

УДК 550.348.436; 551.24:550.34.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА

Ф.Н. Юдахин

*Институт экологических проблем Севера УрО РАН  
163061 Архангельск, набережная Северной Двины, 23  
E-mail: felix@gin.global-one.ru  
Поступила в редакцию 4 февраля 2002 г.*

В результате комплексного анализа геолого-геофизических материалов по континентальной части европейского Севера в земной коре Балтийского щита на глубинах 7-18 км выделен слой с пониженной скоростью продольных волн и пониженным электрическим сопротивлением волновода, который связывается с ослабленной трещиноватой зоной, насыщенной минерализованной водой. Существенную роль в поддержании равновесия флюидодинамической системы волновода играет сильное боковое давление со стороны Срединно-Атлантической зоны спрединга в той ее части, которая наиболее приближена к Балтийскому щиту. Возникающие при этом тектонические напряжения носят волновой характер. Прохождение волн напряжений в земной коре вызывает периодическое повышение порового давления флюида, приводящее к текучести раздробленных пород в волноводах, а при наличии горизонтальных сил – к проскальзыванию верхней хрупко-жесткой части коры относительно нижней псевдопластичной. Волновод при этом играет роль смазки. При проскальзывании разрушаются перемычки, обуславливающие прерывистый характер волновода, что сопровождается землетрясениями. Это объясняет факт приуроченности подавляющего большинства очагов внутриплитных землетрясений к интервалу глубин 7-18 км, т.е. к волноводу.

Ключевые слова: *геодинамика, сейсмичность, Балтийский щит, поднятие, горизонтальные напряжения, волновод, цикличность, деформационные волны.*

## THE GEODYNAMIC PROCESSES IN THE EARTH'S CRUST AND SEISMISITY OF THE EUROPEAN NORTH

F. N. Yudakhin

*Institute of ecological problems in the North, Urals Branch of Russian Academy of Sciences*

As a result of complex analysis of geology-geophysical data by a continental part of European North in the Earth crust of the Baltic shield on depths of 7-18 km the layer with the reduced P-wave velocity and reduced electric resistivity is allocated, which associated with concave fractured zone saturated mineralized water. The strong side pressure from the part of the Mid-Atlantic spreading zone, which one most approximates to the Baltic shield exist. It plays important role in the maintenance of stable equilibrium of dynamofluidal system. The tectonic stresses, arising at it, carry wave origin. The passing of waves stresses in the Earth crust a periodic increase of pore pressure of fluid resulting in flow states of ruptured rocks in wave guides causes, and at presence of horizontal stresses a slippage of the upper fragile-rigid part of a crust on low pseudoplastic is taking place. The wave guide thus plays a role of lubrication. At the slippage the bulkheads causing interrupted nature of wave guide are breaked down that is attendet with earthquakes. It explains the fact of the overwhelming majority of the sources of inrtaplate earthquakes to a spacing of depths of 7-18 km, that is to the wave guide.

Key words: *geodynamics, seismisity, Baltic shield, uplift, horisontal stresses, wave-guide-cycling, deformation's waves.*

Исследуемая территория включает в себя северную часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в пределах которой на западе выделяется Балтийский щит, представляющий собой наиболее крупный выступ древнего архей-раннепротерозойского фундамента, а на востоке – Канино-Тиманский складчатый пояс, отделяющий от платформы Печорскую плиту. Щит сформировался в раннем протерозое и сохранил свое строение и поднятое положение в течение последних 1,5 млрд лет. На западе щит перекрывается аллохтонными структурами Скандинавских каледонид, на севере по серии ступенчатых сбросов погружается под рыхлые отложения Баренцевой плиты. Юго-восточные склоны щита покрыты рифейскими и палеозойскими отложениями платформы, с юга и юго-запада он ограничен разломами линии Торнквиста, отделяющими его от Польско-Германских каледонских структур.

Главной особенностью Балтийского щита является его блоковое строение и омоложение коры с северо-востока на юго-запад. Здесь выделяются три провинции: западная или Дальсландская, центральная – Свекофеннская, восточ-

ная – Лапландско-Кольско-Карельская (рис. 1), которые различаются по времени образования и последующим преобразованиям коры. Эта зональность обусловлена формированием коры в течение лопийского, свекофеннского и готского этапов. В то же время в пределах архейских блоков коры присутствуют породы, сформированные в саамский этап. Лапландско-Кольско-Карельская провинция характеризуется самой древней корой (2,8-2,7 млрд лет) В её пределах широко развиты поля ранне- и позднеархейских гнейсов, гранитоидов и мигматитов со сложным купольно-блоковым строением, “сцементированные” ассоциациями пород архейских зеленокаменных поясов и совместно с ними перекрытые осадочно-вулканогенными образованиями раннего протерозоя. На современном эрозионном срезе эта провинция, в свою очередь, подразделяется на два блока: Карельско-Лапландский и Кольско-Беломорский, которые разграничены глубинными разломами. Дальсландская провинция представляет собой окраину Балтийского щита. В структуре провинции заметную роль играют разломы и надвиги. Её слагают гранитоиды, сланцы, высокометаморфизованные гнейсы.

Свекофеннская провинция характеризуется моноциклическим происхождением, связанным с развитием окраинного морского бас-

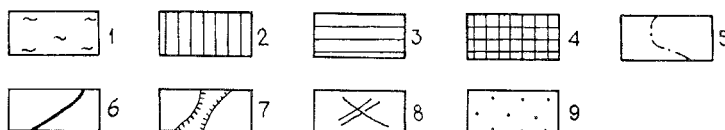
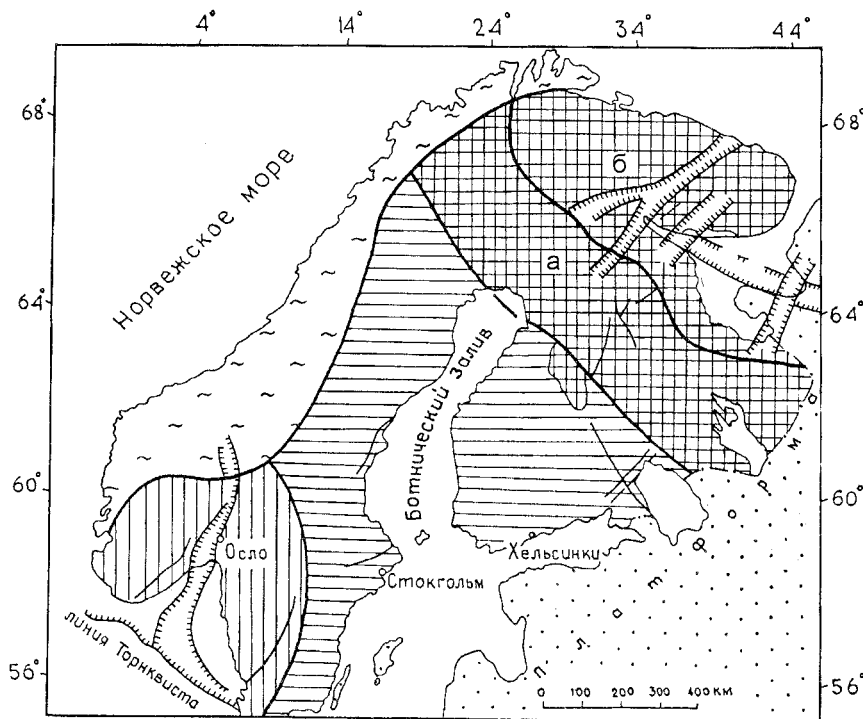


Рис. 1. Схема тектонического районирования Фенноскандии [Москалева, Орлова, 1994] с упрощениями.

1 – каледониды; 2 – дальсландиды; 3 – свекофениды; 4 – карелиды; Карельско-Лапландский (а) и Кольско-Беломорский (б) блоки; 5 – граница Балтийского щита; 6 – границы между крупными структурами; 7 – рифтогенные зоны; 8 – прочие разломы; 9 – осадочные толщи чехла платформы.

сейна. Оно закончилось Свекофеннской орогензией (1,95-1,7 млрд лет назад), которая явилась завершающей и для всего раннепротерозойского мегацикла, что определило её значение для щита в целом. На территории провинции развиты гранит-порфиры, граниты рапакиви, офиолиты, вулканогенно-молассовые и осадочно-вулканогенные толщи, граувакки. Таким образом, Балтийский щит в целом представляет собой гетерогенную структуру. В раннем протерозое, рифее и в среднем, позднем палеозое здесь развивались процессы рифтогенеза [Щеглов и др., 1992].

Осадочный чехол Восточно-Европейской платформы сложен породами от рифея до четвертичных. Самые древние терригенные рифейские породы мощностью до 3-4 км заполняют авлакогенные прогибы. На рифейских породах, иногда непосредственно на кристаллическом фундаменте с угловым и стратиграфическим несогласием, залегают песчаные и алевролитоглинистые породы венда мощностью до 1,5 км, которые выше по разрезу сменяются типично платформенными карбонатно-терригенными отложениями палеозоя и мезозоя. По устному сообщению В.Н. Широкова общая мощность осадочного чехла в Мезенской синеклизе платформы (долина р. Кулой) в рифтогенных структурах по данным сейсморазведки достигает 10 км.

Канино-Тиманский складчатый пояс надрывнут в юго-западном направлении на край Восточно-Европейской платформы. В его строении принимают участие метаморфические сланцы, кварциты, метапесчаники, строматолитовые известняки рифейского возраста, смятые в складки.

Печорская плита в виде треугольника, раскрытого в сторону Баренцева моря, ограничивается с запада Канино-Тиманским, с востока – Урало-Пайхойскими складчатыми поясами. Фундамент плиты представлен верхнепротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами. Платформенный чехол плиты сложен, снизу вверх, ордовикско-силурийскими, нижнедевонскими карбонатно-терригенными породами, верхнедевонскими, нижнепермскими карбонатными толщами, верхнепермскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами, триасомеловыми терригенными отложениями, перекрытыми кайнозойскими толщами. Мощность осадочного чехла в пределах Печорской плиты измеряется от 5 до 11 км (в Предуральском прогибе) [Дедеев, Запорожцева, 1985].

Характерно, что тектонические провинции различаются по характеру магнитных и гравитационных полей. Кольско-Беломорский блок Лапландско-Кольско-Карельской провинции (см. рис. 1) выделяется линейно вытянутыми в северо-западном направлении интенсивными, в основном положительными, резко градиентными аномалиями гравитационного поля, сменяющимися к юго-западу в пределах Карельско-Лапландского блока отрицательными полями силы тяжести север-северо-западного простирания. Это свидетельствует о том, что первый блок сложен более плотными породами, чем второй. У последнего тектонические структуры разворачиваются ближе к субмеридиональному направлению. Магнитное поле Кольско-Беломорского блока носит тонко-мозаичный характер с некоторым преобладанием отрицательных аномалий. Все аномалии отличаются четким северо-западным простиранием. Карельско-Лапландский блок выделяется крупно-мозаичным магнитным полем. Простирания аномалий изменяются от субмеридиональных до субширотных. Характер потенциальных геофизических полей свидетельствует о различном простирании плотностных и магнитных неоднородностей в земной коре, отражающих направление тектонических структур в пределах Карельско-Лапландского и Кольско-Беломорского блоков. В рисунке магнитного поля Лапландско-Кольско-Карельской провинции очень наглядно отражаются в одних случаях складчатая, в других – глыбовая структура пород коры с прямолинейными ограничениями блоков (разломы), указывающая на сложную тектоническую жизнь провинции за длительную историю развития.

Свекофеннская провинция характеризуется в целом отрицательным гравитационным полем средней интенсивности с аномалиями преимущественно северо-западного простирания. Отрицательный характер поля обусловлен широким развитием раннепротерозойских гранитоидов, отличающихся пониженной плотностью. На общем отрицательном поле силы тяжести выделяются крупные положительные гравитационные аномалии изометрической или овальной формы, приуроченные к площадям развития риолит-базальтовых и андезит-базальтовых пород, имеющих повышенную плотность. Магнитное поле Свекофеннской провинции преимущественно отрицательное, на фоне которого выделяются положительные аномалии, линейно вытянутые в северо-западном и

субширотном направлении, что отражает развитие базальтовых пород основного состава.

Дальсландская провинция выделяется весьма своеобразным гравитационным полем. В её центре, в пределах развития субмеридионального грабена Осло, располагается интенсивная положительная гравитационная аномалия, которая на юге расщепляется на два крыла северо-западного и юго-восточного простирания. По периферии гравитационный максимум обрамлен интенсивными полями отрицательного знака. Максимум связан с развитием заполняющих грабен среднепалеозойских плотных трихизабазальтов и трихиандезитов на фоне относительно мало плотных сильно метаморфизированных готско-гренвилльских осадков. Магнитное поле Дальсландской провинции характеризуется чередованием интенсивных, линейно вытянутых в субмеридиональном направлении, положительных и отрицательных аномалий. Одна из наиболее крупных положительных аномалий приурочена к грабену Осло, отмечая наличие в нем сильно магнитных пород основного состава.

Каледонские образования, надвинутые с северо-запада на Балтийский щит, характеризуются отрицательным полем силы тяжести исключительно высокой интенсивности. Таких значений отрицательных гравитационных аномалий (до  $-145$  мгл) нет больше в пределах Балтийского щита и примыкающих к нему территорий. Отсюда можно сделать выводы о том, что, по сравнению с древними породами щита, каледониды отличаются значительно меньшей плотностью. Магнитное поле над рассматриваемым тектоническим блоком носит мозаичный характер. Крупные и малые магнитные максимумы, продолжающиеся сюда из Свекофеннской и Дальсландской провинций, свидетельствуют о наличии под каледонским аллохтоном сильно магнитных основных пород, которые могут быть представлены риолит- и андезит-базальтами.

О гетерогенности земной коры, мощность которой в пределах щита изменяется от 30 до 67 км (рис. 2), свидетельствуют геофизические данные [Шаров, 1993; Краснопевцева, Щукин,

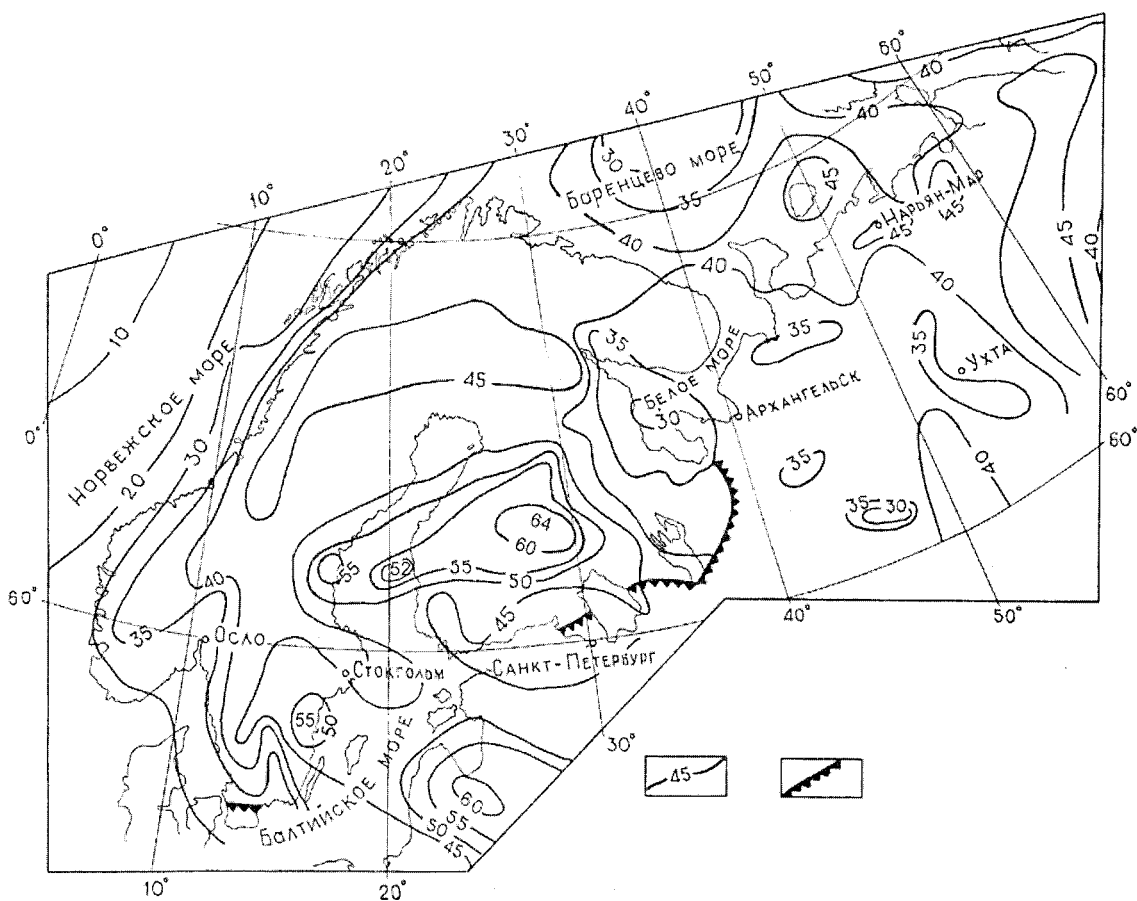


Рис. 2. Схема изоглубин поверхности Мохоровичича северной части Восточно-Европейской платформы. Составлена с использованием данных [Дедеев, Запорожцева, 1985; Шаров, 1993; Губайдуллин, 2001].

1 – глубины залегания поверхности М; 2 – граница Балтийского щита.

1996]. Выделяются крупные её блоки, разделенные контактными зонами, преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания. Отдельные блоки и группы смежных блоков различаются по мощности земной коры. Одни из них характеризуются мощностью коры 30-35 км, другие – 35-45 км, третьи – 45-60 и более км. Кора имеет трехслойное строение. Скорость прохождения продольных волн в слагающих её блоках изменяется от 5,8 до 6,3 км/с [Краснопевцева, Щукин, 1996]. Наименьшая мощность коры в Дальсландской провинции (26-35 км).

Свекофеннский блок отличается наиболее мощной земной корой, изменяющейся от 45 до 64 км. Эта мощность скорее характерна для горно-складчатых областей, чем для платформ. Примечательно, что именно в пределах Свекофеннского блока вблизи его границ наблюдаются наиболее высокие значения теплового потока 64-97 мВатт/м<sup>2</sup> (рис. 3). По данным томографического изучения верхней мантии [Шаров и др., 1998] на уровне глубин 40 и 50 км отчетливо проявляются зоны понижения скорости до 7,2-7,4 км/с, соответствующие увеличенной

мощности коры под Ботническим заливом и центральной Финляндией (рис. 4). Характерно, что на глубинах от 60 до 80 км скорость в верхней мантии повышается до 8,6-8,7 км/с. Это может свидетельствовать о наличии в низах коры-верхах мантии астеносферной линзы, обуславливающей сводовое поднятие Фенноскандии. Свекофеннский блок, который последним на Балтийском щите вступил в орогенную стадию, вновь вовлечен в тектоническую активизацию.

В пределах Лапландско-Кольско-Карельской и Каледонской провинции толщина коры лежит в пределах 35-40 км, характерных для древних платформ земного шара.

Подошва земной коры прилегающих к щиту территорий Восточно-Европейской платформы также имеет отчетливую делимость. Мозаичность строения поверхности Мохоровичича довольно высокая. Латеральные неоднородности верхней мантии имеют разные размеры и различаются по граничным скоростям на поверхности Мохо, варьирующим от 7,9 до 8,5 км/с. Границы между неоднородностями мантии характеризуются северо-западными и северо-восточными про-

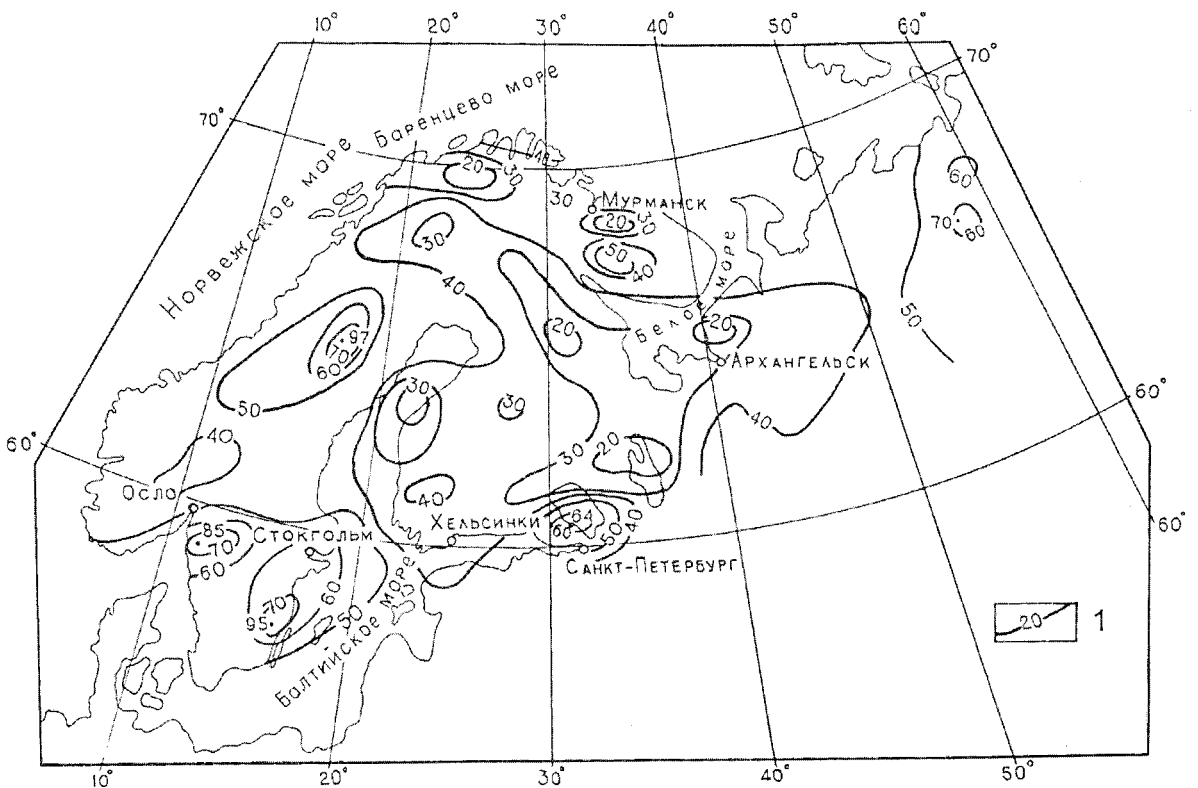


Рис. 3. Карта теплового потока Фенноскандии (построена с использованием данных [Geothermal atlas of Europe, 1991, 1992; Цыбуля, Левашкевич, 1992].

1 – изолинии теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>.

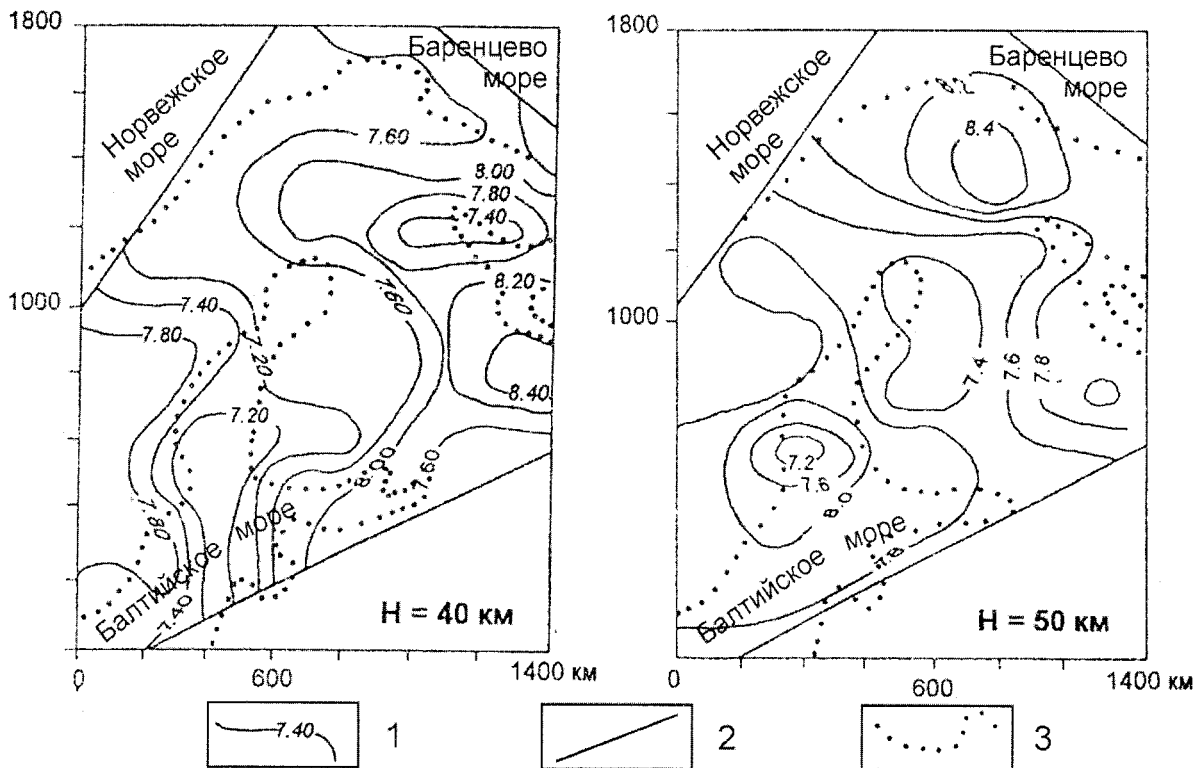


Рис. 4. Схема распределения скорости (модель 3) в литосфере Фенноскандии на глубинах 40 и 50 км [Шаров и др., 1998].

1 – изолинии скорости в км/с; 2 – контуры области определения скорости; 3 – контуры Фенноскандии.

стираниями [Краснопевцева, Щукин, 1996].

Резкая неоднородность земной коры Фенноскандии, отражающаяся в её блоковом строении и изменении её мощности, характере гравитационных и магнитных полей, скоростей прохождения упругих волн, теплового потока должны в значительной мере определять современный геодинамический режим литосферы. Действительно, наиболее активные геодинамические процессы на северо-западе Восточно-Европейской платформы происходят в пределах Фенноскандии, включающей в себя Балтийский щит и примыкающие к нему с северо-запада аллохтонные каледонские складчатые сооружения. Это связано, наряду с наличием упомянутой выше астеносферной линзы, также с близостью изучаемой территории к Северо-Атлантической зоне спрединга и зонам сочленения континент–шельф–море, где возникают высокие тектонические напряжения. Отражением этих процессов является самая высокая в пределах ВЕП сейсмичность Фенноскандии (рис. 5). Исходным материалом для изучения сейсмичности указанной территории послужили данные

сейсмического каталога Фенноскандии в компьютерном варианте [Heikkinen et al.]. По инструментальным замерам здесь регистрировались землетрясения с магнитудой от 3 до 6,5. Наиболее мощные из них интенсивностью 8 баллов наблюдались в грабенах Осло (1904 г.) и Кандалакшском (1627 г.)

Однако по данным С.Б. Николаевой [Николаева, 1993, 2001] голоценовые палеосейсмодислокации, выраженные в виде уступов высотой до 15-30 м и протяженностью до 3 км, ущелий, рвов глубиной 3-7 м, шириной от 2,5 до 7 м, протяженностью от 0,1 до 0,9 км, грабенообразных провалов и сочетающихся с ними обвалов скальных пород, ниш, обрушений и столбов отседания высотой до 10-15 м в бортах уступов, а в четвертичных отложениях – деформаций озерных осадков и оплывин рыхлых отложений на Кольском полуострове, указывают на проявление здесь в прошлом более мощных землетрясений. В соответствии с [Lagerback, 1990] значительное количество сейсмодислокаций, выраженных в виде протяженных позднечетвертичных уступов, а также обвалов, отме-

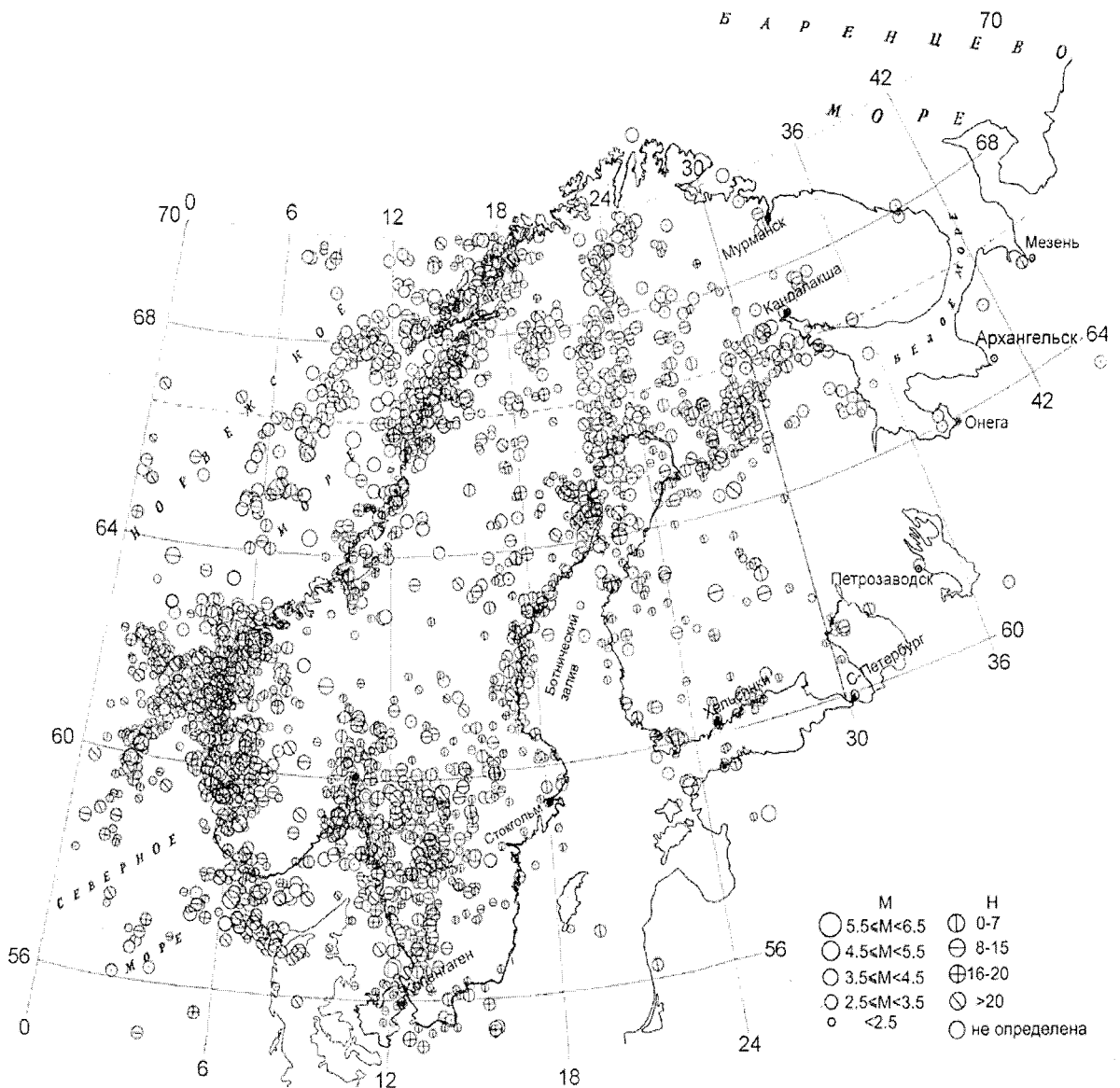


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений Фенноскандии за 1900-1997 гг. [Heikkinen et al.].

чено в Северной Фенноскандии (рис. 6). В работе [Николаев, 1967] на основе анализа палеосейсмодислокаций в районе Хибинских гор и на побережье Баренцева моря делается вывод, что это следы сильных древних подземных толчков и высказывается предположение о возможности проявления на Восточно-Европейской платформе катастрофических землетрясений интенсивностью до 10 баллов.

В распределении эпицентров землетрясений на изучаемой территории выделяются пять полос северо-восточного простирания, параллельных Срединно-Атлантической зоне спре-

динга. В направлении с северо-запада на юго-восток отмечаются Норвежская, Скандинавская, Мурманско-Ботническая, Оулу-Хибинская и Балтийско-Мезенская полосы сгущения эпицентров. В чередовании этих зон просматриваются пространственные ритмы. Расстояние между первой и второй полосами составляет 180 км, между второй и третьей – 440 км, между третьей и четвертой – 160 км, между четвертой и пятой – 440 км [Юдахин, 2000].

Наряду с этим, во внутренних частях щита отмечаются более узкие полосы локализации эпицентров, которые в ряде случаев со-

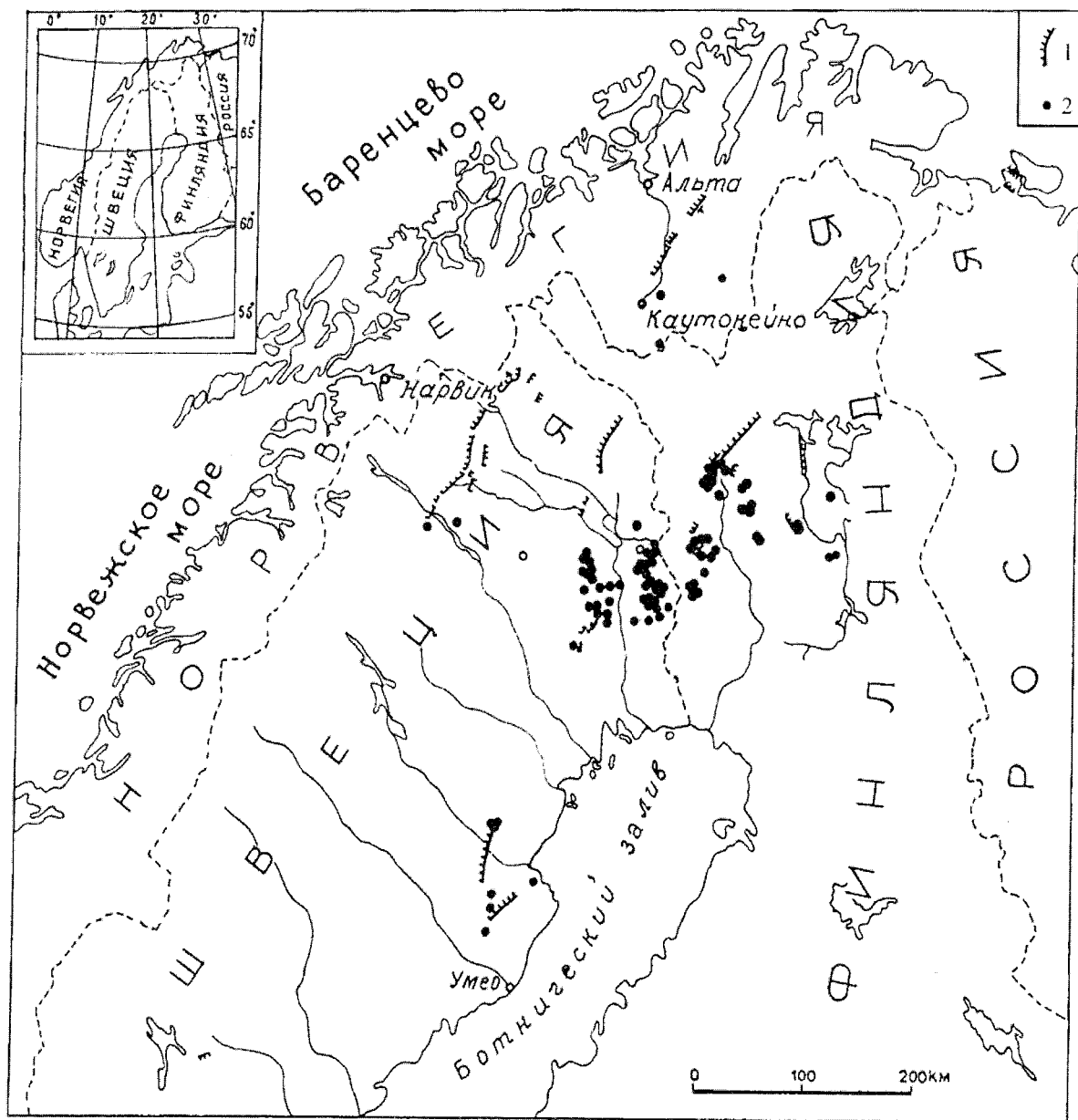


Рис. 6. Расположение позднечетвертичных сбросовых уступов (1 – штрихи направлены в сторону опущенного блока) и обвалов (2) в северной Фенноскандии [Lagerback, 1990].

впадают с рифтогенными зонами и рифтогенными глубинными разломами, проявившимися в раннем протерозое, рифее и среднем-, позднем палеозое (грабены Осло, Кандавакшский, Кольский, Восточное побережье Ботнического залива) и оживившимися в современную эпоху. Сейсмически активным является также шов между Свекофеннской и Лапландско-Кольско-Карельской провинциями, перерыв в консолидации которых составляет около 1 млрд лет. В течение этого времени упомянутые блоки не превратились в единую спаянную структуру, и на

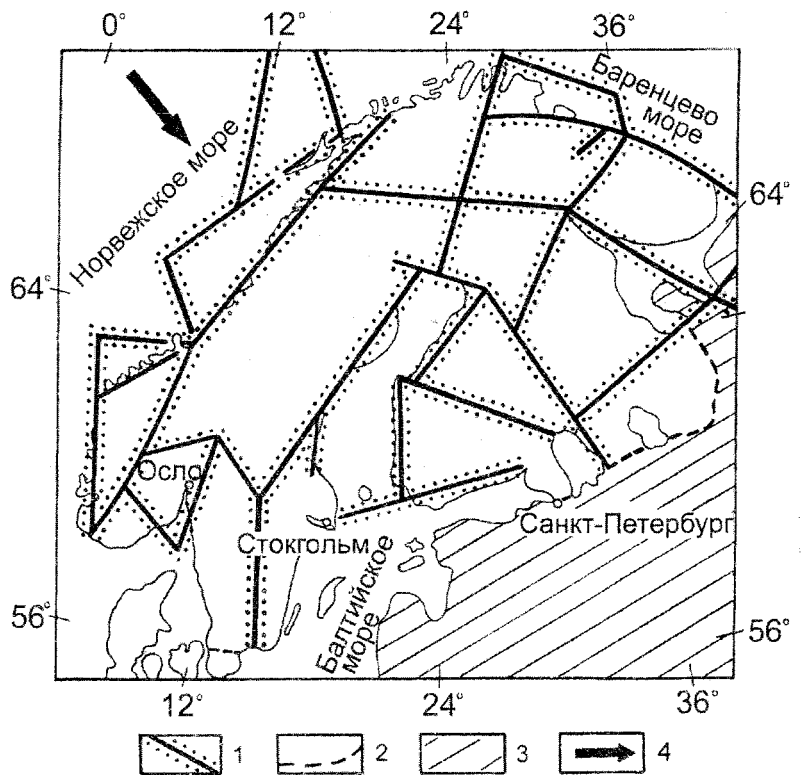
их ослабленной границе постоянно происходит разрядка напряжений в виде землетрясений, очаги которых вытянуты в цепочку северо-западного простирания от Ладожского озера до Ботнического залива. Значительно спокойнее в сейсмическом отношении центральная часть Скандинавского полуострова и полностью асейсмична восточная часть Кольского полуострова, оконтуренная с юга и севера цепочками эпицентров землетрясений.

Анализ распределения эпицентров землетрясений показал, что их полосы оконтури-



Рис. 7. Схема блоковой структуры Фенноскандии по геофизическим данным.

1 – межблоковые активные границы; 2 – граница Балтийского щита; 3 – Восточно-Европейская платформа; 4 – направление горизонтальных напряжений со стороны Срединно-Атлантической зоны спрединга.



вают блоки земной коры, разделенные контактными зонами и характеризующиеся существенно различными геофизическими параметрами (скоростью распространения упругих волн, плотностью) (рис. 7). Это подчеркивается приуроченностью очагов к полосам резкого горизонтального градиента гравитационного поля. При этом, чем резче градиент, тем выше сейсмичность. Например, резкие градиенты гравитационного поля наблюдаются по обоим бортам грабена Осло, на северо-западном побережье Норвегии, северо-восточном побережье Кольского полуострова, обоих бортах Кандавакшского грабена, вдоль Ладожско-Ботнического шва.

Поскольку сейсмичность является результатом динамических процессов в земной коре, для оценки сейсмической опасности и проведения сейсмического районирования какой-либо территории необходимы представления о её сейсмогеодинамической модели. Прежде всего, требуются знания о полях напряжений и порождающих их причинах. Многочисленные определения напряжений по данным изучения механизмов очагов землетрясений, образцов пород из керна колонковых скважин (*overcoring methods*), гидравлического разрушения (*hydraulic fractures*), геологических индикаторов, разрывов (*breakout*), показали, что земная кора Балтийского щита подвержена сильному горизонтальному сжатию. По данным определений в рудниках практически на всей территории Балтийского щита и причленившихся к нему с северо-запада каледонских сооружений (за исключением узкой полосы вдоль побережья Кольского полуострова) горизонтальные напряжения выше вертикальных (рис. 8) [Мар-

ков, 1982]. В некоторых рудниках они превысили вертикальные в 3-20 раз. Ю. К. Шукин [Краснопевцева, Шукин, 1996] считает, что горизонтальные напряжения от границ литосферных плит могут передаваться на тысячу и более километров вглубь плит и платформ. Нами, на основании анализа перечисленных выше данных изучения полей напряжений, была построена роза-диаграмма, которая однозначно указывает, что оси главных напряжений сжатия имеют преобладающее ЗСВ-ЗЮВ направление (рис. 9). Оно хорошо согласуется с направлением установленного по характеру фокальных механизмов давления со стороны зоны Срединно-Атлантического хребта (рис. 10).

Балтийский щит, вместе с ограничивающими его с северо-запада каледонидами, в настоящее время находится в режиме поднятия. Скорость этого воздымания достигает 10 мм/год в центральной части щита, постепенно уменьшаясь к периферии. Эти значения приближаются к скорости поднятия современных орогенов, подобных Тянь-Шанскому. Максимальная амплитуда поднятия за поздне-последледниковый период достигает 250 м и отмечается в центральной части Ботнического залива [Николаев, 1988]. Изолиния, соединяющая участки со 100-метровыми поднятиями, очерчивает практически всю территорию Фенноскандии.

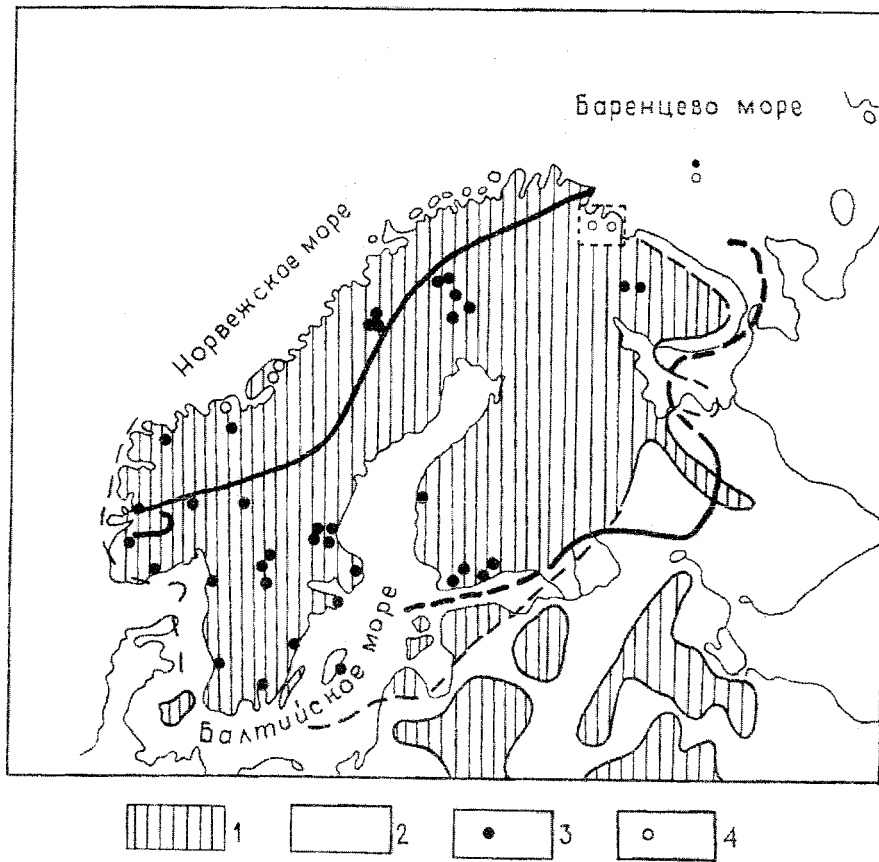


Рис. 8. Вертикальные тектонические движения земной коры и напряженность пород в рудниках Фенноскандии по [Марков, 1982].

1 – поднятие земной коры; 2 – опускание земной коры; 3 – места, где по определениям в рудниках горизонтальные напряжения выше вертикальных; 4 – то же, горизонтальные напряжения ниже вертикальных.

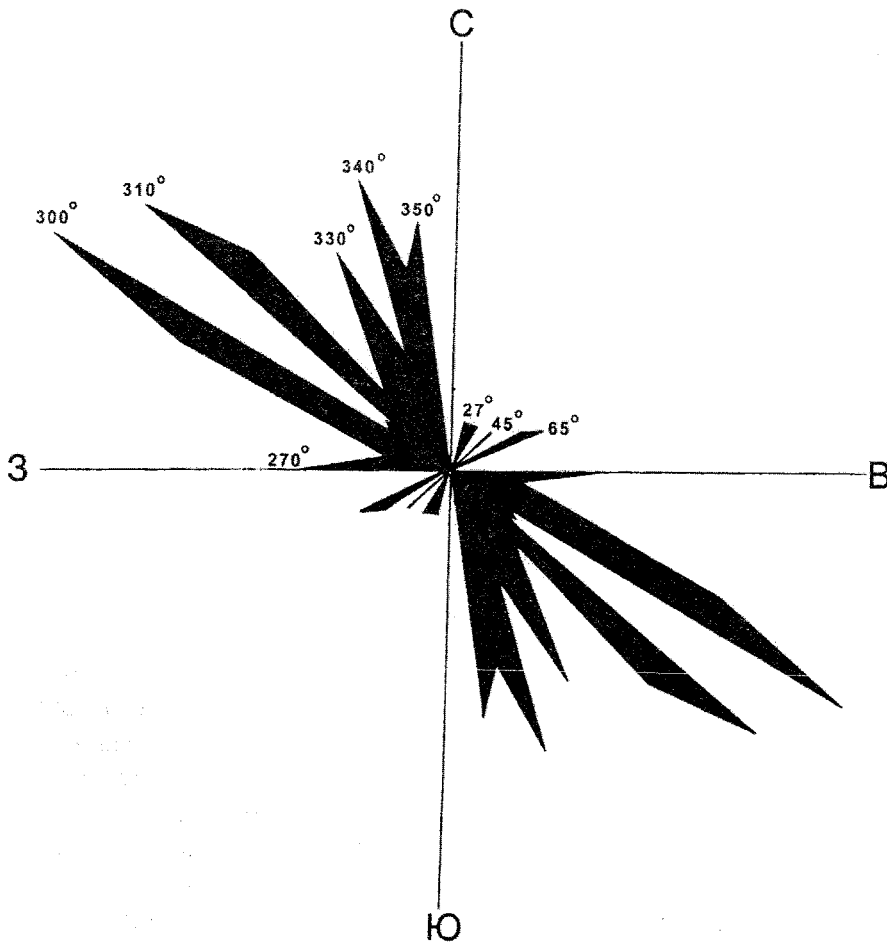
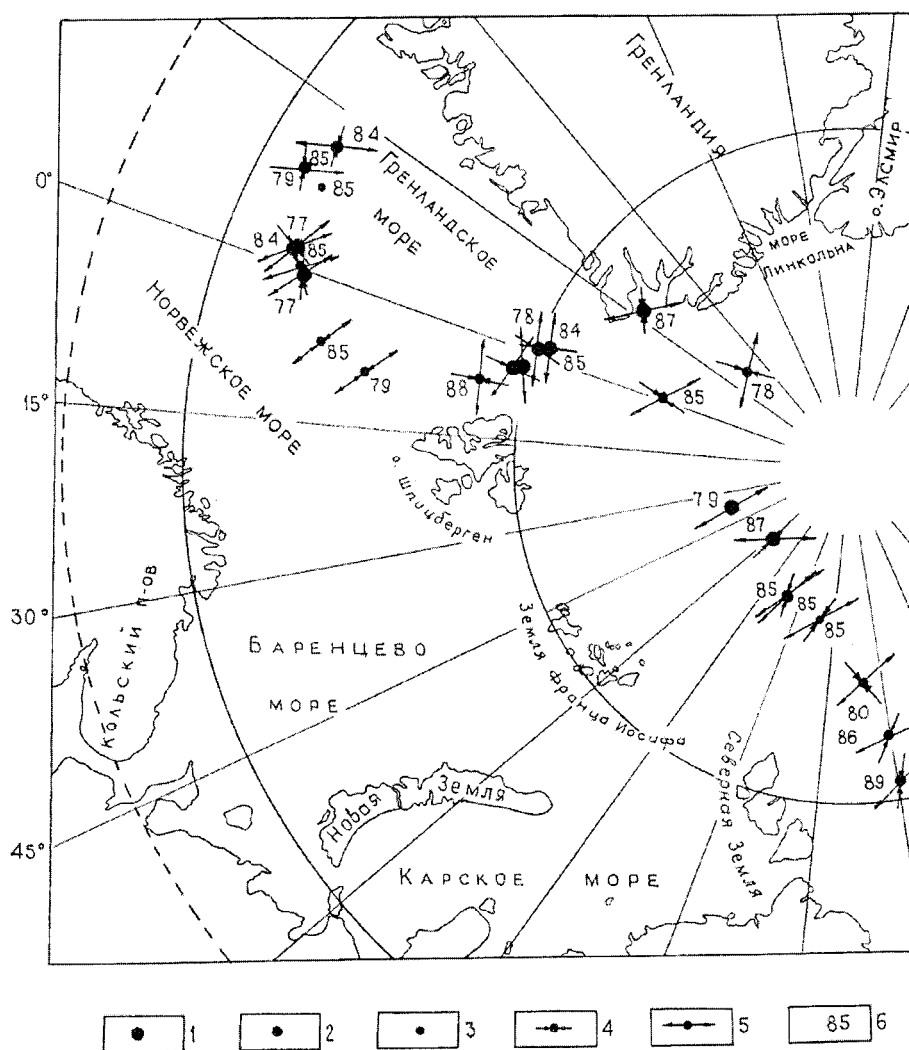


Рис. 9. Роза-диаграмма направлений главных осей напряжений сжатия на территории Фенноскандии.

Рис. 10. Фокальные механизмы землетрясений Арктики (метод ТМЦ) по [Аветисов, 1996].

Эпицентры землетрясений с магнитудой: 1–6<M; 2–5<M<6; 3–4<M<5; механизмы: 4 – сжатие; 5 – растяжение; 6 – цифры – год землетрясений (последние две цифры – года XX века).



Значительная часть исследователей связывает сейсмичность Фенноскандии с этим поднятием, которое, по их мнению, является результатом изостатических движений, связанных с разгрузкой от последнего оледенения. Однако факты свидетельствуют о том, что поднятие Фенноскандии началось задолго до последнего оледенения. Оно, безусловно, повлияло на скорость поднятия. Но последнее имеет все же тектоническую природу. По многочисленным данным дегляциация Фенноскандии закончилась 9-9,5 тыс лет назад. За это время должна наступить полная гляциоизостатическая компенсация, а, по мнению ряда авторов, влияние дегляциации должно прекратиться уже через 900 лет [Аветисов, 1996]. На тектоническую природу вертикальных движений, как уже отмечалось выше, указывают высокие значения теплового потока (85-97 мВт/м<sup>2</sup>) по периферии Свeкофеннской провинции и наличие астеносферной линзы под центральной частью Фенноскандии. Еще одним фактором, влияющим на сейсмичность Фенноскандии, является давление мощных (до 15 км) осадков на тонкую океаническую кору Норвежского и Северного морей. По расчетам, приведенным в работе

[Stain et al., 1989] толща осадков мощностью в 10 км создает напряжения до 100 МПа (мегапаскалей). Их разрядка происходит в зоне сочленения континент–море.

Говоря о давлении, испытываемом литосферой Фенноскандии со стороны зоны спрединга, необходимо остановиться на геодинамических последствиях этого горизонтального сжатия. Известно, что в последние десятилетия отечественными учеными развивается идея о тектонической расслоенности литосферы и, в частности, земной коры [Тектоническая расслоенность..., 1980, 1982, 1990; Юдахин, Беленович, 1986, 1989; Лобковский, 1988; Иванов, 1990, 1994; Пейве, 1991; Павленкова, 1996; Леонов, 1997]. Для обеспечения расслоенности требуется наличие субгоризонтальных границ раздела и действие определенных динамических факторов в литосфере.

Впервые на наличие субгоризонтальной границы в разрезе земной коры на глубине 7-13 км в складчатых поясах указал Н.К. Бу-

лин [1974]. Он назвал эту границу горизонтом А и объяснял ее наличие резким изменением физических свойств горных пород. Н.И. Павленкова [1973] отметила, что на Украинском кристаллическом щите по данным детальных исследований на глубинах 8-12 км установлена горизонтальная протяженная зона инверсии сейсмических скоростей. В.И. Шаров и Г.А. Гречишников [1982] впервые высказали мысль о том, что разломы земной коры, почти вертикальные у поверхности, с глубиной выполаживаются (так называемые листрические разломы) и на глубинах 10-20 км образуют субгоризонтальные границы. Высказывалась похожая точка зрения [Николаевский, 1984], интерпретирующая границу Конрада как физический (а не вещественный) переход к режиму псевдопластического (катаклизического) разрушения за счет множественного образования трещин, на фоне которых "корни" разломов становятся сейсмически невидимыми.

По данным магнитотеллурических зондирований нами в 1983 году [Калмурзаев и др., 1983] в пределах Муюнкумо-Наратского срединного массива и складчатых областей Тянь-Шаня в верхней части земной коры был установлен субгоризонтальный проводящий электрический горизонт. Он совпал с волноводом, выделяемым по сейсмологическим данным. Было отмечено, что, "как в пределах массива, так и в складчатых областях с указанным горизонтом совпадают гипоцентры наиболее сильных землетрясений Тянь-Шаня. По-видимому, указанный горизонт связан с субгоризонтальной зоной трещиноватости, разделяющей нижнюю часть коры, где породы находятся в пластическом состоянии, и верхнюю – хрупко-жесткую. Образование субгоризонтальной зоны трещиноватости, где происходит возник-

новение подавляющего большинства очагов сильных землетрясений, вполне объяснимо существованием на Тянь-Шане тангенциальных напряжений в земной коре".

В работе [Юдахин, Беленович, 1986] отмечено, что на Тянь-Шане выше и ниже зоны волновода (рис. 11) фокальные механизмы очагов землетрясений различаются. Напряжения сжатия в обоих случаях действуют близгоризонтально, однако, главные оси напряжений выше волновода ориентированы в широтном, а ниже – в субгоризонтальном направлении. В этой работе был сделан вывод о том, что разделенные волноводом породы различаются по реологическим свойствам. Нижняя часть земной коры Тянь-Шаня находится в квазипластическом состоянии. Причиной этого является существенно меланократовый состав "базальтового" слоя Тянь-Шаня. Лабораторными опытами [Лебедев, Корчин, 1978] установлено, что породы основного состава с увеличением давления и температуры переходят в пластическое состояние без каких-либо релаксационных явлений. Этот факт нашел подтверждение в полевых геологических наблюдениях на Тянь-Шане. Отмечено [Кнауф и др., 1981], что очаги землетрясений, проявившиеся в меланократовом субстрате, характеризуются низкими энергетическими параметрами и частой повторяемостью. Обладая различающимися реологическими свойствами геоматериалов, слои земной коры Тянь-Шаня по-разному реагируют на испытываемое ими субмеридиональное сжатие. Причиной этого сжатия

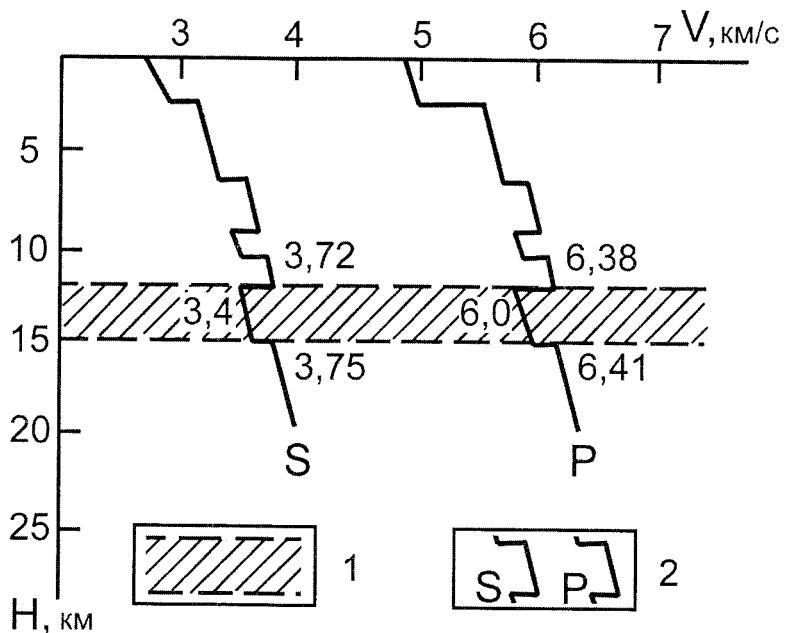


Рис. 11. Скоростной разрез земной коры Северного Тянь-Шаня [Юдахин, Беленович, 1986].

1 – волновод; 2 – графики изменения скоростей: S – поперечных волн, P – продольных волн.

является столкновение Индийской и Евразийской литосферных плит. Существование субгоризонтальных зон повышенной трещиноватости создает условия для тектонического расчленения земной коры и горизонтального перемещения геоматериалов по трещиноватым подложкам (волноводам), что сопровождается землетрясениями.

В работе [Иванов, 1990] граница Конрада (К1) названа отделителем, по которому происходит срыв жестких и хрупких пород верхней коры от податливых, пластичных – средней коры. С. Н. Иванов считает, что отделитель чаще всего располагается на глубине 8-14 км и является важнейшей границей литосферы. Он имеет ведущее значение не только для тектоники, но и для локализации интрузий водосодержащих магм, глубинных углеводородов и гидротермальных флюидов, с которыми связано образование рудных месторождений.

А.В. Пейве [1991] высказал мысль, что граница М представляет собой глобальный горизонт срыва, по которому кора проскальзывает по подстилающему субстрату. Л.И. Лобковский [1988] предложил модель двухъярусного строения земной коры. Он сформулировал представление о нижней коре континентов, как о подвижном слое, способном к пластическому течению и играющему активную геодинамическую роль. Свою идею Л.И. Лобковский развивал на примере тектонически активных площа-

дей – коллизионных поясов, микроплит, рифтов. Ю. Г. Леоновым [1997] было показано, что представление о тектонической подвижности нижней коры можно распространить также на платформенные, внутриплитные области. Он утверждает, что во внутриплитной обстановке все горизонты коры – чехол, верхняя кора, нижняя кора до границы М могут вести себя тектонически активно, испытывать деформации. Принимая во внимание соотношение скоростей продольных и поперечных волн в коровых волноводах, Н.И. Павленкова [1996], считает, что они связаны с повышенной флюидонасыщенностью (свободная вода) земной коры на глубинах 10-25 км и являются реологически ослабленными слоями, к которым выполаживаются глубинные разломы. Она пришла к сделанному нами ранее выводу [Юдахин, Беленович, 1986, 1989] отметив, что волноводы – “это реологически ослабленный слой..., по которому происходят субгоризонтальные подвижки земной коры. Слой контролирует распределение землетрясений в земной коре”.

Таким образом, существование волноводов в верхней части земной коры в настоящее время можно считать установленным фактом. Они характеризуются понижением скорости прохождения сейсмических волн от 0,1 до 1 км/с по сравнению с выше- и нижележащими породами (рис. 11, 12). Преобладающие глубины залегания коровых волноводов

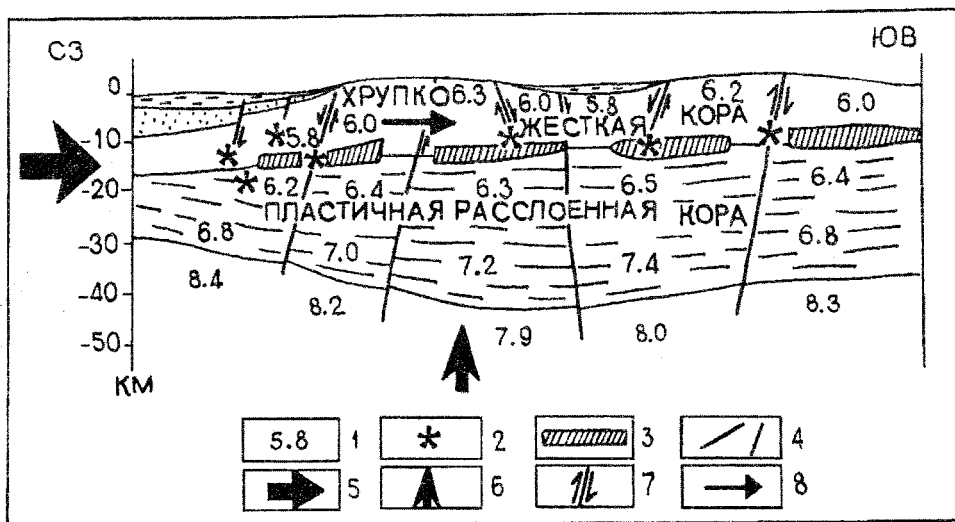


Рис. 12. Модель современной динамики земной коры Фенноскандии.

1 – скорость распространения упругих волн в земной коре и мантии; 2 – очаги землетрясений; 3 – зоны с пониженными значениями скоростей упругих волн и удельных электрических сопротивлений (волноводы); 4 – разломы; 5 – направление регионального сжатия со стороны Срединно-Атлантического хребта; 6 – направление действия эндогенных сил, приводящих к поднятию Балтийского щита; 7 – направление перемещений блоков в хрупко-жесткой части коры; 8 – направление проскальзывания верхней хрупко-жесткой части земной коры по средней псевдопластичной.

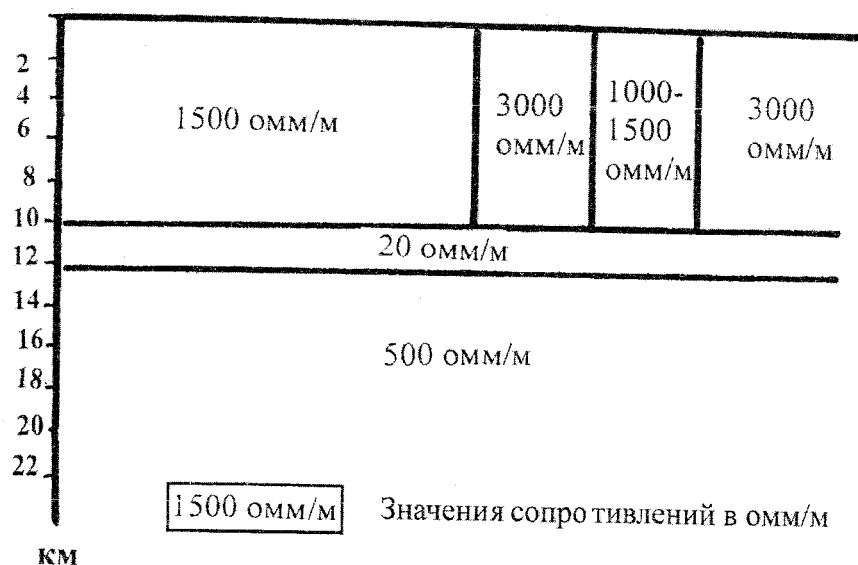


Рис. 13. Геоэлектрический разрез через складчатый пояс Ривейра в юго-восточной Бразилии по данным магнитотеллурического зондирования [Fontess et al., 2000].

10-15 и 15-20 км; их мощность варьирует от 1-2 до 4-10 км, чаще всего она составляет 4-10 км. Характерно, что волноводы отмечаются как на платформах (Балтийский, Бразильский щиты), так и в горно-складчатых областях (Тянь-Шань), причем, как в том, так и в другом случае они занимают горизонтальное положение, не считаясь с крутыми складками, в которые смяты породы. По данным магнито-теллурического зондирования, с волноводами совпадают горизонты повышенной электрической проводимости [Ваньян, Павленкова, 2002]. Удельное сопротивление в волноводах уменьшается на один-два порядка по сравнению с выше-и нижележащими породами, например, на Бразильском

щите – 20 Омм по сравнению с 500-3000 Омм соответственно (рис. 13). Аналогичная картина наблюдается на Балтийском щите (рис. 14). Отсюда можно сделать вывод, что зона пониженной скорости свидетельствует о нарушении сплошности пород, их трещиноватости, а низкое электрическое сопротивление – о том, что она заполнена минерализованными растворами. Данный вывод подтверждает Кольская сверхглубокая скважина, которая на глубинах 7-10 км встретила трещиноватую зону с притоками воды.

Некоторые исследователи связывают высокую электрическую проводимость волноводов с наличием графитизированных толщ, но это-

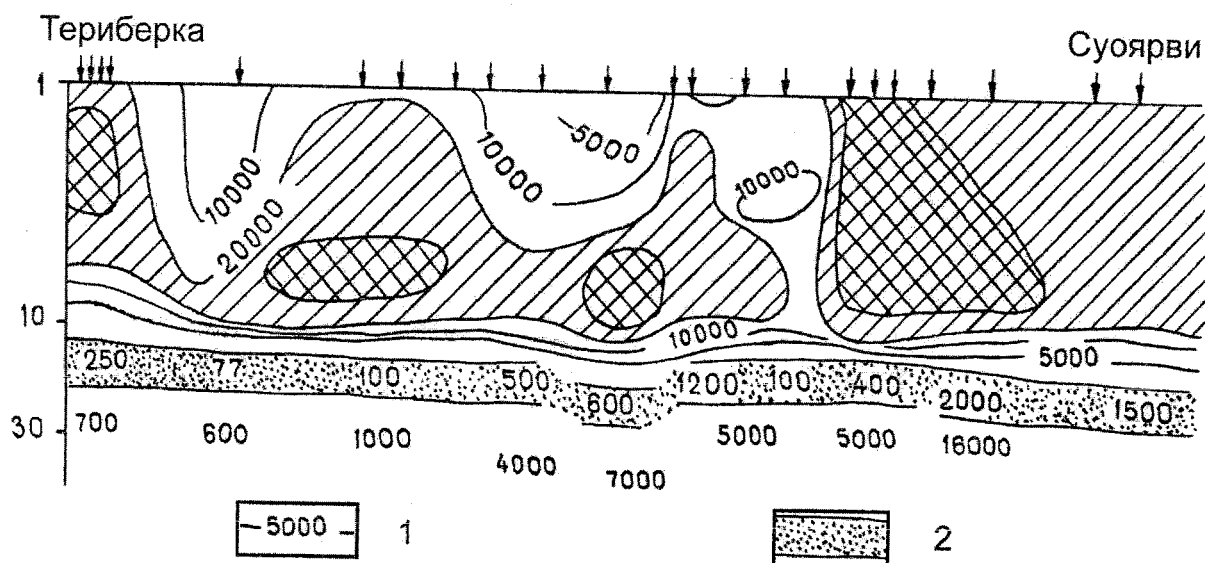


Рис. 14. Геоэлектрический разрез через Балтийский щит по [Ковтун и др., 1994].  
1 – изолинии электрических сопротивлений; 2 – горизонт повышенной проводимости.

му противоречит отмеченное выше горизонтальное залегание волноводов. Выявленные на сейсмических профилях волноводы носят прерывистый характер, т. е. на одних участках они выражены, на других исчезают. Однако, подстилающая их сейсмическая граница отмечается почти повсеместно. Как уже указывалось, в сейсмически активных районах на континентах подавляющее большинство гипоцентров коровых землетрясений располагается на глубинах 10-18 км, т. е. там же, где и волноводы (рис. 15).

Итак, на указанных глубинах в верхней части континентальной коры существует раздробленная флюидонасыщенная зона, носящая прерывистый характер, залегающая субгоризонтально и разделяющая верхнюю хрупко-жесткую и нижнюю псевдопластическую часть коры. Отсюда вытекает ряд следствий.

На территории Фенноскандии отмечается сдвиговый по субвертикальным плоскостям характер механизмов очагов землетрясений и северо-западная ориентировка осей главных напряжений сжатия. Учитывая, что горизонтальные напряжения в земной коре здесь в несколько раз превышают вертикальные, а подавляющее число очагов землетрясений располагается на тех же глубинах, что и волновод, можно сделать вывод, что внутриплитная сейсмичность Фенноскандии определяется, в основном, проскальзыванием верхнего хрупко-жесткого слоя земной коры по более пластичному среднему слою под действием напряжений, передаваемых из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта [Юдахин, 1999] (рис. 15). Горизонтом проскальзывания на глубинах 7-15 км

является среднекоровый срыв (mid-crustal detachment) на границе слоев коры с разными реологическими свойствами, или другими словами – волновод, имеющий на Балтийском щите прерывистый характер. Ниже глубин 15-20 км до границы М в земной коре континентальных платформ выделяется подвижный слой, обладающий высокой пластичностью, в отличие от хрупкой верхней коры. В нижней коре при определенных условиях происходит течение материала в горизонтальной плоскости, и она получила название расслоенной (ламинированной) нижней коры [Леонов, 1997]. Факт сильной расслоенности подтверждается наличием пакетов горизонтальных отражающих площадок. Величина горизонтальных напряжений, передаваемых от зоны спрединга, может достигать во внутренних частях плит 20-30 МПа (200-300 бар), иногда до 70 МПа (700 бар) [Леонов, 1997]. Этого вполне достаточно, чтобы обеспечить верхнекоровый срыв и деформацию пород.

При высоких давлениях в земной коре, обусловленных весом вышележащих пород, волноводы в геологическом времени должны были схлопнуться, а насыщающая их вода – выдавиться на земную поверхность. Но волноводы существуют и находятся в стадии динамического равновесия. Очевидно, что есть механизм, поддерживающий такое состояние волноводов.

В работах [Базавлук, Юдахин, 1993, 1998] нами на примере Тянь-Шаня было высказано мнение о том, что тектонические напряжения в земной коре носят волновой характер и порожд-

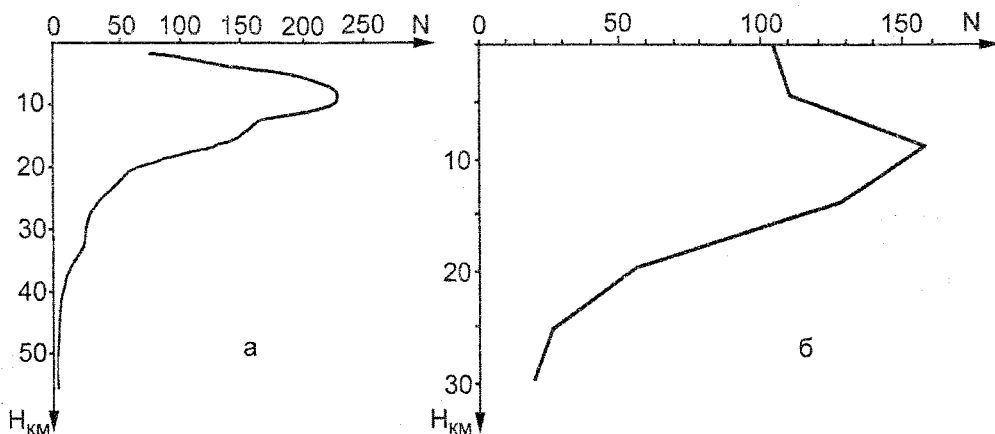


Рис. 15. Распределение очагов землетрясений по глубинам: а – в Фенноскандии, б – на Тянь-Шане. По вертикальной оси отложены глубины в км, по горизонтальной – число очагов землетрясений.

дают деформационные волны, вызывающие циклический характер проявления сейсмичности. Близкие выводы по различным районам были сделаны другими авторами [Дьяконов и др., 1991; Касьянова, 1998; Лукк, Юнга, 1994]. При изучении сейсмичности восточного склона Балтийского щита была отмечена циклическая (волновая) миграция очагов ощутимых землетрясений в Кандалакшской сейсмогенной зоне [Юдахин, Французова, 2000]. Была поставлена задача – исследовать с этих позиций всю территорию Фенноскандии и попытаться выявить наличие волновых проявлений сейсмичности, обусловленных прохождением деформационных волн, оценить их движение и скорость распространения. Для исследования выбрано два района: I и II. В район I вошла площадь развития скандинавских каледонид и ограничивающая их с запада серия ступенчатых сбросов, по которым континентальная часть Фенноскандии погружается в Норвежское и Баренцево моря, в район II – Балтийский щит.

Для района I обработана выборка из 250 ощутимых землетрясений с  $M = 3,5+5,4$ ,  $h = 0+70$  км за 1900-1997 гг.; для района II – выборка из 1400 землетрясений за эти же годы с  $M = 1.0+5.4$  и  $h = 0+40$  км. Были составлены графики изменения координат очагов землетрясений во времени отдельно по долготе ( $\lambda$ ) и широте ( $\varphi$ ) (верхняя часть рисунков 16-I и 16-II) для разных диапазонов магнитуд с  $M \geq 3,5$  и  $M \geq 1$ . Затем проведен спектрально-временной анализ (СВАН) этих рядов в скользящем временном окне с шагом 1 месяц и построены СВАН-диаграммы (нижняя часть рисунков 16-I и 16-II) [Атлас временных..., 1994].

Значения по оси абсцисс СВАН-диаграмм соответствуют центрам временных окон, на вертикальной оси откладываются величины частот в циклах, отнесенных к единице времени. Каждый столбец представляет собой амплитудный спектр Фурье, рассчитанный в данном скользящем временном окне. Более сильная зачерненность на диаграммах соответствует большей амплитуде спектра. Повторяемость доминирующих ритмов отражается в виде более или менее продолжительных зачерненных полос.

Этот признак показывает продолжительность существования ритмических изменений. Интенсивность процессов отражена на легендах, прилагаемых справа от СВАН-диаграмм.

Из представленных на рис. 16 СВАН-диаграмм видна отчетливая ритмичность, кото-

рая различается у районов I и II. Анализ диаграмм позволяет сделать следующие выводы.

Регулярность миграции очагов землетрясений на территории северо-запада ВЕП существует, о чем свидетельствует наличие хорошо прослеживаемого на всех СВАН-диаграммах 20-летнего ритма (рис. 16, I и II). Наблюдаются также и другие, более высокочастотные, но менее продолжительные и четко выраженные ритмы (10-и, 7-и, 4-х, 2-х летние), причем, начиная с 1954 года, они более устойчивые.

Для СВАН-диаграмм слабых землетрясений (рис. 16, II) характерно дальнейшее нарастание частоты ритмов, что, по-видимому, связано с проявлением землетрясений в пределах следующих по рангу малых блоках земной коры (на СВАН-диаграмме участка II присутствуют 1,5, 1, 0,9, 0,5-летние ритмы, которых нет на СВАН-диаграмме участка I).

Описанные результаты и полученные ранее [Юдахин, Французова, 2001], свидетельствуют о наличии циклической миграции очагов землетрясений, причем в геоблоках низкого ранга очаги слабых землетрясений мигрируют с более высокочастотными ритмами. Изложенное позволяет сделать вывод о том, что поле горизонтальных напряжений Фенноскандии, обусловленное близостью Северо-Атлантической зоны спрединга, носит волновой характер. Оно порождает деформационную волну, которая движется от Серединно-Атлантического хребта в юго-восточном направлении со скоростью примерно 60 км/год, что согласуется с данными, полученными другими авторами [Лукк, Юнга, 1994; Касьянова, 1998].

Волновой характер поля напряжений и сильное горизонтальное сжатие на Балтийском и Бразильском щитах – со стороны Серединно-Атлантической зоны спрединга, на Тянь-Шане – со стороны Индо-Австралийской литосферной плиты и служат механизмом, поддерживающим существование волноводов в состоянии флюидодинамического равновесия. Согласно геомеханической модели А.В. Каракина [1998], наибольшее влияние на прочность и реологические свойства волноводов оказывает вода. При большом поровом давлении, равном гидростатическому, среда раздроблена и находится в состоянии катакластического течения, при малом поровом давлении зерна спаиваются друг с другом, образуя трещиновато-упругую среду. Прохождение волн напряжений в земной коре, прежде всего отражается на флюидодинами-



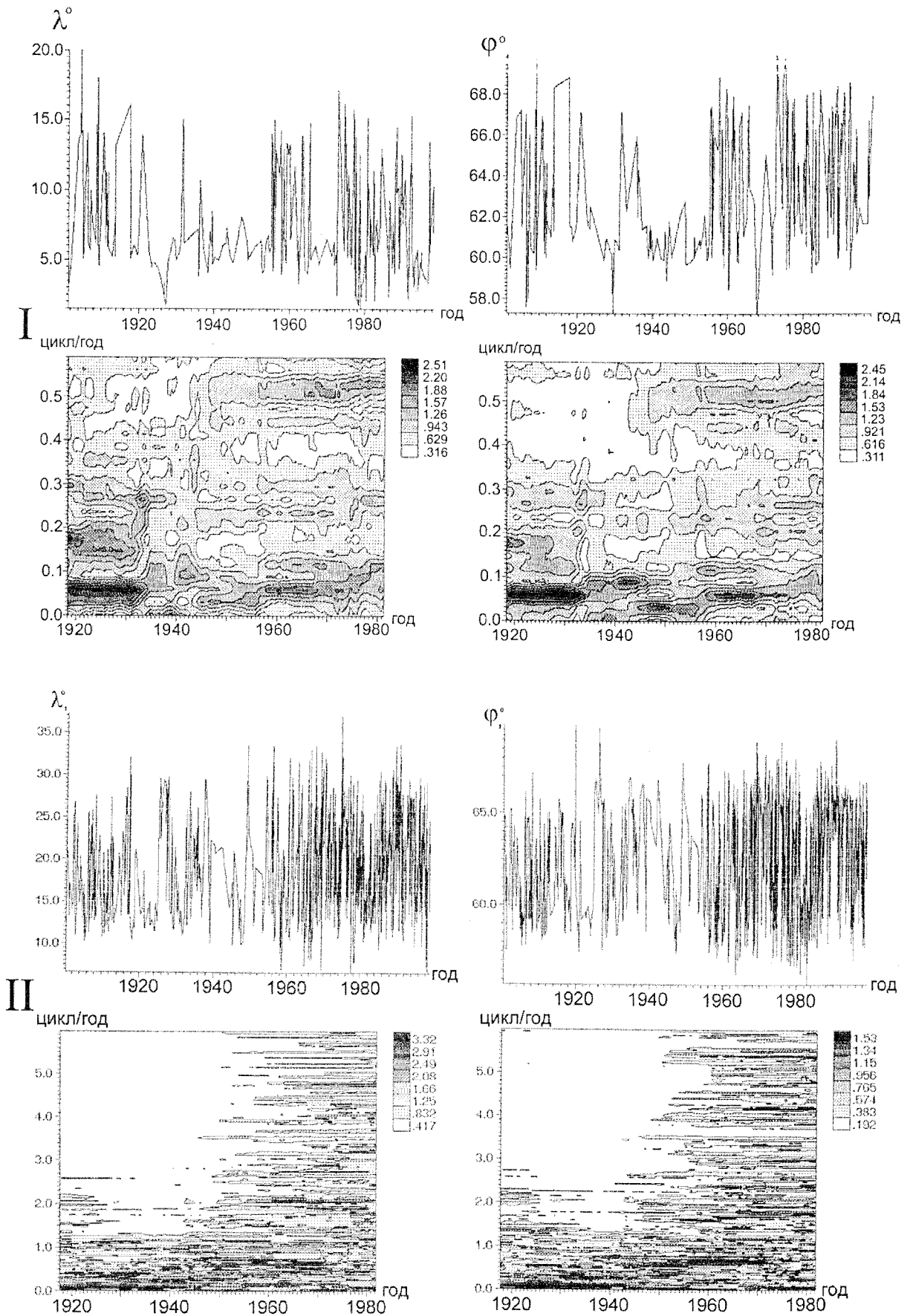


Рис. 16. Временные ряды и С-ВАН-диаграммы проявления очагов землетрясений по широте ( $\phi$ ) и долоте ( $\lambda$ ) для районов I ( $M \geq 3,5$ ) и II ( $M \geq 1,0$ ) за период 1900–1997 гг.

ческой системе волноводов. Волнообразное повышение порового давления воды, приводящее к текучести раздробленной среды в волноводах, вызывает, при наличии бокового давления, проскальзывание верхней хрупко-жесткой части коры по нижней – псевдопластической. Волновод при этом играет роль смазки. При таком проскальзывании разрушаются перемычки, обуславливающие прерывистый характер волновода, что сопровождается землетрясениями. Это и объясняет расположение подавляющего большинства очагов землетрясений на уровне волновода.

При сдавливании волноводов при низком поровом давлении среда консолидируется (перемычки), массы воды устремляются вверх и, напротив, при высоком поровом давлении среда раздроблена, что приводит к движению воды вниз (рис. 17). Эти периодические промывания земной коры и ее осадочного слоя играют решающую роль при формировании углеводородных и рудных месторождений [Иванов, 1990].

Пространственное перемещение сейсмических проявлений соответствует передвижению фронта тектонических деформаций. Прохождение волн напряжений через территорию Фенноскандии увеличивает трещиноватость пород и активизирует глубинные разломы. Это приводит к ремобилизации древнего структурного плана и проявлению сейсмичности.

К сожалению, редкая сеть сейсмических

станций на европейском Севере России не позволяет определить положение эпицентров землетрясений с необходимой точностью. В связи с этим не представляется возможным оконтурить сейсмогенные зоны и установить их приуроченность к тем или иным активным разломам. Тем не менее, мы сочли возможным наметить оси сейсмогенных зон и провести их дифференциацию по магнитуде, исходя из накопленных к настоящему времени материалов по сейсмичности изученной территории. В пределах европейского Севера России можно наметить четыре оси сейсмогенных зон – Кольско-Мезенской, Кандалакшско-Архангельской северо-западного простирания и поперечных по отношению к ним – Хибинской и Онежско-Чешской северо-восточного простирания (рис. 18).

В соответствии с картой общего сейсмического районирования ОСР-97 [Уломов, Шумилина, 1999] на территории Архангельской агломерации за 50-летний период с вероятностью 10% интенсивность землетрясения может превысить 6 баллов при среднем периоде повторяемости 500 лет, а на Беломорско-Кулойском плато при тех же условиях превысить 5 баллов; с вероятностью в 5% при среднем периоде повторяемости 1000 лет в пределах Архангельской агломерации и Беломорско-Кулойского плато интенсивность землетрясения может превысить 6 баллов; с вероятностью 1% и средней повторяемостью 5000 лет на этих же площадях

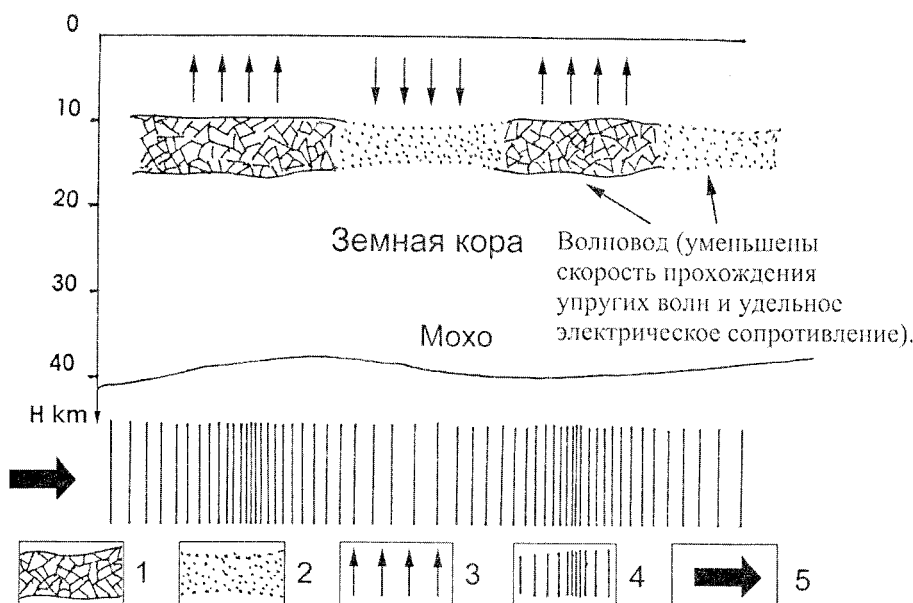
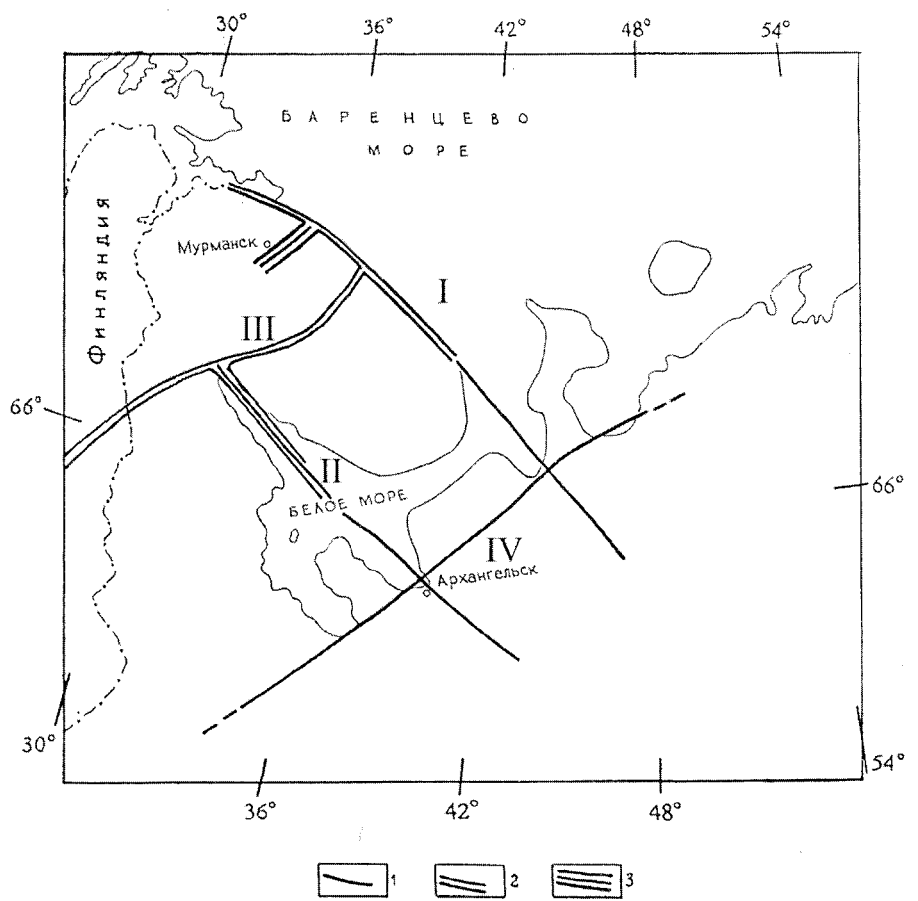


Рис. 17. Схема, объясняющая процессы в волноводах.

1 – раздробленная среда с высоким поровым давлением воды; 2 – трещиновато-упругая среда с низким поровым давлением; 3 – направление движения воды при прохождении деформационных волн; 4 – схематическое изображение прохождения деформационных волн; 5 – направление регионального сжатия со стороны границы литосферной плиты (Северо-Атлантическая зона спрединга).

Рис. 18. Оси сейсмогенных зон на Севере европейской части России.

Максимальные магнитуды землетрясений: 1 – до 4; 2 – до 5; 3 – до 6 и более. Сейсмогенные зоны: I – Кольско-Мезенская; II – Кандалакшско-Архангельская; III – Хибинская; IV – Онежско-Чешская.



сила сотрясений может быть более 7 баллов. Однако эта оценка может существенно уточниться после постановки специальных исследований палеосейсмодислокаций и исторических записей о сильных землетрясениях.

Кроме того, при изучении сейсмичности отмечается факт малого количества слабых толчков. Это опять же связано с отсутствием в регионе наблюдательной сети; действующие же отечественные и зарубежные станции находятся от него на больших расстояниях. Из всего сказанного следует, что создание сети сейсмических станций на европейском Севере России является одной из важнейших задач.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Изученная территория характеризуется резкой гетерогенностью строения земной коры и верхней мантии.

Поднятие Фенноскандии связано с существованием в нижней части коры–верхах мантии астеносферной линзы.

Важнейшей особенностью строения земной коры является наличие в ее верхней части волновода – субгоризонтальной трещиноватой зоны, заполненной минерализованной водой.

Механизмом, обеспечивающим флюидодинамическое равновесие волновода и его существование, являются сильные горизонтальные напряжения со стороны Северо-Атланти-

ческой зоны спрединга, носящие волновой характер.

Прохождение волн напряжений в земной коре вызывает периодическое повышение порового давления флюида, приводящее к текучести раздробленных пород в волноводах, а при наличии горизонтальных сил – проскальзыванию верхней хрупко-жесткой части коры относительно нижней псевдопластичной. Волноводы при этом играют роль смазки.

При проскальзывании разрушаются перемычки, обуславливающие прерывистый характер волновода, что сопровождается землетрясениями.

подавляющее большинство очагов внутриплитных землетрясений приурочено к интервалу глубин 7-18 км, где располагаются волноводы.

### Список литературы

Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИокеанологии, 1996. 186 с.  
Атлас временных вариаций природных процессов. Порядок и хаос в литосфере и других средах. М.: ОИФЗ РАН, 1994. 176 с.

- Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н.* Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Доклады РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 565-570.
- Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н.* Временные изменения обменобразующих границ в земной коре Тянь-Шаня. // Доклады РАН. Т. 362. № 1. 1998. С. 111-113.
- Булин Н.К.* Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика, 1974. № 8. С. 5-25.
- Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И.* Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли, 2002. № 1. С. 37-45.
- Губайдуллин М.Г.* Региональные геолого-геофизические модели литосферы // Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Экологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 48-57.
- Дедеев В.А., Запорожцева В.И.* Земная кора европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 96 с.
- Дьяконов Б.П., Троянов А.К., Кусонский О.А. и др.* Геологическая информативность скважинных исследований высокочастотных шумов // Вулканология и сейсмология, 1991. № 1. С. 112-116.
- Иванов С.Н.* Отделитель (о природе и значении геофизической границы К 1) // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 428-431.
- Иванов С.Н.* Вероятная природа сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника, 1994. № 3 С. 3-11.
- Калмурзаев К. Е., Юдахин Ф. Н., Чернявский Г. А. и др.* Глубинные слои повышенной электропроводности в литосфере Киргизского Тянь-Шаня по данным магнитотеллурического зондирования // Изв. АН Кирг. ССР, 1983. № 1. С. 31-36.
- Каракин А.В.* Влияние коровых волноводов на геологические процессы в земной коре // Известия секции наук о Земле РАЕН, ноябрь 1998. Вып. 1. С. 181-188.
- Касьянова Н.А.* Волновая миграция активности в пределах Кавказа и Предкавказья // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир, 1998. С. 245-247.
- Кнауф В.И., Кузнецов Н.П., Нурманбетов К. и др.* Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981. 76 с.
- Ковтун А.А., Вагин С.А., Вартамянц И.Л. и др.* Магнито-теллурические исследования строения коры и мантии восточной части Балтийского щита // Физика Земли, 1994. №3. С. 32-36.
- Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.П.* Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика, 1996. № 4. С. 19-24.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А.* Комплексные экспериментальные исследования упругих свойств пород модельных Р-Т условиях земной коры // Геофизический сборник АН УССР. Вып. 84. Киев: Наукова Думка, 1978. С. 56-73.
- Леонов Ю. Г.* Тектоническая подвижность коры платформ: факты и соображения // Вестник ОГГГГН РАН, 1997. № 1. С. 131-152.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лукк А.Я., Юнга С.Л.* Волновые возмущения сейсмотектонических деформаций и напряжений, регистрируемых по механизмам очагов землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 21-39.
- Марков Г.А.* О модели формирования избыточных горизонтальных напряжений в горных породах под влиянием восходящих движений земной коры // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры (Материалы Всесоюз. школы-семинара "Измерения напряжений и их приложение в прогнозе землетрясений") Апатиты, 1982. С. 59-81.
- Москалева В.П., Орлова М.П.* Закономерности размещения и эволюция магматизма на территории Балтийского щита // Региональная геология и металлогения, 1994. № 3. С. 21-29
- Николаев Н.И.* Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геогр, 1967. № 2. С. 13-27.
- Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
- Николаева С.Б.* Палеосейсмодислокации южной части Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1993. С. 69-81.
- Николаева С.Б.* Палеосейсмические проявления северо-восточной части щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология, 2001(в печати).
- Николаевский В.Н.* Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984. 232 с.
- Павленкова В.И.* Волновые поля и модели земной коры // Киев: Наукова Думка, 1973. 214 с.
- Павленкова Н.И.* Роль флюидов и формирования сейсмической расслоенности земной коры. Физика Земли, 1996. № 4. С. 51-61.
- Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 164-170.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 294 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Проблемы сейсмического районирования территорий России. М.: ВНИИГТЦИ, 1999. 56 с.
- Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992.

*Шаров В.И., Гречишников Г.А.* О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Доклады АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 412-416.

*Шаров Н.В.* Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1993. 146 с.

*Шаров Н.В., Мишенькина З.Р., Крылов С.В. и др.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии Балтийского щита // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион. Ч. I. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1998. С. 79-92.

*Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А.* Основные особенности магнетизма и металлогении рифтогенных систем Балтийского щита // Доклады РАН. 1992. Т. 326. № 4. С. 701-705.

*Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я.* Тектоническая расчлененность литосферы // Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука, 1986. С. 97-102.

*Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я.* Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-техн. и матем. науки. 1989. № 1. С. 101-107.

*Юдахин Ф.Н.* Проблемы сейсмической активности слабосейсмичных территорий (Европейский Север России) // Геодинамика и геоэкология: Материалы междунар. конф. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 1999. С. 441-445.

*Юдахин Ф.Н.* Особенности проявления сейсмичности на территории Балтийского щита и прилегающих к ним площадей // Геологической службе России 300 лет (Межд. геофиз. конф.) С-Пб.: ВИГР-Рудгеофизика, 2000. С. 61-62.

*Юдахин Ф.Н.* Сейсмичность // Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 113-129.

*Юдахин Ф.Н., Французова В.И.* Сейсмичность Севера Европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура (Материалы междунар. конф.) Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2000. С. 276-278

*Юдахин Ф.Н., Французова В.И.* Особенности проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов (Материалы междунар. конф.) Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2001. С. 223-225.

Geothermal atlas of Europe // Ed. E. Hurtig, V. Germak, R. Hasnel, V. Zui. Herman Haask Verlagsgesellschaft mbh. Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha. 1991, 1992.

*Heikkinen P., Pelkonen E., Raimo M., Mustila M., Karilas M.* Seismic events in Northern Europe // Helsinki University Press. Helsinki.

*Lagerback R.* Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden // Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1990. Vol. 112. № 4. P. 333-354.

*Stein S., Cloetingh S. et al.* Passive margin earthquakes, stresses and rheology // Earthquakes at North-Atlantic passive margins; Neotektonics and postglacial rebound, 1989. P. 231-259.

*Fontes S.L., Figueiredo J., Brito P.M.A., Vitorello J., Padilha A.L.* Mid crustal conductivity anomaly of the Riveira fold belt, SE. Brazil // Abstracts Volume of 31-st International Congress. Rio-de-Janeiro, Brazil, August 6-17. 2000. CD ROM.

*Рецензент Кашубин С.Н.*