957, 1963; Щукин, 1960). Такое понимание до сих пор встречается во многих региональных геологических работах.

В.А. Обручев ввел понятие "юных" движений, а затем предложил произвольно употреблявшиеся термины "новые", "новейшие", "молодые", "современные" движения заменить новым термином "неотектоника" (Обручев, 1963). Понятие "новейшая тектоника" узаконено С.С. Шульцем в предвоенные годы (Шульц, 1948). Н.И. Николаев под неотектоникой понимает "учение о различных тектонических процессах и обусловленных ими структурных формах, образовавшихся в неоген-антропогеновое время и определяющих основные черты современного рельефа поверхности земного шара" (1962, стр. 15). Это понимание очень широко распространено в отечественной литературе.

За рубежом до настоящего момента отсутствует единое понимание и подразделение движений во времени. В этом убеждает обзор тематики и конкретного содержания международных сборников и докладов на международных симпозиумах (Lebendige Tektonik, 1955; Живая тектоника, 1957; Annales Acad. Sci. Fenn., 1966; Проблемы современных движений земной коры, 1969; Recent Crustal Movements..., 1971). Не встретились в иностранной литературе и публикации, которые содержали бы попытки дать четкие и развернутые определения понятий и упорядочить терминологию.

В отечественной литературе давно появились попытки упорядочения терминологии и определения понятий. Эта работа осуществлялась на основе двух подходов – методического и возрастного.

**Методический подход.** Первую попытку различать новейшие и современные движения сделал И.П. Герасимов, который предложил в основу их подразделения положить не "стратиграфические" показатели, а принципы методического характера, т.е. "современными тектоническими движениями" называть те движения, которые изучаются при помощи прямых (непосредственных) сейсмологических, астрономических, геодезических, гидрологических и т.п. наблюдений, фиксирующих движения настоящего времени". Под новейшей тектоникой И.П. Герасимов подразуме-

вает "те тектонические проявления, для установления и изучения которых применяются геолого-геоморфологические методы" (Герасимов, 1950, стр. 233).

Такой подход вполне разделял и развивал Ю.А. Мещеряков (1961а, 1965). Отмечая, что на практике "бывает трудно провести вполне определенную грань... между движениями новейшими и современными", он во всех случаях считал необходимым придерживаться основного методического принципа. "Тектонические проявления, установленные по историческим источникам, как и по результатам повторного нивелирования, уровнемерных наблюдений, следует относить к современным движениям. Тектонические проявления, установленные геолого-геоморфологическими методами, хотя бы и для очень близких к нашей эпохе отрезков времени, следует относить к категории новейших движений, но непременно с такими уточнениями: позднеголоценовые, движения второй половины голоцена, движения послелиторинного времени и т.д." (Мещеряков, 1965, стр. 101). Движения голоценовые и послеледниковые Ю.А. Мещеряков (1961а,б, 1965) называл молодыми и склонен был выделять не только из современных, но и из новейших. Близкое употребление понятий, но без четких определений, находим у С.С. Шульца (1967), Ю.А. Косыгина (1969), Л.Н. Былинской (1974).

Однако предложенный И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым принцип и данные ими определения не представляются удовлетворительными, если иметь в виду разграничение движений голоцена (около 10 тыс. лет) и настоящего времени.

Во-первых, почти ни один из инструментальных методов, которые дают возможность рассчитывать дискретные значения относительного изменения положения точек поверхности, не измеряет современные движения "непосредственно", т.е. ход движений не отсчитывается на шкале прибора. И в этом смысле применительно к современным быстрым движениям сейсмического и вулканического характера (которые обычно упускаются из виду) геоморфологический метод мало чем отличается от "прямых", "непосредственных".

Временной интервал, определяемый понятиями исторического времени и периода "непосредственных" измерений, также оказывается весьма неопределенным. "Современные" движения по историческим источникам, если иметь в виду письменные документы, в отдельных случаях фиксируются в Европе с первых веков до н.э., в Азии — с IX в. н.э., а в Америке — с XVIII–XIX вв., т.е. с разницей в 1–2 тыс. лет. Если же к историческим отнести и археологические материалы (как это делают историки), то к "современным" в ряде случаев отойдут движения, отделенные от нас многими тысячелетиями, т.е. заведомо голоценовые.

Вместе с тем использование инструментальных методов в ряде случаев выходит далеко за пределы настоящего времени, т.е. жизни нескольких поколений, позволяя определять величину движений в пределах столетий и тысячелетий. Так, астрономически определяемое изменение азимутов сторон основания египетских пирамид позволяет судить о вращательных движениях Северной Африки за последние 4 тыс. лет. Геодезическим и океанографическим методами можно измерять подвижки земной поверхности, сопровождавшие катастрофические извержения и землетрясения прошлых веков и тысячелетий, так же как медленные движения за столетия и тысячелетия на берегах водоемов.

Во-вторых, быстрые сейсмические и вулканические движения при жизни последних поколений могут изучаться (и действительно изучаются) не только инструментальными, но и геолого-геоморфологическими методами. Например, опускание на десятки метров в заливе Провал в 1862 г. на юго-восточном берегу оз. Байкал, изменения высот на отдельных островах Средиземноморья — на 0,8 м в 1891 г. на о. Пантеллерия, на 65 м с 1822 по 1892 г. на о. Пальмаролла, изменение глубин и высот морского берега во время катастрофических землетрясений — Чилийского 1960 г. до 8 м и Алякинского 1964 г. до 13 м<sup>1</sup>. Разрабатываются геоморфологические (гидролого-геоморфологические) методы изучения медленных движений

<sup>1</sup> Многочисленные примеры можно найти в сводках по геологии и сейсмичности (Scott, 1937; Горшков, Якушова, 1973, и др.).

за десятилетия и столетия. В труднодоступных местах, в том числе под водой, современные геодезические методы имеют значительно меньшие возможности, чем геолого-геоморфологические.

Развернутая критика методического подхода дана В.Г. Рихтером (1965), который справедливо отметил, что при этом "какое-либо поднятие может оказаться новейшим, молодым или современным в зависимости от применяемых методов изучения". Действительно, если завтра произойдет крупная подвижка участка земли во время землетрясения и мы измерим ее только по геоморфологическим признакам, она не перестанет от этого быть современной и не перейдет в разряд новейших.

**Возрастной подход.** Такой подход присущ специалистам в области тектоники — В.В. Белоусову (1954), Н.И. Николаеву (1962), В.Е. Хаину (1973), Г.П. Горшкову и А.Ф. Якушовой (1973). Первенствующим в выделении движений в этом случае служат не методы их изучения, а время проявления.

Развернутое изложение этого принципа мы находим во втором издании "Общей геотектоники" В.Е. Хаина (1973, стр. 55): "Под современными тектоническими движениями понимаются движения земной коры, проявившиеся в историческое и проявляющиеся в настоящее время и поддающиеся непосредственными, в том числе инструментальным, наблюдениям. Точнее, под современными движениями удобно понимать движения последних шести тысяч лет, в течение которых уровень океана относительно стабилизировался. Период современных движений в указанном понимании совпадает с историческим периодом развития человечества; к их изучению применимы, следовательно, не только геодезические, но и историко-археологические методы".

Естественны и правомерны попытки и других специалистов этой группы определить нижнюю возрастную границу рассматриваемых движений. Предложение Н.И. Николаева (1965) ввести подразделение на "современные движения" продолжительностью несколько десятилетий и на "современную тектонику" за период 10–12 тыс. лет по существу правильно, но неудобно из-за одинакового звучания разных понятий и возможной путаницы.

В.Г. Рихтер (1965, стр. 13) предлагает "принять за нижнюю границу современных тектонических движений начало голоцена, т.е. под современными движениями следует подразумевать движения, происходившие на протяжении последних 9000–11 000 лет..., что оправдано теми изменениями, которые произошли в физико-географической среде на нашей планете за послеледниковый период".

Эти предложения вполне резонны с точки зрения геологической и палеогеографической и могли бы быть приняты, если бы речь шла о природном феномене, изучаемом только специалистами-геологами, геоморфологами, физико-географами с помощью специфических методов исследования.

Однако мы должны обратить особое внимание на специфику движений за десятилетия, годы и более короткие промежутки времени, когда движения могут быть действительно изучены главным образом (но не исключительно!) инструментальными методами. Иными словами, остается необходимость выделять внутри голоценового времени ближайший к нашему времени отрезок, меньший, чем любое из существующих геологических подразделений.

В качестве затрудненного случая подразделения движений, определяемых комплексом методов, могут быть рассмотрены движения в Поццуоли, Италия (см. Никонов, 1974а). На этом давно обжитом вулканическом участке знакопеременные движения фиксируются различными методами — геологическим, археологическим и историческим, последним — начиная со 2 в. до н.э. Океанографический метод здесь применяется с 1898 г., геодезический — с 1953 г.

Какими называть движения этого участка за последние 2200 лет? Согласно большинству авторов — современными, поскольку они относятся к историческому времени и поддаются непосредственным наблюдениям. С геологической позиции, строго говоря, движения последних тысяч лет несомненно принадлежат голоцену и могут считаться молодыми. Считать движения последних 2200 лет современными,

а предшествующие молодыми, т.е. разделять геологические процессы лишь потому, что мы не можем их восстановить целиком (на данном участке и при данной степени изученности), несомненно, было бы совершенно искусственным, навязанным природе. Ни по характеру проявления, ни по методам изучения невозможно также и естественное разделение движений последних 2200 лет на молодые и современные, хотя они и поддаются изучению, в том числе геоморфологическими методами. Подразделение по времени начала инструментальных измерений также в данном случае было бы искусственным и неоднозначным.

Иными словами, любой вариант вынуждает нас в этом случае (показательном, но вполне рядовом), если мы хотим подразделять движения и выработать твердые понятия, навязать природе свое, удобное нам подразделение и понимание.

По нашему мнению, вся сумма имеющихся в настоящее время данных показывает (и никто из исследователей этого не оспаривает), что в рассматриваемых временных рамках порядка 10 000 лет движения по своей природе и характеру не могут быть подразделены сколько-нибудь определенно естественным образом. Как мы видели, движения не могут быть строго подразделены и по методам исследования. Все рассмотренные подразделения являются в той или иной мере искусственными и употребляются в целях удобства исследования и отдельных исследователей. Рассчитывать на то, что граница подразделений может быть установлена с точностью в сто лет или более, трудно. Иначе говоря, в настоящее время вряд ли может быть предложен другой критерий подразделения, чем целесообразность и договоренность исследователей.

С точки зрения автора, эта цель будет достигнута, если подразделение: 1) не противоречит общепринятым геохронологическим и геологическим подразделениям, 2) применимо для различных в геолого-геоморфологическом отношении, по степени и времени освоения и изученности территорий и в принимаемых пределах времени, 3) удобно для использования различных, прямых и опосредствованных, качественных и количественных, методов.

Исходя из этого автор считает наиболее приемлемым подразделение движений последних примерно 10 000 лет (голоцен) на голоценовые и современные или, может быть, точнее, выделение современных движений из голоценовых.

*Условимся называть современными движениями земной коры движения и деформации на поверхности Земли и в ее недрах (земной коре) под воздействием внутриземных и внешних относительно литосферы причин, происходящие в настоящее время и последние несколько сотен лет. Нижний возрастной предел не может быть строго ограничен, но, поскольку сознательное изучение явления началось в XVIII в. и для многих районов накоплены данные за 100–200 лет, эта продолжительность представляется удобной. Длительность движений, доступная измерениям существующими методами, не меньше секунд или долей секунды, поэтому пределы длительности современных движений принимаем равными  $10^{-8}$ – $10^2$  лет.*

*Движения земной коры, происходившие в интервале от первых сотен и примерно до 10 000 лет ( $10^2$ – $10^4$  лет), которые могут изучаться главным образом геолого-геоморфологическими методами, будем называть голоценовыми. Название "молодые" может быть употребляемо в качестве синонима голоценовых, послеледниковых (как делают многие, в том числе и автор, вслед за Ю.А. Мещеряковым (1961б)) либо в качестве термина свободного пользования.*

Фактически предлагаемое понимание очень близко большинству исследователей-практиков и, следовательно, не вызовет ломки существующей практики накопления и обобщения материала. Предлагаемый временной объем понятия "современные движения" близок к таковому Ю.А. Мещерякова, особенно в последней его работе (Artyushkov, Mescherikov, 1971), но покоится не столько на специфике методов изучения и геолого-геоморфологических особенностях их проявления, сколько на удобстве изучения, измерения и рассмотрения явлений.

Понятие о тектонических движениях вообще, опыты их классификации и связанные с этим трудности охарактеризованы в ряде капитальных исследований и статей последних лет (Белоусов, 1954; Николаев, 1965; Косыгин, 1969; Михайлов, 1971; Хаин, 1973, и многие другие).

Тектоническая природа новейших, четвертичных и молодых движений несомненна, поскольку результаты этих движений запечатлены в доступных изучению осадочных толщах и структурах земной коры. Установить природу современных движений, в частности в малоподвижных областях, значительно труднее, так как здесь мы обычно имеем дело с многофакторным и текущим процессом, геологический результат которого либо еще не накопился, либо столь мал, что не распознается геологическими и геоморфологическими методами.

При рассмотрении современных движений необходимо решить вопрос о различии движений земной поверхности и земной коры – вопрос, который является частью проблемы выявления тектонических движений или определения их природы и классификации. Проблема эта весьма сложна ввиду тесного взаимодействия как оболочек внутри твердой Земли (осадочных слоев, кристаллических пород земной коры, астеносферы и мантии), так и литосферы в целом и гидросферы, атмосферы и даже биосферы, не говоря уже о планетарно-космических прямых или опосредствованных воздействиях на каждую из этих оболочек.

Строго говоря, движения, определяемые только с помощью инструментальных методов, мы правомочны считать лишь движениями поверхности, на которой они и измеряются<sup>1</sup>. Не будь несомненных геолого-геоморфологических и частью геофизических признаков и методов определения движений геологического прошлого и современных, мы вряд ли могли бы вообще судить о движениях земной коры по результатам инструментальных измерений поверхности.

Существуют следующие прямые (не от противного) доказательства тектонической природы современных движений: 1) различия интенсивности и контрастности современных движений в тектонически активных (геосинклинали и активизированные зоны земной коры) и в относительно стабильных (платформы) районах; 2) вообще прямое во многих случаях соответствие современной тектонической подвижности геоструктурным зонам и отдельным геологическим структурам, в том числе на обширных площадях, где отсутствует осадочная оболочка; 3) соответствие во многих регионах распределения современных движений положению и характеристике геофизических полей (полю силы тяжести, тепловому потоку, полю напряжений и др.); 4) наличие современных горизонтальных движений, объяснить которые иначе, как тектоническими причинами, невозможно; 5) наличие во многих случаях тесной пространственной и временной связи современных движений с землетрясениями и вулканическими проявлениями.

Все эти данные в значительной мере обобщены в опубликованных работах (Мещеряков, 1963, 1965, 1973; Гзовский, 1963, 1975; Гзовский, Никонов, 1968, 1969, 1973; Донабедов, Сидоров, 1968, 1973; Гофштейн и др., 1971; Сильдвэз, 1973; Никонов, 1974а; Artyushkov, Mescherikov, 1971). Часть их приводится в дальнейшем изложении. Но и использование комплекса признаков и методов (что далеко не всегда возможно и не всегда применяется) лишь в отдельных случаях позволяет установить, имеем ли мы дело с движениями коры или поверхности (поверхностного слоя). Для облегчения попыток выделения и оценки тектонических движений первостепенное значение имеет их правильное подразделение.

Известны подразделения современных движений на региональные и локальные, вертикальные и горизонтальные, медленные и быстрые, экзогенные и эндогенные, тектонические и нетектонические.

<sup>1</sup> Отдельные факты измерений в горах выработках не меняют положения по причине неразработанности этого вопроса и незначительной глубины (сотни метров – километр) проникновения человека в недра по сравнению с мощностью земной коры (30–70 км).

По объему и площади охватываемых ими частей Земли современные движения, как и более ранние движения и тектонические структуры, вероятно можно разделять на глобальные, региональные, зональные и локальные, как частично и делают многие авторы (Николаев, 1965; Гзовский, Никонов, 1968, 1969; Гофштейн и др., 1971; Солоненко, 1973а; Хаин, 1973). Однако имеющийся материал по современным и голоценовым движениям заставляет нас в большинстве случаев ограничиться рассмотрением *региональных* и *локальных*. Региональные движения, свойственные территориям порядка сотен и тысяч километров в поперечнике или в длину, охватывают плиты или щиты, синеклизы и антеклизы на платформах, мегантиклинории и мегасинклинории в подвижных поясах. Локальными считаются движения на участках шириной менее 100 км, связанные с глубинными или внутрипокровными складками и зонами разломов. В случаях большого протяжения зон может быть нужно выделять зональные движения.

Подразделение по направленности движений на *вертикальные* и *горизонтальные* имеет основание и смысл лишь постольку, поскольку речь идет о преобладании в количественном выражении той или другой компоненты и об удобстве их изучения или рассмотрения. Практически мы обычно не в состоянии определить полный вектор смещений, а можем измерить лишь составляющие движений в вертикальной плоскости. Лишь в отдельных районах синхронно измеряются смещения как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскостях. Поэтому мы вынуждены пользоваться упрощенным представлением о существенно вертикальных и существующим горизонтальных движениях, пытаюсь разделить их по количественно преобладающим направлениям смещений, так же как это делается в последних работах по тектонике (Михайлов, 1971; Хаин, 1973). Это подразделение необходимо, но условно.

Получило распространение также подразделение движений по временному (скоростному) признаку на *медленные* и *быстрые* (бради- и тахисейсмические Б. Голицына) (И.В. и Д.И. Мушкетовы, 1935; 1937; Мещеряков, 1963). Кроме медленных (вековых) и быстрых (сейсмических) движений за счет внутриземных причин Ю.А. Мещеряков выделял короткопериодические колебания коры и поверхности, связанные с внешними космическими и гидрометеорологическими воздействиями. Это подразделение весьма условно, и чем больше углубляются наши знания о современных движениях, тем меньше оно отвечает действительной картине динамики движений. Относительность такого подразделения особенно ясно обнаружилась после того, как было установлено применительно к тектонически, вулканически и сейсмически активным районам (Мещеряков, 1968, 1973; Boulanger et al., 1970; Никонов, 1971; 1974а; Lensen, 1971; Fujii, 1973) существование коротких периодов резко повышенной скорости на фоне длительных периодов с ее низким значением и во многих случаях постепенность изменения скорости. Стремясь к максимальной дифференциации движений по временному (скоростному) характеру их проявления, мы тем не менее в ряде случаев не можем отказаться от подразделения движений на медленные и быстрые.

Казалось бы, наиболее естественным и простым было бы подразделение движений на *эндогенные* (тектонические), т.е. движения земной коры, и *экзогенные* – гидротермические, атмосферные, антропогенные (поверхностные). Так делает большинство исследователей (Николаев, 1960, 1962; Мещеряков, 1963; Певнев, 1968; Лилиенберг, Сетунская, 1969; Леонтьев, 1963, 1969). Однако эта простота лишь кажущаяся и не проясняет вопроса.

Во-первых, далеко не все движения земной коры (и даже, вероятно, верхов мантии) вызваны исключительно эндогенными причинами. Ледниковые покровы возбуждали и приводили в движение земную кору на всю ее толщину и до сих пор на огромных площадях суши и частью морского дна обуславливают современные движения земной коры. То же самое можно сказать о влиянии на движения земной коры увеличения и уменьшения объема внутренних морей (например, современное поднятие поверхности на 120 мм за 1928–1957 гг. в результате понижения уровня и отступления Каспийского моря – Леонтьев, 1963), создания искусственных водохранилищ (см. далее) и накопления осадков на поверхности в одних местах и денудационного сноса в других (Бронгулеев, 1971; Асеев и

др., 1974). По расчетам В.В. Бронгулеева, для начала движений требуются нагрузки в первые десятки килограмм на квадратный сантиметр, если рассматривать территории поперечником в тысячи – десятки тысяч километров. Все названные процессы являются несомненно экзогенными, внешними по отношению к земной коре, а между тем непосредственно воздействуют на ее движения, в том числе и современные.

Во-вторых, трудности различения эндогенных и экзогенных движений можно показать на примере соляной тектоники. Известно, что соляные купола (штоки) могут проникать на поверхность из глубин (протыкая чехол осадочных отложений) от нескольких сотен метров до 9–14 км и иметь диаметр до 100 км (Косыгин, 1969; Хаин, 1973). Измеряя рост куполов на поверхности; в частности геодезическими методами (скорости от долей миллиметров до 12,5 мм/год), мы, казалось бы, несомненно фиксируем эндогенные тектонические движения. Между тем воздымание куполов и возникновение вокруг них компенсационных мульд связаны с выдавливанием относительно легких соленосных толщ под давлением вышележащих осадков. Во всяком случае, на платформах в таких участках, как Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкая синеклиза и Польско-Германская впадина, это – единственный фактор, тогда как в областях активизации складко- и горообразования (Афгано-Таджикская впадина, Предкарпатье, Закарпатье) он может быть усугублен действительно эндогенными причинами – боковым давлением, наличием разломов и трещин, активизацией тектонических движений и т.д. Таким образом, даже внутрикоровые, казалось бы, заведомо эндогенные и даже активные современные движения могут быть по сути экзогенными, а в других условиях те же движения являются и эндогенными. Но даже если поднятие соли с глубин в несколько километров считать эндогенными движениями, изменения отметок реперов на соляном куполе на 1–4 мм/год нельзя считать исключительно следствием движений на глубине, поскольку они могут быть обусловлены нарастанием вторичного кепрока или его размывом в условиях временно повышенной влажности (Певнев, 1968).

Сочетание эндо- и экзогенных сил характерно также для гравитационного складкообразования и его проявления в современную эпоху как на поверхности, так и в толще отложений.

Следовательно, мы должны прийти к выводу о неудовлетворительности подразделения современных (и голоценовых) движений на эндо- и экзогенные. Во всяком случае, такое деление не помогает выявлению поверхностных движений, поскольку многие виды движений, называемых экзогенными, воздействуют не только на поверхность, но и сложно сочетаются с эндогенными движениями в глубине земной коры.

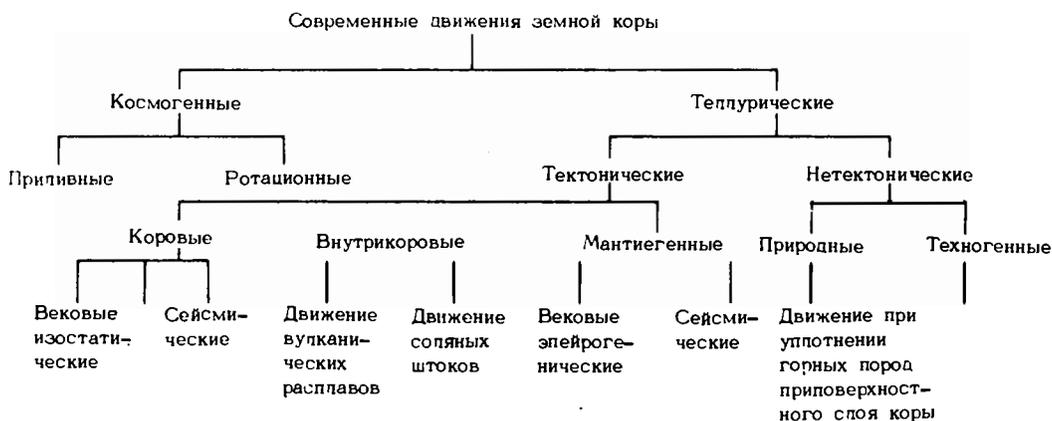
Относительно последовательной и полной является классификация современных движений, данная И.Д. Гофштейном (Гофштейн, 1971; Гофштейн и др., 1971). Он справедливо поставил вопрос о разграничении современных движений земной коры и земной поверхности, хотя не рассмотрел его подробно. В его классификации (табл. 1) современных движений земной коры движения космогенные справедливо отделяются от внутриземных (теллурических), а последние подразделяются на тектонические и нетектонические движения земной поверхности. Однако дальнейшее подразделение тектонических движений на коровые, внутрикоровые и мантиегенные не полно и не вполне отчетливо: не ясно, что такое "дислокационные движения" и почему они выделены только в коровых, в то время как сейсмические – в коровых и мантиегенных, но не во внутрикоровых; движения нетектонические разделены уже по признаку глубинности.

Упомянутые опыты подразделения и классификации современных движений не являются вполне удовлетворительными, так как оторваны от тектонической классификации, в недостаточной мере учитывают принцип глубинности и масштабности проявления движений.

В значительной мере указанные недостатки преодолены в общей классификации тектонических движений Н.И. Николаева (1962), которая, однако, представляется слишком сложной, но одновременно недостаточной применительно к современным

Таблица 1

Классификация современных движений земной коры, предложенная И.Д. Гофштейном (1971)



движениям. Позднее Н.И. Николаев (1965), рассматривая преимущественно современные движения, дал более простую классификацию, выделив регионально или глобально действующие, условно названные "собственно тектоническими", связанные с внутриземными и планетарными процессами, и локальные, включающие эндолитогенный компонент, пластические перемещения пород, движения, связанные с землетрясениями. Такое подразделение, во многом справедливое, однако, не отвечает нашей главной цели — попытке разделения тектонических—нетектонических и проявляющихся на разных уровнях глубинности движений, а также недостаточно связано с общей тектонической классификацией.

Наиболее логичной и подробной в этом отношении представляется классификация В.Е. Хаина (1973), за основу которой взят критерий глубины заложения движений и структур в коре и мантии, тесно связанный с типом движений и масштабом создаваемых структур. Применительно к современным движениям дополнительные трудности генетической классификации обусловлены существованием видов движений, обязанных не только внутриземным и космическим причинам, но и комплексным влиянием внешних оболочек Земли — гидросферы и атмосферы.

Большое значение имело бы надежное подразделение движений на *тектонические* и *нетектонические*, но и оно вызывает определенные трудности (Белоусов, 1954). В "Справочнике по тектонической терминологии" (1970) под "тектоническими" понимаются движения, "связанные с перемещением материала Земли под влиянием внутренних сил, в том числе и силы тяжести, и вызывающие изменение форм залегания горных пород". Это определение исключает из разряда тектонических движения изостатического характера в результате поверхностных нагрузок, как бы глубоко они не воздействовали на вещество Земли и его перемещение. Приведенное определение не охватывает также движений вследствие поверхностного перераспределения масс горных пород, которым (движениям) в последнее время уделяется все большее внимание (Бронгулеев, 1971; Асеев и др., 1974). Внешние оболочки Земли (гидросфера, атмосфера) настолько тесно взаимодействуют с внутренними, что, по-видимому, неверно было бы ограничиваться в поисках причин движений литосферы исключительно ею самой.

Другое, по нашему мнению, более точное определение гласит: "Движения тектонические — механические (в основном) перемещения в земной коре и в верхней мантии, вызывающие изменения структуры геологических тел" (Геологический словарь, т. 1, 1973, стр. 208).

Может быть, более верным будет, однако, расширенное понимание тектонических движений как движений (при пластических, упругих, вязких и блоково-разрывных деформациях) в результате перемещения материала твердой оболочки Земли под

влиянием планетарно-космических сил (гравитация, ротация), внутренних физических и физико-химических процессов и геологически значимых изменений физико-географической оболочки Земли.

При таком понимании к тектоническим можно отнести: 1) глубинные, или первично-тектонические движения, зарождающиеся в мантии за счет изменений минерального состава, фазовых превращений вещества, изменений плотности и температуры, и 2) коровые по преимуществу, или вторично-тектонические движения. К последним можно отнести все виды изостатических движений, в том числе и гляциоизостатические, магматические (вулканические), сейсмические, гравитационно-пластические (выдавливание соли, глины и т.п.). При таком понимании к тектоническим очень близки и распространяющиеся в земной коре техногенные движения.

Некоторые виды тектонических движений, казалось бы исключительно внутриземной природы, испытывают прямо или косвенно воздействие и космических факторов. Хорошо известны, например, совпадения периодической активизации сейсмических и вулканических процессов с проявлениями солнечной активности. Такого рода факты подчеркивают сложность причин современных движений и относительность подразделений движений по генетическому признаку, как это отмечалось уже Н.И. Николаевым (1962, 1965).

Среди движений нетектонической природы можно выделять гидротермические и гидрометеорологические, гидросологические (флюидодинамические), литогенные. Они захватывают осадочную оболочку или только верхние ее части и могут быть краткосрочными или сезонными — под действием замерзания и оттаивания грунтов, прохождения циклонов, выпадения атмосферных осадков; многолетними и вековыми — в результате внутривековой и многовековой изменчивости увлажнения, цикличности атмосферной циркуляции и др.

Приведенное подразделение, по-видимому, может считаться лишь феноменологическим, так как мы до сих пор не располагаем достаточным материалом о причинах движений и не можем создать их надежную генетическую классификацию.

Используя при дальнейшем изложении проведенное подразделение, автор попытался в ряде случаев обосновать путем выявления характера, условий, глубины проявления и количественных характеристик разных видов движений их генетическую принадлежность и различия.

Таким образом, измеряемые на поверхности современные движения являются отражением сложно интерферируемых движений разного генезиса и глубины зарождения, разной интенсивности и периодичности. Приходится констатировать невозможность точного разделения современных движений поверхности и земной коры. Исключительно поверхностными, грунтовыми и подповерхностными, захватывающими верхнюю часть осадочного слоя, являются только гидротермические, между тем как все остальные виды, даже среди группы нетектонических, как будет показано, захватывают земную кору на ту или иную глубину. В этих условиях задача количественного выделения движений собственно тектонической, глубинной, природы представляется необычайно сложной и при настоящей степени изученности разрешимой главным образом в отдельных тектонически наиболее подвижных регионах.

### Глава 3

#### **СТЕПЕНЬ ИЗУЧЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ И ЗАДАЧИ НАСТОЯЩЕЙ РАБОТЫ**

Если до 30-х годов нашего века многие ученые были уверены в том, что движения земной коры закончились альпийским циклом тектогенеза, т.е. в третичный период, то в настоящее время ни у кого из исследователей не вызывает сомнения факт продолжения тектонических движений в четвертичном периоде, в том числе и в голоцене, до настоящего времени.

Первые несомненные свидетельства научного характера об относительном движении суши и моря, как известно, были получены на берегах Балтийского моря. Эти наблюдения относятся еще к XVII–XVIII вв. и связаны с именами известных естествоиспытателей того времени – Цельсия, Линнея, Л. фон Буха и др. (см. Николаев, 1948б; Рихтер, 1965). В XVIII–XIX вв. сходного характера наблюдения появились и на берегах других омывающих Европу морей (Ляйель, 1866; Scott, 1937).

Более точные и охватывающие внутренние части континентов количественные данные о современных движениях земной коры стали появляться с развитием сети геодезического нивелирования. Более 100 лет назад, в 1867 г., Европейская геодезическая ассоциация впервые указала на повторение нивелировок через некоторые промежутки времени как средство выявления вертикальных движений земной коры. Научные основы производства и использования повторного нивелирования в СССР были заложены Ф.Н. Красовским еще до Отечественной войны и в дальнейшем разработаны А.А. Изотовым. Однако даже в 1948 г. В.В. Данилов (1948) вынужден был констатировать после обзора зарубежных данных, что "попытки выявить повторными высокоточными нивелировками региональные высотные движения земной коры не дали сколько-нибудь уверенных результатов как в силу значительных систематических ошибок наблюдений, особенно в старых нивелировках, так и в силу малонадежной закладки нивелирных реперов и марок".

За прошедшие десятилетия положение коренным образом изменилось.

Еще 20–25 лет назад ошибки высокоточного нивелирования достигали  $\pm 1$  (1–2) мм/км (Мещерский, 1970; Энтин и др., 1973). В настоящее время при нивелировании I класса крупных линий и полигонов Европейской части СССР достигнута высокая степень точности измерений, характеризующаяся по данным ЦНИИГАиК случайной ошибкой  $\pm (0,24–0,27)$  мм/км и систематической  $\pm (0,04–0,05)$  мм/км.

Имеются, однако, данные о несколько более низкой точности нивелирования I класса в СССР, а именно 0,45 мм/км (Крюков, 1973) и 0,6 мм/км (Мещерский, 1970; Крупен, 1970; Энтин и др., 1973; Мещерский, 1973). На отдельных полигонах величина случайной ошибки также находится в пределах 0,3–0,5 мм/км (Торим, 1973; Индриксон, 1973; Богданов и др., 1972).

Высокая точность нивелирных работ видна также из их сравнения с зарубежными. Случайная ошибка линий высокоточного нивелирования на 1 км хода оценивается по странам следующими величинами: ФРГ  $\pm 0,28$  мм, Финляндия  $\pm 0,32$  мм, Дания  $\pm 0,42$  мм, Швеция  $\pm 0,54$  мм, Италия  $\pm 0,57$  мм (см. Кашин, 1968); по другим данным точность значительно меньше (Мещерский, 1973).

Точность вывода значений современных тектонических движений зависит не только от расчетной средней точности геодезических измерений, но также от накопления систематических ошибок на протяженных линиях, от точности определения среднего уровня моря, принимаемого обычно за уровень относимости, и влияния нетектонических процессов.

На побережьях перемещения суши относительно уровня Мирового океана обнаруживаются во многих местах при специальной обработке уровнемерных наблюдений. Величина средней ошибки определения скорости движений, по уровнемерным данным, на основных мареографических пунктах, как правило, не превышает теперь  $\pm 0,3–0,4$  мм/год (Победоносцев, 1973б).

Расчитанные геодезистами путем уравнивания точности определения скорости движений составляли  $\pm 2,0$  мм/год в 1956 г. (Современные вертикальные движения..., 1958),  $\pm 0,7–1,1$  мм/год в 1963 г. (Синягина, 1963; Матцова, 1963) и  $\pm 0,3–2,6$  мм/год для узловых пунктов карты 1971 г. (Энтин и др., 1973). Для отдельных участков Прибалтики и Украины с радиусом в 10 км случайная составляющая ошибок не превышает 0,5–0,8 мм/год (Панкрушин, 1973). По расчетам Ф.М. Урманцева (1970), точность определения скорости движений на линии в 100 км, повторенной через 20 лет, составляет 1 мм/год с 70%-ной достоверностью и 2 мм/год с 95%-ной достоверностью.



Р и с. 1. Схема вертикальных современных движений Северной и Восточной Европы. Составил Д.А. Лилиенберг по карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы 1971 г. под ред. Ю.А. Мещерякова

1 – изолинии скоростей движения, мм/год; 2–5 – области поднятий: 2 – наиболее интенсивных (более +10 мм/год), 3 – интенсивных (+6 ÷ +10 мм/год), 4 – умеренных (+4 ÷ +6 мм/год), 5 – слабых (0 ÷ +4 мм/год); 6–8 – области опусканий: 6 – слабых (0 ÷ –2 мм/год), 7 – умеренных (–2 ÷ –6 мм/год), 8 – интенсивных (свыше –6 мм/год). Жирные линии – границы докембрийских щитов

Огромная заслуга в использовании инструментальных методов для определения и научного анализа современных движений земной коры в СССР принадлежит Ю.А. Мещерякову. Серьезное усовершенствование и резкое расширение использования геодезического, океанографического и геолого-геоморфологического методов за последние десятилетия позволило перейти от выяснения движений отдельных пунктов земной поверхности через изучение протяженных линий к площадной характеристике современных движений (рис. 1). Для карты современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР и Кавказа точность геодезических измерений, увязанных с уровнемерными данными (24 пункта), считается достаточной для проведения изолиний скорости через 2 мм/год, хотя геодезисты указывают на неодинаковую точность основы, местами выходящую за указанные пределы (Энтин и др., 1973; Корокина, 1973). Несомненно

также, что в ряде случаев уравнивание полигонов, особенно межнациональных сетей на карте Восточной Европы (Карта современных вертикальных движений..., 1973), значительно снизило исходную точность выведенных значений скорости (Лилиенберг и др., 1972). Причины неточности составленной карты на отдельных участках могут заключаться в недоучете техногенных воздействий. В то время как отдельные ненадежные знаки или их группы исключаются из обработки, этого нельзя с уверенностью сказать об участках опускания (чаши оседания) в крупных городах и портах. Наоборот, в ряде портов (Таллин, Одесса), с доказанным или вероятным погружением в результате изменения человеком природной среды, футштоки приняты за опорные для расчетов скорости движений на обширных пространствах континента. Возможны, но совершенно не исследованы неравномерные оседания реперов вместе с вмещающим грунтом вдоль линий интенсивных динамических нагрузок, особенно железных дорог с напряженным грузооборотом (Леонтьев, 1969).

Искажения рассчитанных величин скорости возможны из-за резкого изменения точности измерений на стыках линий повторного нивелирования разных лет, особенно на бывших государственных границах. Таким образом объясняют появление на картах отрицательных движений на западе Белоруссии (Леонтьев, 1969). Другая причина может крыться в разрывах (хотя и немногочисленных) линий повторного нивелирования, чем объясняют, например, необычно высокие для платформы значения скорости (до 10 мм/год) части Украинского шита (Сомов, 1974а), где уточненные по новым данным значения достигают лишь 5 мм/год (Бондарук и др., 1973).

Названные помехи в выявлении движений частично могут быть устранены в дальнейшем, однако имеются и такие факторы, влияние которых с той или иной степенью уверенности предполагается, но которые при нынешнем уровне знаний мы не в состоянии учесть. Для таких больших и разнообразных территорий, как СССР, источники значительных ошибок при выводе величин скорости движений могут заключаться в накоплении систематических ошибок за счет теплового воздействия на инструменты, лунно-солнечного притяжения, влияния морских приливов. По данным Ф.М. Урманцева (1970), влияние морских приливов исчезающе мало только на расстоянии 500 км от моря, лунно-солнечное притяжение может привести к мнимой разнице высот Балтийского и Черного морей (расстояние 2500 км) в 60–90 мм, а ошибки за счет нагревания приборов – к разнице высот пунктов на концах 1000-километровой линии в 0,2–0,3 м. Методы учета, количественной оценки и элиминации этих воздействий разработаны еще совершенно недостаточно и при составлении карт не используются (Урманцев, 1970; Панкрушин, 1973).

Невозможно пока что учесть и, по-видимому, фиксируемые геодезическими измерениями движения в результате вероятных многолетних флуктуаций атмосферной циркуляции (барическое воздействие, количество и режим атмосферных осадков), гидрологического режима, а также естественного колебания уровня грунтовых и подземных вод. Преобладание пространственных флуктуаций скоростей по параллели, а не по меридиану (Панкрушин, 1973) может служить косвенным указанием на участие атмосферной циркуляции в имеющейся картине распределения современных движений Европейской части СССР (Карта современных вертикальных движений..., 1973), где выделяются субмеридиональные полосы поднятий и опусканий.

Климатологи, например, не сомневаются в существовании 20–24-летнего цикла в ходе осадков теплого периода в умеренных широтах Европейской территории СССР (Кудрявцева, 1973), однако влияние этого цикла на движения не изучено.

Вполне возможно отнесение движений как за счет указанных причин, так и за счет собственно тектонических движений, которые при существующем уровне знаний и методике не могут быть оценены раздельно.

Из изложенного следует, что составленные карты для крупных территорий можно рассматривать как качественную или полуквадративную характеристику распределения современных движений для определенного периода, помня, что отдельные участки могут быть искажены одним из названных осложняющих факторов

или их совокупным влиянием. Очень серьезные, может быть еще не оцененные полностью, трудности связаны с выделением из получаемой общей картины собственно тектонической составляющей (от гидрометеорологической, эндолитогенной, гидрологической составляющих движений) и, следовательно, с правильной геолого-геоморфологической интерпретацией современных движений.

В этих условиях необходимо быть очень осторожным в выводах о несоответствии плана современных движений плану голоценовых (четвертичных, новейших), о молодой перестройке структурного плана, колебательном характере современных тектонических движений, величине скорости тектонических движений и непостоянстве мощности земной коры. Во всяком случае, это относится к участкам платформ с мощным покровом рыхлых плиоцен-четвертичных отложений и неглубоким залеганием грунтовых вод. Между тем эта осторожность не всегда соблюдается в достаточной мере (Фиалков, 1965; Лилиенберг и др., 1972).

Собранный за последние годы большой материал по современным, преимущественно вертикальным, движениям земной коры относится главным образом к территории платформ – Восточно-Европейской, Северо-Американской, в том числе шитов Балтийского, Украинского, Канадского. Появились также данные о современных движениях ряда участков в пределах современных областей горообразования, например Альпийского горного пояса Европы, Тянь-Шаня, Северо-Американских Кордильер, а также в переходной от Азиатского материка к Тихому океану зоне на территории Японии. К настоящему времени объем накопленного материала таков, что реальным стало количественное сопоставление современных движений в разных геотектонических областях и в областях с разным тектоническим режимом.

По мере накопления данных о движениях поверхности на больших территориях естественно встала задача изучения современных движений на глубине, оценки современной тектонической жизни геологических структур как объемных тел. Более того, стремление познать причины движений и генеральные закономерности их проявления в масштабе континентов и мегаструктур обратило исследователей к поискам связи между движениями поверхностных частей земной коры и глубинными подкоровыми процессами.

В последние десятилетия и годы резко возрос объем, усовершенствованы методы и повышена точность измерений *горизонтальной* составляющей движений. Измерения горизонтальных движений производятся путем астрономических наблюдений, повторных триангуляций, дальномерных измерений (лазерные дальномеры) и с помощью простейших измерительных устройств – измерителей крипа. Достигнутые в настоящее время точности (порядка 1 мм/км) обеспечивают надежные данные о смещениях по отдельным разломам или в зонах шириной порядка первых десятков километров. Поэтому имеющийся во всем мире материал о современных горизонтальных движениях относится именно к отдельным зонам разломов или их участкам, значительно уступая по охвату площади, долговременности и точности наблюдений данным о современных вертикальных движениях. Однако по ряду участков, особенно при учете сейсмологических и геологических материалов, накопленные данные позволяют делать обобщения и сопоставления.

В последние годы с развитием частых повторных измерений, особенно в сейсмически и вулканически активных районах Земли, появилась возможность изучения закономерностей современных движений во времени. Введение этой четвертой координаты позволяет рассматривать современные движения в динамическом аспекте, пытаться коррелировать их с динамикой внешних природных и техногенных факторов, с одной стороны, с сейсмическими и вулканическими проявлениями и изменениями геофизических полей, с другой (Мещеряков, 1963, 1968, 1973; Донабедов, Сидоров, 1971; Донабедов и др., 1972; Boulanger et al., 1972; Гзовский, 1964, 1975; Гзовский, Никонов, 1973; Гзовский и др., 1973; Магницкий и др., 1973; Певнев и др., 1973; Буланже, Никонов, 1973; Буланже, Магницкий, 1974, и др.).

Ряд общих задач, а также практических вопросов корреляции современных движений с геофизическими полями, землетрясениями, стрелянием горных пород, выбросами газа, расположением нефтяных месторождений и других решается на специальных геодинамических полигонах. На территории СССР в настоящее время функционируют 20 таких полигонов. Инициатива их создания и координация выполняемых работ принадлежат Ю.Д. Буланже (Современные движения земной коры, 1965, 1968, 1973; Проблемы современных движений..., 1969; Буланже, Магницкий, 1974).

**Задачи настоящей работы и выбор основных регионов.** Не претендуя на полный охват связанных с темой геоморфологических, геологических и сейсмотектонических проблем, автор стремился сосредоточить внимание на следующих основных задачах.

1. Получить количественные оценки голоценовых и современных вертикальных движений разных геоструктурных областей, прежде всего платформенных областей и подвижных поясов, и движений разного генезиса.

2. Собрать данные о четвертичных и современных горизонтальных движениях с тем, чтобы количественно сопоставить их, где возможно, с вертикальными.

3. Проследить временные закономерности хода движений в последние фазы геологической истории и в настоящее время. В частности, попытаться найти объяснение парадокса скорости современных движений, заключающегося в резком повышении измеряемых величин скорости современных вертикальных движений над величинами скорости движений более ранних.

4. Выявить закономерности проявления и величины современных и голоценовых быстрых, сейсмических, движений (сейсмотектонических дислокаций) и их связь с интенсивностью землетрясений в разных геоструктурных зонах в связи с оценкой сейсмической опасности.

Все эти задачи в той или иной мере связаны с весьма важным и сложным вопросом, которому до сих пор исследователи не уделяли специального внимания, а именно: в какой мере инструментально измеряемые на поверхности современные движения в разных тектонических областях отражают движения тектонической природы, а в какой – влияние атектонических факторов.

Прямое количественное решение вопроса в настоящее время невозможно из-за несопоставимости частоты и густоты наблюдений за динамикой процессов в атмосфере и гидросфере, с одной стороны, и современными движениями поверхности, с другой. Для решения этого вопроса автор избрал другие, доступные геолого-геоморфологическим методам исследования пути рассмотрения и примерной оценки порядка величин некоторых нетектонических геологических факторов, на которые до сих пор не обращали внимания: сравнение величин современных движений в разных геотектонических областях с величинами голоценовых движений; оценка современной тектонической активности разных областей не только по данным о величинах скорости и градиента, но и по данным о напряжениях в земной коре; количественное сопоставление с современными вызванными деятельностью человека движениями, т.е. движениями с известной причиной и исходной нагрузкой; сопоставление величин скорости вертикальных многофакторных движений с таковыми горизонтальных сдвиговых движений заведомо тектонической природы.

В качестве основных количественных показателей современных и голоценовых движений для сопоставления их между собой и с более древними используются величины (амплитуды) смещений, величины (модули) скорости и значение градиента скорости движений.

Последнее нередко вызывает вопросы и дискуссии и потому требует нескольких пояснений. Градиентом скорости вертикальных движений мы называем меру изменения скорости движений, измеренной на поверхности вкrest простираения изолиний скорости или известных тектонических структур:

$$\frac{V_A - V_B}{l_{AB}} = \frac{\Delta h_A - \Delta h_B}{\rho_{AB}} = |\text{grad } V|.$$

Получается размерность  $\text{мм/мм} \cdot \text{год} = \text{год}^{-1}$ . Мы оперируем только модулем градиента и только для вертикальных движений, т.е. речь идет о горизонтальном градиенте скорости вертикальных движений (Гзовский и др., 1958; Гзовский, 1963; Гзовский, Никонов, 1968, 1973).

Практически градиент скорости региональных движений рассчитывался на участке в десятки—первые сотни километров, а для локальных движений — первые километры—один километр. Для зон разломов расчет также проведен на условную ширину в 1 км, что дает условные (приведенные), но зато сравнимые величины градиента. Использование градиента в этих случаях не отражает деформации участков коры, но оправдано получением унифицированных величин интенсивности движений, независимо от того, знаем ли мы (и с какой точностью) абсолютную скорость смещения. Чтобы исключить влияние возможных неточностей определения градиента, мы используем полученные цифры главным образом с точностью до десятичного порядка. Наконец, при некоторых механизмах деформирования градиент может быть использован для оценки величины касательных напряжений в недрах (Гзовский, 1963, 1975).

Перечисленные задачи имеют не только самостоятельное значение, но и тесно переплетаются между собой, определяя две главные линии работы — историко-геологическую и сейсмотектоническую.

Большое значение, естественно, имел выбор опорных регионов исследования. Чтобы не ставить возможность решения большинства задач в зависимость от трудностей и неопределенностей разделения тектонических и нетектонических составляющих движений, целесообразно было выбрать такие регионы, где тектонические движения заведомо являются господствующими. Кроме того, в целях исследования регионы должны быть различны в структурно-тектоническом и историко-геологическом отношении, но сейсмически активны и к тому же комплексно изучены в отношении современных и более ранних движений. Каждый из выбранных регионов является не только характерным в отношении той или иной разновидности движений, но и включает определенную, связанную с современными движениями, проблему, обычно дискуссионную.

Поэтому региональный раздел работы имеет целью не только систематизировать и обобщить региональный материал, но и на этой основе решить некоторые принципиальные вопросы. Среди таких регионов автор выбрал: 1) платформенную область Фенноскандии, классическую область проявления гляциоизостазии, 2) орогенную, активную тектонически и сейсмически, область Средней Азии на сочленении Центральноазиатского и Средиземноморского подвижных поясов и 3) область сочленения двух сдвигающихся друг относительно друга блоков земной коры в пределах Калифорнии.

Специфика настоящей работы (стремление получить реальные, максимально дифференцированные во времени, в рамках геологических структур и морфоструктур количественные оценки) потребовала отдельного, но сопряженного изучения в каждом регионе голоценовых и современных (на фоне четвертичных и предшествующих), региональных и локальных, медленных и быстрых, вертикальных и горизонтальных (где возможно) составляющих движений.

Материалы по многим другим регионам привлечены для сопоставления, установления общих закономерностей и характерных количественных показателей.

**ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ****Глава 1****ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО  
И СОВРЕМЕННОГО ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПЛАТФОРМ  
И ПОЯСОВ ДРЕВНЕЙ СКЛАДЧАТОСТИ****1. Характерные черты поздне- и послеледниковых движений Фенноскандии**

С точки зрения познания голоценовых и современных вертикальных движений Фенноскандия является одним из наиболее показательных регионов в мире. Тот факт, что на большей ее части на поверхность выходят кристаллические породы фундамента, позволяет считать молодые и современные движения собственно движениями фундамента, не трансформированными процессами в осадочном чехле. Фенноскандия – классическая область изучения поздне- и послеледниковой поднятия с наиболее длительной историей, тщательно разработанными методами и четкими во многих отношениях результатами (см. обзоры Горшков, 1947; Николаев, 1948б; 1949; Kääriäinen, 1953; Хольтедаль, 1958; Saugamo, 1958; Бискэ, 1959; Лаврова, 1960; Donner, 1965; Кошечкин, 1971; Можасев, 1973, и др.). Благодаря длительному и подробному изучению положения, возраста и деформаций поднятых береговых линий получена надежная картина региональных и в ряде случаев локальных поздне- и послеледниковых движений, которая дает прочную основу, "предысторию" для современных движений, позволяя проследить динамику движений в пространстве и во времени. Изучению современных движений региона благоприятствует наличие внешних и внутренних морей, ограниченное распространение и небольшие мощности осадочных отложений поверх фундамента, слабое развитие экзогенных процессов, нарушающих устойчивость геодезических знаков. Наконец, ряд участков благоприятен для сопряженного инструментального изучения вековых и сейсмических движений.

Не имея здесь возможности рассматривать проблемы неотектоники, которым посвящена огромная литература, отметим только главнейшие черты неотектонического развития: 1) проявление значительной унаследованности развития от древнего структурного плана наряду с новообразованиями, в разной мере зависимыми от ранних структур; 2) общая тенденция регионального поднятия в течение новейшего этапа суммарно на 200-400 м (локальные блоки на 500-600 м, а Скандинавские горы, – возможно, и более); 3) проявление дифференцированных блоковых движений новейшего времени, преимущественно отрицательных по периферии региона; 4) вероятная активизация региональных и локальных движений в третичном периоде, возможно в конце его; 5) в плейстоцене смена общего поднятия чередованием поднятий и опусканий в связи с процессами гляциации и дегляциации, общее воздымание в позднем плейстоцене с колебаниями меньшего масштаба.

Эти положения, хотя и требуют дальнейших подтверждений, не вызывают существенных расхождений между исследователями. Однако количественные оценки доголоценовых движений затруднены недостатком материала, неточностью датировки и сложностью учета эвстагических колебаний уровня моря. Несравненно более точные данные имеются по голоценовым движениям.

**Общее сводовое поднятие Фенноскандии.** Среди дискуссионных вопросов голоценовой тектоники центральным можно считать вопрос о том, является ли позднее и послеледниковое поднятие региона сводовым или мозаично-глыбовым. Этот вопрос отражает дискуссию по проблеме природы голоценовых движений – гляциоизостатической или собственно тектонической.

Огромный фактический материал по положению, датировке и последующим перемещениям позднее- и послеледниковых береговых линий собрали в разные годы Г. де Геер, А. Хёгбом, Ф. Нансен, В. Рамзай, В. Таннер, М. Саурамо, Э. Хюпя, М. Мартинуссен, И. Доннер, С. Флорин, С.А. Яковлев, А.А. Полканов, Г.И. Горецкий, С.В. Яковлева, Б.Ф. Земляков, Г.Ю. Верещагин, Е.Н. Дьяконова-Савельева, М.А. Лаврова, К.К. Марков, К.К. Орвику, В.К. Гуделис, А.И. Животовская, А.Ф. Грачев, П.М. Долуханов, Х.Я. Кессел и многие другие. Все они и ряд других авторов принадлежат к создателям и последователям представлений об общем куполообразном поднятии Фенноскандии в позднее- и послеледниковое время и к защитникам его гляциоизостатической природы.

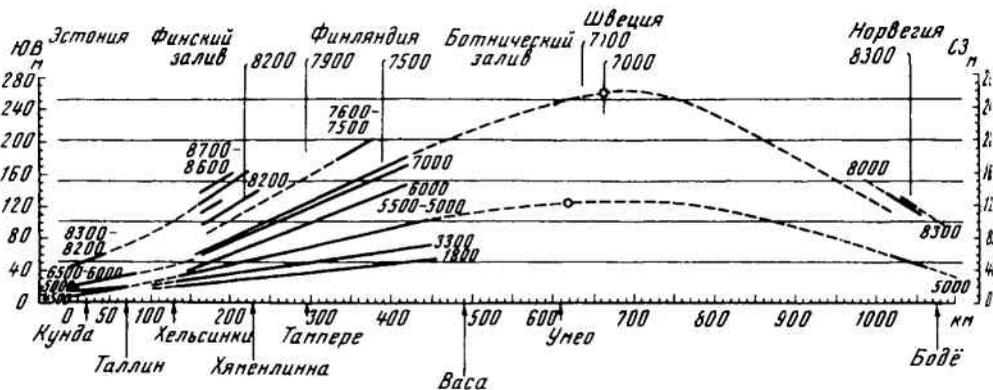
С 1966 г. против вывода о закономерном сводовом воздымании Фенноскандии в результате разгрузки от ледникового покрова в голоцене выступает Н.И. Николаев (1966; 1967а; Николаев и др., 1967), развивающий представление о преимущественно блоковых тектонических движениях и ведущей роли смещений по разломам. Близкие к этим взгляды были представлены и в зарубежной литературе сначала в качестве предположения (Härme, 1963; Raagma, 1963), а затем как утверждение (Talvitie, 1971). В этом же направлении собирают материал Г.С. Бискэ (1970; Бискэ и др., 1971), Г.Ц. Лак и А.Д. Лукашов (1967), В.И. Богданов (1965; Богданов, Ходотов, 1967), разделяющие подобную точку зрения об особенностях и причинах голоценовых движений.

Третий путь – выяснения реальных соотношений региональных сводовых и локальных блоковых движений, определение времени и места перехода от одних к другим в пределах региона при признании взаимодействия гляциоизостатических и тектонических движений. Наметил его В. Таннер (Tanner, 1930; 1936), следовали Н.И. Николаев (1962; Николаев и др., 1967), Г.С. Бискэ (1959), М.А. Лаврова (1960), в этом направлении работают автор (Никонов, Панасенко, 1963; Никонов, 1965; 1967; 1973 в; Nikonov, 1966) и Б.И. Кошечкин (1968, 1973).

При выяснении характера молодых движений земной коры Балтийского щита автор исходит из необходимости строго разграничивать движения по отдельным, насколько возможно коротким, промежуткам времени и отдельным конкретным участкам, чтобы избежать смешения частного и общего, как это встречается в работах сторонников локальных блоковых движений.

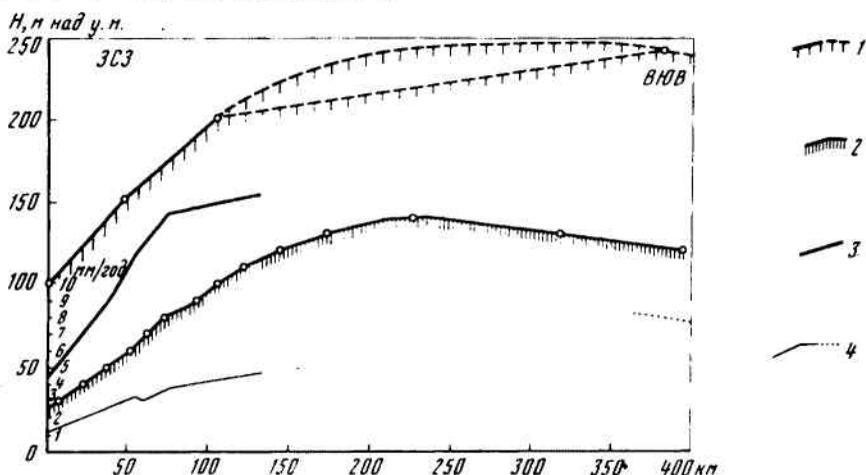
Последняя фундаментальная работа по всей Фенноскандии в целом принадлежит М. Саурамо (Saugamo, 1958), который подтвердил и обосновал на новом уровне следующие положения: 1) регион испытывал закономерное сводовое поднятие с максимумом вокруг северной части Ботнического залива; 2) оно замедлялось в течение последних 10 тыс. лет, особенно сильно сразу после дегляциации; 3) сводовое поднятие осложнялось несколькими поясами резкого изменения интенсивности поднятия (флексурными или шарнирными линиями) во время дегляциации – соответственно около 11 и 9 тыс. лет назад. Поднятие в вершине свода после последнего оледенения оценивается величиной 500–700 м, из которых менее половины непосредственно определяется по высоте поднятых береговых урвней возраста порядка 9 тыс. лет.

Последующие тщательные исследования зарубежных авторов с использованием новейших достижений радиоуглеродной хронологии вполне подтвердили и уточнили первые два положения, в частности, в северной, западной и южной Норвегии (Хольтедаль, 1958, рис. 51, 60, 70; Kvale, 1966, рис. 6), в южной и центральной Швеции (Florin, 1963, рис. 1, 3; Nilsson, 1970, рис. 2, 10), в южной половине Финляндии (Нуурпää, 1966, рис. 1–10, 13; Hyvärinen, 1966, рис. 2; Okko, 1967; Donner, 1969, рис. 2–5; Saarnisto, 1970, рис. 11, 13; 1971, рис. 10). Никаких резких изломов или нарушений береговых линий, которые бы подтверждали мозаично-глыбовый характер движений в голоцене, не было установлено.



Р и с. 2. Комбинированная диаграмма деформации береговых линий по профилю через Фенноскандию согласно Доннеру (Donner, 1969)

Вертикальные линии — положение края льда. Возраст береговых линий в годах до н.э. и положения края льда обозначены цифрами

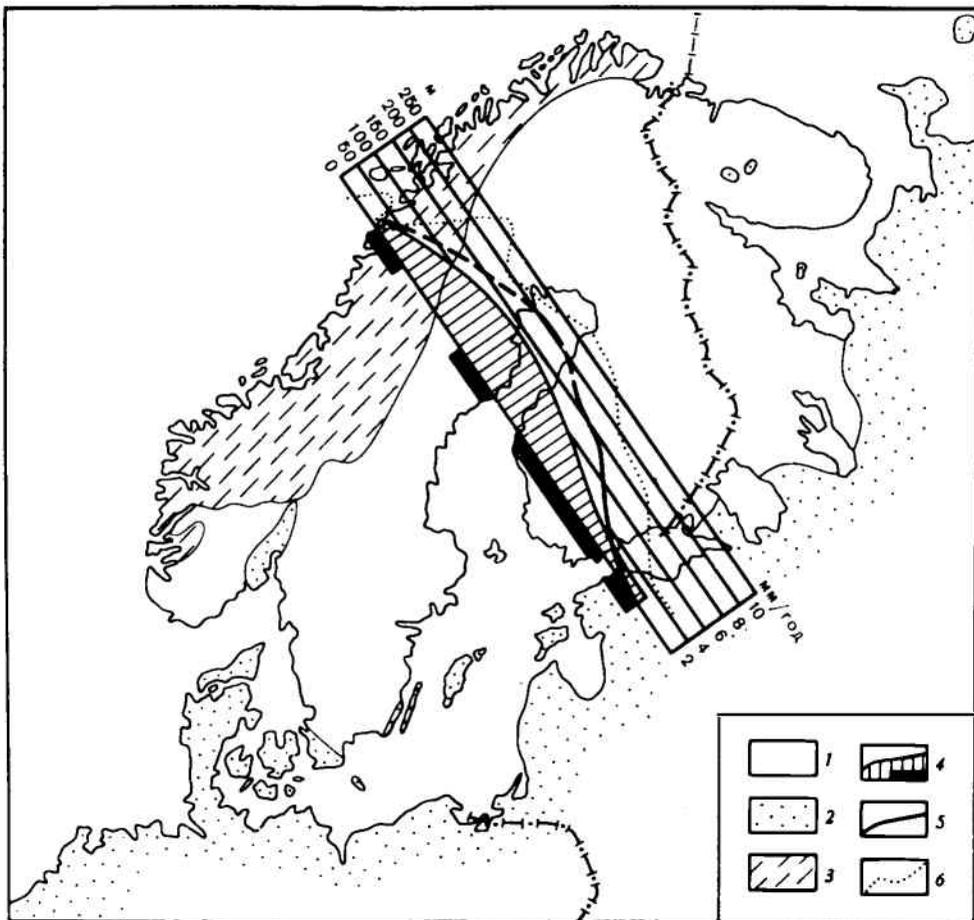


Р и с. 3. Современные и голоценовые движения Западной Фенноскандии по профилю с запад-северо-запада на восток-юго-восток около Тронхейма в Центральной Норвегии согласно Квале (Kvale, 1966)

1 — положение верхней морской границы, м над ур. моря; 2 — положение максимального уровня трансгрессии тапес (около 7,5 тыс. лет назад), м над ур. моря; 3 — кривая поднятия за 1924—1930—1964 гг., мм, по данным повторного нивелирования; 4 — кривая скорости поднятия, мм/год, за тот же период, для Ботнического залива (справа) за 1825—1927 гг.

Наиболее показательным с точки зрения интересующей нас региональной картины поднятия Фенноскандии является региональный поперечный профиль (рис. 2) через всю Фенноскандию с юго-востока на северо-запад (Donner, 1969). Обоснование возраста поднятых береговых уровней, использованных в этой работе, базируется на всем комплексе геоморфологических, варвометрических, палеонтологических, палинологических, диатомовых, археологических и радиоуглеродных анализов. Это делает надежным определения и возраста отдельных уровней, и их синхронизацию. Несмотря на не строго перпендикулярное по отношению к изобазам (современных движений) проведение профиля и наличие перерывов над акваториями Финского и Ботнического заливов, а также над Скандинавскими горами, рассмотрение этого профиля (см. рис. 2), как и более короткого для Норвегии и Швеции (Kvale, 1966) (рис. 3), четко и надежно приводит к следующим заключениям.

Подтверждается закономерный куполообразный характер поднятия региона в течение последних 10 тыс. лет (рис. 4). Вершина поднятия располагается к се-

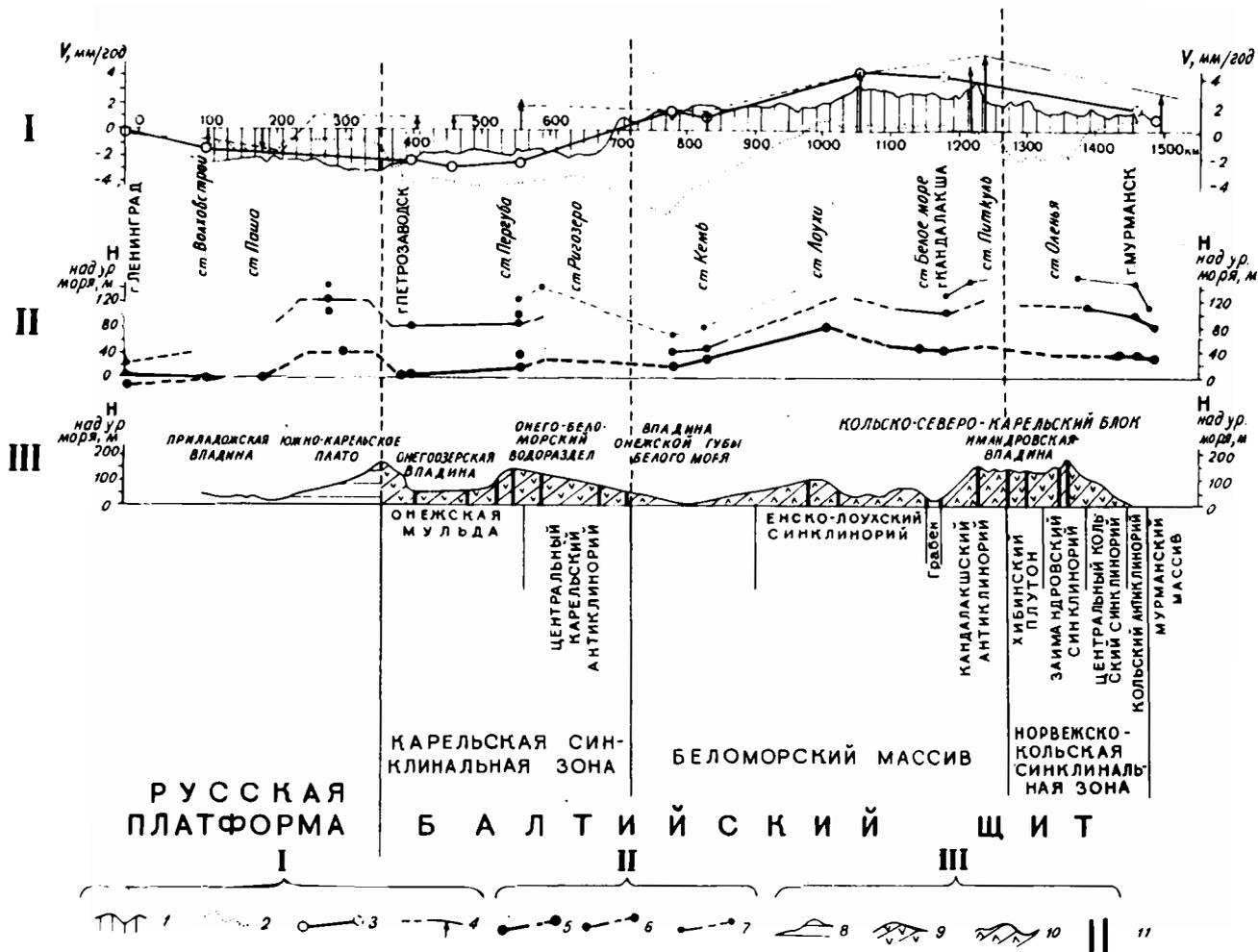


Р и с. 4. Схема Фенноскандии и ее движений по поперечному профилю с юго-востока на северо-запад согласно Доннеру (Donner, 1969; дополнения автора)

1 — Балтийский щит, докембрийские породы; 2 — палеозойские осадочные и изверженные породы; 3 — норвежские каледониды; 4 — профиль поднятия, м, за 7–7,5 тыс. лет по данным о береговых линиях, жирная полоса в основании — участки, обеспеченные фактическим материалом; 5 — профиль современного поднятия, скорость, мм/год, по данным повторного нивелирования и уровневых наблюдений; 6 — профиль поздне- и послеледникового поднятия, м (Николаев, 1967)

веро-западу от Ботнического залива, где дольше всего сохранялись остатки ледникового покрова; юго-восточное крыло несколько более пологое, чем северо-западное, на котором стаивание льда происходило медленнее и закончилось позднее; связи между формой поднятия и основными или локальными структурными элементами не наблюдается; вероятно, существовала полоса аномальной деформации (шарнирная линия) над Финским заливом, и нельзя исключить такую же вдоль Норвежского побережья. С этим фактически обоснованным профилем не согласуется профиль (см. рис. 4), построенный по схеме суммарных поздне-послеледниковых поднятий Н.И. Николаева (1966, 1967а) на основе гипотетических соотношений рельефа, характера земной коры и нагрузки ледникового покрова.

Для восточной части Балтийского щита автор (Никонов, 1973в) составил субмеридиональный профиль вдоль линии Мурманской железной дороги (рис. 5). На этом профиле в его северной (правой) части, где он сечет изобазы поднятия почти под прямым углом, хорошо видно общее воздымание береговых линий, максимальное и с более крутым изгибом у более древних сравнительно с более молодыми. В соответствии с изгибом в плане изобаз и простираения линии профиля



Р и с. 5. Комплексный профиль вдоль линии повторного нивелирования Ленинград—Мурманск

I — современные движения земной коры: 1 — кривая скорости современных движений по результатам нивелирования 1947 и 1969—1970 гг.; 2 — то же, по результатам нивелирования 1931 и 1947 гг.; 3 — величины скорости по уровнемерным данным; 4 — величины скорости движений в среднем за последние 2—4 тыс. лет по комплексу геоморфологических, палеогеографических и археологических данных; II — голоценовые движения земной коры: 5 — за последние 5—7 тыс. лет (уровень моря литорина-Талес); 6 — за последние 9 тыс. лет (уровень моря порландия-иольдия); 7 — за последние 11 тыс. лет (уровень готигляциального бассейна и первого Балтийского ледникового озера).

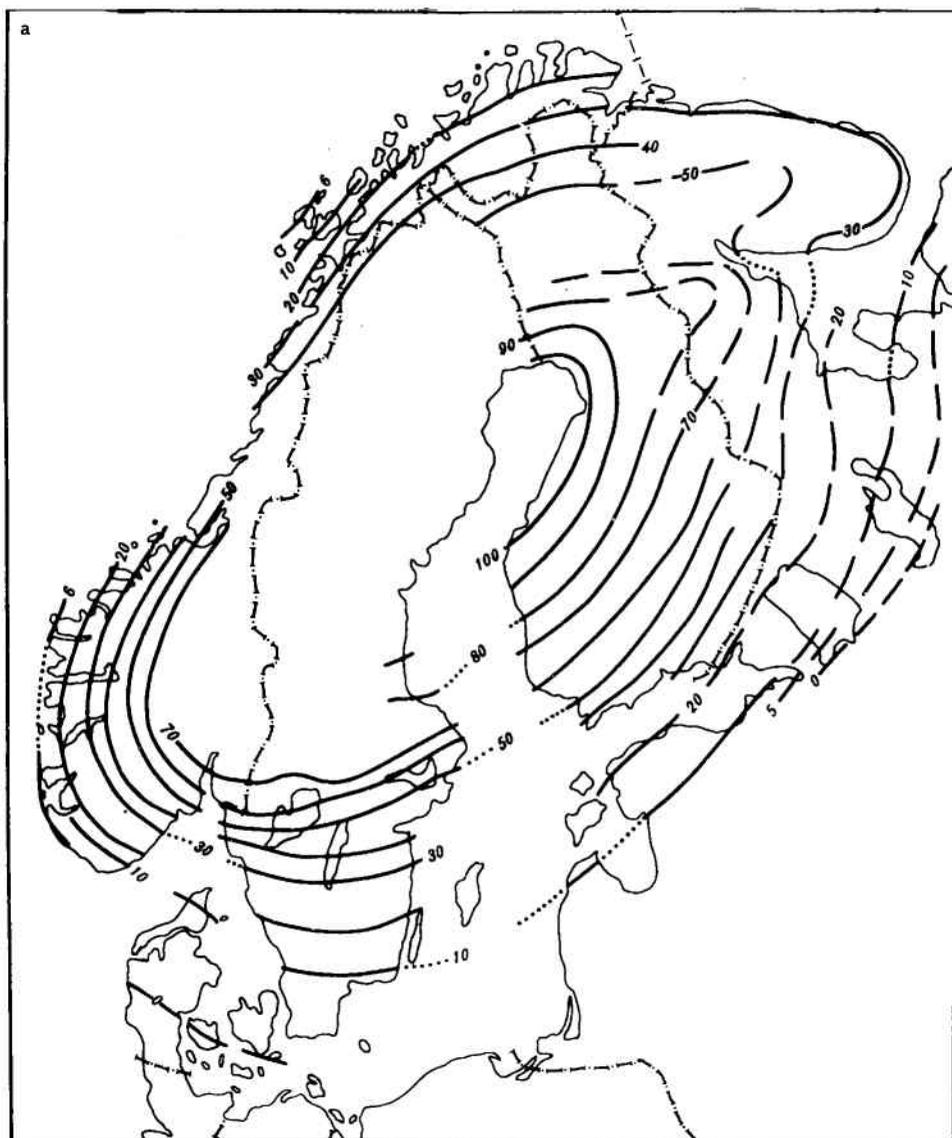
III — геологическая структура и рельеф: 8 — платформенная область; 9—10 — Балтийский кристаллический щит; 9 — синклинальные структуры щита; 10 — антиклинальные структуры щита; 11 — рельеф по трассе нивелирования и основные разломы

высотное положение террас отражает не единый свод, а состоящий из двух воздыманий, разделенных относительным прогибом на месте Беломорской впадины. Распределение поднятий на профиле существенно иное, чем следует из схемы Н.И. Николаева (1967а).

Поздне- и послеледниковые поднятия Кольского полуострова устанавливаются по ряду морфологических признаков (Никонов, Панасенко, 1963), а главное – по наличию и распределению приподнятых голоценовых береговых уровней и осадков. Закономерности голоценовых движений полуострова намечены в работах В. Рамзая, А.А. Полканова, Г.И. Горецкого, М.А. Лавровой (Лаврова, 1960), развиты в последующих работах А.А. Никонова (Никонов, 1964; 1965; 1967; Nikonov, 1966), А.Д. Арманда (Арманд, Самсонова, 1969), Б.И. Кошечкина (1968, 1972, 1973; Кошечкин и др., 1971, 1973) на основе анализа береговых уровней последовательных значительных трансгрессий (морских бассейнов): раннеголоценовой (портландия), среднеголоценовой (тапес) и позднеголоценовых (тривия и острья). Датировка основных уровней района главным образом основывалась на геологических материалах, данных археологии, спорово-пыльцевого и диатомового анализов, но в дальнейшем стала получать подтверждение данными радиоуглеродного датирования на соседней территории Норвегии (Никонов, 1965) и на советской территории (Арсланов и др., 1974).

Весь комплекс собранных материалов показывает, что материковая часть Кольского полуострова (к западу от меридиана Териберка – Умба) испытывала интенсивные поднятия с максимумом (до 200–250 м) на западе-юго-западе при 120 м в окрестностях Кольского залива и 140–170 м в вершине Кандалакшского залива. Относительное постоянство высот морских террас вдоль северного, восточного и южного берегов самого полуострова дало автору (Никонов, 1965, 1967) основание проводить изобазы средне- и позднеголоценового поднятия так, что они не секут полуостров, как это изображалось прежними исследователями (Saugamo, 1958; Лаврова, 1960), а почти повторяют его контуры. Практически горизонтальное протяжение береговых линий вдоль берегов полуострова подтверждено тщательными исследованиями Б.И. Кошечкина (1969, 1971; Кошечкин и др., 1971; 1973). Подтвержден также вывод автора о поднятии крайнего востока полуострова в течение позднего и тем более среднего голоцена в отличие от прежних представлений о его погружении в это время. Намечавшиеся изломы береговых линий на Терском берегу (Граве, 1972) оказались псевдоизломами в результате ошибок в корреляции террас (Кошечкин и др., 1973).

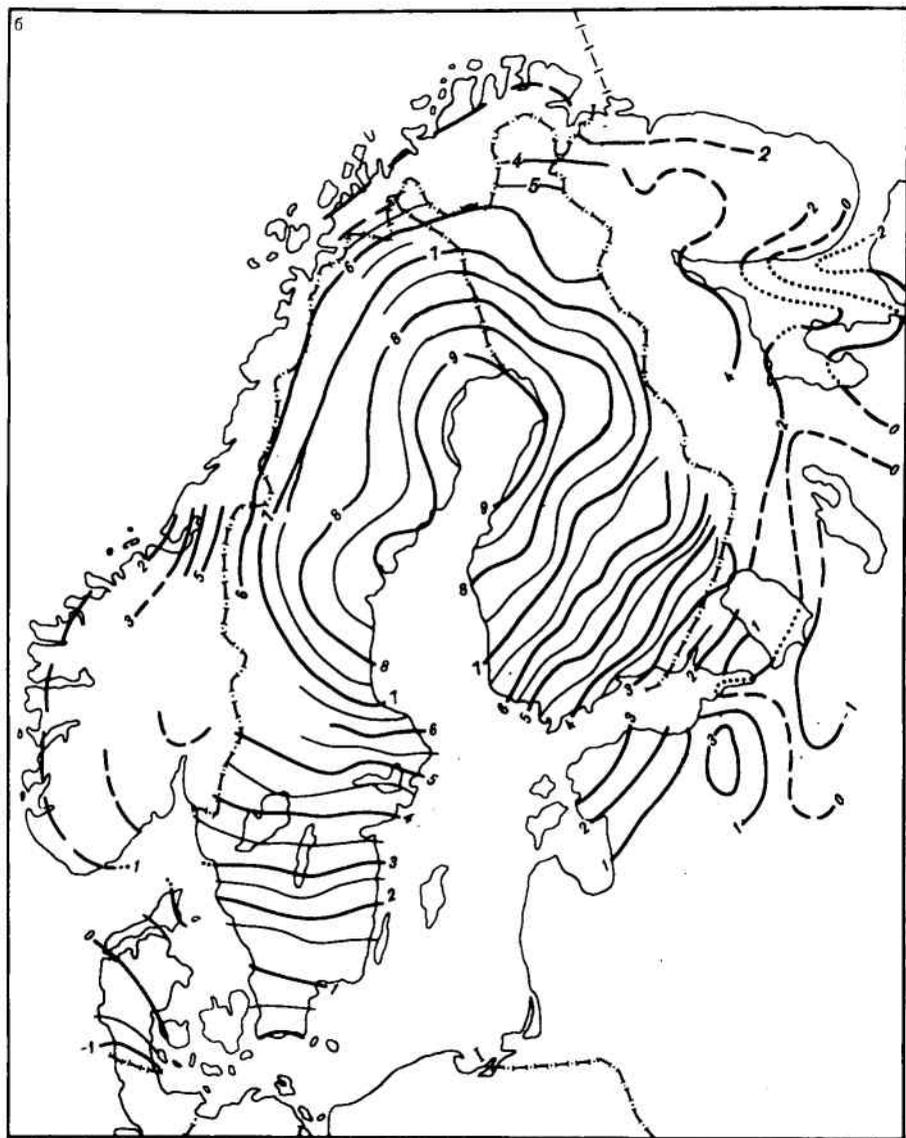
Эти данные свидетельствуют о поднятии Кольской глыбы как единого целого, но не означают равенства поднятий в пределах всей глыбы и тем более не могут рассматриваться как свидетельство только эвстатических (Saugamo, 1958) или собственно тектонических (Кошечкин, 1968; 1973) движений. Общее слабое (порядка нескольких десятков метров) сводообразное вздутие глыбы в голоцене следует из распределения максимальных высот позднеплейстоценовых морских отложений (см., например, Кошечкин, 1972), независимо от того, относить ли их к бореальной или беломорской (средневалдайской) трансгрессии. Оно подтверждается также высотным распределением находок бассейновой морены позднеледникового времени (Никонов, 1966), наклоном раннеголоценовых озерных уровней в Верхне-Понойской котловине (Арманд А.Д., Арманд Н.Н., 1966), слабым наклоном и схождением во вне, к югу, позднеледниковых террас на спектре береговых линий в долине р. Варзуги на южном побережье полуострова (Кошечкин и др., 1973, рис. 22). Градиент наклона линии на этом спектре, рассчитанный перпендикулярно к берегу (т.е. к предполагаемому ходу изобаз, а не по долине реки), получается около  $4 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup> для раннего голоцена (портландия) и около  $3 \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup> для среднего голоцена (тапес), что очень близко к соответствующим значениям в вершине Кандалакшского залива и в окрестностях Кольского залива. Таким образом, есть основания считать и голоценовые поднятия собственно Кольского полуострова гармоничным сводообразным вспучиванием единой глыбы. Небольшие величины поднятия восточной части Кольского полуострова (порядка 50–90 м против 250 м на крайнем западе) и равная высота древних бере-



Р и с. 6. Движения Фенноскандии голоценовые (а), в м, за последние 5—7 тыс. лет и современные (б), мм/год (с учетом эвстатического повышения уровня Мирового океана 0,8 мм/год). Составлено с использованием данных Л. Asplund, Т. Kukkamäki, А. Kvale, Е. Kääriäinen, Е. Litsitzin, М. Sauramo, Г.А. Желинина, А.А. Никонова, С.В. Победоносцева и др.

говых уровней вдоль побережья в отличие от западной части объясняются тем, что Беломорский язык последнего ледникового покрова проходил южнее побережья и имел значительно меньшую мощность по сравнению с массивным ледниковым покровом на западе.

В тех немногих работах по Карелии, авторы которых составляли спектры береговых линий перпендикулярно изобазам, совершенно определенно устанавливается тенденция равномерного в пространстве, но замедляющегося во времени подъема северо-западной части Карелии относительно юго-восточной, т.е. перекося от центральноледниковой и позднее освободившейся ото льда области к периферической. Среди довоенных работ такого рода не потеряли своего значения до сих пор исследования С.А. Яковлева и К.К. Маркова на территории Ленинградской области, К.К. Маркова, Б.Ф. Землякова и др. в бассейнах Ладожского и Онежского озер, М.А. Лавровой в бассейне Белого моря. Результаты этих работ несколько не



поколеблены исследованиями в Центральной Карелии (Г.С. Бискэ и др., 1971), но уточнены, дополнены и развиты применительно к южной периферии Балтийского щита (Знаменская, 1969), бассейну Онежского озера (Панкрушев, 1966) и побережью Белого моря (Животовская, 1960; Лаврова, 1960). Весьма тщательные и обоснованные исследования на территории Эстонии полностью подтверждают тезис о сводообразном замедляющемся поднятии Балтийского щита на его южной периферии в течение голоцена, вполне согласуясь с данными по Финляндии (Орвику, 1960; Гуделис, 1973; Кессел, Мийдел, 1973; Можяев, 1973).

Учет новых дополнительных данных об определенно датированных морских уровнях в восточной части щита позволил дать вариант мелкокомасштабной карты голоценовых движений всей Фенноскандии (Никонов, 1973), уточненный по сравнению с известным вариантом (Sauramo, 1958). В настоящее время позднеледниковое соединение Балтийского и Белого морей через территорию Финдландии и Карелии по-прежнему дискутируется и не может считаться надежно установленным. Поэтому мы не приводим новую схему изолиний поднятия Фенноскандии для времени Иольдиевого моря, примерно 10 тыс. лет назад (Sauramo, 1958, рис. 133, 142). Следует только подчеркнуть, что полученные с тех пор данные о позднеледниковых береговых уровнях на Кольском полуострове (Никонов, 1964; Арманд,

Самсонова, 1969; Кошечкин и др., 1971) и в Эстонии (Кессел, Мийдел, 1973), не говоря о зарубежной части Фенноскандии, вполне укладываются в схему интенсивного позднеледникового равномерного поднятия региона. Еще более определенно это подтверждается для поднятия со среднего голоцена – трансгрессии литорина-тапес (рис. 6,а).

**Блоковые и локальные движения.** Говоря о пологом, в общем и целом куполообразном воздымании Фенноскандии в голоцене, автор неоднократно подчеркивал факты, свидетельствующие о локальных смещениях и блоковых движениях в восточной части щита (Никонов, 1964; 1965; 1967; 1973в).

Дифференциальные блоковые воздымания Хибинских и Ловозерских тундр (Арманд, 1960; Граве, Евзеров, 1963) происходили со скоростью, превышающей поднятие окружающей равнины соответственно не менее чем на 0,3 и 1,2 мм/год в среднем за большую часть голоцена или с большей скоростью в ограниченные его отрезки. Локальные поднятия Колвицких тундр, судя по деформации морских уровней на несколько метров, происходили только в древнем голоцене, до 9 тыс. лет назад (Арманд, Самсонова, 1969), со скоростью не более 2–10 мм/год. Поднятие гор Сариселян – Тунтури на западе Кольского полуострова с относительной скоростью 2,2 мм/год можно считать установленным только для позднего голоцена (Никонов, 1964). Вероятно относительное поднятие Печенгских тундр, где граница позднеледникового бассейна изменяет высоту на 19 м (Кошечкин, 1972) и, следовательно, скорость локального поднятия могла составлять 2 мм/год в расчете на голоцен или до 8 мм/год, если движения ограничивались только ранним голоценом.

Во всех известных случаях относительные поднятия горных массивов за голоцен составляли несколько метров, максимум 10–20 м. Ловозерские тундры с межледникового времени поднялись, судя по разнице высот морских отложений в их пределах и вовне, на высоту порядка 30 м, что дает среднерасчетную скорость локальных движений за последние примерно 90 тыс. лет порядка 0,3–0,4 мм/год. В настоящее время нет решительно никаких фактических данных для того, чтобы говорить о поднятии горных массивов Кольского полуострова на 500–600 м (Saugamo, 1958) или на "сотни метров" (Кошечкин, Стрелков, 1974) за голоцен, разве что в целом за кайнозой.

По геолого-геоморфологическим признакам весьма вероятны опускания межгорных впадин с озерами Умбозеро, Ловозеро, Имандра, а также некоторых депрессий на плато Кольского полуострова (Никонов, 1965, 1967; Кошечкин, 1969). Геоморфологические признаки определенно свидетельствуют об относительном опускании Верхне-Понойской котловины со скоростью порядка 4 мм/год, во всяком случае с раннего голоцена и в настоящее время (Арманд А.Д., Арманд Н.Н., 1966; Рубинраут, 1974).

Особого внимания заслуживают факты блокового локального погружения на восточном склоне Балтийского щита. В частности, доказано погружение в среднем голоцене (7–4 тыс. лет назад) вершинной части Двинского залива Белого моря. Об этом свидетельствуют залегание торфяников раннеголоценового возраста на 18–20 м ниже уровня моря и их нормального положения в спектре террас в устье р. Северной Двины (Животовская, 1960) и нахождение следов неолитических стоянок (4500–3700 лет и моложе) на внешних частях Летнего и Зимнего берегов Белого моря на высотах около 10–12 м, а в глубине Двинского залива на высоте 4–5 м. Самая низкая позднеголоценовая терраса понижается на этом участке постепенно к юго-востоку, свидетельствуя об отсутствии локальных погружений в позднем голоцене.

Сведения о молодом погружении Мезенской губы на фоне поднятий ее берегов, о блоковых опусканиях в Кандалакшском заливе и в Горле Белого моря носят более или менее предположительный характер.

Интересные данные о локальных блоковых движениях в котловине Онежского озера получены в последние годы группой исследователей Карелии (Бискэ и др., 1971). Смещения по разломам северо-западного простирания, наследующие разломы древнего заложения, происходили в северной части котловины, вблизи Повенецкого залива и в зоне Сегозерско-Остерских разломов, где они наследовали структу-

ры древнего заложения. Установленные амплитуды голоценовых смещений находятся в пределах первых десятков метров, время оживления движений – ранний голоцен, местами средний и поздний голоцен. Особенности блоковых погружений котловины Онежского озера явствуют также из субмеридионального профиля (см. рис. 5).

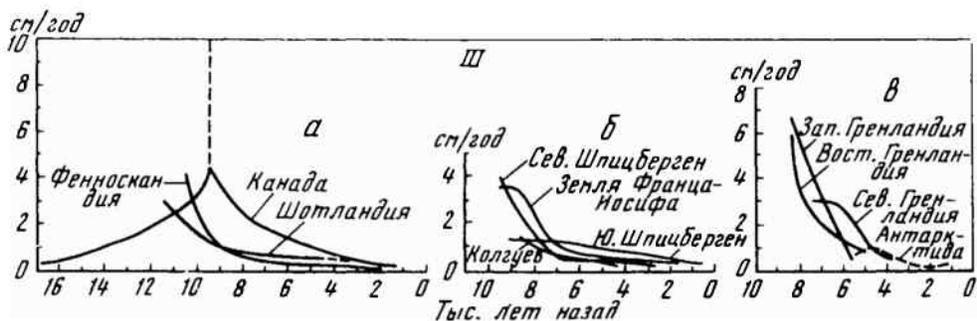
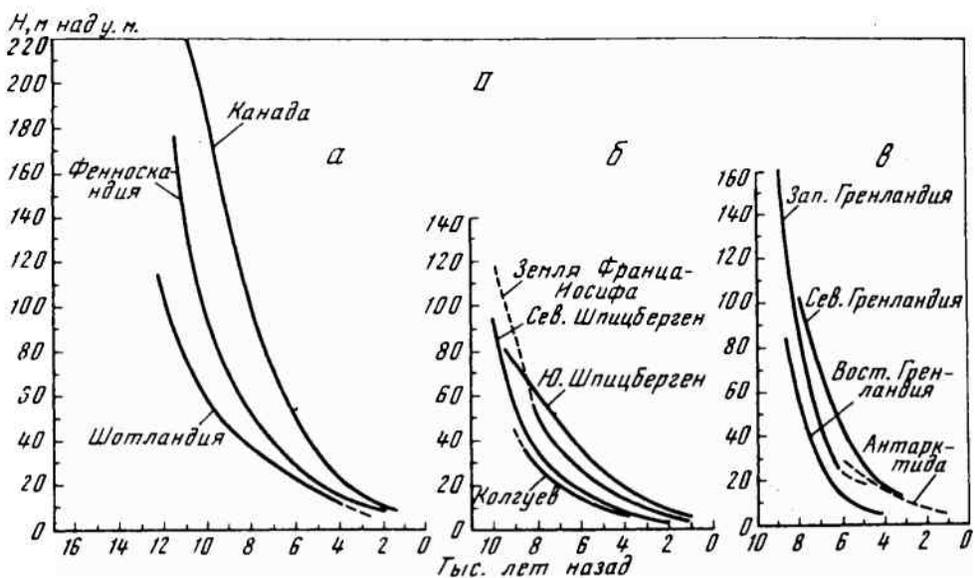
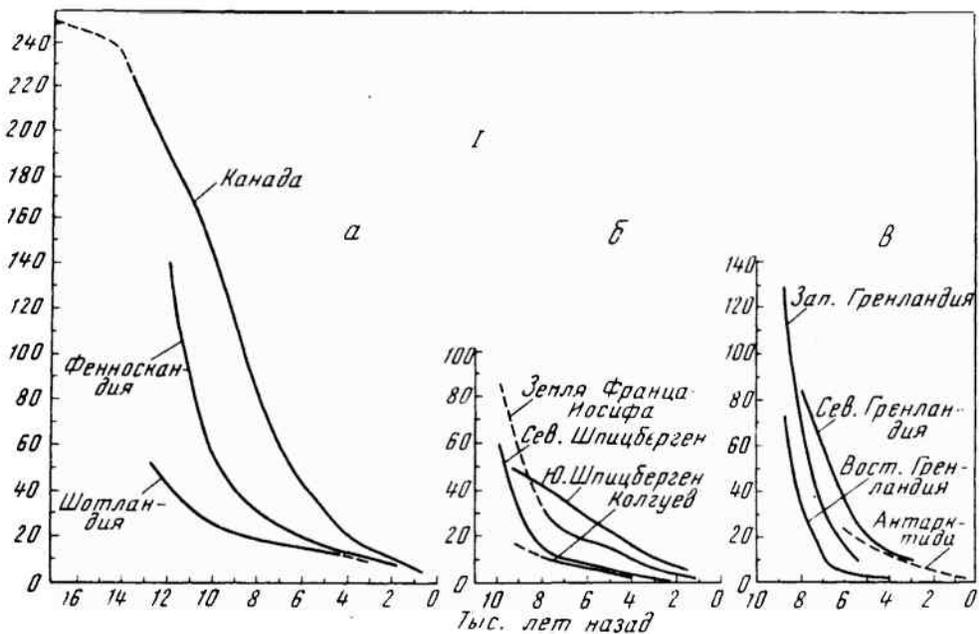
Средне- и позднеголоценовое погружения в средней Прибалтике (Кессел, Мийдел, 1973; Гуделис, 1973) также располагаются по периферии области поднятия. В целом, таким образом, вокруг Балтийского щита хорошо выявляется система опусканий, проявившихся с разной интенсивностью в среднем и позднем голоцене.

По мере детализации исследований в восточной части Балтийского щита появляется также все больше данных об участках и зонах повышенных значений наклона береговых линий и разрывных нарушениях. Их можно рассматривать с точки зрения М. Саурамо (Sauramo, 1955, 1958) об осложняющих куполообразное поднятие Фенноскандии флексурных (шарнирных) линиях, если понимать под последними полосы аномально быстрого и крутого перелома в ходе поднятия, независимо от того, представлены ли они безразрывными изгибами береговых линий или молодыми (в том числе и унаследованными) разрывами.

Помимо установленной В. Таннером (Tanner, 1930) по смещению береговых линий и подтвержденной дополнительными признаками (см. Никонов, 1964) зоны нарушений между полуостровами Средний, Рыбачий и материком, с перемещениями около 10 и 8 тыс. лет назад суммарно на 20 м, в качестве признаков внешней флексурной зоны можно рассматривать также деформации береговых линий в Северном Финмаркене и Вестеролене (по Грэнли, см. Sauramo, 1958; по Таннеру, см. Никонов, Панасенко, 1963; по Ундосу, см. Кошечкин, 1973), нарушения на подводном склоне вдоль Восточного Мурмана, морфологические и геологические следы субмеридиональных молодых нарушений на востоке Кольского полуострова вдоль Горла Белого моря (Козлов, 1966), на южном берегу полуострова, где в низовьях р. Варзуги известна тектонически раздавленная морена последнего оледенения (по Введенскому, см. Никонов, Панасенко, 1963). В обоих последних случаях подвижки должны быть отнесены к древнему голоцену, поскольку в ранне- и среднеголоценовых уровнях нарушения не фиксируются (Кошечкин и др., 1973); на востоке полуострова снова проявляются (Козлов, 1966) позднеголоценовые нарушения.

Ряд признаков нарушений плавного хода древне- и раннеголоценовых береговых линий (Никонов, 1964; Кошечкин, 1972; Арманд, Арманд, 1966; Арманд, Самсонова, 1969) позволяет проводить внутреннюю флексурную зону через среднее течение р. Лотты, нижнее течение р. Ноты, верховья р. Колы, вокруг Западно-Кейвского гранитного массива через западную окраину Верхне-Понойской впадины, восточнее Колвицких тундр. Эта линия грубо повторяет контур центральноледниковой области и включает относительно поднимавшиеся горные массивы Кольского полуострова. На южной периферии Фенноскандии флексурная зона устанавливается в Эстонии в виде полосы северо-восточного простирания, в которой отмечены смещения древнеголоценовых береговых линий на 7–10 м при равномерном ходе среднеголоценовых (Орвику, 1960; Мийдел, 1966; Кессел, Мийдел, 1973). На западном берегу п-ова Сконе в юго-западной Швеции известны ограничивающие материк субмеридиональные разрывы (Sauramo, 1955).

При сопоставлении материалов по древнебереговым линиям Эстонии и Южной Финляндии И. Доннер обнаружил значительные различия в их наклоне в каждой из областей, что привело его сначала к предположению, а затем к выводу о существовании линии перегиба вдоль Финского залива (Donner, 1969, 1970). Сравнение кривых изменения величин наклона береговых линий во времени показывает, что изгиб коры начался уже 10 тыс. лет назад и продолжался примерно до 4000 лет назад. По другим данным (Окко, 1967) в северо-восточной части побережья Финского залива отмечаются нарушения среднеголоценового времени. Подобные несоответствия выявляются также на Карельском перешейке (Donner, 1970), что позволяет говорить о зоне или флексурной линии вдоль хода изобаз поднятия по южной периферии Фенноскандии на протяжении не менее 400 км. Возможно,



с ней же связаны молодые субширотные расколы на севере Ладожской котловины (Лак, 1970) и сбросы северо-западного простирания в северных и западных частях котловины Онежского озера (Бискэ и др., 1971). В целом новые данные значительно уточняют представления М. Саурамо о флексурных линиях. Эти уточнения сводятся к следующему: 1) шарнирные линии не были правильными концентрическими, но испытывали изломы в плане, согласуясь со структурами (морфоструктурами) фундамента; 2) в ряде случаев они представлены не только деформациями изгиба, но и разрывами; 3) общее правило о том, что внешняя шарнирная линия на 3 тыс. лет древнее внутренней (12 и 9 тыс. лет назад соответственно) нарушается в ряде случаев периодическими оживлениями подвижек в каждой из них вплоть до позднего голоцена и (см. ниже) настоящего времени.

Очень важно отметить, что в большинстве известных случаев нарушения датируются древним и ранним голоценом, т.е. приближены во времени к окончанию дегляциации. В нескольких случаях устанавливаются две-три фазы оживления подвижек. Нарушения средне- и позднеголоценового возраста отмечены восточнее г. Хельсинки в Финляндии (Окко, 1967), в Сегозерско-Остерской зоне в Карелии (Лак, Лукашов, 1967), на западе Кольского полуострова (Никонов, 1964) и на востоке его (Козлов, 1966). Во всех случаях опущенным является внешнее по отношению к центру Фенноскандии крыло.

Наконец, на территории Балтийского щита известно множество частных нарушений поверхности кристаллического фундамента с амплитудой от нескольких сантиметров до нескольких метров, возраст которых не определяется ближе, чем поздне-последледниковый, поскольку они секут бараны лбы и не изменены ледниковыми и последледниковыми процессами.

Расколы бараньих лбов и свежие, без следов ледникового воздействия, разрывы известны на Мурманском побережье (Никонов, 1965), на восточном берегу Кольского полуострова — субмеридиональные трещины со смещением до 5–6 см (Козлов, 1966), в западной части гряды Кейв (Кошечкин, 1972), в Заонежье и на северном берегу Ладожского озера (Земляков, по Николаеву, 1948б; Николаев, 1967б; Бискэ и др., 1971). В Северной Финляндии, в бассейне р. Торнео в докембрийских породах и перекрывающих их ледниковых отложениях по аэрофотоснимкам картируются сбросы длиной 1–10 км, максимально, в одном случае, 40 км. Их возраст по отсутствию следов ледниковой деятельности на плоскостях отрыва определяется как постледниковый, а в некоторых случаях, когда уступы размыты потоками талых ледниковых вод, — как позднеледниковый (Kujansuu, 1964). В Северной Карелии в бассейне р. Кумы взброс по зоне дробления архейских пород сечет бараний лоб и смещает его поверхность на несколько метров (?) по вертикали (Прочухан, 1965). В Порьей губе Кандалакшского залива автор наблюдал свежий уступ двухметровой высоты, рассекающий на высоте 5–8 м над уровнем моря кристаллические породы на абрадированном склоне невысокого островка. Можно предполагать, что разрыв возник после выхода этого склона из-под воздействия абразии, т.е. не раньше 2–3 тыс. лет. Возможно, часть упомянутых разрывов является сейсмодислокациями (см. стр. 49).



**Р и с. 7. Высотное положение морских уровней и поднятие суши в различных областях последнего покровного оледенения**

*I* — графики высотного положения (относительно современного уровня моря) последледниковых морских уровней в различных областях позднечетвертичного и современного оледенения; *II* — кривые последледниковых поднятий областей позднечетвертичных оледенений с учетом эвстатического повышения уровня моря согласно кривой в работе А. Грачева и П. Долуханова (1969); *III* — кривые скоростей последледникового поднятия областей позднечетвертичного и современного покровного оледенения платформ.

*a* — области крупных ледниковых щитов Европы, Северной Америки, а также Шотландии; *b* — область Баренцево-морского щита; *e* — области современных ледниковых щитов.

Кривые для Фенноскандии и Канады (осредненные) (*I–III*) заимствованы из работы А. Грачева и Долуханова (1969), для Шпицбергена и Новой Земли (*I*) — из работы (Schytt et al., 1967), для Гренландии (*I–III*) — из работы Грачева (1973) и (*I*) — из (Ten Brink, 1974); остальные составлены автором

Таким образом, даже на востоке Балтийского щита, где голоценовые блоковые и отдельные разрывные движения проявились наиболее определенно, они происходят на фоне регионального куполообразного воздымания и измеряются метрами – первыми десятками метров. Подчиненный характер молодых блоковых движений и разрывных смещений следует из локальности их проявления, ограниченности времени проявления в пределах голоцена и, может быть, наиболее определенно – из сравнения величин движений (метры – первые десятки метров против десятков – первых сотен метров региональных движений) и скорости движений (0,2–2,0 мм/год против нескольких мм/год – нескольких см/год).

На сегодняшнем уровне знаний вполне справедливо утверждение, что "из спектров, как правило, следует гармонический ход поднятия, и несогласные колебания блоков следует представить как строго локальные явления" (Tanner, 1936, стр. 57).

**Изменение характера и скорости движений во времени.** Распределение скорости поднятия в течение голоцена не оставалось постоянным. Область поднятия сокращалась и скорость уменьшалась на протяжении по крайней мере последних 8 тыс. лет, причем в центре области поднятия замедление происходило более интенсивно, чем на периферии (Kääriäinen, 1953, см. также Марков, 1960; Schofield, 1964). Анализ изменений скорости голоценовых движений зарубежной Фенноскандии (и Канадского щита) на основании свыше 400 радиоуглеродных определений возраста морских отложений и террасовых уровней проведен А.Ф. Грачевым и П.М. Долухановым (1969, 1970). С учетом поправки на эвстатическое повышение уровня Мирового океана авторы пришли к следующим принципиальным выводам. Знак движений на протяжении последних 11 тыс. лет не менялся, а величина скорости сокращалась в разных районах различно: в центральноледниковой области – от 13–8 см/год 9,5 тыс. лет назад до примерно 2 см/год 6–7 тыс. лет назад (1 см/год в настоящее время) или суммарно – от 6 см/год 11 тыс. лет назад до 0,5 см/год 6–7 тыс. лет назад (рис. 7). Время проявления максимальных значений скорости поднятия в разных участках региона соответствует времени окончания дегляциации в них с запаздыванием примерно на 2 тыс. лет. Резкое замедление скорости поднятия раньше всего (10–9,5 тыс. лет назад) наступило на периферии Фенноскандии, позднее (8–8,5 тыс. лет назад) – ближе к центральноледниковой области, где мощность ледникового покрова была наибольшей.

Для северо-востока Балтийского щита расчеты скорости движений (Никонов, 1964, табл. 6; 1965, табл. 1, 2; 1967; Nikonov, 1966, табл. 1, 2) подтверждают и дают количественное выражение выводам о замедлении движений со временем, о смещении волны максимума поднятия концентрически к центральноледниковой области вслед за сокращением ледникового покрова. Дальнейшее подтверждение и обоснование этих выводов принадлежит Б.И. Кошечкину (1968, 1972, 1973, Кошечкин и др., 1971).

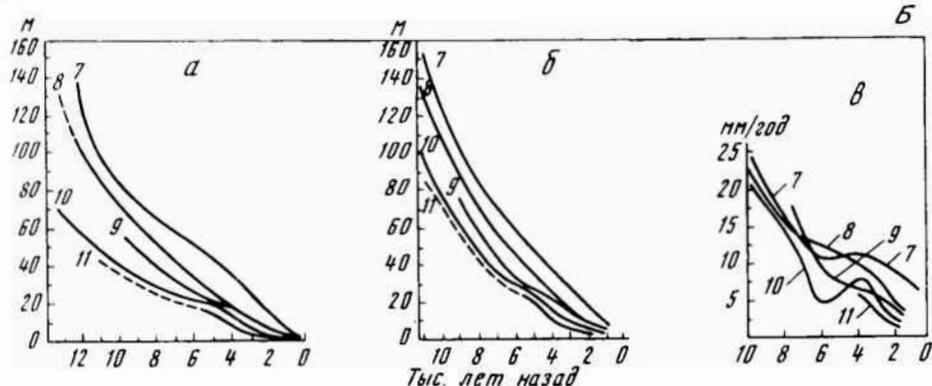
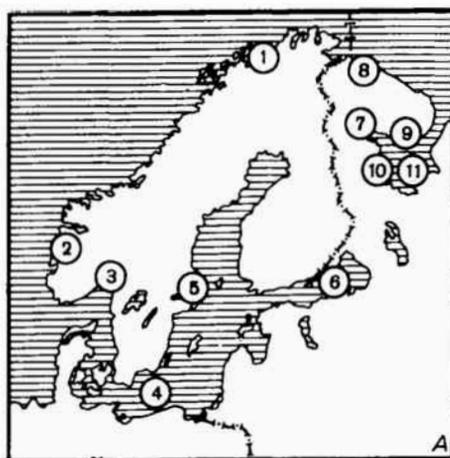
В настоящей работе автор предпринял новую попытку рассчитать изменения скорости движений в голоцене для нескольких участков, наиболее обеспеченных исходным фактическим материалом по береговым линиям и их датировке (рис. 8). Среди таких районов выбраны окрестности Кандалакши – Колвицы (Арманд, Самсонова, 1969), Кольский залив (Лаврова, 1960; Никонов, 1964), долина р. Варзуги (Кошечкин и др., 1973), западное Беломорье около г. Кемь и Онежский полуостров (Животовская, 1960; Никонов, 1965; Г.И. Горещкий, Э.И. Девятова и др.) с таким расчетом, чтобы иметь данные по участкам, различно удаленным от центральноледниковой области. На рис. 8,а демонстрируется изменение высотного положения береговой линии на каждом из участков в течение последних примерно 12 тыс. лет. На рис. 8,б для каждого из тех же участков даны графики поднятия земной коры с учетом эвстатического повышения уровня Мирового океана, согласно кривой в работе А.Ф. Грачева и П.М. Долуханова (1969)<sup>1</sup>. Наконец, на рис. 8,в представлены графики изменения скорости поднятия земной коры на тех же участ-

<sup>1</sup> Используемая кривая эвстатического повышения уровня Мирового океана мало отличается от других (см., например, (Schofield, 1964; Каплин, 1973)), но удобна для сравнения с графиками поднятия зарубежной Фенноскандии и Канады.

Р и с. 8. Схема расположения участков, где подробно изучены и датированы поднятые береговые линии поздне- и послеледникового возраста (А) и графики голоценовых движений восточной части Балтийского щита по длинам о поднятых береговых линиях (Б)

1-6 - Западная Фенноскандия, по данным Грачева, Долуханова (1969, 1970); 7-11 - Восточная Фенноскандия, по данным автора: 7 - Кандалакша и Колвица; 8 - Кольский залив; 9 - Варзуга; 10 - Кемь; 11 - Онежский полуостров.

а - графики поднятия суши относительно современного уровня моря; б - то же, с учетом кривой эвстатического повышения уровня Мирового океана, приведенной в работе Грачева и Долуханова (1969, рис. 1); в - графики скорости движений земной коры (участки, для которых составлены графики, см. на рис. 8, А)



ках. Из приведенных на рис. 8 данных следует, что амплитуда и скорость поднятия в течение всего голоцена были меньше в районах, более удаленных от центральноледниковой области, по сравнению с ближе к ней расположенными. Величина и скорость поднятия сокращались на протяжении голоцена. В течение древнего и раннего голоцена (до 10-6 тыс. лет назад) скорость равномерно сокращалась от 25-20 до 12-5 мм/год. В позднем голоцене (4-1 тыс. лет назад) скорость убывала от 7-10 до 2-5 мм/год. Эти выводы согласуются с полученными для зарубежной территории Фенноскандии (Kääriäinen, 1953; Грачев, Долуханов, 1969, 1970) и ее южной периферии (Орвику, 1960; Знаменская, 1969; Кессел, Мийдел, 1973; Гуделис, 1973). Например, в северо-западной Эстонии скорость поднятия уменьшалась от 27-18 мм/год 12-9,5 тыс. лет назад до 4-1 мм/год в среднем и позднем голоцене. Резкое замедление скорости поднятия в древнем голоцене на приводимых графиках не устанавливается, возможно, из-за недостатка данных по древнейшему голоцену. Переломы в графиках скорости поднятия, приходящиеся на средний голоцен (примерно 6-4 тыс. лет назад), аналогичны таковым не только Кольского полуострова (Кошечкин, 1968; Арманд, Самсонова, 1969; Кошечкин и др., 1971), но и Эстонии (Кессел, Мийдел, 1973), Финляндии (Donner, 1970) и отмечают стабилизацию скорости поднятия (убывание замедления скорости движений). Они могут быть в значительной мере обусловлены эвстатическим повышением уровня моря (до современного или выше) во время климатического оптимума, которое не учтено использованной эвстатической кривой, но предполагается многими авторами на основе геологических данных по берегам Белого, Баренцева, Балтийского и Северного морей и в других частях океана (Каплин, 1973; Никифоров, 1975). В этом случае полученные для позднего голоцена величины скорости оказываются завышенными главным образом в периферических участках.

Приведенные данные позволяют считать, что для голоценовых движений восточной части Фенноскандии характерно следующее: 1) в целом сводовый характер поднятия; 2) осложнение сводового поднятия блоковыми движениями положительного и отрицательного знака (преимущественно на периферии) и смещениями по разрывам, часть которых может входить во флексурные зоны; 3) приуроченность максимальных поднятий к центральноледниковой области на севере Ботнического залива; 4) замедление поднятия в течение голоцена вслед за дегляциацией.

## 2. Закономерности проявления современных движений Фенноскандии и их соотношения с голоценовыми

**Исходные данные и некоторые результаты.** Изучение собственно современных движений земной коры в Фенноскандии началось, пожалуй, раньше, чем где-либо на земном шаре. Достаточно сказать, что самые ранние *уровнемерные данные* в Финляндии относятся к 1697 г., а первая уровнемерная марка заложена Шведской Академией наук на берегу Ботнического залива еще в 1731 г. К настоящему времени именно Швеция и Финляндия, а также Дания обладают наиболее густой сетью уровнемерных пунктов (около 30 станций) и наиболее длинными рядами наблюдений на них (соответственно с 1825 г. в Швеции и с 1852 г. в Финляндии). Эти же страны, особенно Финляндия и Дания, имеют густую сеть линий повторного высокоточного нивелирования.

Методика определения движений суши относительно уровня моря особенно хорошо разработана применительно к бассейну Балтийского моря (Николаев, 1949; Современные вертикальные движения..., 1958; Рихтер, 1965). Она включает учет таких факторов, как 19-летние приливные вариации, влияние метеорологических (изменения давления, ветровые нагоны и др.) и гидрографических (изменение солености, удельного веса воды, морских течений) условий, а также предусматривает исключение ошибок измерений. Полученные величины движений являются относительными, так как не включают величину эвстатического повышения уровня моря (по разным авторам, от +0,8 до 2,3 мм/год, см. Калинин и др., 1975).

Показателем надежности получаемых этим методом результатов служит хорошее согласование данных для одних и тех же пунктов у разных авторов даже для неодинаковых периодов (Lisitzin, 1963, табл. 2, 1966, табл. 1; Якубовский, 1965, табл. 3; Победоносцев, 1973а, рис. 2, табл. 3; ср. также Современные вертикальные движения..., 1958, табл. 4; Lisitzin, 1963, рис. 1; 1964, рис. 3; Якубовский, 1965, рис. 2). Имеющиеся отдельные расхождения объясняются недостаточным или различным учетом метеорологических факторов и относительной краткостью рядов наблюдений в отдельных пунктах.

Основные результаты по бассейну Балтийского моря включают следующие положения: 1) относительные вертикальные движения почти всех уровнемерных пунктов линейны во времени (точность в пределах  $\pm 0,1 \div 0,4$  мм/год), колебательный характер выявляется почти исключительно в южной части Балтики, где скорости минимальны и движения часто отрицательны; 2) наблюдающиеся отклонения от линейности поднятия вдоль берега находятся в пределах 5–8 мм на 100 км расстояния (за 70 лет) и могут быть объяснены неравномерным ходом движений земной коры в плане; 3) вертикальные движения берегов отрицательны (до  $-1$  мм/год) только в самой южной части Балтийского моря, а на остальной (большей) части положительны, достигая значений  $+2 \div +5$  мм/год в центральной и  $+7 \div +8$  мм/год в северной частях Ботнического залива; 4) изобазы поднятия берегов образуют субконцентрические, выпуклые к юго-востоку дуги, хорошо согласующиеся (с учетом поправки на эвстатический подъем уровня моря в  $+0,8$  мм/год) с изобазами, полученными путем геометрического нивелирования на суше; 5) выделяются участки с различными градиентами скорости вертикальных движений, возможно, связанные с шарнирными линиями (разломами), одна из которых намечается от побережья Южной Швеции через север о. Готланд к вер-

шине Пярнуского залива, другая (?) — на северном побережье Финского залива, западнее и восточнее г. Хельсинки.

Уровенные наблюдения на внешних берегах Скандинавии вполне подтверждают общее поднятие региона со скоростью от долей миллиметра в год до 5 мм/год, кроме отдельных опускающихся участков в южных частях Швеции и Норвегии, при значении ошибок в пределах  $\pm(0,2 \div 1,6)$  мм/год (Kvale, 1966; Simonsen, 1969; Kukkamäki, 1969; Bakkelid, Kløve, 1973).

В восточной части Фенноскандии, в пределах СССР, признаки движения суши относительно уровня моря отмечались, начиная с конца XIX в., в трудах А.А. Иностранцева, Н.В. Кудрявцева, В. Фауссека, В. Рамзая, А.А. Полканова, А.А. Григорьева, Г.Д. Рихтера, Б.В. Шостаковича, Г.Ю. Верещагина, Б.Ф. Землякова и др. (см. Бискэ, 1959; Никонов, Панасенко, 1963). В послевоенные годы географические и геоморфологические признаки современных движений на отдельных участках отмечаются в целом ряде работ (Арманд, 1960; Никонов, Панасенко, 1963; Арманд, Арманд, 1966; Козлов, 1966; Никонов, 1965; Лак, Лукашев, 1967; Кошечкин, 1969; Рубинраут, 1974), причем в отдельных случаях даже удается определять не только направленность, но и скорость движений.

В 60-х годах нашего столетия появляются публикации, где на основе равномерных наблюдений на постах Белого и Баренцева морей даны более или менее надежные количественные оценки современных движений на побережьях.

При составлении сводной карты современных движений земной коры Восточной Европы (Карта современных вертикальных движений..., 1973) использованы наблюдения за средним уровнем моря в течение 20–30 лет (лишь в пункте Кемь-порт за 50 лет, с 1920 г.) на постах Белого и Баренцева (15 пунктов) и Балтийского (6 пунктов) морей, а также Онежского и Ладожского озер (11 пунктов). В отличие от прежних равномерных работ было использовано не только большее количество пунктов и более длинные ряды наблюдений, но также оригинальная методика определения движений по отклонению от среднего расчетного уровня моря (Победоносцев, Розанов, 1971; Победоносцев, 1973а). Величины вертикальных смещений определены для большинства пунктов с точностью  $\pm 0,4 \div 0,6$  мм/год. Полученные значения не учитывают эвстатического повышения уровня моря.

Важным выводом является установление линейного характера движений в большинстве пунктов, аналогично установленным равномерными наблюдениями на зарубежных берегах Фенноскандии. Волновой характер изменений уровня в таких пунктах, как Мурманск, Полярный, Архангельск, пока однозначно не объясняется. Он может быть связан с положением этих пунктов в зоне влияния стоковых вод или с нахождением в тектонически нестабильных участках вблизи разломов.

Подтверждается и уточняется, что Западно-Мурманский берег, берега Кандакшского залива и Карельский берег Белого моря поднимаются с максимальной скоростью +4,5 мм/год на южном берегу Кандакшского залива; к востоку скорость поднятия сокращается, и в восточной части Беломорского бассейна берега погружаются со скоростью до  $-2 \div -4$  мм/год. Опускания отдельных пунктов на северном берегу Кольского полуострова выпадают из общей закономерности.

Определение современных движений земной коры путем *повторного нивелирования* наиболее результативно на территории Финляндии и Швеции. Первая нивелировка в Финляндии относится к 1892–1910 гг. и характеризуется вероятной ошибкой  $\pm 1$  мм/км, вторая нивелировка проводилась в 1935–1956 гг., ее точность 0,32 мм/км (Kääriäinen, 1953, 1963, 1966). Общая длина линий, охваченных обеими нивелировками, превышает 3 тыс. км, а количество общих реперов — 1200. Расчетные значения приведены к эпохам 1900 и 1944 гг., между которыми и определяются скорости поднятия. Средняя ошибка значений ежегодного поднятия в отношении уровня моря составляет  $\pm 0,30$  мм/год. Определенные геодезически и океанографически закономерности и величины скорости поднятия на территории Финляндии хорошо согласуются между собой, расходясь

лишь на десятые доли миллиметра в год (Kääriäinen, 1953, 1966). Интересно, что и расчеты поднятия на основе долговременных равномерных наблюдений на озерах юго-восточной Финляндии с учетом гидрометеорологических факторов (Siren, 1963) вполне согласуются (с точностью в среднем 0,3 мм/год) с данными повторного нивелирования как в отношении протяжения изобаз, так и величин скорости.

Нивелировки на территории Дании (1395–1905 и 1938–1953 гг.) также отличаются большой густотой и высокой точностью, согласуясь с равномерными данными, точность которых находится в пределах  $\pm 0,11 \div 0,22$  мм/год (Simonsen, 1969). Нивелирования в Швеции (1886–1905 и 1951–1967 гг.) приведены к эпохам 1892 и 1960 гг.; из-за невысокой точности первого нивелирования ошибка в подсчете поднятия суши достигает  $\pm 0,67$  мм/год (Asplund, 1969). Во всех названных странах равномерные посты включены в сеть повторного нивелирования и обработка данных ведется сопряженно.

Наименее обеспечена геодезическими данными территория Норвегии, по которой до сих пор надежно обработаны данные лишь одной линии (нивелировки 1924–1930 и 1964 гг.) субширотного протяжения длиной около 200 км в западной Норвегии от побережья до шведской границы (Kvale, 1966; Bakkelid, Kløve, 1973).

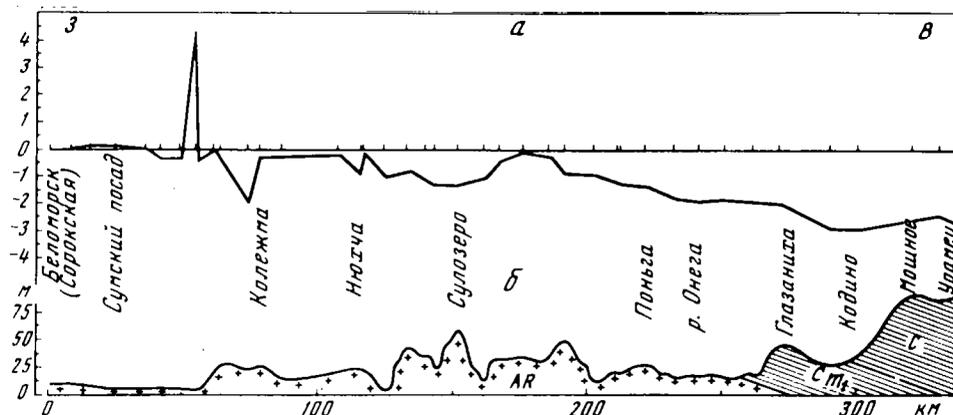
Геодезические данные о современных движениях земной коры в пределах советской части Фенноскандии основаны на повторном нивелировании по трассам Волховстрой–Мурманск (через Петрозаводск–Беломорск–Кандалакшу) и Беломорск–Обозерская, а также короткой (29 км) линии Апатиты–Кировск на Кольском полуострове.

Линия Беломорск–Обозерская длиной 340 км субширотно пересекает восточный склон Балтийского щита между линиями Волховстрой–Мурманск и Москва–Вологда–Архангельск и выходит на территорию Русской платформы. Нивелирование в 1945 (II класс) и 1966 гг. (I класс) дали возможность построить кривую скорости движения в этот период (рис. 9). В западной части трассы, вдоль побережья Онежской губы Белого моря, кривая сохраняет тот же уровень, что и в Беломорске, а восточнее последовательно снижается до  $-2$  мм/год у г. Онега и  $-(3-4)$  мм/год в низовьях р. Сев. Двина.

Основная трасса Волховстрой–Мурманск протягивается субмеридионально на 1366 км, пересекая геологические структуры, древние и обновленные (см. рис. 5). Трасса нивелировалась в 1927–1931, 1945–1947 и 1969–1970 гг. по программе I класса; дополнительно в 1937 и 1945–1947 гг. высокоточное нивелирование проведено в обход Кольского залива от г. Мурманск до г. Полярный для включения в сеть существующих футштоков.

Характеристика трассы, геодезических работ, состояния знаков и интерпретация данных опубликованы (Никонов и др., 1972, 1973). Здесь отметим, что хотя проведенное нами полевое обследование по известной методике (Современные вертикальные движения..., 1958) показало устойчивость (надежность) 75% знаков на трассе, большая величина систематической ошибки в первых нивелированиях и недостатки привязки к равномерным постам не позволяют принимать полученные по результатам первых нивелировок величины движения за абсолютные. Результаты между второй и третьей нивелировками более надежны. Главная закономерность распределения движений по рассматриваемому профилю (см. рис. 5) заключается в следующем: в северной части (Кольский полуостров, Северная Карелия) наблюдается поднятие, максимально до 3,2 мм/год в Северной Карелии, а в южной его части – опускание до 3 мм/год на границе щита и Русской платформы.

Равномерные и геодезические данные о движении региона на многих участках дополняются и подтверждаются геоморфологическими, археологическими и историческими исследованиями. Так, свидетельства отрицательного перемещения береговой линии в течение последних столетий и тысячелетий изучен в Ботническом заливе (Азе, 1969) и на Норвежском побережье (Хольтедаль, 1958; Kvale, 1966). В наиболее подробном и комплексном исследовании такого рода



Р и с. 9. Современные движения земной коры на восточном склоне Балтийского щита по линии Беломорск—Обозерская. Составили Т.В. Гусева и А.А. Никонов

а — кривая скорости по данным нивелирования 1945 и 1966 гг.; б — профиль и разрез по трассе нивелирования

(Åse, 1969) обращают внимание, во-первых, близкое совпадение скорости среднего за последние 4 тыс. лет относительного поднятия суши (5 мм/год) со средней скоростью поднятия за последние столетия по равномерным данным (4,82 мм/год) и, во-вторых, неравномерность скорости как в течение 4 тыс. лет (в пределах 10–3,5 мм/год), так и в течение последних 200 лет ( $4,9 \pm 0,6$  мм/год в 1774–1846 гг. и  $3,8 \pm 0,1$  мм/год в 1847–1965 гг.), при общей тенденции сокращения скорости.

Для количественной оценки современных и позднеголоценовых движений в восточной части Фенноскандии также удалось в значительном объеме использовать геолого-геоморфологические данные вместе с археологическими и палеогеографическими (Никонов, 1964, 1965; Кошечкин, 1968, 1969; Никонов и др., 1973). Особое внимание уделено нами использованию точных данных о возрасте прибрежных форм рельефа и отложений путем привлечения археологических материалов и радиоуглеродных датировок в тех опорных пунктах, где можно сравнить полученные разными методами значения скорости. Не имея возможности подробно рассматривать исходные данные, подсчеты и сопоставления, ограничимся ссылкой на табл. 2 и график (см. рис. 5) скорости движения вдоль субмеридионального профиля Никонов, 1973в; Никонов и др., 1973).

В целом, если сопоставить скорости движений, полученные разными методами в одних и тех же пунктах, можно убедиться, что в одних случаях имеет место хорошее согласие величин скорости (в пределах 1–1,5 мм/год), а в других — резкие расхождения их (до 4 мм/год; см. Победоносцев, Розанов, 1971). Согласование присуще пунктам со значительной скоростью ( $\geq 0,5$ –1 мм/год), а отмеченные расхождения — пунктам, близким к нулевой изобазе. Здесь, в переходной зоне, естественно ожидать в течение последних тысячелетий смены поднятий опусканиями в процессе сокращения области последовательных поднятий.

Обращает также внимание замедление скорости во всей области поднятия в течение последних 3 тыс. лет. На периферии области поднятия вблизи нулевой изобазы фиксируется несколько трансгрессий в среднем и позднем голоцене, которые можно связывать не только с колебаниями уровня Мирового океана (Schofield, 1964; Никифоров, 1975), но и с колебательным характером движений земной коры в этой зоне.

Сводное поднятие Фенноскандии и смещения по разломам. На основе равномерных, геодезических, а по восточной части региона также и геолого-геоморфологических данных составлен уточненный вариант сводной карты современных вертикальных движений Фенноскандии (Kukkamäki, 1969; Никонов, 1972б, 1973в).

Таблица 2

Скорости вертикальных движений земной коры восточной части Балтийского щита, мм/год (относительно уровня Мирового океана, т.е. без учета эвстатического повышения его уровня)

Пункт	По геоморфологическим, археологическим данным за 2000–3000 лет	По геодезическим данным за 1949–1969 гг.*	По гидрологическим данным (по С.В. Победоносцеву, Вардѣ – по Т. Куккамаяки)
<b>Мурманское побережье</b>			
Полярный Мурманск	2,0–2,7	≤ 1,0 (?)	1,0 (1937–1968 гг.) +1,8 (1949–1968 гг.) +5,2 (1952–1968 гг.)
Дальние Зеленцы	3–4	–	2,6 ± 0,63 (1957–1968 гг.)
П-ов Варангер, Вардѣ	2–3; 3–4**	–	2,9 ± 1,5 (1948–1965 гг.)
<b>Бассейн Белого моря</b>			
Кандалакша	3,7–5,5; 3–6	2,5 (4)	4,3 (1928–1948 гг.) –2,98 ± 0,60 (1948–1968 гг.)
Ковда	4,55***	3,1 (3,9)	4,5 ± 0,48 (1947–1968 гг.)
Ксмь (Кемь-порт)	1–1,6	2,0	1,26 ± 0,40 (1920–1968 гг.)
Беломорск (Сорокская, Разнаволоок)	2,0 (?)	0,8	1,57 ± 0,44 (1936–1968 гг.)
Нюхча	0,6–2,0	0,6	–
Онега	~ 1–1,2	–1,2	–1,4 ± 0,60 (1943–1969 гг.)
Архангельск	– (0,6–1,0)	–3,8	–3,23 ± 0,88 (1936–1968 гг.) –0,16 ± 0,69 (1920–1968 гг.)
<b>Берега Онежского озера</b>			
Медвежьегорск	2,0–2,5	–1,8	–2,3
Повенец	2,0–2,4	–	16 (?) (1885–1929 гг.)
Петрозаводск	2,5 (5400–4100 л.н.) 1,1 (последние 2000 лет)	–2,6	–2,3
Мегра (юг Онежского озера)	– (0,5–1,6)	–	–2,6
<b>Берега Ладожского озера</b>			
Паша (Усть-Рыбежна)	– (1–2)	–2,2	–
Волхов (Новая Ладога)	≥ (–0,7)	–2,5	–1,4
Сортавала	0,5 ?	2,6	0,9
Ленинград (Кронштадт)	~ 0,1	–0,3	–0,2

\* Для Южного Беломорья за 1945–1966 гг. \*\* За 850 и 1500 лет. \*\*\* За 330 лет.

Эта сводная карта, несмотря на наличие белых пятен, несомненно обнаруживает следующие закономерности современных движений: 1) регион в целом испытывает закономерное сводовое воздымание эллипсоидной в плане формы с длинной осью, вытянутой в юго-запад – северо-восточном направлении; 2) вершинная часть свода с максимальной скоростью поднятия 9–9,5 мм/год<sup>1</sup> приходится на северную часть залива, т.е. на центральноледниковую область, но не на область наиболее позднего таяния остатков ледникового покрова – на северо-востоке Скандинавских гор; 3) линии равных величин скорости поднятия отклоняются от строго эллипсоидальной формы (до 1 мм/год), местами показы-

<sup>1</sup> С учетом эвстатического повышения уровня моря в +0,8 мм/год.

вая резкие изгибы и непараллельность хода; 4) горизонтальный градиент скорости вертикальных движений на юго-восточном "склоне" свода в общем неизменен, на южном уменьшается к периферии, тогда как на северо-западном, вблизи Норвежского побережья, возрастает в 2–3 раза (до  $(3-4) \cdot 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>); 5) крайняя южная, юго-западная и восточная периферии региона испытывают опускания со скоростью порядка 1 мм/год.

Все эти закономерности современных движений согласуются с основными закономерностями голоценовых движений региона (см. выше), как это частично было отмечено в публикациях по отдельным районам или профилям (Käägiäinen, 1953, 1963; Kvale, 1966; Donner, 1970; Никонов, 1965, 1967, 1973в).

Величина скорости движений не имеет четкой корреляции с рельефом, за отдельными исключениями, но показывает прямую связь с расстоянием от центральной ледниковой области. Линии равных величин скорости поднятия большей частью секут простирание докембрийских структур и не согласуются с контурами гравитационных аномалий; на периферии во многих случаях одни и те же структуры оказываются частью вовлеченными в поднятие, частью – в опускание. На востоке, например, поднимаются более северные части Ладожского синклинория и западные Беломорского синклинория, между тем как соответственно южные и восточные части того и другого погружаются.

В то же время при рассмотрении карты (см. рис. 6, б) и профиля (см. рис. 5) намечается соответствие рисунка изолиний и направленности современных движений некоторым морфоструктурам и структурным элементам восточной части Балтийского щита: относительное поднятие Хибинского массива (до 0,8 мм/год), Кандалакшского антиклинория (1,5–1,8 мм/год), относительное погружение Имандровской впадины (0,3–0,4 мм/год), Кандалакшского грабена (0,5 мм/год) и Северо-Онежско-Сегозерского блока (до 2 мм/год)<sup>1</sup>. Специальные повторные нивелирования между городами Апатиты и Кировск не установили относительного поднятия Хибинского массива над прилегающей равниной в 1967–1970 гг. за пределами долей миллиметра в год (Богданов и др., 1973).

Нельзя не обратить внимания на отражение в современных движениях относительных погружений новейших, частью унаследованных грабенов, рассекающих краевые части Балтийского щита – Осло, Кандалакшского, Верхне-Понойского, Онежско-Сегозерского. Сходные явления не исключены в Варангер-фиорде и Кольском заливе.

На восточной периферии щита, в переходной к Русской платформе зоне, современные движения обнаруживают значительную дифференцированность и общую пространственную согласованность с крупными блоками субширотного и северо-западного простираний, отражающими глубинное строение фундамента и новейшие морфоструктуры по данным последних исследований (Зандер, 1972; Ференс-Сороцкий, Сафронов, 1973). Эта особенность присуща именно восточной периферии Балтийского щита (Никонов, 1967, 1973в; Лиленберг и др., 1972). Не только в восточной, но и в южной (Мещеряков, 1961б, 1965; Можаяев, 1973) части Фенноскандии, особенно при переходе к Русской платформе, современные движения отражают новейшие тектонические структуры в большей степени, чем на остальной территории региона.

Весьма вероятны смещения по отдельным разломам, возможно, в связи с землетрясениями. Косвенными признаками смещений по разломам могут служить, например, аномальные направления перекоса и переливания озер и болот. Известно, что на территории Балтийского щита происходит закономерный перекос озерных ванн и переливание озер к периферии области поднятия, т.е. осушение проксимальных и подтопление дистальных берегов (см., например, Верещагин, 1931; Siren, 1963; Никонов, Панасенко, 1963). Но западнее и северо-западнее Онежского озера на Сямозере, по наблюдениям Н.Н. Гуриной и Ю.В. Литинского, поднимаются юго-западный и южный берега, а северо-западный подтопляется (на 1,5–2 м за последние тысячи лет). Аномальные перекосы озерных терасс к юго-

<sup>1</sup> Приведенные величины скорости не могут считаться долговременными.

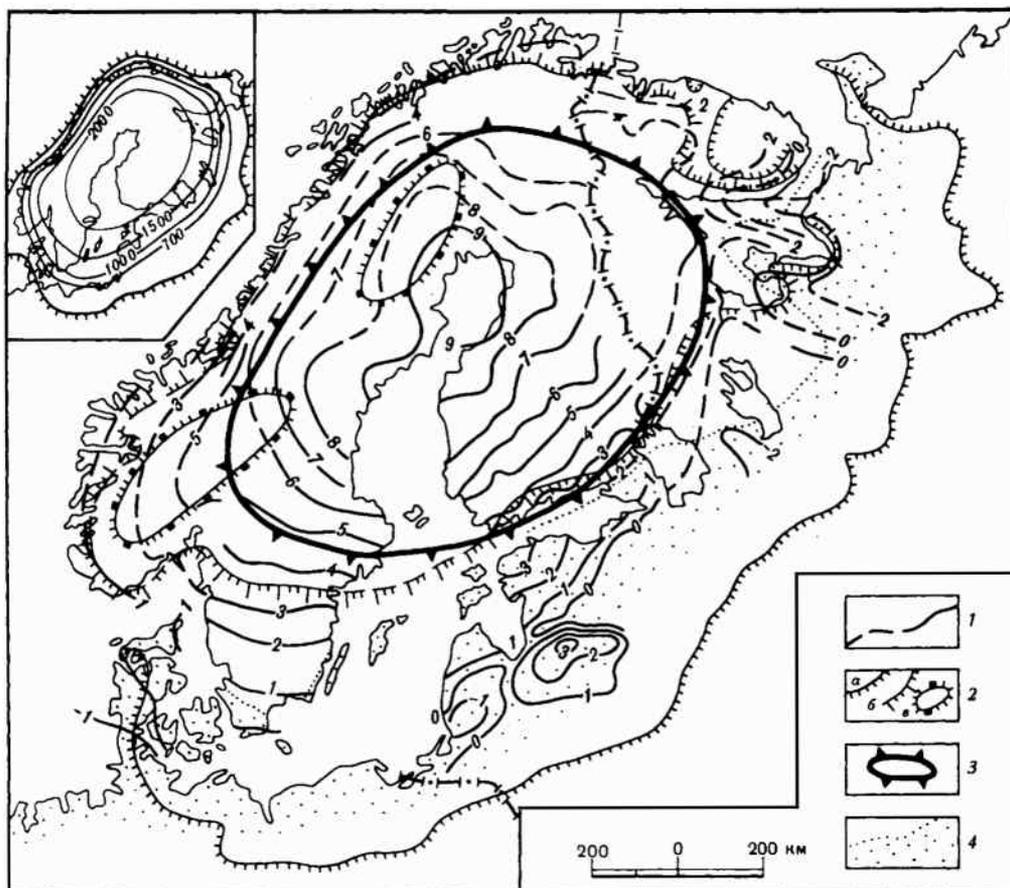
востоку и следы молодых дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания с вероятными современными подвижками обнаружены в Заонежско-Сегозерской зоне Карелии (Бискэ и др., 1971). Убедительны геоморфологические и гидрогеологические признаки продолжающихся движений по Южно-Кейвскому разлому, ограничивающему Верхне-Понойскую котловину на Кольском полуострове (Арманд А.Д., Арманд Н.Н., 1966; Рубинраут, 1974).

С точки зрения локальных движений по разломам в породах фундамента можно объяснить резкие местные изгибы и частные нарушения в правильном ходе изолиний равных величин скорости поднятия на территории южной половины Швеции и Финляндии, особенно в случае соответствия изгибов изолиний простиранию разломов (см. карты в работах Kääriäinen, 1953, 1963, 1966; Kukkamäki, 1969; 1975). С этой точки зрения интересны местные изломы кривой превышений по единственной в пределах Фенноскандии линии трехкратного нивелирования Волховстрой—Мурманск, где ряд участков повышенного градиента скорости современных движений соответствует разломам, выявленным по геологическим и геоморфологическим признакам. Изменения величин скорости движений на таких участках обычно составляют доли миллиметра в год и не всегда совпадают по знакам на кривых скорости между I—II и II—III нивелировками, т.е. могут быть знакопеременными. Повышенные градиенты скорости движений (ступени на кривой скорости в доли миллиметра в год на фоне поднятия 5—6 мм/год) над перпендикулярными к изобазам разломами отмечены и в Южной Финляндии (Talvitie, 1971).

Обращает внимание, что различия в величинах скорости движений по уровнемерным наблюдениям на соседних постах или на одном и том же посту за разные годы, а также различия между геодезическими и уровнемерными данными для одного и того же пункта обнаруживаются именно в местах с признаками локальных позднеледниковых и, вероятно, современных движений по разломам и с сейсмическими проявлениями (например, в вершине Кандалакшского залива, в Заонежье, на северном побережье Ладожского озера, в Кольском заливе).

Убедительный пример знакопеременных относительных смещений по разлому приведен В.Г. Рихтером (1965). Сравнение надежных уровнемерных наблюдений за 1889—1932 гг. на разных берегах фиорда (и разных крыльях разлома) около Стокгольма показало существование колебаний одного блока по отношению к другому блоку до 3—6 см за отдельные двух-трехлетия, между тем как результирующая относительных движений за 43 года оказалась почти равной нулю, а средняя расчетная скорость относительных движений блоков составила 0,1 мм/год. Показательно также, что среди уровнемерных постов южной части Балтийского моря наибольшие отклонения от среднего во времени хода (до 8 см) установлены на пункте Пярну (Победоносцев, 1973б), который располагается на линии шарнира, наследующей древнюю зону разлома.

При всей недостаточности материала по временному ходу локальных движений имеющиеся данные все же приводят к предварительному выводу о колебательном, знакопеременном характере относительных движений по отдельным разломам. Вместе с тем ясно, что инструментальные данные о современных движениях не отражают дробной дифференцированности смещений по разрывам и трещинам разного порядка, сколь бы явно они не проявлялись в приповерхностных частях земной коры региона. При пристальном внимании к случаям современных движений по разломам не будем забывать, что: 1) они единичны; 2) аномалии изолиний занимают площадь порядка нескольких десятков квадратных километров; 3) активность демонстрирует небольшая часть разрывов, отраженных на геологических, геоморфологических картах, аэрофотоснимках вдоль линий повторного нивелирования. Иными словами, мелкие активные разрывы не являются границами устойчиво движущихся блоков, и нет оснований считать современные движения мозаично-блоковыми, как предполагали или утверждали некоторые авторы (Härme, 1963; Paarma, 1963; Богданов, Ходотов, 1967).



Р и с. 10. Карта соотношения современных движений Фенноскандии с расположением и мощностью последнего ледникового покрова

1 – изоглинии скорости современного поднятия (Kukkamäki, 1975; Никонов, 1972); 2 – положение края ледникового покрова (Асеев, 1974; Никонов, 1965; Sauramo, 1958): а – 18–20 тыс. лет назад при максимальном распространении; б – 9–11 тыс. лет назад во время стадии Сальпаусселька, в – 7–8 тыс. лет назад во время Анцилового озера; 3 – центральноеледниковая область – примерная граница наибольшей мощности ледникового покрова порядка 2000 м (Асеев, 1974); 4 – граница щита и плиты. На врезке: изоглисы поверхности материкового льда во время максимума последнего оледенения, м, над современным ур. м, и граница максимального распространения Скандинавского ледникового покрова (Асеев, 1974)

Флексурные линии в современных движениях не установлены определенно, хотя участки повышенных градиентов скорости, отмеченные на Западнорвежском побережье, в Центральной Балтике (см. выше), возможно на Мурманском побережье и вдоль отдельных разломов в Беломорье и на территории Карелии могут быть связаны именно с зоной шарнирного типа.

Таким образом, сведения о блоковых движениях и смещениях по отдельным разломам не противоречат главной закономерности современных движений Фенноскандии – выводу о продолжающемся сводовом поднятии региона вокруг области максимальной мощности ледникового покрова (рис. 10).

Сопоставление современных движений с голоценовыми показывает, что современные движения на большей части региона наследуют сводообразное воздымание поздне- и послеледниковое времени (см. рис. 4–6), причем скорость поднятия уменьшилась особенно резко в центральных частях региона (см. рис. 8), область поднятия концентрически сократилась, а на периферии поднятия сменились опусканиями (см. рис. 6, 10).

Современные блоковые движения, также преимущественно унаследованные от голоценового времени, и движения по отдельным разрывам являются не более чем локальными проявлениями, но их скорости и величины смещений в отличие от голоценовых становятся, особенно на периферии Фенноскандии, соизмеримыми с современными региональными движениями.

### 3. Вопросы сейсмотектоники и гляциоизостазии Фенноскандии

Соотношение землетрясений с тектоническими структурами и движениями. При изучении современных быстрых, сейсмических движений и природы землетрясений региона, так же как и при рассмотрении медленных, существуют две главные точки зрения. Одна группа исследователей (Högböm, 1912; Sahlström, 1930; Renquist, 1930; Witting, 1943; Горшков, 1947; Båth, 1953) считает, что землетрясения зависят от послеледникового и современного поднятия гляциоизостатической природы, другая (Хольтедаль, 1958; Kvale, 1960; Vesanen et al., 1960; Pentillä, 1963; Панасенко, 1969; Teisseyre et al., 1969; Кошечкин и др., 1971) связывает землетрясения с локальными подвижками в зонах разломов независимо от общего гляциоизостатического поднятия. Автор, развивая допущения некоторых исследователей (Renquist, 1930; Горшков, 1947), предложил коррелировать землетрясения северо-восточной части региона с явлениями обоих типов (Никонов, Панасенко, 1963; Никонов, 1965, 1967). К аналогичному выводу для всего региона пришел Н.И. Николаев (1965), подробно рассмотревший соотношение сейсмичности, структуры и геофизических полей региона.

Сейсмические проявления на территории Фенноскандии и прилежащих областей характеризуются прежде всего площадной неравномерностью, позволяя выделить участки относительно повышенной активности. По картам эпицентров и густоты эпицентров (Sahlström, 1930; Renquist, 1930; Båth, 1953; Pentillä, 1963; Белоусов и др., 1968; Панасенко, 1969; Шустова и др., 1973) можно выделить крупные и мелкие линейные зоны, крупные области и мелкие участки изометричной формы. В поисках связи с морфоструктурами и корреляции с молодыми и современными движениями мы выделяем следующие сейсмотектонические единицы.

1. Крупная линейная зона вдоль Норвежского побережья (Норвежского канала), связанная с глубинным разломом на границе воздымающего материка и погружения дна Норвежского моря (Хольтедаль, 1958; Kvale, 1960; Николаев, 1960; Белоусов и др., 1968). Здесь преобладают более сильные ( $5 < M < 6,5$ ) и глубокие коровые и подкоровые (20–72 км) землетрясения (Båth, 1953; Шустова и др., 1973). Возможно, аналогичный характер, но с более редкими и слабыми землетрясениями, имеет и Мурманская сейсмогенная зона, выделенная Г.Д. Панасенко (1969) вдоль северного побережья Кольского полуострова. Так же как и Н.И. Николаев (1966), мы не связываем Западно-Норвежскую зону исключительно с гляциоизостатическим воздыманием; в то же время нельзя не обратить внимания на совпадение ее (и Мурманской зоны) с полосой повышенных градиентов молодого и современного поднятия вдоль древних структурных линий.

2. Наиболее показательной с точки зрения сопоставления с молодыми и современными движениями является известная крупная Ботническая зона, вытянутая к северо-востоку на 800 км, при ширине около 250 км, в которой отмечается 20–30 землетрясений в столетие против 0–5 землетрясений вне ее. Новые инструментальные определения эпицентров землетрясений вполне подтверждают вывод прежних авторов (Högböm, 1912; Sahlström, 1930; Renquist, 1930; Witting, 1943; Båth, 1953 и др.) о совпадении этой зоны с максимумом Фенноскандинавского голоценового и современного поднятия. Указанное совпадение хорошо видно при сравнении карт эпицентров и числа землетрясений (рис. 11, 12) с уточненными картами молодых (см. рис. 6, а) и современных (см. рис. 6, б) движений (см. также Никонов, Панасенко, 1963; Никонов, 1965; Nikonov, 1966; Kataja et al., 1969; Панасенко, 1969).

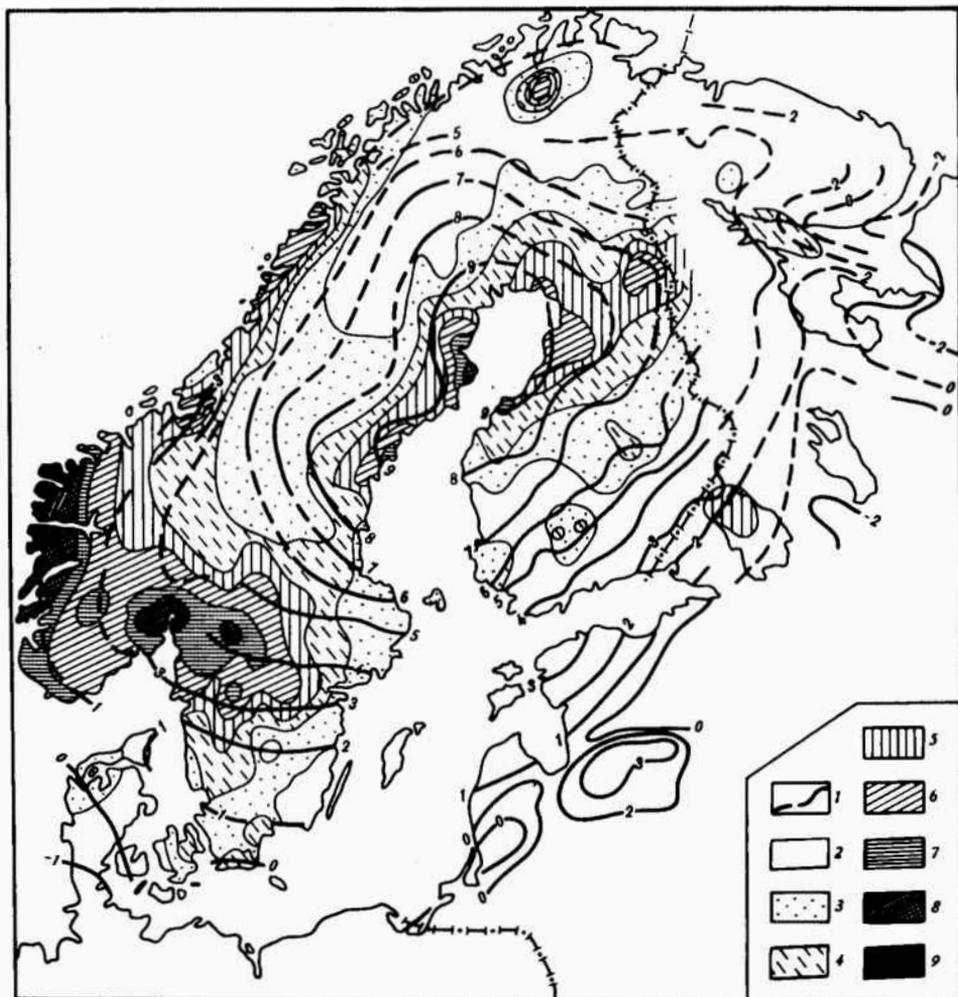
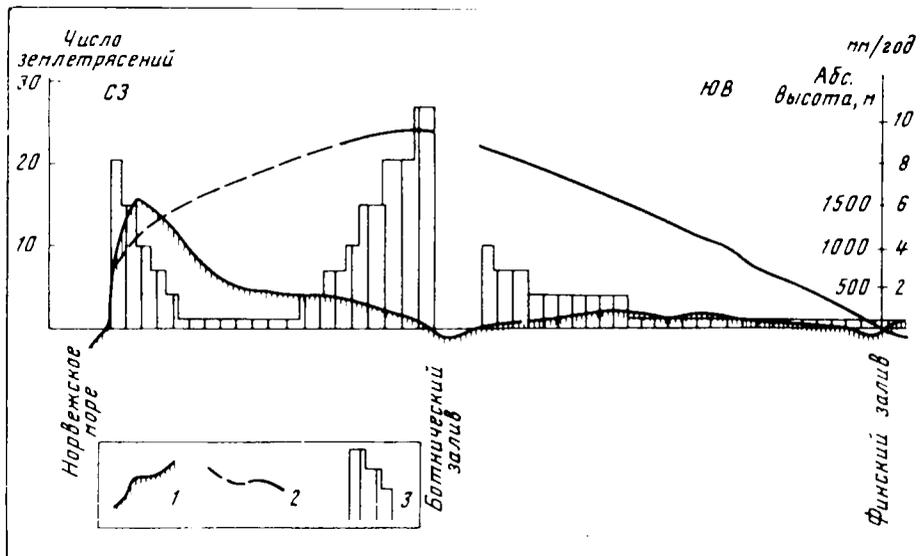


Рис. 11. Сопоставление современных движений и сейсмичности Фенноскандии

1 — изолинии современных движений, мм/год (Kukkamäki, 1975; Никонов, 1972); 2–9 — количество землетрясений (для зарубежной части — по данным (Sahlström, 1930) за 1600–1925 гг.; для территории СССР — по данным Панасенко (1969), Ананьина (1968) за 1600–1955 гг.): 2 — 0–2; 3 — 3–5; 4 — 6–8; 5 — 9–11; 6 — 12–17; 7 — 18–23; 8 — 24–29; 9 —  $\geq 30$

По мере уточнения локализации эпицентров в этой зоне оказалось возможным группировать многие эпицентры землетрясений таким образом, что они вытягиваются в линии, совпадающие с разломами фундамента. Это привело к представлению (Penttillä, 1963; Teisseyre et al., 1969) о связи землетрясений этой зоны с расколами кристаллического фундамента. Такая связь весьма вероятна, но пока недостаточно обоснована, тем более, что множество эпицентров, не классифицированных по глубинам, можно группировать в линии различным образом и всегда часть из них совпадет с известными разломами.

3. Особым типом сейсмоактивных структур региона можно считать расчленяющие окраины шита новейшие (унаследованные) грабены — Осло и Кандалакшский, возможно Варангер-фиордский. Эти морфоструктуры демонстрируют относительные блоковые опускания грабенов (изгиб изобаз внутрь области поднятия, повышенные градиенты скорости на бортах, наличие активных разрывов) и повышенную сейсмическую активность (Хольтедаль, 1958; Белоусов и др., 1968; Панасенко, 1969). Именно в грабене Осло известно наиболее сильное землетрясение Фенноскандии ( $6 < M < 6,5$ ).



Р и с. 12. Соотношение рельефа (1), скорости современных движений (2) и количества землетрясений (3) по профилю через Фенноскандию (северо-запад — юго-восток через вершины Финского и Ботнического заливов).

Число землетрясений за 1600—1925 гг. — по данным (Sahlström, 1930)

4. В ряде случаев выделяются разломы, в разной степени выраженные и доказанные, которые обнаруживают сейсмическую активность на фоне прилежащих пространств. К ним можно отнести разломы северо-западного простираения в юго-западной Швеции у оз. Венерн (Sahlström, 1930; Хольтедаль, 1958), северо-западного и северо-восточного в Центральной Финляндии (Teisseyre et al., 1969; Talvitie, 1971). В двух случаях последовательность возникновения землетрясений вдоль зоны такова (Teisseyre et al., 1969), что ведет к представлению о "вспарывании" разломов. Примечательно, что оно происходит от центра Фенноскандинавского поднятия к периферии, перпендикулярно к изобазам. Но аналогичная, активная в голоцене и в настоящее время, Заонежско-Сегозерская зона разломов в последние столетия не обнаруживает признаков сейсмичности.

5. Нельзя не обратить внимания на небольшие по размерам (порядка десятков километров в поперечнике) участки сгущения эпицентров в Северном море к югу от южной оконечности Норвегии, в Южной Финляндии около Куопио и Тампере, у северного побережья Ладожского озера, в Хибинском массиве, в устье р. Карас-Иоки в Северной Финляндии. Предположительно их можно связывать с пересечением разломов или локальными блоковыми структурами (как, например, в Хибинском массиве). На территории с детальной рисовкой изолиний скорости современного поднятия обращает внимание хорошее совпадение участков сгущения локальных эпицентров (северный берег Ладожского озера, участки Куопио и Тампере в Южной Финляндии) с резкими изгибами изолиний, по всей вероятности отражающими современные локальные движения участков фундамента.

Таким образом, на западном ограничении Фенноскандии землетрясения связаны с глубинной зоной разломов и могут отражать гляциоизостатические движения лишь опосредствованно, а на остальной, большей части региона, плотность распределения эпицентров и выделенной сейсмической энергии в целом согласуется с интенсивностью современного гляциоизостатического воздымания и расположением конкретных тектонических структур.

**Сейсмотектонические проявления.** Для уточнения вопроса о генезисе землетрясений полезно рассмотреть данные о временном распределении региональной

и локальной сейсмической активности, хотя данные эти малочисленны и не всегда надежны.

Насколько известно автору, впервые в 1930 г. В. Таннер (Tanner, 1930) стремился обосновать для всего региона выделение периодических, "прерывистых" движений земной коры в связи с активизацией землетрясений. Выше было показано, что в течение голоцена на фоне общего замедляющегося поднятия региона в разных его частях кратковременно проявлялись локальные движения (в течение одной-двух тысяч лет, возможно, и в более короткие промежутки времени). Этот результат можно рассматривать как подкрепляющий предположение о периодичности сейсмической активизации в голоцене. Поскольку наибольшая скорость поднятия, большинство смещений по разломам (и, вероятно, максимальные изменения тектонических напряжений) в течение голоцена были характерны для древнего и раннего голоцена, то естественно допустить наибольшую частоту и интенсивность землетрясений именно в древнем и раннем голоцене.

Фактическим обоснованием этой точки зрения могли бы быть данные о сейсмодислокациях (сеймотектонических импульсных движениях). К сожалению, скудность опубликованных сведений (Николаев, 1967б) о признаваемых сеймотектоническими дислокациями формах (свежие стенки отрыва, столбы отседания, сейсмогравитационные рвы, ступенчатые сбросы, зоны дробления, обвалы в скальных породах и др.) не позволяет считать их генезис доказанным. В условиях раздробленного кристаллического фундамента аналогичные формы первично могли возникнуть задолго до голоцена при медленных или быстрых тектонических движениях, сохраняться в течение многих десятков тысяч лет, обновляться под воздействием мощных флювиогляциальных потоков (каналы стока талых вод), озерной или морской абразии. Именно таким образом возникали многие "рвы" в Хибинах, на Мурманском побережье и в других местах. В то же время нельзя исключить сеймотектоническое происхождение отдельных расколов кристаллического фундамента в виде трещин, разбитых и смещенных бараньих лбов, которые, кстати, тяготеют к области максимального поднятия и наибольшей сейсмичности.

Но даже если признать сеймотектонический генезис некоторых форм (например, в Заонежно-Сегозерской зоне Карелии), то трудно по их размерам дать оценку интенсивности породивших их землетрясений. Дело в том, что в каждом регионе существует своя зависимость между магнитудой землетрясений и размерами сеймотектонических дислокаций (подробнее см. ниже). Это не позволяет считать обоснованным вывод о возможности на Балтийском щите в прошлые столетия и в будущем землетрясений интенсивностью X баллов (Николаев, 1967а, б). Приведенные выше данные о резком снижении не только скорости, но и контрастности региональных движений от начала голоцена к настоящему времени дают основание принимать в общем одновременное снижение показателей сейсмичности. Современные землетрясения по периферии региона, которые можно считать собственно тектоническими, по интенсивности не превышают те, что связываются с гляциозостатическим воздыманием и, следовательно, не противоречат высказанному положению.

Факты современных локальных движений и сейсмодислокаций во время известных землетрясений Фенноскандии единичны. Имеются указания на опускание под воду участка суши в Северной Финляндии во время сильного землетрясения 1626 г., появление трещин у пос. Териберка при землетрясении 1917 г. с  $M = 4,5$  (Панасенко, 1969); возможно, с локальными землетрясениями связано возникновение трещин на северном берегу Ладожского озера (обнаружены Г.Ц. Лаком). До сих пор единичны и случайны инструментальные данные о локальных смещениях в связи с землетрясениями. В Северной Финляндии вблизи эпицентров землетрясений интенсивностью III балла и одного IV балла (1956 г.) нивелирования 1946 и 1962 гг. обнаружили на участке 4 км поперек зоны разломов смещение всего 5 мм, т.е. в пределах ошибок измерения (Кяярйнен, 1969). В Центральной Финляндии повторное нивелирование 1897–1903 и 1946 гг. через зону разломов, с которой связывают ряд землетрясений, в том

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
<b>РАЗДЕЛ I</b>	
<b>ВВЕДЕНИЕ. ТЕРМИНОЛОГИЯ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА, ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ</b>	
Глава 1	
Обсуждение и уточнение понятий . . . . .	9
Глава 2	
О природе современных движений и их подразделении . . . . .	13
Глава 3	
Степень изученности современных движений и задачи настоящей работы. . . . .	17
<b>РАЗДЕЛ II</b>	
<b>ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ . . . . .</b>	
Глава 1	
Вертикальные движения в областях позднеплейстоценового и современного покровного оледенения в пределах платформ и поясов древней складчатости . . . . .	24
1. Характерные черты поздне- и послеледниковых движений Фенноскандии . . . . .	—
2. Закономерности проявления современных движений Фенноскандии и их соотношения с голоценовыми . . . . .	38
3. Вопросы сеймотектоники и гляциозостаии Фенноскандии . . . . .	46
4. Сопоставление с другими областями покровного оледенения и общие закономерности . . . . .	55
Глава 2	
Вертикальные движения в высокоподвижном и высокосейсмическом поясе (орогенная область Средней Азии) . . . . .	64
1. Оценка скорости и градиента скорости медленных движений . . . . .	—
2. Быстрые движения. Разрывные сеймотектонические дислокации . . . . .	74
3. Некоторые закономерности проявления голоценовых и современных движений и их связь с сейсмичностью в Среднеазиатской и других орогенных областях . . . . .	91
Глава 3	
Горизонтальные движения по региональным разломам Тихоокеанского и других подвижных поясов . . . . .	97
1. Некоторые общие сведения о горизонтальных движениях . . . . .	—
2. Движения по разломам Калифорнии . . . . .	100
3. Связь быстрых и медленных движений по разлому Сан-Андреас с сейсмическими проявлениями . . . . .	112
4. Горизонтальные движения по разломам в различных подвижных поясах и общие положения . . . . .	119
Глава 4	
Вертикальные и горизонтальные движения в областях рифтогенеза и современного вулканизма . . . . .	130
1. Движения в рифтовых зонах . . . . .	—
2. Движения в областях активной вулканической деятельности . . . . .	141

<b>Современные нетектонические и техногенные движения . . . . .</b>	<b>149</b>
1. Нетектонические движения . . . . .	–
2. Техногенные движения. . . . .	154

### **РАЗДЕЛ III**

<b>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ. . . . .</b>	<b>167</b>
---	------------

#### **Глава 1**

<b>Количественные различия голоценовых и современных вертикальных тектонических движений в разных геоструктурных областях . . . . .</b>	<b>–</b>
---	----------

#### **Глава 2**

<b>Опыт количественной оценки горизонтальных движений в сопоставлении с вертикаль- ными. . . . .</b>	<b>174</b>
--	------------

#### **Глава 3**

<b>Особенности хода региональных движений во времени. Объяснение парадокса скоростей современных движений . . . . .</b>	<b>182</b>
---	------------

#### **Глава 4**

<b>Движения земной коры и вопросы сейсмотектоники . . . . .</b>	<b>191</b>
---	------------

#### **Глава 5**

<b>Практические вопросы оценки сейсмической опасности на основе данных о голоценовых и современных движениях . . . . .</b>	<b>198</b>
--	------------

<b>Выводы . . . . .</b>	<b>211</b>
-------------------------	------------

<b>Abstract . . . . .</b>	<b>214</b>
---------------------------	------------

<b>Литература . . . . .</b>	<b>215</b>
-----------------------------	------------