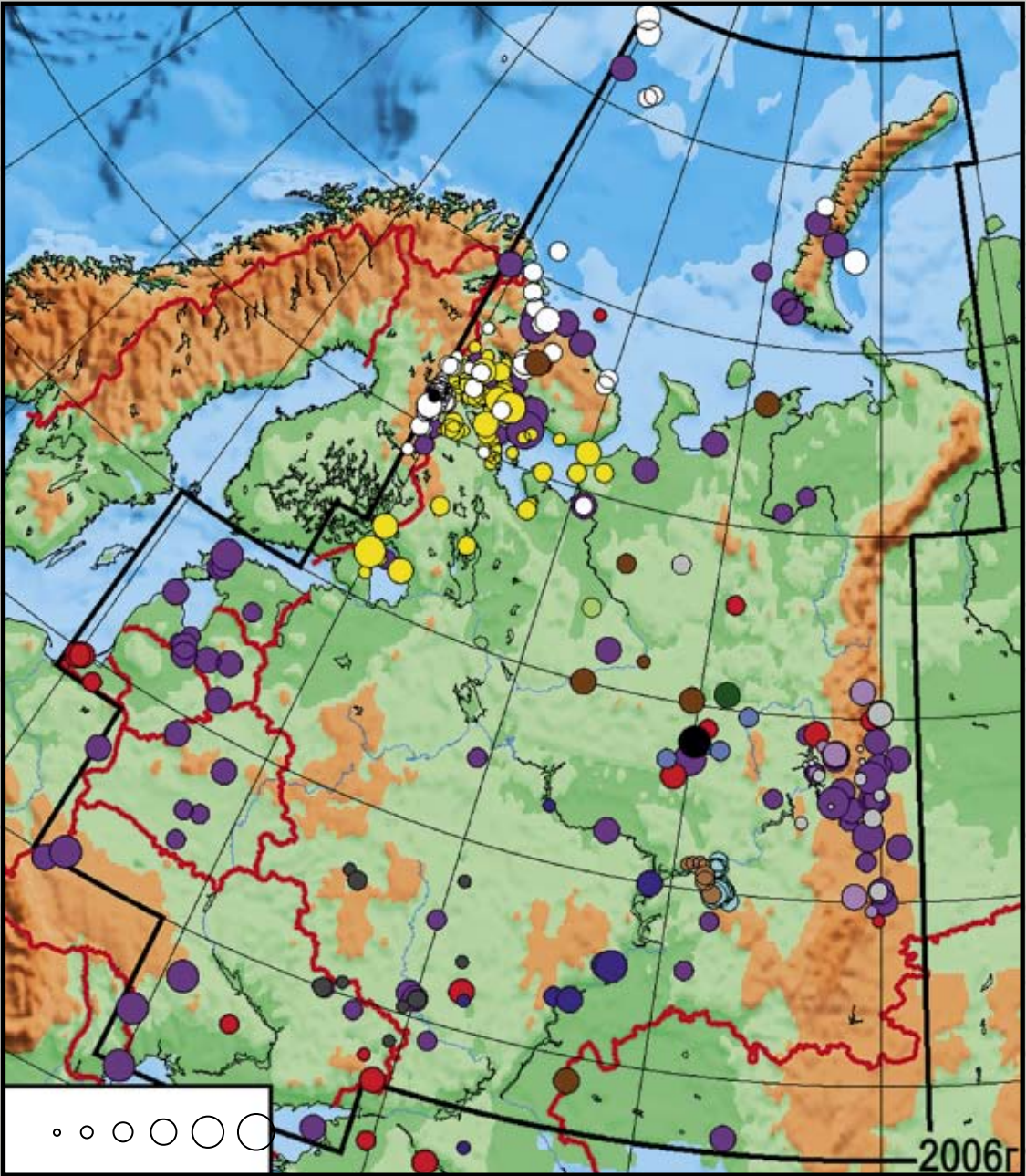
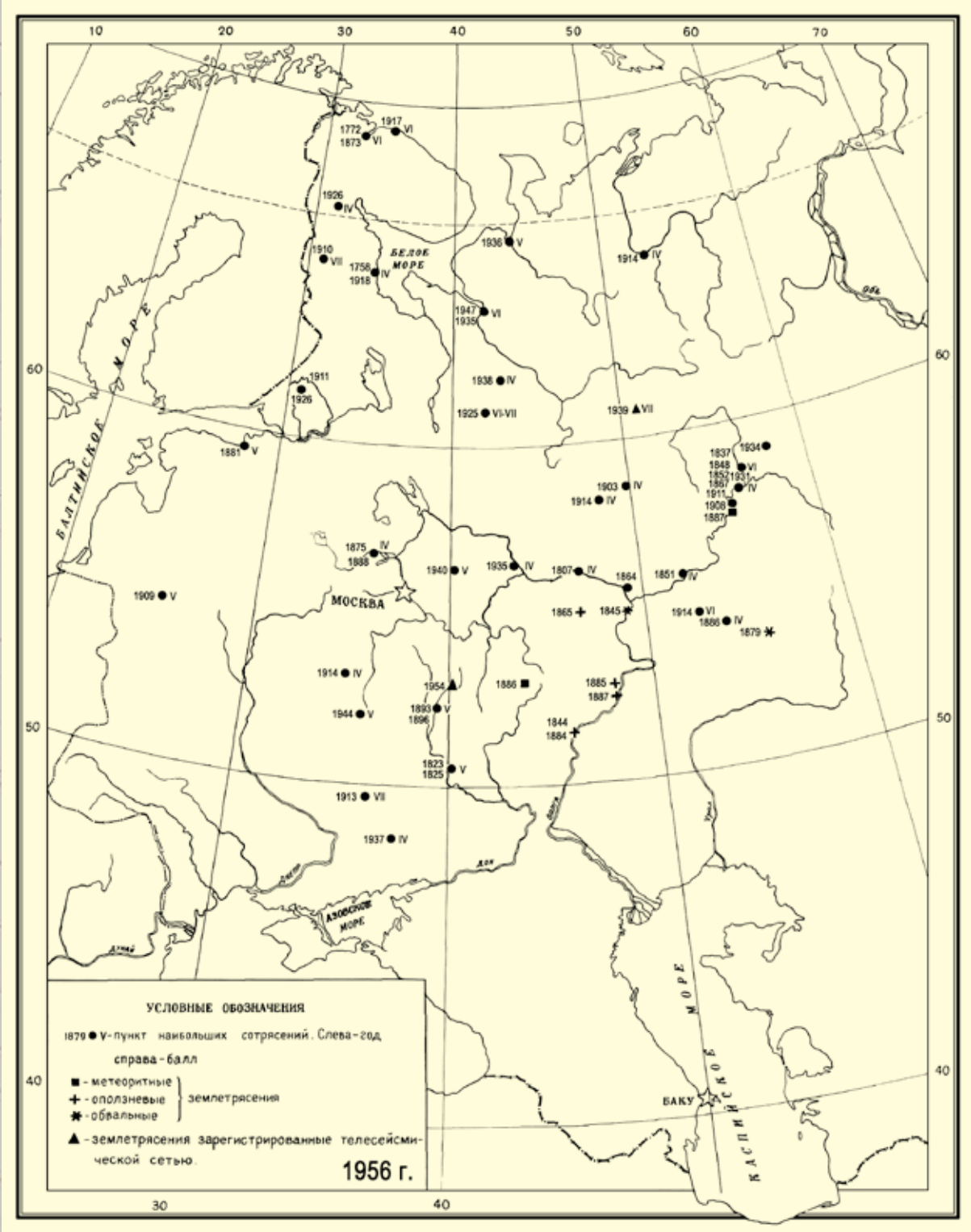
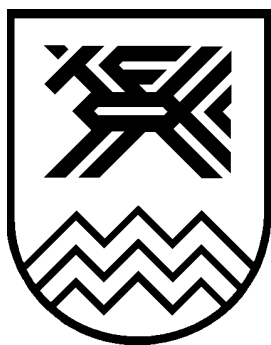


ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ
В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



È Í È Æ 2
Ì è è ð î ñ ã é ñ ì è ÷ í î ñ ò ù



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOPHYSICAL SURVEY
KARELIAN RESEARCH CENTRE
INSTITUTE OF GEOLOGY

EARTHQUAKES AND MICROSEISMICITY IN MODERN GEODYNAMICS PROBLEMS ON THE EAST EUROPEAN PLATFORM

Part 2 Microseismicity

N. V. Sharov, A. A. Malovichko and Y. K. Shchukin (Eds.)

PETROZAVODSK
2007

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА
КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Книга 2 Микросейсмичность

Под редакцией Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина

ПЕТРОЗАВОДСК
2007

УДК 550.34

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 2: Микросейсмичность. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 96 с.: ил. 69, табл. 8.

Авторы: В. В. Адушкин, Р. Е. Айзберг, А. Г. Аронов, Т. И. Аронова, В. Э. Асминг, Г. Н. Антоновская, С. В. Баранов, Е. Б. Бекетова, А. Н. Виноградов, Ю. А. Виноградов, Е. В. Вторников, И. П. Габсатарова, Р. Г. Гарецкий, А. А. Годзиковская, А. Н. Гуляев, В. С. Дружинин, И. А. Екимова, М. А. Ефременко, А. Д. Жигалин, Э. В. Исанина, Н. К. Капустян, А. К. Карабанов, А. В. Кендзера, В. В. Колмагорова, Н. А. Крупнова, А. А. Маловичко, Л. А. Маловичко, Т. С. Матвеева, Д. Ю. Мехрюшев, В. Н. Мишаткин, Л. И. Надежка, С. Н. Никитин, А. В. Николаев, В. Г. Никулин, В. А. Огаджанов, Р. А. Орлов, В. Ю. Осипов, Г. И. Парыгин, С. П. Пивоваров, Н. А. Пустовалов, И. Н. Сафронич, О. Н. Сафронов, Р. Р. Сероглазов, В. Г. Спунгин, О. Е. Старовойт, С. Б. Турунтаев, В. В. Удоратин, Ю. В. Федотова, Ю. В. Федоренко, П. В. Филатов, В. И. Французова, Л. С. Чепкунас, Н. В. Шаров, Е. В. Шахова, Ю. К. Щукин, Ф. Н. Юдахин, С. И. Южанинова.

В монографии, состоящей из двух книг, впервые в отечественной и мировой литературе рассматриваются аппаратура, методика и результаты инструментальных сейсмических наблюдений землетрясений и микросейсм на слабосейсмичной территории Восточно-Европейской платформы.

Работа состоит из трех частей: методические основы инструментальных сейсмологических наблюдений и особенности строения литосферы Восточно-Европейской платформы; инструментальные данные о региональной сейсмичности; слабые землетрясения и микросейсм как инструмент решения геодинамических задач, проблем геоэкологии и техногенеза. Рассмотрены особенности методов, применяемых при решении различных геологических задач как регионального, так и локального плана. Основное внимание в книгах сосредоточено на результатах инструментальных сейсмологических наблюдений, полученных в последние годы, явлениях и процессах, порождающих сейсмичность, и других проявлениях современной геодинамики. Работа подводит итог исследований в этой области и ставит задачи по организации сейсмического мониторинга территории Восточно-Европейской платформы.

Монография предназначена для специалистов по наукам о Земле, а также в качестве учебного пособия для студентов старших курсов и аспирантов геолого-геофизического профиля.

Работа подготовлена и издана при финансовой поддержке Геофизической службы РАН.

Authors: V. V. Adushkin, R. E. Aizberg, A. G. Aronov, T. I. Aronova, V. E. Asming, G. N. Antonovskaya, S. V. Baranov, E. B. Beketova, A. N. Vinogradov, Y. A. Vinogradov, E. V. Vtornikov, I. P. Gabsatarova, R. G. Garetsky, A. A. Godzikovskaya, A. N. Gulyaev, V. S. Druzhinin, I. A. Yekimova, M. A. Yefremenko, A. D. Zhigalin, E. V. Isanina, N. K. Kapustyan, A. K. Karabanov, A. V. Kendzera, V. V. Kolmagorova, N. A. Krupnova, A. A. Malovichko, L. A. Malovichko, T. S. Matveyeva, D. Y. Mekhryushev, V. N. Mishatkin, L. I. Nadezhka, S. N. Nikitin, A. V. Nikolaev, V. G. Nikulin, V. A. Ogadzhyanov, R. A. Orlov, V. Y. Osipov, G. I. Parygin, S. P. Pivovarov, N. A. Pustovalov, I. N. Safronich, O. N. Safronov, R. R. Seroglazov, V. G. Spungin, O. E. Starovoit, S. B. Turuntaev, V. V. Udoratin, Y. V. Fedotova, Y. V. Fedorenko, P. V. Filatov, V. I. Frantsuzova, L. S. Chepkunas, N. V. Sharov, E. V. Shakhova, Y. K. Shchukin, F. N. Yudakhin, S. I. Yuzhaninova.

Equipment and methods for and the results of instrumental seismic monitoring of earthquakes and microseisms in the weakly seismic East European Platform are discussed for the first time in the Russian and foreign literature.

The monograph falls into three parts: 1) basic methods for instrumental seismological monitoring and the structural characteristics of the lithosphere on the East European Platform; 2) instrumental data on regional seismicity; and 3) weak earthquakes and microseisms as a tool for solving problems in geodynamics, geoecology and industrial landscape development. The use of the methods described for approaching various regional and local problems is discussed. The authors focus their attention on the results of instrumental seismological monitoring obtained in the past few years, the phenomena and processes that give rise to seismicity and other manifestations of modern geodynamics. The results of research in this field are summarized, and goals in the seismic monitoring of the East European Platform are set.

The book is meant for experts in Earth sciences and senior geology and geophysics students and post-graduates.

The monograph was prepared and published with financial support from the Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences.

Рецензенты: В. И. Макаров, А. А. Спивак

ISBN 978-5-9274-0282-3 (Кн. 2)

ISBN 978-5-9274-0266-3

ISBN 978-5-9900-2166-2

© Карельский научный центр РАН, 2007

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2007

© Геофизическая служба РАН, 2007

СОДЕРЖАНИЕ

Часть III. СЛАБЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕШЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ, ПРОБЛЕМ ГЕОЭКОЛОГИИ И ТЕХНОГЕНЕЗА	7
Глава 1. ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ (В. В. Адушкин, С. Б. Турунтаев)	7
1.1. Общие понятия	7
1.2. Классификация, модели и энергетические характеристики техногенной сейсмичности ..	10
1.2.1. Классификация техногенной сейсмичности	10
1.2.2. Модели техногенной сейсмичности, возникающие при нефтегазодобыче	14
1.2.3. Энергетические характеристики техногенной сейсмичности	18
Литература	24
Глава 2. СЕЙСМИЧНОСТЬ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИЙ ПРОМЫШЛЕННО-ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ (А. Д. Жигалин, А. В. Николаев)	26
Литература	33
Глава 3. ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И КОНСТРУКТИВНОЙ ЦЕЛОСТНОСТИ ЗДАНИЙ (Ф. Н. Юдахин, Н. К. Капустян, Г. Н. Антоновская, Е. В. Шахова)	34
Литература	46
Глава 4. МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (Л. И. Надежка, И. Н. Сафронич, Р. А. Орлов, М. А. Ефременко)	48
4.1. Некоторые характеристики микросейсмического процесса на территории ВКМ	49
4.1.1. Временные вариации микросейсмического процесса	51
4.1.2. Влияние некоторых метеорологических факторов на вариации интенсивности микросейсмического процесса	57
4.2. Опыт использования особенностей микросейсмического процесса для решения геологических задач	62
4.2.1. Методика экспериментальных работ	63
4.2.2. Особенности микросейсмического процесса в крупных структурах	65
4.2.3. Особенности микросейсмического процесса в локальных геологических структурах эрозионного среза докембрия	69
4.2.4. Региональные особенности пространственного распределения некоторых параметров микросейсмического процесса	72
Литература	77
Глава 5. МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ СРЕДЫ И ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (В. Г. Спунгин)	81
5.1. Основные цели и задачи работ, методика наблюдений и обработки данных	83
5.2. Результаты наблюдений и их обсуждение	83
Литература	89
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	91
Краткие сведения об авторах	93

CONTENTS

Part III. WEAK EARTHQUAKES AND MICROSEISMS AS A TOOL FOR SOLVING PROBLEMS IN GEO-DYNAMICS, GEOECOLOGY AND TECHNOGENESIS	7
Chapter 1. ARTIFICIALLY INDUCED SEISMICITY (V. V. Adushkin, S. B. Turuntaev)	7
1.1. General concepts	7
1.2. Classification, models and power characteristics of artificially induced seismicity	10
1.2.1. Classification of artificially induced seismicity	10
1.2.2. Models of artificial seismicity induced by oil and gas production	14
1.2.3. Power characteristics of artificially induced seismicity	18
Literature	24
Chapter 2. SEISMICITY AND MICROSEISMICITY OF INDUSTRIAL-URBAN AGGLOMERATES IN PLAT-FORM PROVINCES (A. D. Zhigalin, A. V. Nikolaev)	26
Literature	33
Chapter 3. APPLICATION OF MICROSEISMIC TECHNOLOGIES TO THE STUDY OF THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT AND THE CONSTRUCTIONAL INTEGRITY OF BUILDINGS (F. N. Yudakhin, N. K. Ka-pustyan, G. N. Antonovskaya, E. V. Shakhova)	34
Literature	46
Chapter 4. MICROSEISMIC MONITORING IN THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF (L. I. Nedezhka, I. N. Safronich, R. A. Orlov, M. A. Yefremenko)	48
4.1. Some characteristics of the microseismic process in VCM	49
4.1.1. Time variations of the microseismic process	51
4.1.2. The effect of some meteorological factors on variations in the intensity of the micro-seismic process	57
4.2. Experience in the use of the characteristics of the microseismic process for solving geo-logical problems	62
4.2.1. Experimental methods	63
4.2.2. Characteristics of a microseismic process in large structures	65
4.2.3. Characteristics of a microseismic process in local geological structures of the Precambrian erosion section	69
4.2.4. Regional characteristics of the spatial distribution of some parameters of a microseis-mic process	72
Literature	77
Chapter 5. MICROSEISMIC STUDIES OF THE MODERN ACTIVITY OF THE LOCAL SITES OF THE ENVI-ROUNMENT AND FAULTINGS ON THE EAST EUROPEAN PLATFORM (V. G. Spungin)	81
5.1. Basic goals of studies, monitoring and data processing methods	83
5.2. Results of monitoring and their discussion	83
Literature	89
CONCLUSIONS	91
Brief information on the authors	93

ЧАСТЬ III

СЛАБЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕШЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ, ПРОБЛЕМ ГЕОЭКОЛОГИИ И ТЕХНОГЕНЕЗА

ГЛАВА 1

ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

1.1. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

Промышленная цивилизация во все возрастающих масштабах нарушает природное равновесие в окружающей среде, обостряя экологическую ситуацию. Строятся атомные и гидроэлектрические станции, химические комплексы вблизи крупных городов, сооружаются водохранилища, кардинально меняющие ландшафт, создаются крупные территориальные комплексы по добыче полезных ископаемых с громадным объемом извлекаемых из недр жидкости и твердой породы, не решены проблемы захоронения промышленных отходов. Резко возросшие в последние десятилетия масштабы воздействия человека на среду его обитания ставят в ряд жизненно важных вопросы поддержания экологического равновесия. Сохранение экологического равновесия является одним из основных принципов разумной хозяйственной деятельности человека. Нарушение этого принципа всегда приводило к росту затрат, а зачастую делало продолжение данной деятельности невозможным. Современное обострение экологической ситуации не является первым в истории человечества. Можно вспомнить кризис поливного земледелия, связанный с засолением почв. Однако для нашего времени в связи с увеличением масштабов воздействия человека на окружающую среду характерно возрастание нагрузки не только на такие быстро реагирующие компоненты экосистем, как животный и растительный мир, почва, вода и воздух, но и на те компоненты, которые обычно считались не подверженными влиянию цивилизации. К таким компонентам экосистем, как наиболее устойчивым, долгое время относили верхние слои земной коры и деформационные процессы, протекающие в них. Традиционно считалось, что происходящие в земной коре многообразные деформационные процессы различного пространственно-временного масштаба, в том числе землетрясения, аномальные деформации в разломных зонах, просадки, оползни, сели и др., приурочены исключительно к орогеническим областям и смежным с ними районам. Однако в последнее время представления о современном геодинамическом состоянии недр радикально изменились. Многолетние работы на геодинамических полигонах показали, что деформационные процессы наблюдаются повсеместно и даже на древних платформах и в сейсмически спокойных регионах. Они проявляются, например, в форме интенсивных квазипериодических вертикальных и горизонтальных подвижек по разломам с амплитудами до 20–50 мм/год [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Опубликованные данные свидетельствуют о том, что даже в пределах наиболее древних платформенных областей могут происходить землетрясения с магнитудой $M > 7$ [Ананьин, 1988]. Имеются инструментальные и макросейсмические данные о сейсмических событиях на Русской платформе, среди которых наиболее сильные (4–6 баллов) произошли в районах Сыктывкара, Тамбова, Перми. В последние годы ощутимые землетрясения были зарегистрированы в районах интенсивной инженерной деятельности на территории Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири. Землетрясения произошли в районах водохранилищ на реках Волге и Каме (Волгоград, Жигули, Нижнекамск, Воткинск). Техногенная сейсмичность отмечена на территории Западной Сибири — стабильной платформенной области с низким уровнем естественной сейсмической активности, на которой интенсивная разработка газовых и нефтяных месторождений привела к возникновению ощутимых землетрясений (Сургут, Тюмень, Нижневартовск). На рис. 1.1 приведена карта-схема техногенной сейсмичности России. Отметим, что техногенные сейсмические события на территории России происходят в ранее асейсмичных регионах,

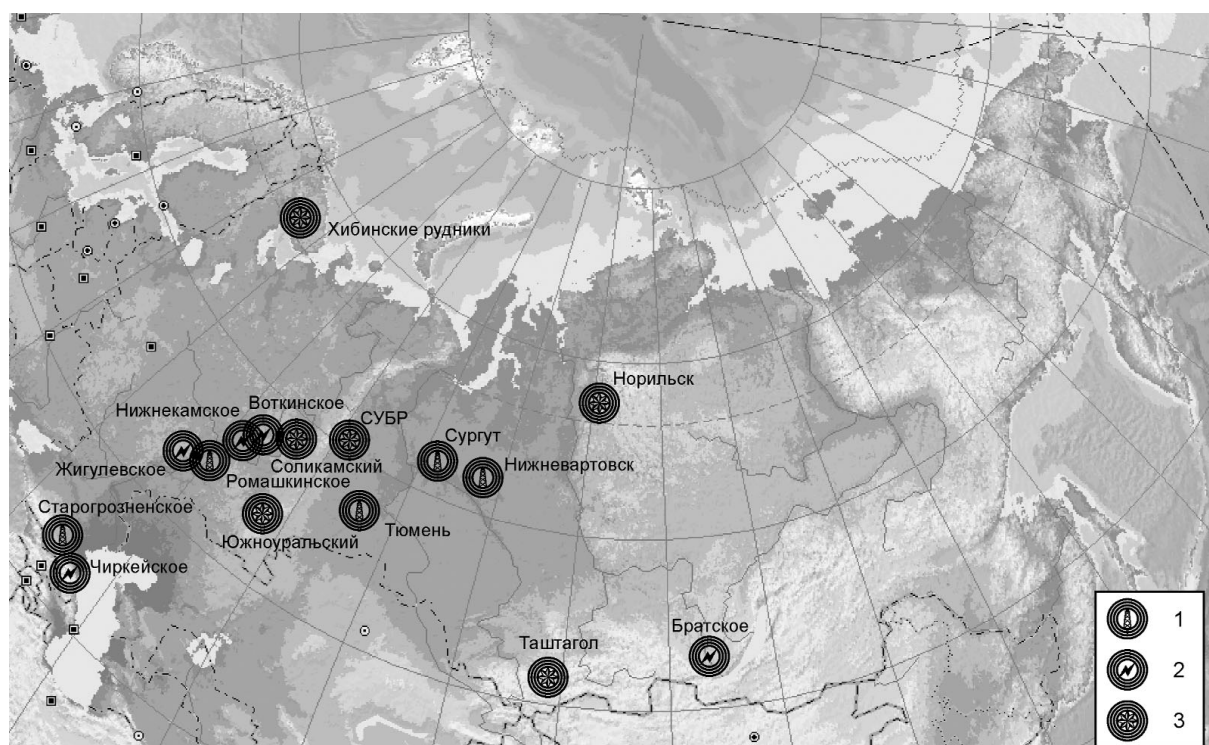


Рис. 1.1. Карта-схема расположения очагов сейсмичности, индуцированной инженерной деятельностью на территории России:

1 — разработкой месторождений углеводородов; 2 — заполнением водохранилищ; 3 — добычей рудных полезных ископаемых

их интенсивность, в основном, не превышает 5–6 баллов, так что воздействие этих землетрясений имеет локальный характер. Однако с увеличением масштабов антропогенного воздействия техногенная сейсмичность усиливается. Очаги техногенных землетрясений имеют, как правило, небольшие глубины. Это повышает их опасность для зданий и сооружений: небольшие магнитуды землетрясений компенсируются близостью очагов к поверхности, так что относительно слабые техногенные землетрясения способны вызвать локальные катастрофы.

Таким образом, верхние слои литосферы, традиционно воспринимаемые как инертная часть экосистем, активно участвуют в глобальном деформационном процессе и способны реагировать даже на малые по величине воздействия (техногенные нагрузки). Конечно, изменения, происходящие в земной коре под влиянием хозяйственной деятельности человека, не столь заметны, как, например, угнетение растительности вследствие загрязнения вод и почв отходами промышленности. Однако уже сейчас имеется ряд свидетельств негативного воздействия крупных инженерных сооружений на деформационно-сейсмические режимы. Энергетика деформационных процессов в земной коре велика, и человеку может оказаться не под силу восстановить нарушенное равновесное состояние естественных деформационных режимов. Следствием этого могут стать необратимые деформации поверхности, возрастание скорости деформации в тектонически спокойных районах, появление землетрясений в сейсмически неактивных областях. Неоднократно отмечены случаи, когда инженерная деятельность человека и возникающие деформационные процессы, включая техногенные землетрясения, приводили к последствиям катастрофического характера, принося огромный материальный ущерб и сопровождаясь человеческими жертвами. Известны случаи возникновения, например, «плотинных» землетрясений с магнитудой до 6,0–6,3 в Китае, Замбии, Греции, Индии. Задokumentированы землетрясения на разрабатываемых месторождениях углеводородов в США, Франции, Канаде, России и в других регионах (рис. 1.2). Надежно установлены и хорошо изучены многометровые деформации земной поверхности на ряде длительно разрабатываемых месторождений углеводородов в США, Венесуэле, на Северном море. Известны также случаи возникновения техногенной сейсмичности в районах нефтехимических комплексов, АЭС и других особо крупных объектов.

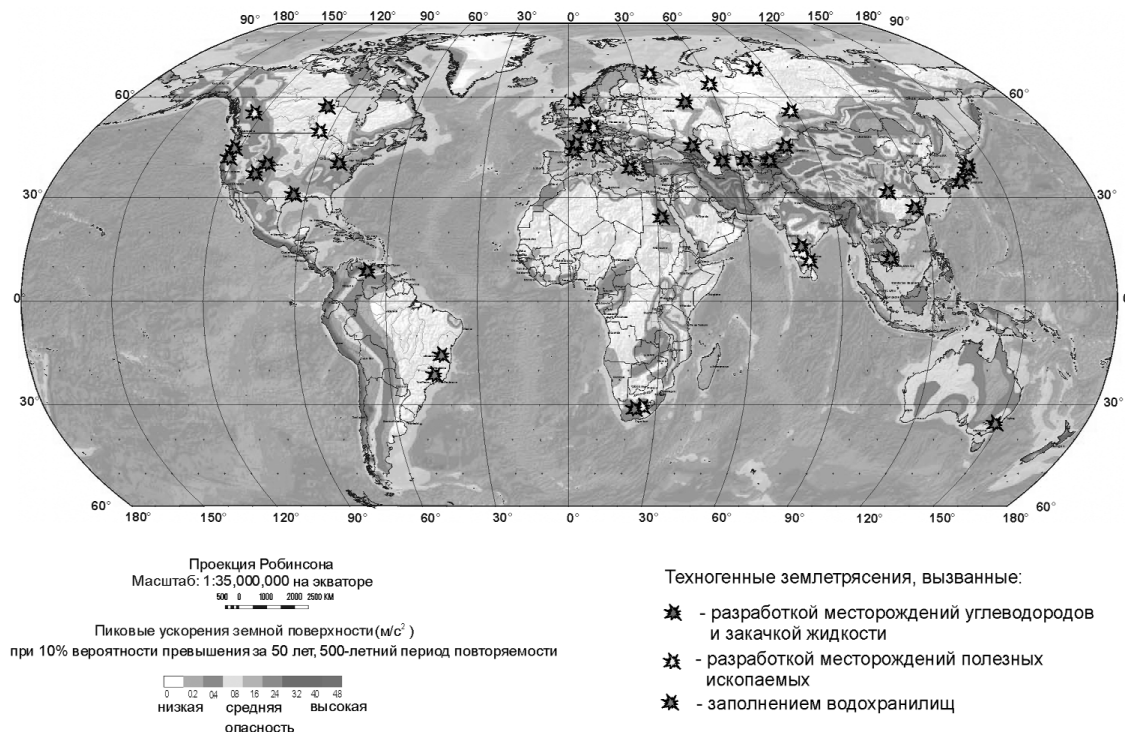


Рис. 1.2. Карта-схема распространения техногенных землетрясений на земном шаре (звезды) в сопоставлении с опасностью естественной сейсмичности (интенсивность заливки соответствует ожидаемой величине ускорений земной поверхности)

Поэтому очень важным представляется тщательный анализ всех случаев реакции естественных сейсмо-деформационных процессов на деятельность человека, приводящих к развитию аномальных деформаций земной поверхности и возникновению техногенных сейсмических явлений. Необходима заблаговременная постановка наблюдений в районах, где осуществляется значительное воздействие или имеются предпосылки чувствительности естественных деформационных процессов к воздействию. Следует также еще на этапе проектирования освоения месторождения или заполнения водохранилища оценивать возможную реакцию горного массива на ожидаемое воздействие.

Решение широкого спектра научных и практических задач, связанных с безопасной эксплуатацией промышленных систем и объектов, должно базироваться на мониторинге геодинамических процессов и изменений естественных сейсмо-деформационных режимов литосферы в регионах повышенного геодинамического риска. Анализ результатов мониторинга позволит в принципе контролировать эколого-геодинамическую ситуацию, ее пространственно-временную эволюцию и на этой основе оценивать допустимую техногенную нагрузку на среду обитания человека.

В историческом плане появление сейсмичности, связанной с воздействием человека на земную кору, впервые было отмечено в конце XIX в. при добыче золота в подземных рудниках Южной Африки. Примерно в то же время начали регистрировать сейсмические события при проведении подземных работ в Европе. Первая сейсмологическая обсерватория для мониторинга этих явлений в районе Рурского угольного бассейна была оборудована в 1908 г. в г. Бохум (Германия), а первая сейсмическая сеть была организована в конце 1920-х годов на территории угольного бассейна в Верхней Силезии (Польша) [International Handbook..., 2002].

Сейсмичность, обусловленная разработками нефтяных месторождений, стала появляться в начале 1920-х годов, связанная с сооружением водохранилищ — в конце 1930-х годов, с добычей природного газа и закачкой жидкости под высоким давлением в недра земной коры — в середине 1960-х годов. Соответственно, сейсмичность, возникающая в связи с развитием антропогенной деятельности, получила название техногенной (или наведенной, «стимулированной»). Круг причин появления техногенной сейсмичности по мере развития индустриализации стал расширяться. Наряду с уже упомянутыми разработками нефти и газа, сооружением

водохранилищ, закачками жидкости, техногенная сейсмичность стала развиваться при подземных разработках твердых полезных ископаемых, при строительстве крупных инженерных сооружений, при проведении подземных ядерных взрывов и крупномасштабных взрывах химических ВВ в различных целях.

Для техногенной сейсмичности характерна широкая область распространенности и, соответственно, разнообразие механизмов, объясняющих ее появление. Поэтому очень важно установить сходные черты и отличительные особенности в механизмах для различных типов техногенной сейсмичности. Прогресс в понимании ее механизмов может быть с пользой использован в изучении природных землетрясений.

Механизмы появления техногенной сейсмичности включают, главным образом, изменение напряженного состояния среды, изменение порового или пластового давления, перемещение объемов жидкости внутри среды, особенности и величину приложенных сил и нагрузок. Эти механизмы, конечно, в значительной степени взаимосвязаны, и чаще всего, в зависимости от особенностей воздействия, геологического строения и тектонической обстановки горного массива, возможна реализация нескольких механизмов, которые могут обеспечить ту или иную форму проявления техногенной сейсмичности. Если, к примеру, изменение напряженного состояния в результате воздействия велико, это может вызвать разрушение горного массива или, по крайней мере, активизировать деформационные процессы, сопровождающиеся подвижками по существующим нарушениям сплошности. В тех районах, в которых энергия естественных тектонических напряжений невелика, энергия, высвобождаемая техногенными землетрясениями, как правило, также невелика — магнитуда событий составляет 0—3 по шкале Рихтера. Гипоцентры этих землетрясений расположены в пределах объекта, оказывающего воздействие (например, месторождения), или на его границах; сотрясения, связанные с такими событиями, слабо ощущаются на поверхности (зачастую просто не ощущаются человеком). Такие сейсмические события называются **индуцированными**. Наиболее характерными примерами индуцированной сейсмичности являются горные удары, возникающие при подземных работах, активизация сейсмичности при сооружении водохранилищ или усиление сейсмичности при проведении гидроразрыва пласта с целью повышения нефтеотдачи на месторождениях нефти.

Если же работы ведутся в районе с высоким уровнем естественных тектонических напряжений, воздействие человека может вызвать нарушение стационарного деформационного режима природного объекта, так что сейсмичность сможет развиваться за счет энергии естественных процессов. При этом даже слабые воздействия способны привести к возникновению сильной **триггерной** сейсмичности. Энергия техногенных толчков в этом случае теоретически может достигать максимальных для естественной сейсмичности значений и определяется тектоническими напряжениями в регионе. Гипоцентры приурочены к области объекта, но могут удаляться от нее на километры. В этом отношении не исключается, например, связь между техногенным воздействием (разработками нефти и газа, заполнением водохранилищ, горными работами, подземными взрывами и др.) и появлением сильных, иногда катастрофических землетрясений в верхней и средней части земной коры.

1.2. КЛАССИФИКАЦИЯ, МОДЕЛИ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

1.2.1. Классификация техногенной сейсмичности

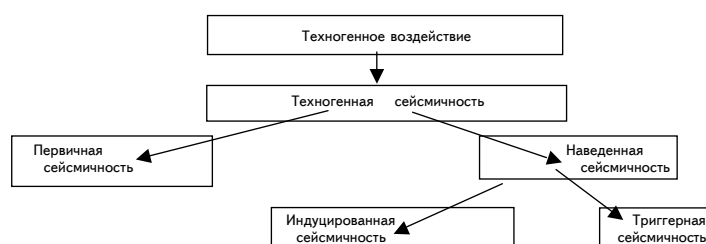
Ранее было показано, что техногенная сейсмичность возникает при проведении горных работ, при заполнении водохранилищ, при добыче нефти и газа, при закачке в недра жидких отходов, при проведении подземных ядерных взрывов и крупных взрывов обычных ВВ. Также разнообразны по масштабу эффекты техногенной сейсмичности: от слабых сейсмических толчков до катастрофических землетрясений, сопряженных с большими рисками и соответствующим ущербом. Поэтому техногенная сейсмичность является важным объектом исследований не только сейсмологов, но и специалистов горного дела, гидростроителей, разработчиков месторождений нефти и газа, строителей подземных и наземных сооружений.

В связи с широкой распространенностью явления техногенной сейсмичности, связанной с инженерной деятельностью человека, используется зачастую самая разнообразная терминология:

«вызванные», «наведенные», «генерированные», «индуцированные», «возбужденные», «плотинные», «спусковые» и т. д. В ряде случаев говорят о «спусковом механизме», «спусковом крючке» или о «триггерном эффекте». Иногда техногенную сейсмичность называют «искусственные землетрясения». Представляется, что целесообразно придерживаться некоторой единой терминологии и унифицированной классификации в определении многообразных проявлений техногенной сейсмичности. Далее предлагаются соответствующие определения и классификация.

Сейсмические колебания, возникающие непосредственно в момент техногенного воздействия, следует определить как **первичная сейсмичность**. Все сейсмические явления, возникающие в горном массиве по различным причинам после или в процессе техногенного воздействия, принято называть **наведенной сейсмичностью** [Николаев, 1994]. В свою очередь, наведенная сейсмичность подразделяется на две категории: **индуцированную** (возбужденную) сейсмичность и **триггерную** (инициированную) сейсмичность.

Схематически классификацию техногенной сейсмичности можно представить следующим образом:



Источником **первичной сейсмичности** являются сами техногенные воздействия, такие как взрывные работы в рудниках, на карьерах, в процессе строительства, при перфорировании скважин и сейсморазведке, ядерные или химические взрывы, запуски ракет, всевозможные удары по поверхности земли, например, от падения космических тел, обрушения зданий или конструкций, от работы специальных вибраторов или вибрационных источников: транспортные магистрали, заводские штампы и т. п. Наиболее отчетливо первичная сейсмичность присутствует при выполнении любых работ с применением взрывных технологий. Она проявляется в виде цуга сейсмических волн, продолжительность которого определяется условиями взрывания, а амплитуда колебаний — энергией взрыва и расстоянием от места работ. Параметры колебаний первичной сейсмичности зависят также от физико-механических свойств среды, на которую оказывается техногенное воздействие, и от особенностей трассы распространения сейсмических волн.

Образующиеся вслед за первичной сейсмичностью любые формы техногенной сейсмичности являются **наведенной сейсмичностью**. Наведенная сейсмичность возникает как реакция горного массива на техногенное воздействие сразу же, подобно афтершокам при землетрясениях и взрывах, или через некоторое время после воздействия, как при горных работах или заполнении водохранилищ. Именно эту форму сейсмичности обычно подразумевают, когда говорят о техногенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность является следствием различных воздействий человека на земную кору: динамических, медленно нарастающих, статических, периодических. Основная отличительная особенность наведенной сейсмичности состоит в том, что источником ее появления служат собственные запасы упругой энергии в среде или энергия, переданная среде в процессе воздействия. Условия высвобождения энергии структурами земной коры при техногенных воздействиях зависят от геолого-тектонических характеристик конкретного массива и региона в целом.

Образующиеся вслед за первичной сейсмичностью любые формы техногенной сейсмичности являются **наведенной сейсмичностью**. Наведенная сейсмичность возникает как реакция горного массива на техногенное воздействие сразу же, подобно афтершокам при землетрясениях и взрывах, или через некоторое время после воздействия, как при горных работах или заполнении водохранилищ. Именно эту форму сейсмичности обычно подразумевают, когда говорят о техногенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность является следствием различных воздействий человека на земную кору: динамических, медленно нарастающих, статических, периодических. Основная отличительная особенность наведенной сейсмичности состоит в том, что источником ее появления служат собственные запасы упругой энергии в среде или энергия, переданная среде в процессе воздействия. Условия высвобождения энергии структурами земной коры при техногенных воздействиях зависят от геолого-тектонических характеристик конкретного массива и региона в целом.

Индucedированная сейсмичность, которую иногда называют возбужденной или вынужденной [Николаев, 1994], является наиболее типичной формой наведенной сейсмичности и проявляется обычно в виде относительно слабых толчков при техногенных воздействиях как в тектонически активных породных массивах, так и в породах с невысоким уровнем напряженного состояния. К индуцированной сейсмичности следует относить такие случаи появления сейсмических колебаний, когда за счет энергии воздействия в среде достигается определенный уровень напряженного состояния, при котором происходит активизация деформационных процессов. Воздействие может изменить условия взаимодействия структур среды, переводя их в новое состояние с выделением энергии, либо явиться причиной перераспределения естественных напряжений с их концентрацией в некоторой области до критической величины и последующим высвобождением избыточных напряжений в виде сейсмических колебаний. Гипоцентры индуцированной сейсмичности расположены обычно в пределах области воздействия техногенного источника. Энергия колебаний при индуцированной сейсмичности, как правило, невелика и ограничена магнитудами $M \leq 3-3,5$.

Триггерная сейсмичность возникает за счет высвобождения собственных запасов энергии в геологической среде под воздействием внешних источников возмущений. Ее появление — это результат нарушения стационарного деформационного режима в среде, когда даже слабые воздействия могут привести к возникновению сильной техногенной сейсмичности. Энергия образующихся при этом колебаний может достигать максимальных для естественной сейсмичности значений и будет определяться уровнем тектонических напряжений в среде и размером области с таким уровнем напряжений. В данных условиях энергетика триггерной сейсмичности может превышать энергию техногенного воздействия. Как следует из анализа материалов по наведенной сейсмичности, триггерная сейсмичность возникает иногда при техногенных воздействиях в несейсмичных или слабосейсмичных районах, где землетрясения, как правило, неожиданное и редкое явление. Чаще она появляется в тектонически активных регионах, характеризующихся высоким уровнем напряженного состояния и наличием природной сейсмичности. Техногенное воздействие в этом случае только ускоряет или запускает (является триггером) процесс высвобождения собственных запасов упругой энергии в массиве или вызывает срабатывание уже готовящегося очага землетрясения.

Обсудим несколько подробнее особенности наведенной сейсмичности и ее две основные категории, индуцированную и триггерную, применительно к конкретным ее источникам: горным работам, заполнению водохранилищ, разработкам углеводородов и подземным взрывам.

Наведенная сейсмичность при горных работах возникает, главным образом, в условиях подземных рудников в виде разнообразных динамических явлений, которые обычно объединены общим названием «горные удары» и классификация которых получила развитие в работах [Шемякин и др., 1986; Петухов, 1987; Козырев, 1998]. Выделяют очень слабые динамические явления с энергией меньше 10^4 Дж — стреляние, толчки, микроудары, шелушение, заколообразование. Затем выделяют собственно горные удары — от слабых ($10^4 \div 10^5$ Дж) до сильных ($10^6 \div 10^7$ Дж). Слабые горные удары обычно коррелируют со временем проведения буровзрывных работ и тяготеют к краевой зоне горных выработок. Сильные горные удары практически не имеют пространственно-временной связи с буровзрывными работами, и места их проявления перемещаются в сплошные целики и в глубину массивов. Указанную наведенную сейсмичность от слабых динамических явлений вплоть до сильных горных ударов следует отнести к категории индуцированной сейсмичности.

Очень сильные горные удары с энергией 10^7 – 10^8 Дж и особо сильные — с энергией $10^8 \div 10^9$ Дж называют горно-тектоническими ударами, поскольку они проявляются в виде резких подвижек по тектоническим разломам и сопровождаются значительными разрушениями выработок и массовыми обрушениями свода, объемы которых превышают $10^5 \div 10^6$ м³. Горно-тектонические удары с энергией свыше 10^9 Дж в некоторых работах называют техногенными землетрясениями [Шемякин и др., 1986; Козырев, 1998]. Это определение не противоречит определению техногенных землетрясений, которое охватывает все многообразие сейсмических событий техногенного происхождения. Однако следует учесть, что в сейсмологической литературе, посвященной, в частности, дискриминации сейсмических сигналов от различных источников: землетрясений, подземных ядерных взрывов, массовых взрывов обычных ВВ в рудниках, на карьерах и разрезах, наведенную сейсмичность любой интенсивности при подземных горных работах называют обобщенно горными ударами. Такое определение сейсмических явлений при подземных горных работах лучше сохранить, и называть эти техногенные землетрясения мощными ($10^9 \div 10^{10}$ Дж) и особо мощными ($10^{11} \div 10^{12}$ Дж) горно-тектоническими ударами. С позиции предложенной выше классификации техногенной сейсмичности, мощные горные удары и горно-тектонические удары с энергией свыше 10^8 Дж следует отнести к категории триггерной сейсмичности (или инициируемых землетрясений), поскольку для них характерен самопроизвольный процесс высвобождения энергии из очага землетрясения, образовавшегося в зоне влияния горных работ или уже существовавшего в области тектонического разлома. Характерным отличием триггерной сейсмичности является то обстоятельство, что энергия этих явлений может заметно превысить энергию техногенного воздействия. В качестве ярко выраженных примеров триггерной сейсмичности при подземных горных работах можно упомянуть мощный с энергией $5 \cdot 10^9$ Дж горно-тектонический удар 19.10.1985 г. на СУБРе и особо мощный горно-тектонический удар 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» Ловозерского редкоземельного месторождения, вызвавший землетрясение с магнитудой $4 \div 4,4$, что соответствует энергии горного удара 10^{11} – 10^{12} Дж [Ловчиков, 2000].

При заполнении водохранилищ возникающая наведенная сейсмичность в подавляющем большинстве случаев, которые представлены относительно слабыми землетрясениями и которые хорошо коррелируют с колебаниями уровня воды, носит характер индуцированной сейсмичности. При увеличении интенсивности указанных землетрясений разделить наведенную сейсмичность на индуцированную и триггерную становится сложным. Видимо, в каждом отдельном случае необходимо разбираться отдельно. По крайней мере, когда при заполнении водохранилищ возникают достаточно сильные техногенные землетрясения с глубиной очага свыше 5–10 км и величиной магнитуды более 4,5–5, их следует отнести к категории триггерной сейсмичности. Такие случаи наблюдаются в районах, где уже имеются потенциальные очаги готовящихся землетрясений. Заполнение водохранилища может послужить триггером для разрядки таких очагов. Примерами рассматриваемой сейсмичности являются самое сильное техногенное землетрясение с магнитудой 6,5 вблизи плотины на р. Койна в Индии и целый ряд других сильных плотинных землетрясений с магнитудами в интервале 5,1÷6,3 в Греции, Китае, США, Египте и других странах.

При разработке нефти и газа возникает, главным образом, индуцированная сейсмичность. Сам факт ее появления и интенсивность сейсмических толчков зависят от геолого-тектонических свойств коллектора и окружающего массива, его напряженно-деформационного состояния, степени нарушенности и присутствия неоднородностей, от темпов и объемов извлечения углеводородов и закачки воды [Адушкин, Турунтаев, 2005]. Из анализа около 200 месторождений, расположенных в различных регионах мира, было установлено, что вероятность возникновения индуцированной сейсмичности возрастает с увеличением глубины и мощности разрабатываемых пластов, а также при снижении пористости и проницаемости коллекторов. Причем очаги индуцированной сейсмичности образуются на разной глубине в зависимости от геологического строения массива, выше и ниже продуктивных зон. Усиление индуцированной сейсмичности происходит при увеличении дисбаланса между объемами добытой нефти и закачанной жидкости.

Наряду с индуцированной сейсмичностью, следует особо выделить случаи возникновения в районах добычи углеводородов сильных, а иногда и катастрофических землетрясений, которые можно отнести к категории триггерной сейсмичности. Такие землетрясения появляются, когда разработка месторождений производится без учета высокого уровня тектонических напряжений и служит спусковым механизмом для возникновения триггерной сейсмичности. Примеры такой сейсмичности — катастрофические землетрясения в районе Газлийского газового месторождения в 1976 и 1984 гг. с магнитудами от 6,8 до 7,3, а также Нефтегорское землетрясение в 1995 г. с магнитудой 7,2–7,6, которое явилось, по мнению ряда ученых [Николаев, 1995], следствием активной нефтедобычи на о. Сахалин.

Завершая обсуждение классификации наведенной сейсмичности при разработках углеводородов, отметим, что провести разграничение между индуцированной и триггерной сейсмичностью здесь сложно. В основном наведенная сейсмичность при данных разработках носит индуцированный характер, а признаком триггерной сейсмичности можно было бы считать высокую магнитуду этой сейсмичности и не совсем понятную пока связь между глубиной разрабатываемых коллекторов 1÷5 км и глубиной гипоцентров землетрясений, достигающей 15–30 км.

Техногенная сейсмичность возникает также при проведении подземных ядерных и химических взрывов. В этом случае наиболее сильное воздействие на окружающий горный массив и земную кору оказывает первичная сейсмичность — цуги сейсмических волн непосредственно от взрыва. Зависимости параметров сейсмических волн от энергии взрыва, расстояния и свойств среды приведены в работах [Родионов и др., 1986; Адушкин, Спивак, 1993]. Наведенная сейсмичность при подземных взрывах проявляется в виде сейсмических толчков разной интенсивности — афтершоков, время существования которых составляет от нескольких суток до нескольких месяцев. Было отмечено, что ни при одном подземном ядерном взрыве магнитуда афтершоков не превысила магнитуду самого взрыва. Следовательно, афтершоковая сейсмичность, вызванная подземными взрывами, по всем ее характеристикам относится к категории индуцированной сейсмичности. И только в очень редких случаях наведенная подземным взрывом сейсмичность превосходила по интенсивности сейсмическое действие самого взрыва. В этом отношении можно вспомнить аномально высокие амплитуды поперечных и поверхностных волн, возникавших при проведении подземных ядерных взрывов на Семипалатинском полигоне за счет высвобождения тектонических напряжений в момент взрыва, а также землетрясе-

ние, вызванное проведением массового взрыва 230 т ВВ на Кировском руднике 16.04.89 г. [Сырников, Тряпицын, 1990]. Подобные сейсмические события следует отнести к категории триггерной сейсмичности. Возбуждение природных землетрясений с магнитудой, превышающей магнитуду самого взрыва, в регионах расположения полигонов не наблюдалось за более чем 30-летний период проведения подземных ядерных испытаний.

Таким образом, на основании проведенного обсуждения двух основных категорий названной сейсмичности, индуцированной и триггерной, возникающих при разработках нефти и газа, сооружении водохранилищ, проведении горных работ и подземных взрывов, можно предложить, за исключением некоторых особых случаев, основной критерий их различия: индуцированная сейсмичность характеризуется энергией, не превышающей энергию техногенного воздействия, а к триггерной сейсмичности относятся такие события, энергия которых превышает энергию техногенного воздействия.

1.2.2. Модели техногенной сейсмичности, возникающие при нефтегазодобыче

Изучение известных случаев возникновения техногенных землетрясений показывает, что, если в районах с достаточно высоким уровнем тектонических напряжений давление закачиваемой жидкости превышает несколько МПа, то это может вызвать появление сейсмических событий в сейсмически спокойных областях. Однако далеко не всегда закачка жидкости под высоким давлением вызывает землетрясения. Условия возникновения техногенных сейсмических событий определяются деформационными процессами, протекающими в данном районе, локальными геомеханическими и гидрогеологическими свойствами пород коллектора и вмещающих пород в области воздействия, уровнем напряжений в данном месте и рядом дополнительных параметров среды и процессов в ней, которые в настоящий момент до конца не изучены. Следует подчеркнуть разницу между условиями возникновения собственно индуцированной сейсмичности и такими условиями, которые могут послужить «спусковым крючком» для разрядки накопившихся тектонических напряжений посредством «триггерных» землетрясений.

В настоящее время общепринята модель очага землетрясения в виде подвижки по имеющемуся или вновь образующемуся разлому. В соответствии с этим для возникновения землетрясения необходимо, чтобы силы, действующие в рассматриваемом районе, независимо от их природы, создали напряженное состояние, близкое к критическому. В том случае, если благодаря действию тектонических сил напряженное состояние в месте источника техногенных возмущений близко к критическому, то воздействие, даже незначительное по абсолютным значениям создаваемых напряжений, может изменить значение критерия разрушения, что приведет к высвобождению накопленной энергии деформации в серии сейсмических событий.

Рассмотрим наиболее распространенные модели техногенной сейсмичности, вызванной декомпрессией при нефтегазодобыче, закачкой жидкости («гидравлическим» воздействием) в массив горных пород, изменением флюидного режима, неравномерным изменением уровня газоводного контакта, изменением напряженно-деформированного состояния налегающих пород.

Сейсмичность, связанная с декомпрессией при добыче углеводородов

Вследствие добычи флюидов поровое давление в коллекторе постепенно снижается, увеличивая нагрузку вышележащих пород на скелет коллектора. В результате происходит сжатие коллектора. При этом, если залежи достаточно обширны, уровень земной поверхности понижается почти на такую же величину.

Рассмотрим на примере месторождений газа в северной части Нидерландов [Summary., 1993] последствия понижения давления в газоносном коллекторе в результате добычи газа. Месторождение газа Gronningen располагается на глубине около трех километров. Закрытию пор коллектора под действием веса вышележащих пород препятствуют поровое давление и напряжения в скелете коллектора. Давление газа в пористых породах коллектора 35 МПа, что составляет существенную долю (50%) от литостатического. Литостатическое давление определяется в этом районе почти исключительно весом налегающих пород и составляет примерно 70 МПа.

Одним из обстоятельств, повышающих риск появления техногенных землетрясений, является наличие разломной зоны или трещины, пересекающей коллектор. Землетрясения могут возникнуть вдоль такого нарушения, если уровень сжатия по разные стороны от него различный. Сдвиговые движения возможны и в случае, когда нарушение сплошности располагается

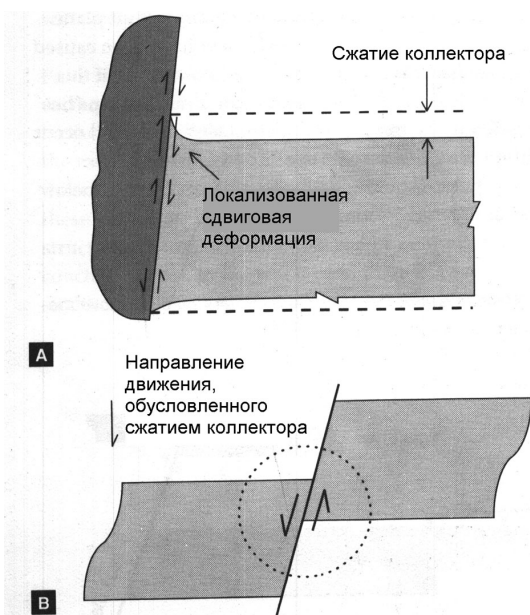


Рис. 1.3. Сдвиговые деформации и смещения, возникающие в результате дифференциального сжатия коллектора:

А — на границе резервуара; В — вдоль разлома внутри резервуара

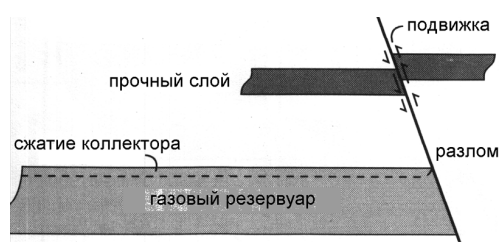


Рис. 1.4. Механизм возникновения индуцированного землетрясения над границей газового резервуара

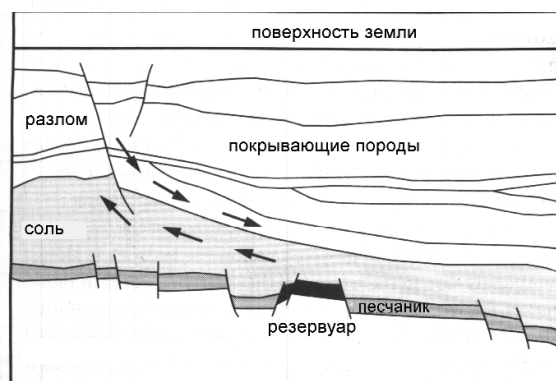


Рис. 1.5. Механизм возникновения триггерных землетрясений

на краю газового резервуара. Подвижки вдоль разлома происходят при превышении касательными напряжениями, возникающими при сжатии коллектора, некоторых пороговых значений (см. рис. 1.3).

Второй механизм, который также может быть рассмотрен применительно к землетрясениям в северной части Нидерландов, срабатывает в непосредственной близости от коллектора. На рис. 1.4 показан прочный пласт, который пересекается тем же разломом, что и коллектор. В результате декомпрессии в коллекторе вдоль разлома распространяется сдвиговая подвижка, которая может вызвать сдвиговое разрушение прочного пласта, сопровождающееся землетрясением.

Землетрясения, которые могут быть описаны в терминах первого или второго механизма, относятся к индуцированным (см. ниже). Величина энергии таких землетрясений определяется деформациями продуктивного пласта в результате добычи газа.

Третий механизм реализуется в случае, когда в отдалении от газовых полей находится разлом, подстилаемый толстым слоем пластичной породы (например, каменной соли). Соль обладает свойством текучести, что способствует перераспределению напряжений вдоль разлома, находящегося на значительном расстоянии от газового резервуара, например, как показано на рис. 1.5. Нарушение равновесного напряженного состояния на разломе в результате декомпрессии в коллекторе является как бы «спусковым крючком» (триггером) для высвобождения энергии тектонических деформаций. Этой причиной объясняются землетрясения, наблюдаемые на северо-востоке Нидерландов.

Сейсмичность, связанная с закачкой жидкости в массив горных пород

С целью интенсификации отбора нефти при разработке нефтяных месторождений часто используется закачка жидкости через скважины в проницаемые пласты. Это может приводить к усилению сейсмической активности, как, например, было отмечено в Татарстане на Ромашкинском месторождении. Возникающие землетрясения обычно приурочены к системе имеющихся в данном регионе разломов земной коры.

Рассмотрим, каким образом закачка жидкости или газа может повлиять на нарушение устойчивости разлома. Из простой модели механического движения бортов разлома следует, что движение начинается при достижении сдвиговым напряжением τ величины нормального напряжения σ , умноженного на коэффициент трения покоя μ и увеличенного на величину сцепления τ_0 (критерий Кулона-Мора)

$$\tau = \tau_0 + \mu\sigma.$$

Сцепление τ_0 определяется шероховатостью берегов, и им обычно можно пренебречь. Коэффициент трения покоя μ для широкого класса пород, в том числе гранитов, габбро, известняков и песчаников, при $\sigma \leq 100$ МПа близок к значению $\mu = 0,85$.

Закачанный флюид уменьшает трение в разломах. Давление жидкости или газа, так называемое поровое давление, снижает сжимающие нормальные напряжения. Поэтому для флюидонасыщенного разлома критерий Кулона-Мора можно записать в виде

$$\tau = \mu(\sigma - P_w).$$

Если жидкость свободно сообщается с земной поверхностью, то давление P_w равно гидростатическому $P_w = \rho_w gh$, где ρ_w — плотность жидкости, g — ускорение свободного падения, h — глубина залежи. Поскольку плотность жидкости значительно меньше плотности пород, гидростатическое давление обычно составляет 35–50% литостатического давления, создаваемого весом вышележащих пород. При искусственной закачке жидкости под большим давлением разлом может потерять устойчивость и его берега начнут относительное движение, сопровождающееся землетрясением (после прекращения подачи жидкости землетрясения, спустя некоторое время, прекращаются). Более того, если давление закачиваемой жидкости или газа превысит прочность пород, то возникает разрыв с образованием новых трещин.

По-видимому, гидравлическая передача порового давления через разломы и систему трещин в массиве к местам, где комбинация эффективных напряжений в породе близка к критическим значениям, является главной причиной активизации сейсмичности. В работе [Григорян, 1988] проводится расчет дополнительных давлений в разломной зоне, моделируемой в виде тонкого слоя, который охватывает поверхность разлома. Полученное нестационарное поле давлений вносится в условие Кулона-Мора. Это условие характеризует предельное состояние массива, достижение которого в определенных участках поверхности разлома будет означать возникновение неустойчивости. Размеры таких участков будут по известным эмпирическим (или теоретическим [Григорян, 1988]) соотношениям определять магнитуду возникающего из-за этой неустойчивости землетрясения. Поскольку толщина разломной зоны мала, фильтрационная задача сводится к задаче о неустановившемся одномерном течении.

Более сложной расчетной схемой является такая, в которой расчету подвергается не только фильтрация по разломам, но и изменения напряженно-деформированного состояния массива, обусловленные как нагрузками в призабойной зоне скважин (случай нагнетания воды в пласт), так и нагрузками от поля фильтрационных течений в трещиноватом массиве и зонах разломов. Расчеты по упрощенной и «полной» моделям позволяют оценить возможности использования упрощенной модели для практических целей, что представляется предпочтительным в силу простоты последней.

Изменение флюидного режима

Модель [Каракин, 1990] основана на механике пористых насыщенных сред с вязким скелетом, в которых решается задача о движении фильтрационной волны. Движения фильтрационного потока описываются одномерными уравнениями изотропной модели вязкой консолидации в приближении малой пористости:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\eta(m) \frac{\partial j}{\partial z} \right) = \delta(m) j - \Delta \rho g$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \frac{\partial j}{\partial z} = 0$$

$$t > 0, \quad -h(t) < z < 0, \quad m \ll 1, \quad \Delta \rho = \rho^{(1)} - \rho^{(2)}$$

Здесь j — вертикальная компонента фильтрационного потока, m — пористость, $\rho^{(1)}$ и $\rho^{(2)}$ — плотности скелета и флюида, $\eta(m)$ — объемная плотность, $\delta(m)$ — коэффициент гидравлического сопротивления, g — ускорение силы тяжести, $h(t)$ — меняющийся во времени вертикальный размер зоны вязкой консолидации.

В процессе дилатансионного расширения пористость m возрастает до некоторого критического значения, при достижении которого происходит разрушение, сопровождающееся землетрясением. Режим дилатансии описывается уравнением Райса.

При искусственном (с помощью взрывов или вибраторов) или естественном (в результате сейсмических сотрясений или тектонических подвижек) воздействии на пористый насыщенный

пласт закрытые поры в нем могут стать сообщающимися или проницаемость уже сообщающейся поровой системы может резко возрасти. Это эквивалентно образованию в пористой насыщенной среде активного объема флюидов, который будет стремиться отфильтроваться вверх. К косвенным признакам существования фильтрационной волны можно отнести факты внезапного фонтанирования и выброса на поверхности большого количества нефти или минерализованной воды [Осика, 1981].

Несмотря на то, что модель разрабатывалась для пористых насыщенных разломных зон под водохранилищами, она может быть применима и для случаев, связанных с нефтегазодобычей, когда также меняется флюидодинамический режим вблизи продуктивных пластов.

Неравномерное изменение уровня газоводного контакта

Как показал анализ сейсмичности на Газлийском газовом месторождении в Узбекистане [Плотникова и др., 1994], увеличение сейсмоактивности в 1976 и 1984 гг. объясняется изменением пластовых давлений в связи с закачкой воды, причем особенно в зонах, в которых отмечался резкий подъем уровня газоводного контакта (ГВК). Так, очаги названных сильных землетрясений приурочены к зонам, в пределах которых за три-четыре года до этих событий наблюдался подъем уровня ГВК: на севере — до 46–91 м (1972–1973 гг.) и на западе — до 30 м (1981 г.). По-видимому, неравномерность распределения давления на площади месторождения является одной из главных причин изменения сейсмичности, так как собственно величина дополнительного давления за счет внедрения воды мала и составляет в среднем не более 0,01–0,02 МПа, т. е. 1–2 м водяного столба. Процессы разработки явились триггером для сброса тектонических напряжений вследствие смещения по разлому, залегающему ниже залежи.

Изменение напряженно-деформированного состояния налегающих пород

Осадка кровли продуктивного пласта над областями декомпрессии, возникающими вблизи добывающих скважин, ведет к изменению напряженно-деформированного состояния (НДС) в массиве налегающих горных пород с образованием семейства линий равных касательных напряжений (так называемых «арок»). Как показывают расчеты [Зотов, Черных, 1992], для пластов большой мощности, порядка 1000 м, величины касательных напряжений на этих кривых могут достигать 50% от значения падения пластового давления P , а до 200 м — не более 20–30%. Для примера на рис. 1.6 показаны рассчитанные эпюры касательных напряжений τ_{rz}/p в массиве горных пород, возникающие в результате действия нагрузок, приложенных к кровле и подошве пласта. Пластовое давление задавалось равным 10 МПа, падение давления — 10 МПа (модуль Юнга $E = 10^3$ МПа, модуль сдвига $G = 0,38 \cdot 10^3$ МПа, коэффициент Пуассона $\nu = 0,3$). Линии равных касательных напряжений формируют своеобразные арочные конструкции, способные принимать вес вышележащих пород. Как показывают расчеты, в пределах зоны концентрации касательных напряжений может произойти потеря прочности породы, что послужит спусковым крючком для техногенного землетрясения [Зотов, Черных, 1992].

Вместе с тем нарушение несущей способности арочных конструкций может привести к росту пластового давления и увеличению продуктивности добывающих скважин. В работе [Кондратьев, Турунтаев, 1997] даны результаты изучения на лабораторной модели формирования арок над областями декомпрессии и разрушения арочных конструкций при динамических воздействиях.

В заключение отметим, что имеются в основном качественные и умозрительные представления о природе обсуждаемых эффектов и недостаточно полные натурные их наблюдения. Все это позволяет получать предварительную оценку и прогноз рассматриваемого явления, но недостаточно для формирования ясных теоретических представлений о явлении и построении соответствующих расчетных моделей и рациональных прикладных инженерных разработок.

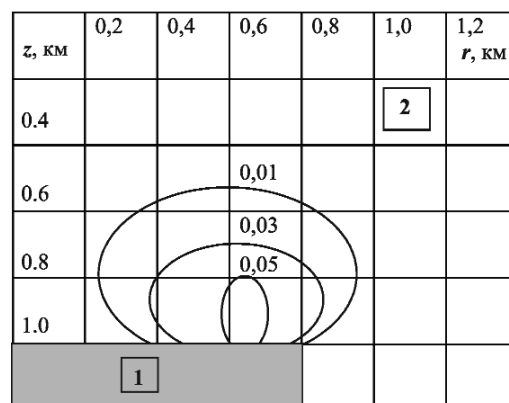


Рис. 1.6. Эпюры касательных напряжений τ_{rz}/p , возникающих в массиве горных пород в районе декомпрессии газосодержащего продуктивного пласта (1 — продуктивный пласт, 2 — горный массив) [Зотов, Черных, 1992]

Можно привести большое количество данных, полученных на нефтяных и газовых месторождениях, которые указывают, что вертикальные движения земной поверхности и появление сейсмических событий (в большинстве случаев неощутимых людьми) происходят повсеместно, где производится разработка нефтяных залежей. Иногда в качестве примера отсутствия индуцированных землетрясений приводят давно и интенсивно разрабатываемые месторождения нефти Саудовской Аравии и Омана. Однако установка локальной сейсмической сети на этих месторождениях убедительно показала наличие техногенных сейсмических процессов, связанных с добычей нефти и газа [Sze et al., 2005]. В процессе эксплуатации месторождений могут изменяться скорость и направленность естественных деформационных процессов. Критериями для оценки ожидаемой величины деформаций земной поверхности и силы техногенных землетрясений служат такие характеристики месторождений, как глубина нефтяных пластов, мощность горизонта, густота сетки эксплуатационных скважин, объемы добычи, объем и давление закачиваемой в пласты воды, ярусность продуктивных пластов, механические константы коллекторов и вышележащих пород, пластовые давления и т. д.

Интенсивные просадки земной поверхности отмечаются, главным образом, при значительном снижении пластового давления. Стабилизация пластового давления с помощью закачки воды в нефтяные пласты приводит, как правило, к прекращению опускания поверхности. Однако в ряде случаев просадку поверхности не удастся компенсировать закачкой воды, а закачка приводит к подъему дневной поверхности в стороне от места просадки. Просадки максимальны над участками с наибольшей нефтеотдачей, с коллекторами, представленными рыхлыми, слабосцементированными песками и песчаниками (пористость 20–30% и более), переслаивающимися с глинами [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Месторождения с сильными просадками, как правило, имеют значительные размеры (более 100 км²), большую мощность и небольшую глубину залегания продуктивных пластов.

Наведенные сейсмические события на нефтяных и газовых месторождениях характеризуются широким диапазоном магнитуд: от 1–2 до 6,5–7,3. Для индуцированной сейсмичности характерны невысокие магнитуды событий (примерно до 3,5). Значительно большие магнитуды имеют триггерные землетрясения — до 5,5 (с учетом Газлийских землетрясений — до 7,3). Очаги триггерных землетрясений могут располагаться на удалении в несколько километров от разрабатываемого пласта или нагнетательной скважины.

К сожалению, практически нет длительных наблюдений за сейсмическим режимом, начиная с регистрации сейсмического фона до начала эксплуатации месторождения и вплоть до поздней стадии разработки и после прекращения работ. Как правило, локальная сейсмическая сеть устанавливается после появления ощутимых землетрясений.

1.2.3. Энергетические характеристики техногенной сейсмичности

Как уже отмечалось, проблемами техногенной сейсмичности интересуются специалисты различных направлений: сейсмологи, горняки, гидростроители, специалисты нефтегазовой отрасли, строители ответственных сооружений. Им приходится иметь дело с сейсмическими колебаниями в различных диапазонах интенсивности и, соответственно, с разными единицами ее измерений. Так, при проведении взрывных работ параметры возникающих сейсмических колебаний (первичная сейсмичность) измеряются в максимальных амплитудах смещения, скорости или ускорения, которые определяются энергией источника и расстоянием до него. Для характеристики энергии наведенной сейсмичности при горных ударах горняки обычно используют энергетический класс. Однако при сильных и особо мощных горных ударах сейсмические воздействия характеризуют уже магнитудой, чтобы подчеркнуть близость их воздействия к природным землетрясениям. Примерно такая же ситуация с характеристикой энергетики техногенной сейсмичности, возникающей при разработке углеводородов и заполнении водохранилищ. А именно, параметры слабой индуцированной сейсмичности — это единицы энергетического класса, а при увеличении ее интенсивности, когда интенсивность возникающих сейсмических событий позволяет отнести их к разряду триггерных землетрясений, — единицы магнитуды. Сейсмологи в России оценивают энергетический уровень землетрясений традиционно в двух видах: сильные землетрясения — магнитудой, слабые — энергетическим классом. В целом ряде случаев для характеристики источника наведенной сейсмичности привлекается оценка величины эквивалентного заряда подземного взрыва ВВ, которая дает ясное представление об

энергетике и масштабе события и позволяет использовать соответствующие зависимости из практики взрывного дела для расчета амплитудных и временных параметров сейсмических колебаний.

Такой разнообразный подход к оценкам энергетических характеристик техногенной сейсмичности затрудняет сравнение различных сейсмических источников между собой. Желательно выработать однозначный рецепт их сравнения и пересчета. С этой целью рассмотрим вначале соотношение между магнитудой и энергетическим классом. Энергетическим классом K характеризуют излучаемую сейсмическую энергию E , по определению

$$K = \lg E \text{ (Дж)}. \quad (1)$$

Что касается магнитуды, то существует несколько методов ее определения на локальных, региональных и телесеизмических расстояниях по различным типам сейсмических волн. Так, известна и широко используется локальная магнитуда M_L , которая определяется по данным регистрации региональной сетью короткопериодных сейсмометров в диапазоне расстояний примерно 30–600 км [Richter, 1935]:

$$M_L = \lg A + f(\Delta), \quad (2)$$

где A — максимальная амплитуда в микронах, $f(\Delta)$ — эмпирически определяемая калибровочная функция эпицентрального расстояния Δ в градусах. По мере развития сейсмологических исследований появились и практически используются несколько вариантов локальных шкал магнитуды M_L . Различия между ними обусловлены как геологическими особенностями регионов и трасс распространения сейсмических волн (разное затухание, разный спектральный состав колебаний), так и методическими приемами измерений амплитуд объемных волн. В качестве примера можно отметить эмпирическую формулу из работы [Bullen, Bolt, 1985], предложенную для регионального диапазона расстояний 10–600 км:

$$M_L = \lg A + 2,56 \lg \Delta - 1,67, \quad (3)$$

где A — в микронах, Δ — в км.

Широкое распространение получила величина магнитуды по поверхностным волнам M_S , которая вычисляется по формуле [Gutenberg, 1945]:

$$M_S = \lg A + 1,656 \lg \Delta + 1,818, \quad (4)$$

где A — амплитуда поверхностных волн в микронах с периодом около 20 с и Δ — эпицентральное расстояние в градусах. В таком виде формула (4) была установлена первоначально для сейсмостанции в Пасадене (США) и в дальнейшем с другими значениями коэффициентов была использована многими сейсмологами для других станций. Позже для определения магнитуды поверхностных волн стала широко использоваться следующая формула [Vanek et al., 1962]:

$$M_S = \lg(A/T)_m + 1,66 \lg \Delta + 3,3, \quad (5)$$

где $(A/T)_m$ — среднее значение максимальных отношений амплитуда/период для горизонтальных компонент поверхностных волн (A — в микронах, T — в секундах) и Δ — эпицентральное расстояние в градусах.

Наиболее общим магнитудным масштабом, используемым в глобальной сейсмологии, является магнитуда объемной волны, которая определяется как [Gutenberg, 1945; Аки, Ричардс, 1983]:

$$m_b = \lg(A/T) + f(\Delta, h), \quad (6)$$

где A и T — амплитуда и период в максимуме волн P и PP (вертикальная или комбинация из горизонтальных компонент) или волн S (среднее значение горизонтальной компоненты), $f(\Delta, h)$ — эмпирическая калибровочная функция эпицентрального расстояния Δ и фокальной глубины h , она отражает зависимость амплитуды сейсмической волны от особенностей трассы распространения. Калибровочная функция $f(\Delta, h)$ была предметом обсуждений в течение многих лет, что нашло свое отражение в многочисленных публикациях по этой проблеме [International Handbook., 2002]. Измерение амплитуды и периода для определения магнитуды (6) проводится на первых нескольких циклах записи короткопериодным сейсмометром P -волны в основном по вертикальной компоненте. Преобладающий период колебаний P -волны обычно около 1 с. Так же, как величина локальной магнитуды, значения магнитуды m_b для одного и того же события, определенные разными станциями, могут иметь разброс $\pm 0,3$. Это связано с диаграммой излучения источника, направлением на станцию и местными станционными эффектами. В последующие годы использование магнитуды m_b для характеристики сейсмических источников в форме (6) получило широкое распространение в американской сейсмической литературе (материалы геологической службы США, консорциум американских сейсмологов IRIS) как шкала магнитуд Рихтера.

По результатам долговременных исследований сейсмических волн различной интенсивности в широком диапазоне расстояний предложен целый ряд соотношений между магнитудами M_L , M_S и m_b . Так, например, одно из первых соотношений между этими магнитудами было предложено в работе [Gutenberg, Richter, 1956] в виде следующих формул:

$$\begin{aligned} m_b &= 0.63M_S + 2.5 \\ M_S &= 1.27(M_L - 1) - 0.016M_L^2 \end{aligned} \quad (7)$$

Однако последующее изучение показало, что имеет место систематическое расхождение в расчетах величин M_L , M_S и m_b . Было опубликовано более сотни формул или графических зависимостей, связывающих эти различные магнитуды. Тем не менее целесообразно выбрать некий практический эталон среди магнитуд, который позволял бы сравнивать между собой энергетику разнообразных сейсмических событий и их источников, различных как по масштабу, так и по своей природе.

Из опыта разработки методов обнаружения и идентификации сейсмических событий (землетрясения, взрывы, горные удары и другие источники техногенной сейсмичности) следует, что наиболее целесообразным является выбор магнитуды объемной волны m_b в соответствии с зависимостью (6). Выбор магнитуды m_b из ряда других магнитуд позволит приблизиться к установлению однозначной связи между такими энергетическими характеристиками сейсмических источников, как энергетический класс — магнитуда — эквивалентный заряд ВВ.

Для связи магнитуды m_b с излучаемой сейсмической энергией E в мировой практике чаще всего используется известная формула Гутенберга-Рихтера:

$$\lg E = 1.5m_b + 4.8 \quad (\text{или } m_b = 0.67 \lg E - 3.2), \quad (8)$$

где E измеряется в джоулях. В сочетании с (1) формула (8) представляет связь магнитуды m_b и энергетического класса K . Соотношение (8) широко используется, в частности, в сейсмологических материалах Геологической службы США (USGS) в диапазоне магнитуд шкалы Рихтера от $m_b \geq -2$ до $m_b \leq 10$. В графе энергетических эквивалентов этой шкалы приведен ряд примеров, наглядно характеризующих величину магнитуды m_b . Так, энергия источника с $m_b = -2$ соответствует величине энергии, потребляемой лампочкой 100 Вт в течение недели, при $m_b = 0$ сейсмический эффект эквивалентен взрыву заряда химического ВВ (TNT) массой около 0,5 кг, $m_b = 2,5$ соответствует самому слабому землетрясению, ощущаемому людьми, $m_b = 4$ характеризует сейсмическое действие взрыва 1000 т (TNT), $m_b = 8,3$ имело землетрясение в Сан-Франциско в 1906 г., $m_b = 9,1$ — крупнейшее землетрясение на Аляске в 1964 г.

Соотношение (8) показано в координатах магнитуда — энергетический класс линией 1 на рис. 1.7. Сравним соотношение (8) с другими наиболее известными соотношениями между магнитудой и энергетическим классом. Так, многие сейсмологи используют такое соотношение из работы [Bath, 1973] в виде:

$$\lg E \text{ (Дж)} = 1,44M_S + 5,24 \quad (\text{или } M_S = 0,69 \lg E - 3,64). \quad (9)$$

При этом предлагаются следующие зависимости между магнитудами M_L , M_S и m_b :

$$\begin{aligned} m_b &= 0,56M_S + 2,9 \\ m_b &= 0,8M_L - 0,01M_L + 1,7 \end{aligned} \quad (10)$$

Соотношение (9) показано на рис. 1.6 линией 2. Из взаимного расположения линий 1 и 2 видно, что формулы (8) и (9) дают близкие значения.

Хорошо известны отечественным сейсмологам соотношения между энергетическим классом K и магнитудой землетрясений M из работы [Раутиан, 1960]:

$$M = \frac{K - 1.3}{3} \quad (\text{при } M < 1,8); \quad M = \frac{K - 4}{1.8} \quad (\text{при } M \geq 1,8), \quad (11)$$

которые были установлены по измерениям короткопериодной аппаратурой объемных волн (суммирование амплитуд P и S волн), волн L_g и длительности цуга колебаний на локальных и региональных расстояниях (от нескольких км до 2000 км). Соотношения (11) представлены линиями 3 на рис. 1.7. Можно отметить удовлетворительное соответствие (11) зависимостям (8) и (9) при $M \geq 1,8$ и заметное отличие (11) в сторону завышения магнитуды при $M < 1,8$.

Соотношения между m_b и K для химических и ядерных подземных взрывов на Семипалатинском полигоне, установленные на основе данных по магнитудам из каталогов ISC (США), AWE (Англия) и NORSAR (Норвегия), приведены в работе [Khalturin et al., 1998]:

$$m_b = 0,46K - 0,64 \quad (\text{или } K = 2,17m_b + 1,39). \quad (12)$$

Зависимость (12) построена по экспериментальным данным в диапазоне $3 < K < 15$ и показана линией 4 на рис. 1.7. Величина $m_b = 3$ соответствует $K \approx 8$, $m_b = 3,5 - K \approx 9$, $m_b = 6 - K \approx 14,5$. Видно, что в области невысоких магнитуд $M < 4-5$ зависимость (12) заметно превышает магнитуды предыдущих формул (8-9).

Известно приблизительное соотношение между энергетическим классом K и магнитудой землетрясения m_b в виде:

$$K = 9 + 2,32[m_b - (3,35 \pm 0,25)], \quad (13)$$

которое показано заштрихованной полосой 5 на рис. 1.7. Видно, что зависимость (13) имеет менее крутой наклон, чем зависимости (8-9), пересекает их в области $K = 12 \div 14$ и заметно отличается в области низких ($m_b < 3$) и высоких ($m_b > 5$) магнитуд.

Попытка разобраться в соотношениях между энергетическим классом K и локальной магнитудой землетрясений M_L в различных регионах была предпринята в работе А. А. Годзиковской [2001]. Показано, что соотношения между K и M_L при использовании локальных магнитуд существенно различаются для разных регионов (проанализированы каталоги сейсмостанций Кольского полуострова, Воронежского региона и Северного Кавказа). В работе справедливо отмечается, что получаемые местные значения магнитуд необходимо приводить к единому энергетическому типу магнитуды, чтобы объективно сравнивать энергетику сейсмических очагов. Однако такого рецепта не предложено. Наиболее общее соотношение между K и M_L , установленное по данным станции Белый Уголь на Северном Кавказе, показано пунктиром 6 на рис. 1.7.

Таким образом, из представленных на рис. 1.7 соотношений (8-13) видна определенная неоднозначность между энергетическим классом и магнитудой. В диапазоне магнитуд $8 \div 15$ различие между соотношениями (8-13) не столь велико ($\Delta M \approx 0,5 \div 1$), как вне этого диапазона в области малых и больших магнитуд. В целом из проведенного обзора соотношений между величинами энергетического класса и различными магнитудами можно заключить, что следует рекомендовать зависимость (8), производя предварительно пересчет магнитуд к величине m_b .

Важным энергетическим параметром техногенной сейсмичности является величина эквивалентного заряда TNT, создающего при подземном взрыве аналогичный сейсмический эффект. Однако из опубликованных данных связь энергетического класса сейсмических колебаний и энергии подземных взрывов выглядит очень пестрой. Удачное обобщение известных данных о такой связи было проведено в работе [Khalturin et al., 1998]. В ней собраны материалы многих авторов, производивших измерения сейсмических волн и определявших их энергетический класс при подземных взрывах в различных регионах бывшего Советского Союза. Были привлечены данные вычислений величины энергетического класса по сейсмическим колебаниям от взрывов массой 5-500 т на карьерах Кольского полуострова, данные из работ А. А. Годзиковской по регистрации карьерных взрывов 10-200 т в Тырныаузе, данные из работы Ф. Ф. Аптикаева по взрывам 0,1-30 т на карьерах Котур-Булак и Текели в Северном Тянь-Шане. Особенно следует выделить хорошо задокументированные результаты регистрации сейсмических колебаний при экспериментальных взрывах в Казахстане: взрывы в Кабулсае, в районе Медео, многочисленные опытные взрывы зарядов химических ВВ на Семипалатинском полигоне. Диапазон изменения энергии у этих экспериментальных взрывов очень широкий: от 0,2 т до 1000 т. К обработке были привлечены также данные по регистрации сейсмических волн от крупных взрывов массой от 1000 т до 5000 т при строительстве оросительных каналов в республиках Средней Азии и при сооружении каменнонабросных плотин в различных регионах бывшего Советского Союза, включая взрыв массой 3900 т при возведении селезащитной плотины в Медео. Зависимость величины энергетического класса K от энергии взрывов q , построенная с привлечением указанных серий экспериментальных данных, приведена на рис. 1.8. По верхнему пределу всех значений K_{max} проведена сплошная линия, которая соответствует формуле:

$$K_{max} = 7,0 + 1,55 \lg q \text{ (т)} \text{ или } K_{max} = 11,65 + 1,55 \lg q \text{ (кт)}. \quad (14)$$

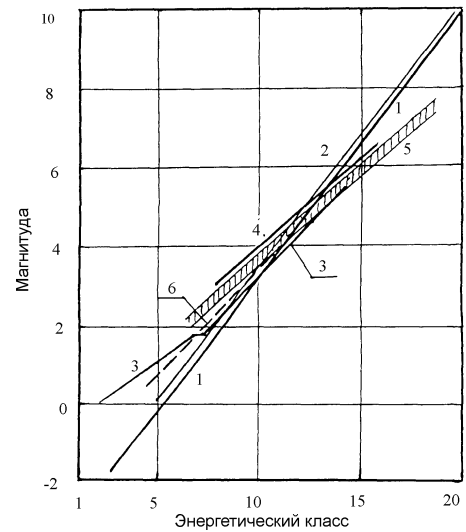


Рис. 1.7. Соотношение между магнитудой m_b и энергетическим классом K для землетрясений и взрывов:

1 — по Гутенбергу-Рихтеру (формула 8); 2 — по Бату (формула 9); 3 — по Раутиан (формула 11); 4 — по Халтуруину (формула 12); 5 — формула (13); 6 — по Годзиковской [2001]

На графике рис. 1.8 виден большой разброс данных, который, вероятно, связан, прежде всего, с занижением величины энергетического класса K по различным технологическим причинам, в особенности для взрывов малого масштаба на карьерах (плохая забойка, использование групповых взрывов и задержка при взрывании, рассредоточенные заряды, в некоторых случаях это были взрывы на выброс и т. п.).

Данные по крупным взрывам, таким как при строительстве плотины в Медео, крупным взрывам на строительстве каналов и плотин в Средней Азии с массой зарядов ВВ в диапазоне 1000–4000 т, а также данные по многим экспериментальным взрывам с качественной забойкой в Казахстане с зарядами 1–10 т и некоторые взрывы на карьере Котур-Булак с зарядами 0,1–10 т соответствуют зависимости (14) или, во всяком случае, расположены очень близко к ней.

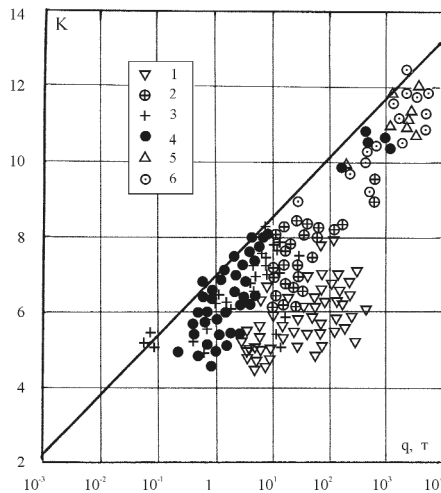


Рис. 1.8. Соотношение между энергетическим классом K и энергией взрыва q (в тоннах) для нескольких серий взрывов:

1 — взрывы на карьерах Кольского полуострова ($q = 5\text{--}500$ т); 2 — взрывы на карьерах Тырныаузе ($q = 10\text{--}200$ т); 3 — взрывы на карьерах Северного Тянь-Шаня ($q = 0,1\text{--}30$ т); 4 — экспериментальные взрывы ВВ в Казахстане ($q = 0,2\text{--}1000$ т); 5 — взрывы при строительстве каналов в средней Азии ($q = 1000\text{--}5000$ т); 6 — взрывы при сооружении плотин ($q = 200\text{--}4000$ т)

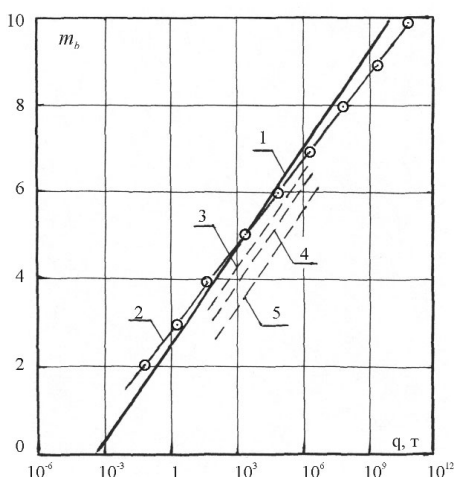


Рис. 1.9. Зависимость магнитуды M от энергии q химических и ядерных подземных взрывов:

1 — по данным химических взрывов (Khalturin et al., 1998); 2 — по данным IRIS; 3 — ПЯВ на Семипалатинском полигоне; 4 — ПЯВ в плотных породах Невадского полигона; 5 — ПЯВ в аллювии Невадского полигона

Таким образом, соотношение (14) является верхним пределом значений энергетического класса K_{max} в широком диапазоне изменения энергии подземных взрывов q с применением химических ВВ. Поэтому именно соотношение (14) между K_{max} и q следует использовать при оценках величины эквивалентного заряда подземного взрыва по известному значению энергетического класса K техногенного сейсмического события и, наоборот, по известной величине заряда q оценивать величину K .

На основе представленных выше экспериментальных данных в работе [Khalturin et al., 1998] была исследована также зависимость магнитуды m_b , которая определялась по телесейсмическим и региональным данным, от энергии q подземного взрыва обычного ВВ. В результате по большому числу измеренных магнитуд была установлена зависимость их верхнего предела $m_{b\ max}$ от величины энергии q в случае подземного взрыва зарядов химических ВВ:

$$\begin{aligned} m_{b\ max} &= 2,45 + 0,73 \lg q \text{ (т)} \text{ или} \\ m_{b\ max} &= 4,64 + 0,73 \lg q \text{ (кт)}, \end{aligned} \quad (15)$$

которая представлена на рис. 1.9 сплошной линией 1. Для сравнения с зависимостью (15) на рис. 1.9 помещены данные из рекламных материалов Корпорации сейсмологов университетов США (IRIS), в которых представлено количество землетрясений данной магнитуды по шкале Рихтера, происходящих в год по всему земному шару, и какой величине эквивалентного заряда TNT подземного взрыва соответствуют эти магнитуды (диапазон магнитуд $m_b = 2\div 10$). Указанные данные IRIS представлены на рис. 1.9 линией 2. Видно, что данные IRIS практически совпадают с зависимостью (15), которой соответствует линия 1. Зависимость (15) целесообразно использовать для определения максимальной магнитуды взрыва зарядов химических ВВ в крепких породах по их энергии. Следует иметь в виду, что реальная магнитуда может оказаться несколько меньше, чем дает зависимость (15), по причине различных условий взрывания: масштаба и характера взрыва (на выброс, рыхление, камуфлет), плотности укладки ВВ, качества забойки, типа породы и т. п. С другой стороны, зависимость (15) позволяет по известной или измеренной магнитуде сейсмического события, включая также

процессы техногенной сейсмичности, оценивать величину эквивалентного заряда ВВ, что дает наглядное представление об энергетике этого события.

Для сравнения с зависимостью (15) на рис. 1.9 пунктиром 3 представлена зависимость магнитуд по шкале Рихтера от энергии подземных ядерных взрывов для Семипалатинского полигона из работы [Адушкин, Лаушкин, 1996]:

$$m_b = 4,45 + 0,77 \lg q \text{ (кт)}. \quad (16)$$

Аналогичные зависимости для Невадского полигона из работы [Murphy, 1981] при взрывах в плотных породах:

$$m_b = 3,92 + 0,81 \lg q \text{ (кт)} \quad (17)$$

и при взрывах в сухом аллювии:

$$m_b = 3,49 + 0,83 \lg q \text{ (кт)} \quad (18)$$

показаны на рис. 1.9 соответственно пунктиром 4 и 5.

Из расположения зависимостей (15–18) на рис. 1.9 следует, что, во-первых, подземные взрывы химических ВВ более эффективны по сейсмическому действию по сравнению с подземными ядерными взрывами в любой горной породе и, во-вторых, магнитуда подземных ядерных взрывов на Семипалатинском полигоне выше, чем у подземных ядерных взрывов на Невадском полигоне при равной энергии взрыва.

Таким образом, на основании проведенного обсуждения и анализа энергетических характеристик техногенной сейсмичности от различных источников предлагается придерживаться описанной системы пересчета энергетических параметров, чтобы более объективно и однозначно оценивать энергетику этих сейсмических событий. Прежде всего, из всего многообразия магнитуд целесообразно использовать величину магнитуды m_b в форме (6), как это принято, например, в сети Международного сейсмического мониторинга. Величину энергетического класса K следует определять непосредственно по значениям максимальных смещений P и S -волн и эпицентральному расстоянию с использованием соответствующих номограмм или, что точнее, вычислять интегрированием сейсмограмм по методу Голицына. Расчет энергетического класса K по магнитуде m_b или, наоборот, магнитуды m_b по величине энергетического класса K целесообразно производить по формуле Гутенберга-Рихтера (8). Для источников взрывного типа при известной массе заряда q в единицах TNT предлагается определять величину верхнего предела энергетического класса K_{max} по эмпирическому соотношению (14), а значение верхнего предела магнитуды $m_{b \max}$ — по эмпирической формуле (15). С другой стороны, по этим же формулам (14–15) предлагается оценивать величину q эквивалентного заряда TNT для различных источников техногенной сейсмичности по известным значениям энергетического класса K или магнитуды m_b .

Представленные материалы о техногенных процессах в земной коре свидетельствуют о нарастании воздействия человека на верхние слои литосферы при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, при откачке и закачке жидкостей в скважины, при проведении горных работ, при заполнении водохранилищ, при производстве крупномасштабных взрывов. Реакция геофизической среды на техногенное воздействие может быть разнообразна, наиболее заметно она проявляется в деформациях земной поверхности и техногенных землетрясениях. Актуальнейшей становится задача прогнозирования результатов воздействия строительства и эксплуатации инженерных сооружений и добывающих комплексов на развитие геодинамических процессов — как минимум и в перспективе разработка рекомендаций по применению превентивных мер для предупреждения или снижения негативных последствий. Отдаленные последствия вмешательства в природные процессы связаны со спецификой строения горного массива, его напряженным состоянием и деформационным режимом, а также зависят от чувствительности деформационных режимов к слабым воздействиям. Экспертная оценка максимально допустимых техногенных нагрузок на природные объекты на стадии проектирования должна дополняться геофизическим мониторингом в процессе эксплуатации промышленных объектов.

Собранные и обобщенные данные свидетельствуют о необходимости организации наблюдений за геодинамическим состоянием недр в районах сооружения крупнейших водохранилищ, размещения добывающих комплексов на рудных, нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождениях, крупномасштабного строительства, в особенности, подземных сооружений. Организация непрерывного контроля за состоянием геофизической среды необходима для разработки эффективных мероприятий, направленных на сохранение устойчивости природного равновесия. Наиболее информативными средствами контроля представляются: сеть сейсмодатчиков,

позволяющая регистрировать слабые сейсмические события (начиная со 2-го энергетического класса); геодезическая сеть с быстрым опросом; сеть регистраторов немеханических величин (выхода газа, электромагнитных и гравитационных полей).

Выполненный анализ существующих моделей реакции геофизической среды на техногенное воздействие показывает, что эти модели, с одной стороны, дают качественное объяснение феномена индуцированной сейсмичности и позволяют делать количественные оценки критических параметров для ее возникновения. С другой стороны, одним из самых заметных и значительно затрудняющих исследования свойств геофизических объектов является их уникальность. Модели явлений и выводы, полученные при исследовании одних районов, зачастую нельзя механически переносить на другие районы. Поэтому применять существующие и разрабатывать более адекватные модели следует в условиях конкретных объектов с предварительно изученным геологическим и геодинамическим состоянием недр. Имеются достаточно глубоко проработанные модели горного массива, которые включают скорость разработки месторождения как параметр, определяющий реакцию среды на воздействие, а также модели деформационных и флюидо-динамических процессов, учитывающие упруго-пластические свойства массива. Дальнейшее развитие этих моделей должно привести к созданию способа описания, адекватного такому сложному объекту, как реальная геофизическая среда.

При помощи интерпретации данных о слабой сейсмичности и микросейсмичности можно выявить активные в настоящее время разломы, определить положение фронта вытеснения нефти водой или газом, оценить временные вариации проницаемости и пористости коллектора. Деформационные процессы в районах расположения месторождений углеводородов, зарегистрированные многими исследователями, сопровождаются изменением коллекторских свойств месторождения. Эти процессы обладают определенной периодичностью, что позволяет использовать информацию о временном изменении напряженно-деформированного состояния коллектора при планировании мероприятий для увеличения добычи углеводородов.

Очень важным обстоятельством является заблаговременность установки сети для сейсмических наблюдений. Как показывает имеющийся опыт, для получения оценки характерных параметров пространственно-временной организации сейсмо-деформационных процессов на месторождении углеводородов необходимая длительность регистрации составляет год-полтора. Своевременно заметить опасные изменения сейсмического режима, свидетельствующие об усилении сейсмической активности, можно лишь при наблюдении в режиме непрерывного мониторинга.

Использование полученного опыта работ позволит существенно повысить надежность прогнозирования опасного нарастания сейсмической активности и своевременно разработать действенные рекомендации по уменьшению риска возникновения катастрофических техногенных землетрясений.

Литература

- Адушкин В. В., Лаушкин В. А.* Опыт контроля за подземными ядерными взрывами на сети сейсмических станций бывшего СССР // Вопросы сейсмического контроля подземных ядерных взрывов. Т. 3. М.: Изд-во МЧС России, 1996. С. 85–98.
- Адушкин В. В., Спивак А. А.* Геомеханика крупномасштабных взрывов. М.: Недра, 1993. 319 с.
- Адушкин В. В., Турунтаев С. Б.* Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 250 с.
- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Теория и методы. Т. 1. М.: «Мир», 1983. 519 с.
- Ананьин И. В.* К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы // Исследования по сейсмической опасности (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 29). М.: Наука, 1988. С. 119–124.
- Годзиковская А. А.* К вопросу о единой энергетической характеристике регистрируемых землетрясений // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы междунар. конф. Воронеж, 2001. С. 57–59.
- Григорян С. С.* О механизме возникновения землетрясений и содержании эмпирических закономерностей сейсмологии // ДАН СССР. 1988. Т. 299, № 5. С. 235–240.
- Зотов Г. А., Черных В. А.* Геодинамические процессы при разработке месторождений углеводородов // Геотехнологические проблемы разработки месторождений природного газа. М.: ВНИИ ГАЗ, 1992. С. 24–30.

- Каракин А. В.* Модель движения флюидов в земной коре за геологические отрезки времени // Математическое моделирование. 1990. Т. 2, № 3. С. 31–42.
- Козырев А. А.* Геомеханическое обеспечение горных работ при отработке удароопасных месторождений в тектонически напряженных массивах // Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. Апатиты, 1998. С. 11–25.
- Кондратьев В. Н., Турунтаев С. Б.* Лабораторное моделирование формирования и разрушения арочных конструкций над областями декомпрессии, возникающими при нефтегазодобыче // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1997. № 5. С. 32–41.
- Ловчиков А. В.* Параметры очагов сильнейших горно-тектонических ударов на рудниках России // Горный журнал. 2000. № 2. С. 9–11.
- Николаев А. В.* Проблемы наведенной сейсмичности // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 5–15.
- Николаев А. В.* О возможном влиянии разработки нефти на параметры Нефтегорского землетрясения // ФССН МЧС России. 1995. С. 15–25.
- Осика Д. Г.* Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 203 с.
- Петухов И. М.* Некоторые решения проблемы горных ударов при разработке рудных и нерудных месторождений // Прогноз и предотвращение горных ударов на рудных месторождениях. Апатиты, 1987. С. 10–16.
- Плотникова Л. М., Фленова М. Г., Махмудова В. И.* Методика и результаты разработки Газлийского месторождения на проявления сейсмичности // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 222–240.
- Раутиан Т. Г.* Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Труды ТИСС. 1960. № 7. С. 10–20.
- Родионов В. Н., Сизов И. А., Цветков В. М.* Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 302 с.
- Сидоров В. А., Кузьмин Ю. О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М., 1989. 183 с.
- Сырников Н. М., Тряпицын В. М.* О механизме техногенного землетрясения в Хибинах // ДАН СССР. 1990. Т. 134, № 4. С. 830–833.
- Шемякин Е. И., Курленя М. В., Кулаков Г. И.* К вопросу о классификации горных ударов // ФТПРПИ. 1986. № 5. С. 3–11.
- Bath M.* Introduction to seismology // Birkhauser Verlag, Basel and Stuttgart, 1973. 210 p.
- Bullen K. E., Bolt B. A.* An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. 230 p.
- Gutenberg B.* Bull. Seismol. Soc. Am. 1945. N 35. P. 3–12.
- Gutenberg B., Richter C. F.* Magnitude and energy earthquakes // Ann. Geofis. 1956. N 9, 1. P. 105–145.
- International Handbook of Earthquake and Engineering seismology.* Academic Press IASPEI, 2002. 150 p.
- Khalturin V. I., Rautian T. G., Richards P. G.* The seismic signal strength of chemical explosions // Bull. Seis. Soc. Am. December 1998. Vol. 88, N 6. P. 1511–1524.
- Murphy J.* P-wave coupling of underground explosions in various geologic media. Identification of seismic sources-earthquake or explosion. Dordrecht, 1981. P. 201–205.
- Richter C. F.* Bull. Seismol. Soc. Am. 1935. N 25. P. 1–32.
- Summary of the Final report on a multidisciplinary study of the relationship between Gas production and earthquakes in the northern part of the Netherlands* // KNMI, The Netherlands, 1993. 230 p.
- Sze E. K. M., Toksoz M. N., Burns D. R., Mueller G. F.* Characterization of induced seismicity in petroleum reservoir: A case study // EAGE 67th Conference & Exhibition Madrid, Spain, 13–16 June 2005.
- Vanek J. et al.* Izvest. Acad. Sci. USSR Geophys. Ser., 1962. P. 108–111.

ГЛАВА 2

СЕЙСМИЧНОСТЬ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИЙ ПРОМЫШЛЕННО-ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

В течение многих веков, даже отказавшись от идеи «небесной тверди», человечество предпочитало считать, что земля под ногами тверда и неколебима. Однако изучение земной геологической реальности, проявлявшейся в различных процессах, зачастую сопровождавшихся катастрофами, привело к тому, что наша планета была поделена на две неравновеликие части: сейсмоактивные зоны, для которых характерны периодически повторяющиеся землетрясения, влекущие за собой разрушения и гибель людей, и области со слабыми проявлениями сейсмической активности. К «спокойным» участкам были отнесены все платформенные области, в пределах которых, как предполагалось, тектонические подвижки маловероятны, а уровень сейсмического риска исчезающе мал. Долгое время к такого рода асейсмичным областям относили и Восточно-Европейскую платформу. Однако тектонические исследования последних десятилетий заставили изменить привычный взгляд на платформы как на сейсмически спокойные участки земной поверхности. Более того, все чаще приходится сталкиваться с так называемой наведенной техногенной сейсмичностью, обусловленной вмешательством Homo Faber (человека деятельного) в естественные процессы эволюции верхних этажей земной коры. Особое внимание в этой связи привлекают те участки платформенных областей, в частности, Русской платформы, в пределах которых располагаются индустриальные центры, крупные города и, в первую очередь, крупнейший в нашей стране Московский мегаполис. В этом регионе отсутствуют собственные очаговые зоны, способные генерировать сильные землетрясения. В то же время более чем тысячелетняя летописная история свидетельствует о том, что и в пределах Восточно-Европейской платформы возможны ограниченные по силе сейсмопроявления (табл. 2.1).

Приведенные в таблице сведения характеризуют землетрясения, обязанные своим происхождением в большинстве случаев сейсмической активности прилегающих тектонических областей (рис. 2.1).

Современные научные представления допускают, что в пределах «спокойных» платформенных областей в настоящее время, как и в прошлые исторические эпохи, происходят движения земной коры. О наличии тектонических движений свидетельствуют гидрогеохимические аномалии и повышенная концентрация газа гелия, поднимающегося из глубин Земли, которые наблюдаются на участках, приуроченных к тектоническим разломам и ослабленным зонам в земной коре.

Сейсмичность территории определяется силой и повторяемостью происходящих в ее пределах землетрясений. Слабые землетрясения серьезной опасности не представляют, если при проектировании правильно учитывается сейсмичность региона и при строительстве проводится достаточная инженерная подготовка. Что касается техногенной (наведенной, или антропогенной) сейсмичности, то для ее проявления необходимо наличие специфических объектов (больших водохранилищ, скважинных и шахтных полей, стартовых площадок для запуска тяжелых ракет и др.), существование которых может определенным образом повлиять на общую сейсмическую обстановку.

Энергетика природных и техногенных воздействий на литосферу, приводящих к сейсмопроявлениям разной интенсивности, чрезвычайно различна — от 10^{23} – 10^{17} Дж (удары космических тел о поверхность Земли, сильные землетрясения) до 10^7 – 10^6 Дж (пожары на продуктопроводах, обрушения на подработанных территориях, экспериментальные запуски МГД-генераторов и др.). В табл. 2.2 приводится сравнительная «силовая» характеристика воздействий на литосферу с указанием возможных последствий. Из таблицы следует, что по мере возрастания силы (энергии) воздействия всё большие объемы верхней части литосферного пространства вовлекаются в

геодинамические процессы со все более серьезным последствием, что нельзя не учитывать при уточнении сейсмической опасности на региональном или локальном уровнях.

Техногенные землетрясения происходят в разных геологических условиях и характеризуются разными чертами. Наиболее сильные землетрясения связаны с сейсмогенными разломами в кристаллической земной коре, обладающими высоким сейсмическим потенциалом. При эксплуатации нефтяных месторождений такие землетрясения возникают спустя 10 и более лет после начала эксплуатации. Добыча углеводородов не только активизирует процессы формирования очагов этих землетрясений, но и влияет на формирование «сейсмического сценария». Принимая во внимание большой период времени, отделяющий землетрясения от начала эксплуатации месторождений, следует опасаться сильных землетрясений на многих активно разрабатываемых в настоящее время месторождениях нефти и газа.

Сильным инициирующим землетрясения эффектом обладают подземные ядерные взрывы большой и средней мощности. Эффект инициирования землетрясений подземными ядерными взрывами во многом сходен с воздействием сильных землетрясений. Сейсмический отклик воздействия проявляется в увеличении сейсмической активности в течение 5–10 дней после взрыва.

Оценка непосредственного влияния взрыва на сейсмичность затруднена тем, что наблюдаемый эффект представляет собой цепочку последовательных событий — взрыв вызывает землетрясения, которые, в свою очередь, оказывают инициирующее воздействие на другие землетрясения. Сейсмическое воздействие ускоряет процесс подготовки очагов и способствует

Таблица 2.1. Землетрясения в пределах Восточно-Европейской платформы [Москва., 1977; Борисенков, Пасецкий, 1988; Степанов, 2001]

Время событий	Место событий	Краткое описание
1446	Москва	«Потрясся град Москва. Кремль и посад и храмы поколебались»
1471	Москва	«Потрясся земля»
1474	Москва	Был «трус в граде Москве». Рухнула почти достроенная церковь Св. Богородицы. Потряслись все храмы и колебалась земля
1595	Нижний Новгород	Землетрясение «...во полуденное время прииде шум велик, яко земли поколебаша, и разсидеся земля...»
1627	Северная Двина	Землетрясение
1650	Украина	Землетрясение
1681	Украина	«Земля тряслась 9 августа с понедельника на вторник»
1728	Южнее г. Москвы на Оке	Провальное землетрясение. На месте домов внезапно устремилась вверх вода, образовалась яма, заполненная водой
1730	Киев	Землетрясение
1750	Лапландия	Землетрясение: 5 октября отмечен один подземный удар
1771	Лапландия в окрестностях г. Колы	Землетрясение, продолжавшееся минуту, «при чем многие здания поколебались и черепицы попадали с крыш»
1802	Россия	Землетрясение, распространившееся от Константинополя до Петербурга и Москвы. Весьма сильное землетрясение ощущалось на правом берегу Оки. В Москве развалилось несколько домов
1804	Петербург	Землетрясение 15 февраля. Легкое колебание почвы
1807	Россия, Козмодемьянск	Землетрясение 3 сентября. Вода на Волге сильно заволновалась и несколько судов было выброшено на берег
1823	Прибалтика	В январе и феврале сильное землетрясение на почтовой станции между Петербургом и Ригой
1825	Воронежская губерния, г. Павловск	9 июля в 9 час. вечера сильное землетрясение
1829	Архангельская и Вологодская губернии	20 августа землетрясения при тихой погоде
1838	Москва	Интенсивность сотрясения на верхних этажах оценивается в 5 баллов, на поверхности земли — до 3 баллов
1841	Южнее г. Москвы, в Рязанской губернии	Провальное землетрясение. Ощущалось землетрясение, сопровождавшееся подземными ударами, из земли вырывалось багровое пламя
1847	Архангельск	Землетрясение
1867	Пермская губерния	Сильные землетрясения
1881	Нарва, Ивангород	Землетрясение 16 января
1887	К юго-востоку от Москвы	Провально-карстовое землетрясение. Был слышен подземный гул, во многих домах разбились стекла
1888	Москва	Морозобойное провально-карстовое землетрясение. Сильные сотрясения по ночам, сопровождаемые глухими звуками, дребезжанием посуды. Образование трещин по снегу на улицах и тротуарах
1940	Москва	Сотрясения достигали 3–4 баллов и были замечены практически на всей территории города. На верхних этажах интенсивность достигала 5–6 баллов
1977	Москва	Землетрясение ощущалось во многих районах города, в первую очередь на высоких этажах, где колебания достигали 5 баллов при 3–4 баллах на уровне земли
1986	Москва	Интенсивность сотрясения оценивается в 3–4 балла

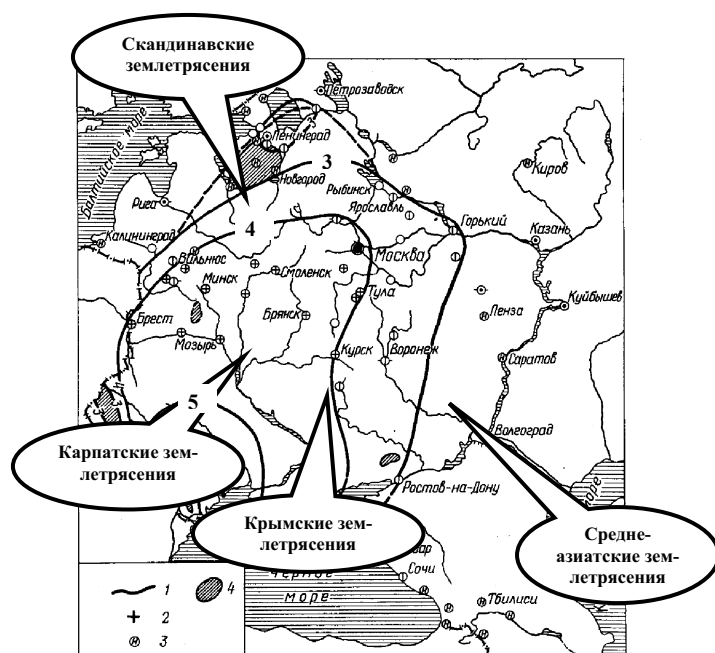


Рис. 2.1. Карта изосейст (равных сотрясений) глубокофокусного Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г. (по Ананьину): 1 — изосейсты, баллы; 2 — эпицентр землетрясения; 3 — пункты, где землетрясение не ощущалось; 4 — участки пониженной интенсивности сотрясений. Выносками показаны области далеких землетрясений

Массированные сосредоточенные бомбардировки, которые стали использоваться в последнее время в локальных конфликтах, также могут рассматриваться как сильное воздействие на верхнюю часть литосферы.

Режимы инициирующих землетрясения техногенных процессов устанавливаются и могут контролироваться людьми. Влияние этих процессов на сейсмичность нелинейно интерферирует с действием естественных процессов. В зависимости от сочетания естественных факторов чувствительность сейсмического отклика среды к техногенным воздействиям изменяется. Это обстоятельство следует учитывать при изучении антропогенного влияния на природные процессы, а также при выборе режимов техногенных воздействий — изменении уровня воды в водохранилищах, скорости добычи нефти и газа, выборе времени проведения подземных ядерных испытаний и зондирований земной коры мощными электрическими импульсами.

Взаимодействие процессов разной природы и их интегральное влияние на сейсмичность является сущностью текущей тектонической эволюции. Эта проблема становится центральной в сейсмологии и геофизике ближайших десятилетий. Ее решение требует не только развития новых методов анализа многомерных пространственно-временных полей разной природы, но и существенно более полной информации об этих полях. Необходимо создание сетей геофизических наблюдений, которые следили бы за развитием сейсмичности и воздействующих на нее

преждевременному возникновению землетрясений с меньшей магнитудой. Установлено, что проведение подземных ядерных взрывов способствует разрядке тектонической энергии инициированием тектонических землетрясений, очаги которых подготовлены и которые возникли бы несколько позже и с несколько большей магнитудой, если бы не было этого воздействия. Отмеченный феномен породил идею «размена» сильных катастрофических землетрясений на менее разрушительные проявления сейсмической активности в регионах земного шара, характеризующихся высокой сейсмичностью.

Геофизические исследования, проводившиеся при испытаниях оружия большой разрушительной силы или при осуществлении мощных взрывов, а также других экспериментов, носящих мирный характер, показали, что существует энергетический порог, за которым оказываемое на верхнюю часть земной коры воздействие может вызывать реакцию массивов горных пород, сходную по проявлению с тектоническими землетрясениями.

Таблица 2.2. Классификация воздействия на литосферу и его последствий

Уровень воздействия	Энергия воздействия, Дж	Геодинамические признаки	Характеристика последствий воздействия
Низкий	Менее 10^6	Особые геодинамические признаки отсутствуют	Наблюдаемые изменения не выходят за рамки естественных процессов и не приводят к заметным нарушениям существующей геоэкологической обстановки
Умеренный	$10^6 - 10^8$	Проявление экзогенных геологических процессов	Наблюдаются заметные, выходящие за рамки фоновых, изменения окружающей среды и геоэкологической обстановки, не требующие специальных мероприятий
Высокий	$10^8 - 10^{10}$	Обширные проявления экзогенных геологических процессов	Наблюдаемые изменения в геоэкологической обстановке требуют специальных мероприятий для предотвращения или уменьшения негативных последствий воздействия
Опасный	$10^{10} - 10^{18}$	Обширные проявления экзогенных геологических процессов; проявления эндогенных геологических процессов	Разрушительные и катастрофические изменения в окружающей среде, сопровождаемые гибелью людей и значительным материальным ущербом

процессов в твердой Земле, океане и атмосфере. Информация, получаемая при проведении подобного рода наблюдений, была бы весьма полезной при оценке и уточнении сейсмической опасности в проблемных регионах.

Анализ влияния естественных и техногенных процессов на сейсмичность показывает, что по своему характеру все процессы могут быть разделены на действующие «в гармонии» с природой и действующие «вопреки» природе. К первым относятся все естественные воздействия, а также подземные ядерные взрывы и мощные электрические импульсы. Эти воздействия влияют на очаги землетрясений, которые неизбежно возникли бы и без внешнего вмешательства, но при этом процесс их подготовки длился бы несколько дольше, а магнитуда была бы несколько больше. Таким образом, эти процессы оказывают благотворное влияние на сейсмичность, снижают сейсмическую опасность и изменяют отношение энергии сильных и слабых землетрясений в пользу слабых.

К воздействиям, действующим вопреки природе, относятся те, которые инициируют землетрясения, которые не произошли бы никогда либо произошли бы очень нескоро: разработка полезных ископаемых, создание крупных водохранилищ, закачка в землю жидких промышленных отходов. Эти воздействия повышают сейсмическую опасность и в связи с расширением масштаба инженерной деятельности, промышленного и гражданского строительства быстро увеличивают сейсмический риск.

Столь подробное рассмотрение вопросов природной и техногенной сейсмичности понадобилось авторам для того, чтобы, с одной стороны, показать реальность сейсмических условий в пределах Восточно-Европейской платформы, как они отображены на карте ОСР-97, и, с другой стороны, подчеркнуть, что в этом регионе отсутствуют объекты, способные индуцировать разрушительные землетрясения.

Особой уязвимостью при сейсмическом воздействии (высокой степенью сейсмического риска) характеризуются крупные города и промышленные центры, где велика концентрация населения и где ущерб от землетрясений может быть достаточно большим.

С ростом городов и увеличением глубины освоения литосферного пространства оценка реальной сейсмической обстановки становится актуальной не только для сейсмоактивных, но и для слабо активных в сейсмическом отношении регионов. Растущая нагрузка на геологический субстрат, являющийся основанием и вмещающей средой инженерных сооружений, транспортных магистралей и коммуникаций, может приводить к увеличению риска природно-техногенных катастроф, возникновению негативных экзогенных геологических процессов, например, к оползне- и карстопоявлениям, следствием которых является снижение устойчивости массивов горных пород и в конечном счете деформация зданий и сооружений, ускоренное разрушение подземных коммуникаций.

При уточнении природно-техногенной сейсмической опасности для территорий больших городов и отдельных объектов особой важности следует принимать во внимание, помимо геолого-тектонических и геоморфологических особенностей региона, региональной природной сейсмичности, уровень техногенного вибрационного воздействия, воздействия поля микросейсмических колебаний, а также возможную реакцию грунтов на различного рода воздействия. Сейсмическая обстановка и уровень сейсмического риска в пределах городских территорий определяются двумя основными группами факторов.

К первой группе относятся факторы, обусловленные сейсмическими воздействиями местных и удаленных землетрясений, а также микросейсмическими колебаниями естественного происхождения.

Вторая группа факторов объединяет рельеф поверхности, свойства и состояние грунтовой толщи, ее инженерное качество, плотность застройки, долю в ней высоких и высотных зданий, глубину заложения фундаментов, наличие развитой сети подземных сооружений.

До настоящего времени роль многих из этих факторов оставалась вне поля зрения сейсмологов. Это относится и к микросейсмическим колебаниям — перманентно действующему фактору. Вместе с тем микросейсмические колебания естественного и техногенного происхождения при определенных условиях могут ощущаться как сотрясения Земли, играя роль деструктивного фактора и вызывая определенное беспокойство среди населения. В пределах городских территорий преобладают микросейсмические колебания техногенной природы, вызываемые либо движением транспорта, в том числе подземного (метрополитена или автомобильного в туннелях), либо работой оборудования промышленных предприятий и строительных площадок, либо техническими средствами, составляющими инженерное обеспечение зданий (лифты, водоподающие на-

Таблица 2.3. Сводные характеристики сигналов от невзрывных источников

Вид источника	Количество измерений	Характеристика сигналов			
		Длительность, с	Амплитуда, кванты	Отношение сигнал/фон	Основная частота, Гц
Автомобили легковые	25	0,3–1,0	0,9–5,2	2,7–12,2	3,9–13,2
Автомобили грузовые	11	1,2–1,7	1,4–5,2	2,3–40,0	5,6–15,0
Группы автомобилей	13	2,8–6,5	2,0–5,2	2,9–25,0	10,2–15,8
Поезд пригородный	3	44–50	1,3–2,9	13,0–14,5	5,0–24,3
Поезд пассажирский	5	86–158	1,7–4,4	7,0–22,0	4,1–4,5
Поезд грузовой	6	219–293	3,4–5,2	9,4–17,0	4,3–24,4
Взлет реактивного самолета	2	3,4–98	1,2–4,8	12–36	0,7–19,2
Взлет винтового самолета	1	1,0	2,4	6,0	19,4
Пролет вертолета Ми-8	3	27,7–55,8	4,3–5,3	12,5–21,5	18,6
Фон микросейсм	4		0,1–0,8		2,4–25,0

сосы, кондиционеры и т. п.). Частотные и амплитудные характеристики техногенных сейсмических микроколебаний приведены в табл. 2.3.

Проявления техногенной сейсмичности в значительной мере поддаются прогнозу, поскольку известен возможный «виновник» событий. Характеристики (частотный спектр и амплитуда колебаний, область распространения) техногенного сейсмического воздействия, которое более известно как вибрационное, или физическое, воздействие, опосредованное через поле механических колебаний в грунтовой толще, могут быть определены на основе имеющейся информации об источниках колебаний, свойствах передающей среды и представлены в математической форме. Это позволяет успешно прогнозировать возможную реакцию среды и объекта воздействия практически на любой ранней стадии проявления вибрационного воздействия.

Вибрационное воздействие может оказаться причиной изменения прочностных и деформационных свойств грунтов и тем самым негативно воздействовать на состояние зданий, сооружений, коммуникаций, как это следует из табл. 2.4.

Микросейсмичность следует рассматривать как характеристику состояния геологической среды, находящейся под воздействием природных сейсмических процессов, а также техногенной вибрации. Характерная черта микросейсм — это перманентность существования. Как правило, природный микросейсмический фон имеет слабую интенсивность, о чем свидетельствуют данные, приводимые в табл. 2.5. Однако длительное и непрерывное воздействие микросейсмических колебаний на структуру грунтов, инженерные сооружения может приводить к увеличе-

Таблица 2.4. Последствия вибрационного воздействия на грунтовую толщу и инженерные сооружения [Жигалин, Локшин, 1987]

Уровень вибрации		Последствия вибрационного воздействия
Виброскорость, 10^{-3} м/с	Виброускорение, м/с ²	
0,4	0,05	Незначительные (до 2 мм/год) осадки фундаментов зданий в слабых грунтах
1,2	0,15	Незначительные (до 2 мм/год) осадки фундаментов зданий в плотных грунтах. Возможны легкие повреждения старых зданий (отслаивание известковой краски, откалывание небольших кусков штукатурки и т. п.)
2,4	0,3	Незатухающие осадки (3–5 мм/год) фундаментов зданий в слабых грунтах
3,0	0,4	Превышение допустимой вибрации для особо нуждающихся в виброзащите зданий
4,0	0,5	Значительные (более 5 мм/год) незатухающие осадки фундаментов зданий в слабых грунтах и незатухающие осадки (3–5 мм/год) фундаментов зданий в плотных грунтах
5,0	0,6	При превышении этого уровня вибрации возможны повреждения зданий с деревянными перекрытиями
8,0	1,0	При превышении этого уровня вибрации возможны повреждения каменных зданий с бетонными перекрытиями
12,0	1,5	При превышении этого уровня вибрации возможны повреждения зданий из железобетона

нию риска природно-техногенных катастроф. Микросейсмические колебания природного характера по причине их кажущейся незначительности обычно не принимаются во внимание в качестве фактора влияния на здания, сооружения, коммуникации. В условиях больших городов и промышленных центров влиянием микросейсмических колебаний пренебрегать не следует, поскольку, хотя уровень микросейсм невысок, но на протяженных временных интервалах в десятки и сотни лет эффект их постоянного воздействия на инфраструктуру города становится весьма заметным, а иногда и определяющим.

Оценка сейсмической обстановки для урбанизированных территорий подразумевает совокупный анализ напряженного состояния среды и уровня природно-техногенных микросейсмических колебаний.

Влияние микросейсмического фона на массивы горных пород может сказываться по-разному в зависимости от напряженного состояния среды. Поэтому изучение напряженного состояния и его изменения во времени, оценка уровня микросейсмического фона должны быть неразрывно связаны. Сейсмологические исследования, проводившиеся в московском регионе и в пределах территории мегаполиса в течение нескольких лет и продолжающиеся в настоящее время, могут служить примером подобного рода изучения природно-техногенной сейсмичности.

В ходе исследований, проводившихся в северо-западной части Московского мегаполиса, выявлена небольшая куполообразная структура (с центром в Хорошевском районе) с радиусом 10–15 км, характеризующаяся высокими скоростями сейсмических волн (рис. 2.2). Подобного рода «куполообразные» структуры при больших их размерах способны аккумулировать потенциальную энергию, которая разряжается в периферийной их области в виде сильных землетрясений. Однако московский «купол» не относится к числу больших структур и маловероятно, чтобы такая структура могла накопить энергию для ощутимого землетрясения, но, тем не менее, она может служить накопителем энергии для микроземлетрясений очень малой интенсивности, образования провалов, схода оползней или других экзогенных геологических проявлений. Вместе с тем такая структура, особенно ее периферийные части, может оказаться зоной повышенной чувствительности (уязвимости), реагирующей на сейсмические события, происходящие на больших расстояниях от территории мегаполиса [Жигалин и др., 2006]. Поэтому при оценке природной составляющей сейсмической обстановки необходимо учитывать наличие подобного рода структурных элементов в геологическом основании городской территории.

При проведении исследований микросейсмического фона на территории Московского мегаполиса было установлено, что существует отчетливо выраженная суточная периодичность в изменении амплитуд, обусловленная преобладанием техногенной составляющей в регистрируемом сигнале. Часть полученных записей по времени регистрации соответствует периодам активной деятельности человека, функционирования транспорта и промышленных объектов (с 6 часов утра до 23 часов ночи) и часть записей — ночному времени (с 23 часов ночи до 6 часов утра).

По материалам мониторинга были получены дискретные записи фона по всем пунктам наблюдения, соответствующие разному времени. Для каждого пункта наблюдения рассчитывалась абсолютная величина средней и максимальной амплитуды смещений фона (по модулю) для вертикальной и горизонтальных компонент записи. Чтобы получить картину распределения сейсмического фона по площади мегаполиса в разное время суток, были рассчитаны осредненные значения амплитуд

Таблица 2.5. Уровень микросейсмических колебаний для тихих, средних и шумных сейсмических станций [Пасечник, 1970]

Период, с	Смещение, амплитуда в ммк			A_{CP}/A_{TX}	$A_{Ш}/A_{TX}$
	Тихая станция, A_{TX}	Средняя станция, A_{CP}	Шумная станция, $A_{Ш}$		
30–50	10 (20)	50 (100)	—	5	—
12–15	10	80	1000	8	100
5–6	30	300	2500	10	83
2	2	15	150	8	10
1	0,1–1,0	3,5	60	7	120
0,5	0,1	1,5	10	15	100
0,1	0,05	0,5	5	10	200

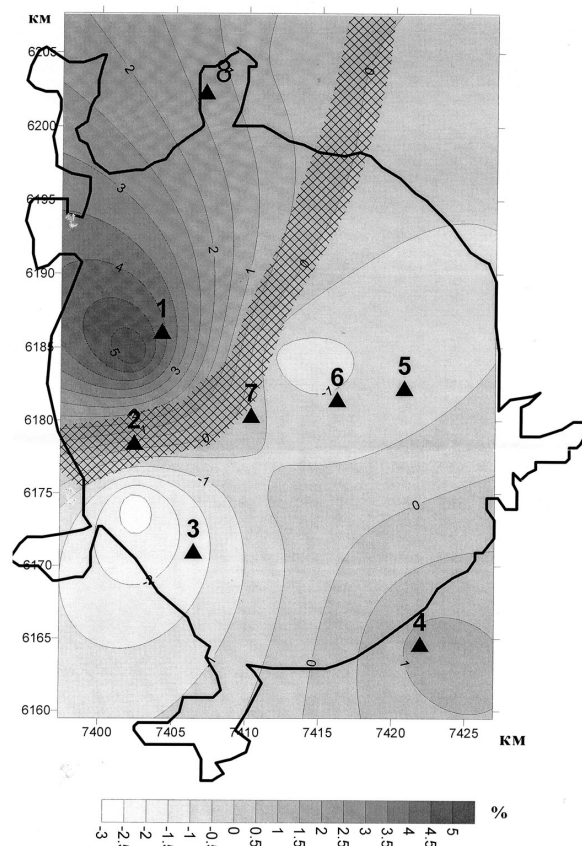


Рис. 2.2. Аномалии скорости сейсмических волн на территории Московского мегаполиса [Жигалин, Попова, 2005]

смещений фона по записям, соответствующим ночному времени (от 23 часов ночи до 6 часов утра), когда предполагается резкое уменьшение влияния техногенных источников, и по записям для остального времени суток (с 6 часов утра до 23 часов ночи), когда можно предполагать усиление влияния транспорта, промышленных техногенных источников. Осредненные данные по ночным и дневным записям для вертикальной компоненты поля микросейсмических колебаний приведены в табл. 2.6 [Жигалин, Попова, 2005].

На основании данных, приведенных в табл. 2.6, можно сделать вывод, что средний уровень фона в Москве изменяется в пределах 0,01–0,047 мкм. Уровень максимальных значений фона на некоторых пунктах наблюдения превышает средний уровень фона в 3–5 раз. Наложение максимальных всплесков техногенного фона на максимальные значения природной составляющей фона может создать ситуацию спускового механизма. Наиболее опасной является ситуация, когда повышенный микросейсмический фон сочетается с аномально высоким напряженным состоянием в некоторых объемах геологического пространства, а также некоторыми особенностями грунтовых толщ. Такие участки в пределах городских территорий вызывают наибольшее опасение с точки зрения возможности проявления негативных экзогенных процессов.

Для оценки фоновой уровня поля микросейсмических колебаний и выделения сигналов удаленных землетрясений на платформенных областях, не имеющих своих «постоянных» очаговых зон, целесообразно проводить наблюдения в режиме длительного мониторинга, осуществляя регистрацию сигналов на двух уровнях — на поверхности и в скважинах.

Геофизические наблюдения, проводимые в скважинах, имеют ряд преимуществ перед наземными наблюдениями, которые позволяют значительно расширить возможности геофизического мониторинга. Скважинные геофизические наблюдения меньше зависят от воздействия геофизических шумов, связанных с влиянием земной поверхности, а именно: сейсмических, акустических, деформационных, электрических, магнитных и гравитационных, многие из которых чувствительны к вариациям уровня грунтовых вод, погодным условиям. Измерения, проводимые в скважинах, позволяют выявить тонкие вариации геофизических полей, связанные как с локальными, так и с глобальными геодинамическими процессами. Разделение сигналов от локальных и глобальных геодинамических процессов требует сопоставления данных, полученных в скважине и на поверхности, с результатами наблюдений на группе далеко разнесенных скважин и наблюдений за естественными и техногенными воздействиями на земную кору. Это позволяет идентифицировать влияние отдельных факторов и осуществлять мониторинг состояния земной коры, точнее оценивать фоновый уровень поля микросейсм, выявлять эффекты, указывающие на подготовку катастрофических явлений (сильные землетрясения, быстрые подвижки в земной коре, обширные экзогенные геологические процессы типа оползней, обвалов и др.), а также количественно оценивать интенсивность (магнитуду) произошедших событий — взрывов, землетрясений, прорывов больших плотин, крупных и гигантских оползней и обвалов.

Для организации геофизического сейсмологического мониторинга на Восточно-Европейской платформе можно использовать Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3, находящуюся сейчас в состоянии консервации. В доступной части ствола скважины на протяжении нескольких последних лет эпизодически проводились (и проводятся сейчас) геофизические наблюдения с целью изучения фонового уровня геоакустического поля в относительно «тихом» районе и выделения сигналов от техногенных источников взрывного и других типов. Экспериментальные сейсмоакустические исследования последнего по времени этапа были начаты 14 октября

Таблица 2.6. Осредненные значения максимальных и средних амплитуд фона микросейсм для ночного и дневного времени на разных пунктах наблюдения, мкм

Пункты наблюдения	Максимальный уровень фона в дневное время	Средний уровень фона в дневное время	Максимальный уровень фона в ночное время	Средний уровень фона в ночное время
ENT	0,200	0,0472	0,139	0,0343
NIK	0,073	0,0134	0,110	0,0134
POG	0,074	0,0148	0,046	0,0116
TUH	0,0593	0,0144	0,049	0,0128
RAZ	0,0811	0,0208	0,054	0,0140
VOL	0,0585	0,0144	0,037	0,0102
VER	0,0587	0,0162	0,042	0,0109
SEV			0,041	0,0145

на глубинной отметке 3050 м. В дополнение к точке наблюдения на глубине 3050 м на поверхности была оборудована точка регистрации «поверхностных» шумов, в первую очередь техногенных. Установлено превышение уровня естественного фона при проведении четырех взрывов в октябре 2005 г. в карьере, расположенном примерно в 40 км от скважины, во время серии взрывов с 051023 02:49 по 051023 03:11 (табл. 2.7). В первом столбце пока-

заны номера каналов, во втором — регистрируемый уровень естественного фона, в столбцах 1, 2, 3 и 4 — максимальные амплитуды каждого из четырех зарегистрированных выбросов. Рядом показано превышение фонового уровня в процентах.

Обработка материалов, полученных в ходе сейсмоакустических наблюдений в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 на глубине 3050 м, уже сейчас позволяет сде-

лать некоторые предварительные выводы, свидетельствующие об эффективности использования этой скважины в качестве опорного наблюдательного пункта для изучения сейсмологической обстановки на территории Восточно-Европейской платформы. Наблюдения в режиме мониторинга, проводимые в глубоких скважинах, дают возможность получать более полную и достоверную информацию о природном поле микросейсмических колебаний и о техногенном воздействии на общую сейсмическую обстановку в регионе (в пределах Восточно-Европейской платформы). Регистрируемые сигналы от техногенных источников (например, взрывов в карьерах) содержат новую и весьма ценную информацию о распространении высокочастотных сигналов в горных породах на достаточно большие расстояния и взаимодействии их со средой. Длительные наблюдения позволяют получать данные для изучения закономерностей вариаций подземного фонового звука и общего сейсмоакустического режима, на фоне которых могут быть обнаружены сигналы, связанные с возможными близкими и дальними землетрясениями, что приблизит решение задачи прогноза землетрясений в пределах платформенных областей и предоставит новые возможности для изучения изменения состояния верхней части литосферы.

Для целей строительства и оценки экологической обстановки в ходе хозяйственного освоения территорий недостаточно знаний о геолого-тектонических, геоморфологических особенностях региона, составе и свойствах грунтов и их водонасыщенности. Необходимо также учитывать региональную природную сейсмичность, напряженное состояние среды и его изменчивость во времени, возможность проявлений техногенной наведенной сейсмичности, уровень природно-техногенного микросейсмического фона и возможную реакцию грунтов на сейсмическое и вибрационное воздействие. Повышенный интерес к сейсмической обстановке в пределах платформенных областей, характеризующейся возможностью природных и техногенных сейсмопроявлений и существованием перманентного поля микросейсмических колебаний, объясняется расширением хозяйственного освоения территорий Европейского Севера нашей страны, направленного на повышение энергетического потенциала и увеличение сырьевой базы. В этой связи целесообразно воссоздавать частично утраченную и расширять за счет размещения новых наблюдательных станций сеть сейсмологического и сейсмического мониторинга, ориентированную на обнаружение сигналов от отдаленных и близких землетрясений, регистрацию поля микросейсмических колебаний, выявление сигналов от техногенных источников, а также сигналов, генерируемых природными и техногенными экзогенными геологическими процессами.

Литература

- Борисенков Е. П., Пасецкий В. М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988. 524 с.
- Жигалин А. Д., Локшин Г. П. Техногенное вибрационное воздействие на геологическую среду // Инженерная геология. 1987. № 3. С. 86–92.
- Жигалин А. Д., Николаев А. В., Попова О. Г. Природа сейсмичности Московского региона // Сергеевские чтения. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2006. С. 214–218.
- Жигалин А. Д., Попова О. Г. Сейсмическая обстановка на территории Московского мегаполиса // Геоэкология. 2005. № 4. С. 344–350.
- Москва: геология и город. М.: АО «Московские учебники и Картолитография», 1977. 400 с.
- Пасечник И. П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970. 193 с.
- Степанов В. В. Геодинамическая опасность промышленных объектов. М., 2001. 100 с.

Таблица 2.7. Превышение регистрируемого уровня естественного фона при проведении взрывных работ

Канал	Фон, нм	Абсолютные и относительные величины сигналов							
		1, нм	1/фон, %	2, нм	2/фон, %	3, нм	3/фон, %	4, нм	4/фон, %
Z01	4,0	16,6	415	25,7	640	17,7	440	13,9	350
Z02	0,02	0,14	700	0,24	1200	0,15	750	0,1	500
Z03	0,54	5,00	920	8,39	1550	5,54	1000	3,4	630
Z04	0,027	0,24	890	0,43	1600	0,29	1100	0,2	740
Z05	531	669	130	806	150	700	130	694	130
Z06	3,18	4,25	130	5,73	170	4,52	140	4,43	140
Z07	1,4	1,43	102	1,46	104	1,44	103	1,43	102
Z08	0,011	0,013	118	0,016	145	0,014	127	0,014	127

ГЛАВА 3

ПРИМЕНЕНИЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И КОНСТРУКТИВНОЙ ЦЕЛОСТНОСТИ ЗДАНИЙ

В последние годы усилился интерес исследователей к использованию микросейсм для решения научных и практических задач. Микросейсмы среднечастотного диапазона 0,5–20 Гц представляют собой достаточно сложный композит из волн разной природы и различного происхождения. Принято источники микросейсм разделять на экзогенные и эндогенные. К первым относятся антропогенные и, в частности, техногенные помехи и природные шумы — от ветра, циклонов, волнения моря и даже грозовой деятельности (оценка последнего была сделана в работе [Спивак и др., 1999]). Эндогенные шумы связаны как с внешним для данного участка среды воздействием (сейсмическая эмиссия от лунно-солнечных приливов, землетрясений и взрывов [Невзоров, Кубасов, 2001; Острецов и др., 2004]), так и отражают свойства и напряженно-деформированное состояние данного участка, являясь свидетельством неоднородности и энергонасыщенности геофизической среды. Примеры разнообразны: в шумах проявляются рудные тела [Аки, Ричардс, 1983], гидротермальная активность [Рыкунов, 1967], изменение мозаики напряжений в сейсмоактивных районах — шумящие участки среды пространственно дополняют области со слабой сейсмичностью [Рабинер, Гоул, 1973], прорабатывают области подготовки естественных [Рабинер, Гоул, 1973] и техногенных землетрясений [Адушкин и др., 1997], могут быть особым видом энерговыделения среды (например, вулканическое дрожание [Вишневский и др., 1999]).

На примере полевых наблюдений, нацеленных на выявление разрывного нарушения в Архангельской области, представлены два независимых метода анализа, разработанные Институтом экологических проблем Севера УрО РАН (г. Архангельск) совместно с Институтом Физики Земли РАН (г. Москва), основанные на двух составляющих микросейсм — техногенной и эндогенной.

Архангельская область располагается на северо-западе Восточно-Европейской платформы и примыкает к юго-восточному склону Балтийского щита, который является наиболее крупным выступом древнего кристаллического фундамента платформы и характеризуется самой высокой сейсмичностью в ее пределах, описанной в главе 2 части II настоящей монографии.

Изучая микросейсмы разнообразной природы, можно решать различные инженерно-сейсмологические задачи. Рассмотрим это на нескольких примерах.

Первый пример связан с проектированием атомной теплоэлектростанции в районе г. Архангельска. Определение места размещения крупных технологических комплексов (АЭС, трубопроводов и пр.) требует детального изучения ряда вопросов, особенно выявления разрывных нарушений в земной коре, которые могут сопровождаться подвижками блоков, могущих вызвать аварии на объектах.

Инструментальной информации, однозначно свидетельствующей о наличии или отсутствии разломов непосредственно на участке проведения работ, не было. Однако практически все исследователи указывали на возможное наличие разлома северо-западного простирания к юго-западу от г. Архангельска, но на различных расстояниях от города. После изучения карт разрывной тектоники, составленных многочисленными авторами и по большей части существенно различающихся между собой, нами была выбрана карта активных разломов по геологическим и геофизическим данным, предложенная в 1996 г. большим коллективом исследователей под редакцией В. Г. Трифонова (рис. 3.1) [Юдахин и др., 2003в].

Рекогносцировочные полевые наблюдения с целью уточнения местоположения активного разлома проводились с помощью двух одновременно работающих портативных цифровых сейсмометрических станций, перемещавшихся по территории, т. е. в двух точках, разнесенных на расстояния 3–5 км. Регистрация микросейсм велась в полосе 0,5–30 Гц с трехкомпонентной

расстановкой (С-Ю, В-З, Z), длительность записи составляла 3 часа. Исходя из сложных условий для работы (болота, реки), доступными для наблюдений являлись участки с более плотными грунтами, т. е. вдоль дорог и вблизи освоенных территорий (населенные пункты, пастбища, заброшенные промзоны). Расположение точек позволяет построить сложную пространственную систему, в которой представлены направления как вкрест, так и вдоль предполагаемого разлома.

Источником сейсмических сигналов служат сильные землетрясения. Если они редки, применяются специальные искусственные приемы (взрывы, вибраторы). В разработанном нами способе, на который получен патент «Способ оценки и выбора участков территории для возведения сооружений различного назначения», в качестве излучающего источника используются выступающие в рельефе высокие инженерные сооружения (здания, мачты, краны), которые подвержены действию ветра [Юдахин и др., 2005в]. Даже слабые атмосферные пульсации вызывают колебания сооружений с характерными для них резонансными частотами. Эти колебания «входят» в геологическую среду и распространяются на значительные расстояния, где они «узнаваемы» по значению резонансной (собственной) частоты. По существу, колеблющиеся под действием ветра здания и сооружения являются своеобразным источником, освещающим земную кору, причем источник излучает всегда и бесплатно, что важно для производства работ.

При микросейсмическом обследовании Приморского района Архангельской области было отмечено, что в одной из точек на записи доминируют колебания, возбуждаемые при ветровых воздействиях на систему порталных кранов, расположенных на берегу реки Северной Двины. Эти колебания были использованы для построения системы наблюдения по просвечиванию среды. Сейсмические сигналы от собственных колебаний являются одной из компонент микросейсмического фона, которая отделялась от эндогенного излучения в процессе обработки. По существу, задача сводилась к выделению гармонических колебаний известной частоты, что достаточно просто решается с помощью аппарата фильтрации.

При микросейсмическом обследовании Приморского района Архангельской области было отмечено, что в одной из точек на записи доминируют колебания, возбуждаемые при ветровых воздействиях на систему порталных кранов, расположенных на берегу реки Северной Двины. Эти колебания были использованы для построения системы наблюдения по просвечиванию среды. Сейсмические сигналы от собственных колебаний являются одной из компонент микросейсмического фона, которая отделялась от эндогенного излучения в процессе обработки. По существу, задача сводилась к выделению гармонических колебаний известной частоты, что достаточно просто решается с помощью аппарата фильтрации.

Для просвечивающих среду собственных колебаний оценку амплитуд, характерных для каждой точки наблюдений, можно производить по-разному. Для одного из способов требуется по меньшей мере две станции, одна из которых должна располагаться вблизи источника. Для достаточно длительных наблюдений определяются временные изменения амплитуд в каждой точке, затем производится операция сверки кривых для удаленной точки и пункта вблизи источника. Этот подход очень чувствителен к помехам, таким, как всплески амплитуд, связанным, например, с проехавшей машиной.

Другой способ существенно проще и допускает наблюдения даже с одной станцией. Проводят определения значений амплитуд соответствующего спектрального пика на длительном участке записи (например, 3 часа). Затем строят распределения значений амплитуд (рис. 3.2). Из рисунка следует, что распределения нормальные, в качестве значений амплитуд, характеризующих точку, можно принять медианные значения.

Колебания системы порталных кранов представлены в спектре мощности микросейсм в виде первой и второй гармоник — 5,2, 10,4 Гц. Результаты спектрально-временного анализа

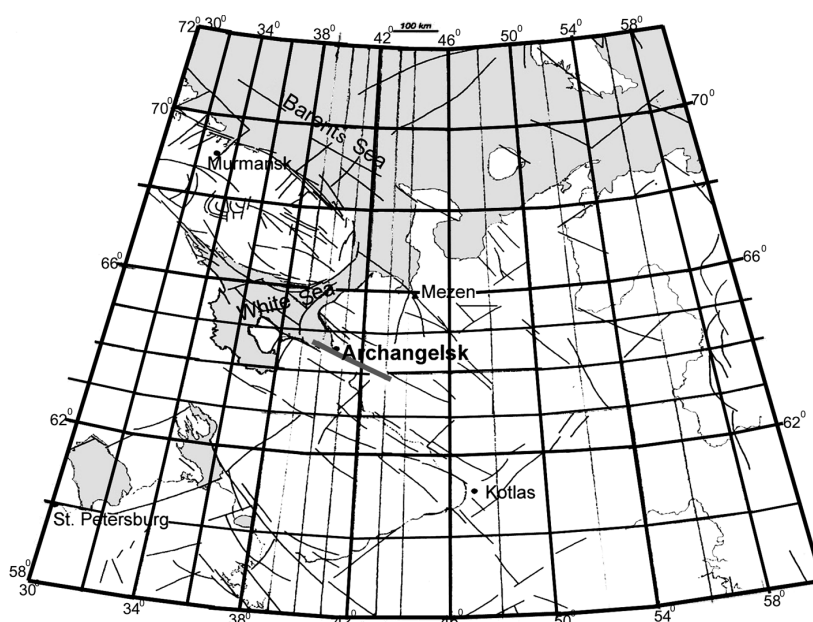


Рис. 3.1. Карта активных разломов северной части Восточно-Европейской платформы [Юдахин и др., 2003в] (составили: Б. А. Ассиновская, Д. И. Гарбар, О. Л. Грачева, Н. К. Дмитриева, Т. П. Иванова, А. И. Кожурин, В. Н. Кубишев, Н. А. Малышев, П. А. Пустоветова, Л. И. Соловьева, Г. П. Щербинина; под редакцией В. Г. Трифонова)

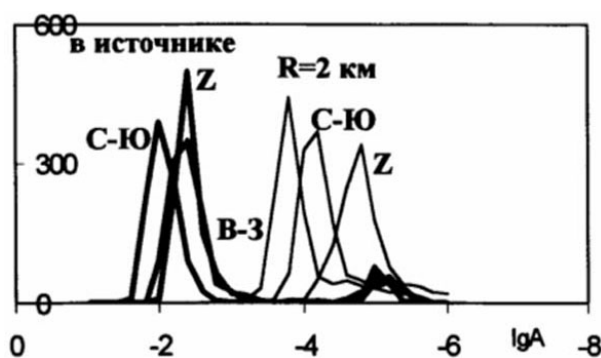


Рис. 3.2. Распределения значений амплитуд сейсмических сигналов, $f = 5,2$ Гц

Использование амплитудной кривой позволило произвести вычитания тренда из экспериментальных карт, определяемого законом ослабления амплитуды с расстоянием (рис. 3.3). Учет тренда дает более равномерную картину пространственного распределения амплитуд, на которой еще более отчетливо выделяется темная полоса, соответствующая повышенному поглощению просвечивающих среду колебаний.

Полученная карта выявляет зону повышенного поглощения сигнала (темная область на рис. 3.3), которая по расположению хорошо совпадают с предполагаемым разрывным нарушением. Таким образом, следующим шагом являлось определение природы указанной зоны.

В платформенных районах исходными данными для анализа сейсмичности является эндогенное сейсмическое излучение, представленное микросейсмами и слабыми событиями, называемыми микроземлетрясениями, микроимпульсами и пр. Частотный состав колебаний — 1–20 Гц (до 40 Гц для слабых импульсов). В этой полосе абсолютный уровень регистрируемых сигналов характеризуется значениями от 0,2 до 500 мкм/с для микросейсм (разброс зависит от точки и времени суток) [Капустян и др., 2002; Капустян, 2003], импульсные события примерно на два порядка превосходят фон. Динамический диапазон меньше, чем в сейсмоактивных районах, поэтому чувствительность каналов к регистрации слабых сигналов должна быть больше.

Для локации таких слабых (в сейсмологическом понимании) импульсных сигналов обычно используют либо очень плотную сеть датчиков, что невозможно повсеместно, либо ведут наблюдения микрогруппами с малым разносом сейсмометров (в сотни метров) [Спивак др., 1995, 1999]. Как видим, актуальным является вопрос о более технологичном и дешевом способе обследования территорий для выявления потенциально возможных разрывных нарушений.

Анализ временных последовательностей всплесков мощности микросейсм показал, что слабое эндогенное сейсмическое излучение встраивается в иерархическую сетку [Рыкунов, Смирнов, 1996]. Это позволяет оценить параметры графика повторяемости. Таким образом, статистический анализ записей микросейсм дает возможность за достаточно короткий интервал времени получить те сведения, которые по сильным событиям требуют десятилетий регистрации.

В качестве параметра, характеризующего распределение по энергиям сейсмического излучения, использовалась оценка функции когерентности $K(f)$ записей вертикальной и горизонтальной компонент.

Вкратце повторим — методика основана на том, что записи разных компонент — это разложение по осям регистрации вектора колебаний в данной точке. Для сигнала из ограниченной области колебания будут когерентны, величина $K(f)$ зависит от соотношения мощностей сигнала S и фона N , $0 < K(f) < 1$ в частотной полосе сигнала. Для шума, собираемого со всего объема среды, $K(f) = 0$.

Расчет когерентности в скользящем временном окне $K(f, t)$ (когерентно-временной анализ — КВАН) и анализ получаемых полей позволяет выделить частоты, на которых излучается сейсмический сигнал из локальной области в среде. Сечение КВАН-диаграммы

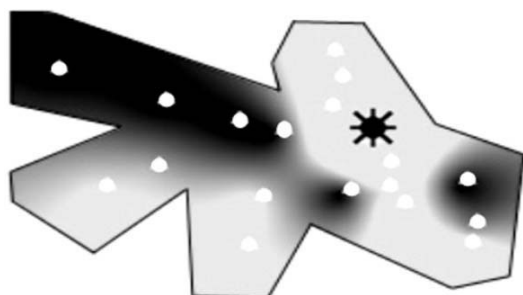


Рис. 3.3. Карты медианных значений амплитуд с учетом тренда, определяемого законом ослабления амплитуды с расстоянием

для этих частот, по существу, является локальным «каталогом» для очень слабых событий, где отмечены моменты появления импульсов и оценена энергия в сравнении с уровнем фона. Местоположение излучающей области — окрестность точки наблюдения — не более размера $R \approx \lambda Q$ (λ — длина волны, Q — добротность среды) [Капустян, 2003]. Получение «каталога» позволяет построить по нему аналог графика повторяемости для очень слабых событий. Схема, основанная на анализе КВАН-диаграмм, является другой возможностью реализации идеи сейсмологии микромасштаба, ее преимущество по сравнению с работами [Рыкунов, Смирнов, 1996] состоит в том, что удастся отсеять часть помех, связанных с движущимися источниками сигналов. Данная технология выделения слабых событий подробно описана в [Юдахин и др., 2005б].

Таким образом, разработанная методика позволяет выделять полезные сигналы ниже уровня помех и регистрировать землетрясения с магнитудами $M = -4 \div -5$, которые ранее предсказывались только теоретически. Данная методика разрабатывалась по результатам экспедиционных работ 2003–2004 гг. на территории Архангельской области.

Перейдем к анализу эндогенного излучения. На рис. 3.4 приведена подборка кривых (аналогов графика закона Гутенберга-Рихтера) для всех точек наблюдений по широтному и меридиональному сечениям среды. Видно, что для частотного среза 17,4 Гц наибольший разброс кривых и наименьший наклон графиков характерен для широтного направления, что отражает уровень геодинамической активности и степень дифференциации среды. В меридиональном направлении ситуация более «спокойная» и близкая к таковой для частоты 2,2 Гц, т. е. более крупных (на порядок) блоков среды.

В соответствии с [Кочарян, Спивак, 2003] принятые значения частот соответствуют X и VIII рангам нарушений, т. е. размерам блоков в несколько километров и 100–200 м соответственно. Отметим, что раздробленность верхней части земной коры района по геофизическим данным характеризуется блоками в десятки километров, т. е. рангами XII и более. Иерархические структуры, на которые нацелены работы по исследованию эндогенных микросейсм, позволяют получать представления о геодинамике структур, доступных лишь очень детальным сейсморазведочным работам.

Конкретные значения частот были выбраны на первом этапе работ в 2003 г., исходя из того, что эти значения не являются преобладающими частотами в эндогенном микросейсмическом излучении в точке наблюдения, т. е. точки равноправны, данные по всем точкам могут быть приняты с одинаковым «весом». Эти же значения оказались удачными и для новых точек наблюдения, добавленных в систему в 2004 г.

На рис. 3.5, а и 3.6, а представлены карты: интенсивности глубинного эндогенного сейсмического излучения, характеризуемого количеством микроимпульсов, и анизотропии распределения микроимпульсов в меридиональном и широтном направлениях. Обрез карт соответствует разрешающей способности системы наблюдений, включающей точки регистрации в 2003 и 2004 гг. На карты нанесены: линия левого берега устья Северной Двины, центр г. Архангельска (звездочкой) и зона предполагаемого разлома по результатам просвечивания среды (рис. 3.3).

Карта интенсивности сейсмического эндогенного излучения в низкочастотной области (рис. 3.5, а) показывает, что область достаточно однородна, а всплески интенсивности (серые участки, указанные белыми стрелками) соответствуют территориям, имеющим береговую линию, открытую для ветрового прилива. Это, в первую очередь, побережье Белого моря (о. Ягры, северо-западный фрагмент карты), затем субширотный участок устья реки Северной Двины (западный фрагмент). Все эти зоны совпадают с зоной раздробленности, таким образом,

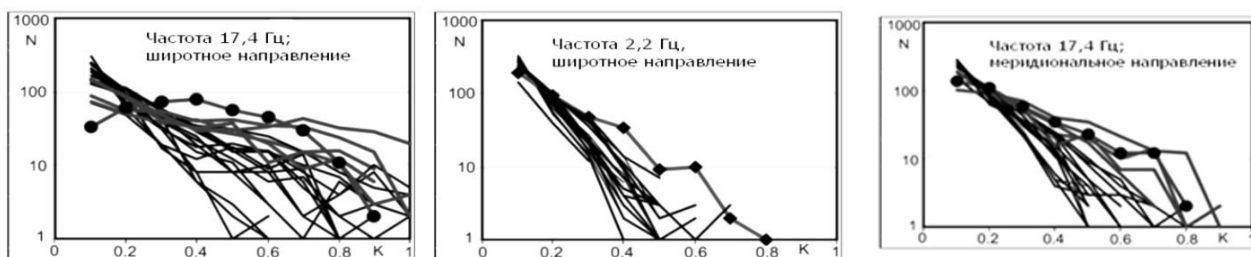


Рис. 3.4. Распределения значений функции когерентности компонент микросейсм для всех точек наблюдения

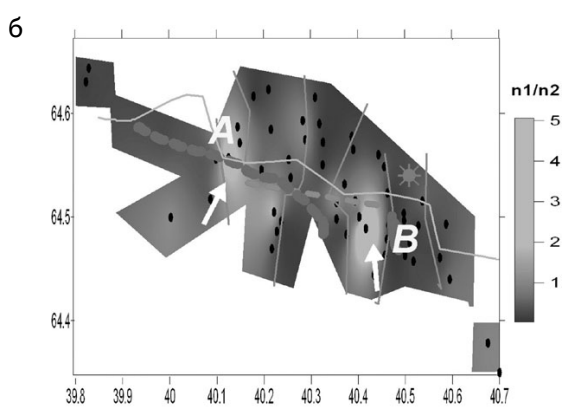
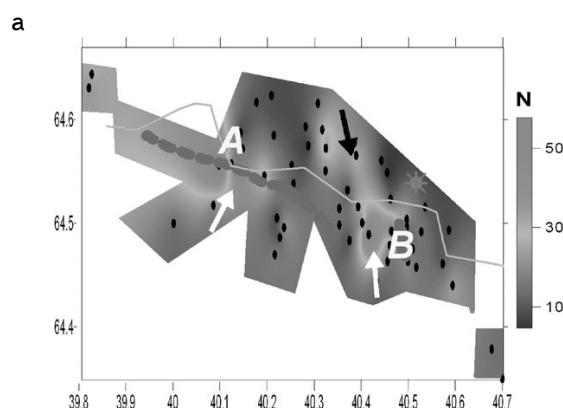


Рис. 3.5. Карты интенсивности (а) и анизотропии (б) эндогенного сейсмического излучения для частоты 2,2 Гц

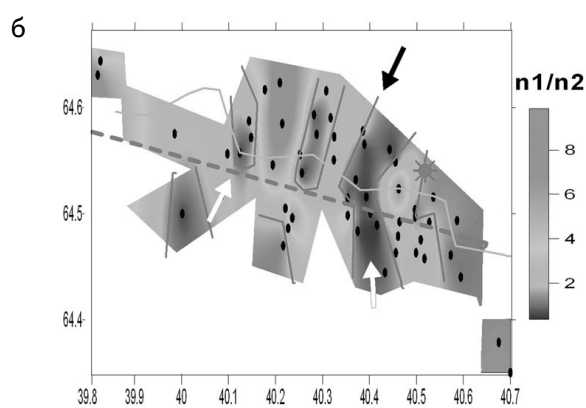
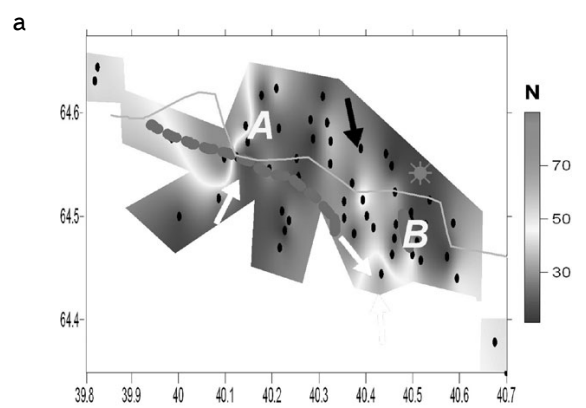


Рис. 3.6. Карты интенсивности (а) и анизотропии (б) эндогенного сейсмического излучения для частоты 17,4 Гц

эндогенное излучение на низких частотах в этой зоне может инициироваться микроподвижками, возникающими в разломе вследствие воздействия прибой с поверхности. Существенно, что подобное инициирование сейсмичности малыми воздействиями наблюдалось неоднократно именно на разломах, причем как в природе, так и на физических моделях.

Еще одно пятно повышенной интенсивности излучения выделяется в центральной части карты на рис. 3.5, а, т. В. Оно имеет вытянутую субмеридиональную форму и несколько сдвинуто к западу относительно выделенного ранее короткого сегмента разлома. Возможно, его природа связана также с разрывным нарушением, но идущим вкрест основному разлому. Именно эти направления присутствуют на карте разломов изучаемого региона [Юдахин и др., 2003а]. Несовпадение пятна с обсуждаемым направлением может быть связано с тем, что при сдвиговых деформациях, которые могут быть на разломе, очаги микроимпульсов расположены не на линии разлома, а на линиях под углом к нему. Величина угла определяется свойствами среды, в том числе модуля сдвига.

Местоположение отмеченных территорий позволяет предположить, что эндогенное излучение генерируется двумя факторами: оно высвобождается волнением на акватории и прибойными эффектами и геодинамическими подвижками по разрывам.

Области наиболее интенсивного излучения отмечены стрелками — белыми — по данным 2003 и 2004 гг., черными — по данным 2004 г. Все области либо совпадают по местоположению, либо закономерно связаны с ранее выделенной зоной раздробленности.

На рис. 3.5, б представлены карты анизотропии эндогенного излучения — соотношение количества импульсов в меридиональном и широтном вертикальных сечениях разреза. На карте линиями показаны участки смены направления доминирующего излучения. Видно, что карта разбита на несколько блоков, причем основное несогласие их границ совпадает с зоной раздробленности, выявленной ранее. Наблюдается значительно большая раздробленность среды

на северо-восток от разлома по сравнению с юго-западной частью карты. Белыми стрелками отмечены наиболее ярко выраженные участки анизотропии излучения, сопровождаемые также линиями смены направления. Эти участки совпадают с ранее выделенной зоной раздробленности.

Важно отметить, что линии, разделяющие участки смены направления излучения, могут не совпадать с разрывом. В том случае, если разрыв является активной структурой с местоположением очагов в плоскости разрыва, то линия смены направления излучения будет, естественно, не совпадать с ним. Такой тип излучения характерен для деформаций растяжения-сжатия, подвижек по вертикали или для зон тектонических узлов. Если по разрыву осуществляется сдвиг, то излучение, как было показано, проявляется внутри целикового блока, а смена направлений может оказаться на границе блока, т. е. совпасть с разрывом.

Исходя из моделей деформирования, рассмотрим одну из возможных схем, не противоречащую приведенным экспериментальным данным. В соответствии с картами интенсивности и анизотропии эндогенного сейсмического излучения на частоте 2,2 Гц (рис. 3.5) сегмент ранее выделенной раздробленной зоны *А* может являться активным разломом не менее *X* ранга, осуществляющим сдвиговые тектонические деформации как в горизонтальном направлении, так и в вертикальной плоскости, причем источник горизонтальных подвижек лежит преимущественно в северо-западном направлении. Сегмент зоны раздробленности *В* — зона преимущественно горизонтальных подвижек, возможно инициируемых сегментом *А*. Наличие особой точки на сегменте *А* (отмечено белой стрелкой) может говорить о присутствии тут тектонического узла, т. е. наличии дополнительного разлома в месте пересечения с главным.

На рис. 3.6, *а* показана карта интенсивности излучения, а на рис. 3.6, *б* — его анизотропии на частотном срезе 17,4 Гц, т. е. для эндогенной сейсмической активности на более мелком иерархическом уровне. Сравнение этих карт между собой и с аналогичными данными на частоте 2,2 Гц показывает следующее:

- наиболее активным и наиболее детально иерархически проработанным участком на сегменте *В* является зона, отмеченная белой стрелкой, что подтверждает высказанное ранее предположение о наличии здесь тектонического узла, совпадение местоположения зон для частот 17,4 и 2,2 Гц говорит о доминирующем механизме, управляющем здесь геодинамикой,

- для сегмента *В* предполагаемого разлома сдвиг высокочастотного излучения на юг по сравнению с таковым для 2,2 Гц на рассогласование геодинамических процессов на разных иерархических уровнях говорит о сложном характере деформирования, свойственном тектоническому узлу. Это же подтверждается несогласием линий смены направлений излучения на двух картах в этой области (рис. 3.5, *б*; 3.6, *б*).

Отмеченные закономерности подтверждают карты параметров *b* (наклона графика повторяемости) для эндогенного сейсмического излучения (рис. 3.7), они показывают значительную неоднородность пространственного распределения *b*. Точки с наибольшей активностью излучения ложатся в пределах субширотной линейной зоны (рис. 3.7, *б*).

Приведенный анализ карт параметров эндогенного сейсмического излучения позволил разделить участки разлома по геодинамической активности и выделить наиболее активные.

В подтверждение всех изложенных выводов был проведен натурный эксперимент. В качестве натурального объекта была исследована морская дамба, соединяющая острова Б. Соловецкий и Б. Муксалма через пролив Южные Железные Ворота (Белое море), строительство ее было закончено в середине XIX в. Дамба представляет собой поистине циклопическое сооружение из крупных (1 м и более) валунов, переложенных песчано-глиняным материалом. Длина дамбы составляет около 1 км, высота — 6–7 м, около 2 м находится

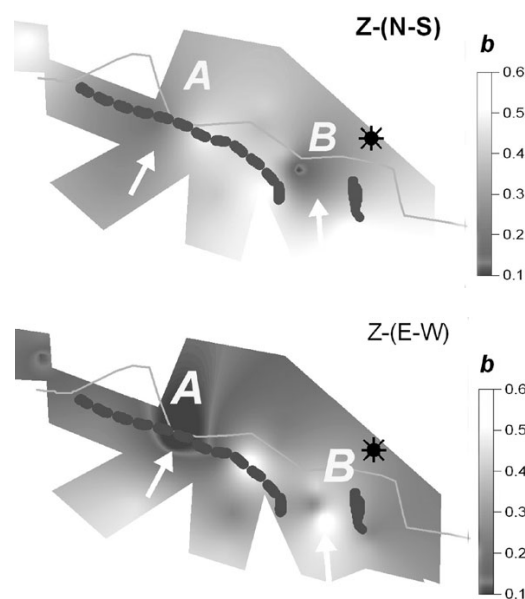


Рис. 3.7. Карты параметра *b* эндогенного сейсмического излучения:

а — для меридионального сечения, *б* — для широтного сечения

под водой. Таким образом, дамба может служить натурной моделью сильно раздробленной блоковой геологической среды. Основным воздействием на коротких временных интервалах (в несколько часов) при штиле является действие морского прилива, оценка дает изменение боковой нагрузки на дамбу в 0,1 бар. Немаловажно, что район дамбы практически необитаем, т. е. отсутствует техногенная компонента как в воздействии, так и в сейсмическом сигнале. Трехкомпонентные сейсмометрические наблюдения велись в центральной части дамбы, с помощью малоканальной цифровой баро-сейсмической станции (сейсмометры СМ-3).

Сравнение данных для разных сечений (Z-X, Z-Y) показывает их различие, т. е. методика чувствительна не только к величине воздействия, но и к направлению. Суммирование данных для двух ситуаций — подъема и спуска воды (рис. 3.8) подчеркивает отмеченную закономерность.

Из результатов работ на натурной модели, имитирующей природную блоковую среду, следует, что точечные малоканальные сейсмометрические наблюдения с использованием анализа эндогенного излучения позволяют выявить геодинамические процессы, вызванные слабыми изменениями полей напряжений. Данный эксперимент можно рассматривать как своеобразную калибровку предложенной нами методики оценки состояния и свойств блоковой среды, пригодной для поиска разрывных нарушений и мониторинга их активности.

Второй пример показывает возможность использования микросейсм для решения инженерно-сейсмологических задач, в частности, проведения сейсмического микрорайонирования территории г. Архангельска.

Как известно, геологическая среда крупного города активно изменяется под влиянием инженерно-строительной и хозяйственной деятельности. Сам процесс преобразования геологической среды интенсивнее протекает на территории, где воздействия человека на природу весьма многообразны и значительны, и чем крупнее, древнее и развитее в промышленном отношении город, тем существеннее изменяются такие основные компоненты геологической среды, как рельеф, природный ландшафт, состояние и свойства грунтов основания, подземная

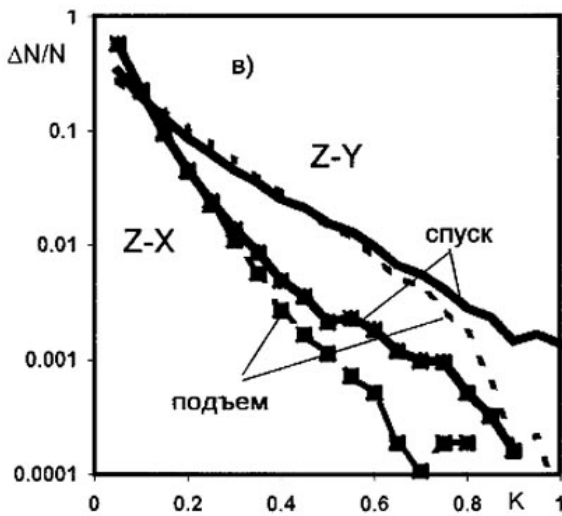


Рис. 3.8. Распределения функций когерентности для пар Z-X и Z-Y на суммарных интервалах подъема и спуска воды

гидросфера, условия питания, залегания, уровня и химический режим подземных вод. Эти компоненты определяют инженерно-геологические условия строительства, хозяйственного использования городских территорий, эксплуатации зданий и сооружений [Кубасов, Осипов, 2003].

При проектировании и строительстве необходимо учитывать ее изменение под влиянием деятельности человека. Зачастую строительство жилых массивов в Архангельске производилось по данным локальных изысканий, которые не учитывали влияние застройки на прилегающие исторические природно-технические системы, а, главное, не принимали в расчет изменение гидрогеологического и гидрологического режимов района и геологической среды. Уже давно назрела настоятельная необходимость инженерно-геологического, инженерно-экологического картирования изменения геологической среды города. Это же диктуют и запросы градостроительной практики. В современных условиях производить инженерно-геологические и экологические изыскания без учета и прогноза изменений геологической среды и ее рационального использования просто немыслимо, тем более разрабатывать генеральный план развития города [Кубасов, Осипов, 2003].

Городской организм представляет собой сложное единство трех компонентов: природной среды, техногенных объектов и населения. Взаимодействия между этими компонентами весьма разнообразны и в целом определяют механизм формирования и развития градостроительной системы во времени. В условиях стихийного бедствия происходит изменение как состояния каждого из трех компонентов, так и характера их взаимодействия.

Необходимо через определенные промежутки времени проводить повторные исследования для построения новых карт сейсмического микрорайонирования территории города.

Классические способы расчета балльности для какой-либо территории описаны в [Медведев, 1962]. Главные требования — запись сигнала от сильных землетрясений одновременно на трех стационарных сейсмических станциях, расставленных в различных инженерно-геологических условиях, в том числе на типичных для города средних грунтах. Это трудоемкие и дорогостоящие работы, к тому же просто невыполнимые в асейсмичных районах. Подобные исследования можно проводить с помощью мощных вибраторов [Лютюев, 2001], но в городских условиях они имеют ряд ограничений.

Нами был использован описанный выше способ решения данной проблемы. Вместо сильных землетрясений и вибраторов в качестве источника сейсмических сигналов было выбрано высотное 24-этажное здание. Это уникальное сооружение города — самое высокое здание очень простого конструктивного решения. С применением сейсмической станции типа КБС-2 измерения выполнялись последовательно в намеченных точках центральной части г. Архангельска. Для получения представлений о характере грунтов была использована инженерно-геологическая карта масштаба 1 : 50 000, на которую были нанесены точки исследования. Работы проводились в конце мая, регистрация в каждой точке продолжалась не менее 1 часа.

В процессе обработки выделялся сигнал на частоте колебания высотного сооружения. Оценив медианные значения распределения амплитуд на частоте пика для разных точек наблюдений, приступали к вычислению ускорений для выбранных точек. За средний грунт для наших условий был выбран торф + насыпной грунт. Произведены вычисления отношения ускорений, полученных в каждой точке измерений, к найденному значению для среднего грунта. Зная, что увеличение ускорений в 2 раза равно приращению в 1 балл, можно построить карту приращения балльности территории г. Архангельска (рис. 3.9, а). Полученный результат хорошо согласуется с инженерно-геологической картой. В строительной науке при планировании строительства инженерного сооружения пользуются значениями ускорения (в долях g), балл — это величина, которую трудно использовать при проектировании объектов строительства, в отличие от ускорения. Из-за редкой сети наблюдений кружками (для большей наглядности) нанесены значения долей g в точках исследования, интервалы разбиения представлены тоновой палеткой (рис. 3.9, б). Для построения карты микрорайонирования всего города необходима более густая сетка точек исследования. Таким образом, предложен способ использования микросейсм для проведения микрорайонирования территории городов.

Изучая микросейсмические колебания здания, можно судить и о его конструктивной целостности. Любое здание представляет собой сложную конструкцию, количественную оценку работы которой, даже в простейшем случае статического воздействия равномерных вертикальных нагрузок, можно произвести пока только приближенно, с более или менее серьезными отклонениями от действительных условий работы сооружений.

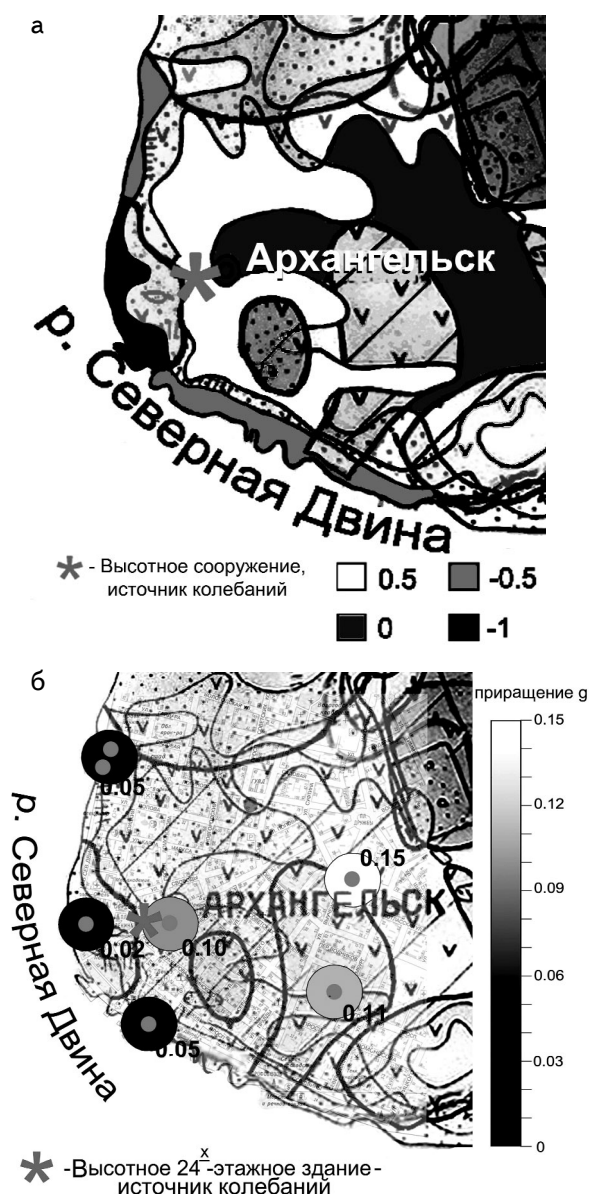


Рис. 3.9. Карты-схемы приращения балльности (а) и ускорений в долях g (б) для центральной части г. Архангельска

Анализ работы сооружения значительно осложняется в случае действия на него неравномерных нагрузок и неравномерных деформаций основания, даже при условии, что деформации носят статический характер, и, тем более, когда возникает необходимость считаться с особенностями динамического воздействия. Приближенность расчета связана не только с упрощениями расчетных схем по сравнению с действительными конструкциями, но и с расчетными сопротивлениями.

При проектировании и строительстве помимо особенностей геологической среды следует учитывать ее изменение под влиянием деятельности человека. Помимо сейсмических и ветровых воздействий, учитываемых СНиП, на реальное здание действуют слабые колебания разнообразной природы — от инженерных коммуникаций, транспорта и пр. Нормами ограничивается только допустимый уровень создаваемых ускорений. Детальный анализ источников колебаний, их дальности действия и временного хода практически не ведется. Это существенное упущение, так как реальные воздействия не «участвуют» в расчетах, что проявляется, например, в различиях измеряемых и расчетных ускорений. Значимыми вопросами инженерных решений сейчас становятся вопросы расчета усталостных явлений, причем как строительных материалов, так и грунтов. Особенность проблемы состоит в том, что «работающие» здесь явления многоциклового усталости для слабых и долговременных воздействий (более 10^9 циклов) практически не изучены [Острецов и др., 2004].

Таким образом, проблема введения в расчетную схему слабых природных и техногенных вибровоздействий порождает круг задач, основой для которых является получение экспериментальных данных о динамике зданий, взаимодействия здания с грунтом.

Строительство и эксплуатация крупных многофункциональных комплексов, высотных зданий, архитектурных памятников требуют постоянного обследования состояния объекта. Раньше данные работы выполнялись для промышленных и специальных сооружений, а в настоящее время применяются для зданий гражданского назначения. Рассмотрим несколько примеров обследования аварийных сооружений на примере жилого дома и Белой башни Соловецкого монастыря путем оценки собственной частоты колебания данных сооружений.

Исследование разрушенного здания

Предложенный выше способ был опробован на девятиэтажном здании в г. Архангельске, где взрывом газа был практически полностью разрушен крайний подъезд. Измерения проводились на грунте вблизи аварийного дома, на первом и девятом этажах соответственно [Антоновская и др., 2005; Юдахин и др., 2005а]. Длительность регистрации во всех случаях — один час, маятники располагались по продольным и поперечным осям плана здания.

Были построены спектрально-временные диаграммы (СВАН) для аварийного здания. Их анализ показывает следующее. Сигнал на частоте 1,9 Гц увеличивается с этажностью, т. е. это собственная частота колебания здания. Для сравнительного анализа было исследовано целое здание такого же конструктивного решения, стоящее напротив. Сравнение СВАН-диаграмм вертикальных компонент (Z) разрушенного здания (нижняя диаграмма) и стоящего целого напротив (верхняя диаграмма) говорит об отсутствии сигнала на частоте 1,9 Гц на девятом этаже для аварийного здания (рис. 3.10).

На рис. 3.11 приведено сравнение спектров мощности указанных зданий. Отчетливо видно практически идеальное наложение спектров мощностей на горизонтальных компонентах. Анализ вертикальных компонент показывает отсутствие пика соответствующего собственной частоте колебания исследуемого пострадавшего здания.

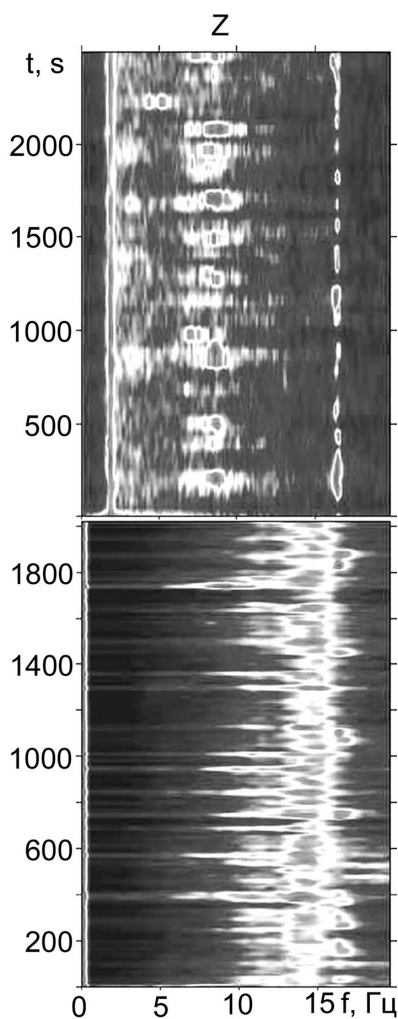


Рис. 3.10. Спектрально-временные диаграммы вертикальной компоненты (Z) целого (верхняя диаграмма) и разрушенного (нижняя диаграмма) зданий

Из этого можно сделать вывод, что в аварийном доме нарушены прочные связи между строительными конструкциями и перед заселением он нуждается в существенном укреплении.

Архитектурный памятник Соловецкого монастыря

В 2004 г. была начата программа исследования архитектурных памятников Соловецкого архипелага. На примере Белой башни Соловецкого монастыря была разработана методика сейсмометрического обследования архитектурных памятников. В соответствии с предложенной схемой проведения обследования был выявлен ряд нарушений (трещин) в теле Белой башни [Антоновская и др., 2005]. В процессе обработки полевого материала возник ряд вопросов, связанных с причиной возникновения трещин и динамикой их развития. В связи с этим в 2005 г. были проведены повторные измерения с расширенной частотной полосой регистрации и дополнительные наблюдения, составившие основу мониторинга выбранного объекта.

Схема наблюдений. Измерения проводились с помощью одной микросейсмической станции [Юдахин и др., 2003б] с сейсмометрами СМ-3КВ. Точки наблюдений располагались последовательно на нижнем ярусе башни (уровень земли), затем на 2-м и 3-м ярусах по высоте поочередно в четырех бойницах. Опорные точки были выбраны, исходя из возможности установки сейсмометров. Регистрация велась в тихое дневное время, в условиях минимальных антропогенных помех в течение двух дней. В разные дни отдельные точки повторялись, получены сходные спектры.

Результаты регистрации колебаний. На рис. 3.12 приведено сравнение спектров мощностей микросейсм для верхнего яруса по данным 2004 и 2005 гг. Видно, что пики, соответствующие основному тону собственных колебаний башни и более высоким гармоникам, не совпадают.

В 2004 г. были получены следующие значения собственных частот: 8,9; 17,6; 26,7 Гц, а в 2005 г. — 9,4; 18,8; 28,2 Гц, т. е. в процессе двухлетнего мониторинга наблюдается значительный сдвиг собственных частот. Существенно, что в 2005 г. в спектрах присутствует еще один яркий пик на частоте 6,27 Гц, который в 2004 г. не входил в полосу регистрации. Данный пик наблюдается при исследовании других архитектурных объектов, таких как Колокольня и Никольская церковь, и даже за стенами монастыря, т. е. он не является гармоникой собственных колебаний Белой башни.

Следует отметить, что в сейсмике в низкочастотной области наблюдается серия пиков f_N в интервале частот 1,0–6,5 Гц: 2,08; 2,78; 3,13; 3,33 Гц [Александров и др., 1981; Плескач, 1986; Frantti, 1963; Douze, 1967]. Важным признаком, указывающим на природу пиков, является соотношение $f_N = 50/N$, Гц (N — целое число), т. е. это вибрации при работе электрических машин. На более высоких частотах пики в спектрах микросейсм соответствуют кратным гармоникам основного тона сигнала или связаны с электрическими машинами местного радиуса действия [Плескач, 1986; Frantti, 1963; Douze, 1967]. Значение 6,27 Гц = 50 Гц/8 и кратно 18,8 Гц (6,27 Гц $\times$ 3 = 18,8 Гц). В нашем случае вблизи монастыря расположена местная электростанция, на спектрах мощности можно выделить еще пик на частоте 3,13 Гц, типичный для северо-запада России [Плескач, 1986]

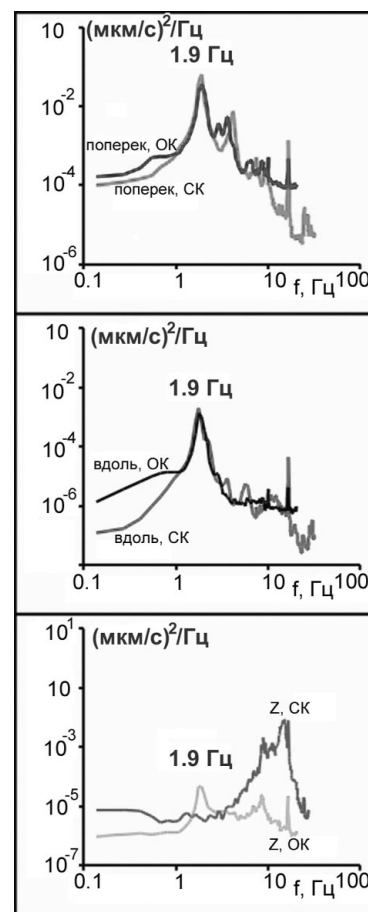


Рис. 3.11. Спектры записей в разрушенном доме и соседнем целом (этот же проект) на девяти этажах, где СК — Советские Космонавты, ОК — Обводный канал

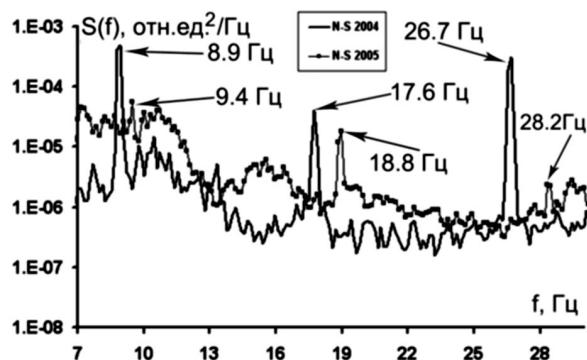


Рис. 3.12. Спектры мощности микросейсм, зарегистрированных компонентами N-S, E-W, Z в 2004–2005 гг.

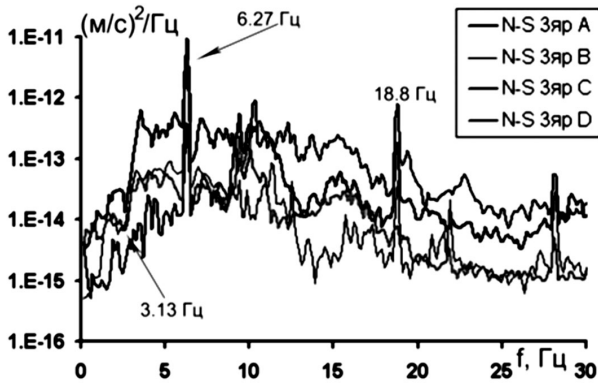


Рис. 3.13. Спектры колебаний, полученные в разных точках верхнего яруса

(рис. 3.13), т. е. отмеченные частоты могут быть как от независимого источника, так и кратными гармоникам более высокого порядка.

Сопоставив значения частот, получаем, что вторая гармоника собственных колебаний башни 18,8 Гц в 2005 г. совпадает со значением для вибрации, наведенной от внешнего источника (электростанция). Отметим, что сдвиги собственных частот за время мониторинга 2004–2005 гг. составляют: для первой гармоники — 0,5 Гц, для второй — в два раза больший, т. е. 1 Гц. Таким образом, данный сдвиг не связан с аппаратурой регистрации, а определяется динамикой состояния сооружения.

Сравним траектории движения башни в разных точках и на разных значениях собственных частот за 2004 и 2005 гг. Это позволит нам судить о напряженно деформированном состоянии сооружения и выявить нарушения. Ориентируясь на колебания в горизонтальной плоскости как наиболее информативные для выявления нарушения целостности, построили для каждой точки и каждой частоты диаграммы-ромбы (аналог траекторий движения), в которых отложены амплитуды собственных колебаний по горизонтали в направлении север — юг (N-S), по вертикали — в направлении восток — запад (E-W) (рис. 3.14). Отчетливо видны следующие особенности:

- смена направлений колебаний, отмеченных в 2004 г., совпала с таковыми в 2005 г.;
- на низкой частоте (основного тона) в 2004 г. башня вела себя как единое целое, спустя год в разных точках можно выделить резкую смену преимущественного направления колебаний, что указывает на потерю целостности;
- характер смены типов траекторий следующий: в т. *a* колебания имеют сильный размах, затем в т. *b* происходит резкая смена направления и уменьшение размаха колебаний. В т. *c* направления колебаний подобны т. *a*, но с меньшим размахом, колебания приобретают линейчатый вид преимущественно субмеридионального направления. От т. *c* к т. *d* снова происходит смена направления колебаний, причем в т. *d* они значительно усилены, затем от т. *d* к т. *a* снова происходит смена направления колебаний. Указанные факты свидетельствуют о том, что башня в целом испытывает сжатие в субмеридиональном направлении;

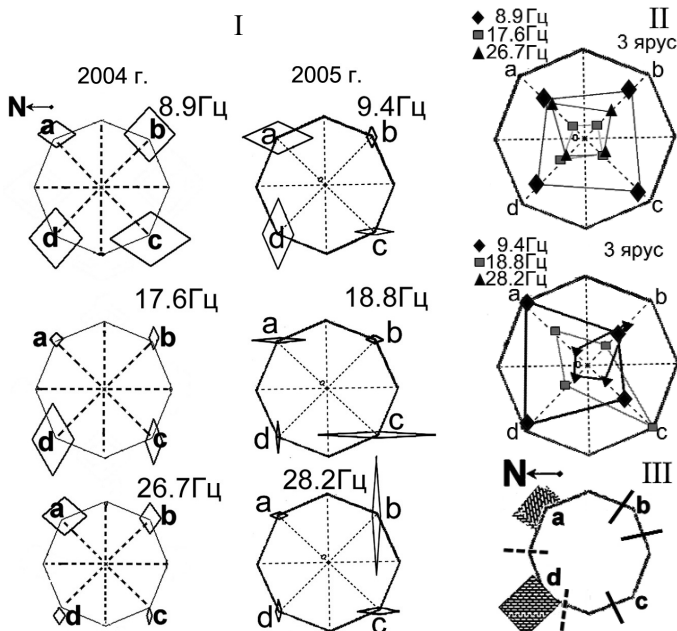


Рис. 3.14. Диаграммы-ромбы (I), построенные на основании полярных диаграмм амплитуд разных мод собственных колебаний башни в горизонтальной плоскости (II) для набора точек и частот, данные 2004–2005 гг.; план-схема по результатам обследования состояния Белой башни (III), нанесены трещины — развивающиеся (сплошная линия) и новые (пунктир)

— для второго тона так же, как и для основного, наблюдается резкая смена направления колебаний (от т. *c* к т. *d* и от т. *d* к т. *a*), но они имеют небольшой размах, за исключением т. *c*. При сравнении с результатами 2004 г. заметна резкая смена направлений колебаний в точках *a*, *b* и *c*;

— для третьего тона картина аналогична основной гармонике, но колебания в т. *a* и *d* значительно уменьшились, в т. *b* приобрели линейчатый вид и сильный размах в субширотном направлении. При сравнении с данными за 2004 г. резкая смена направлений колебаний произошла в т. *c*.

Результаты 2004 г. показали, что конструктивная целостность башни не нарушена (по основному тону колебаний),

трещины соответствуют разрушениям в отдельных частях, наиболее ослабленное место (по второй и третьей гармонике) — вблизи т. *b* (рис. 3.14). В 2005 г. наличие нарушений проявляется уже на основной частоте. Совокупность фактов дает возможность предположить, что трещины имеют тенденцию к развитию, причем вблизи т. *b* находятся самые значительные повреждения Белой башни.

Результаты малоглубинной сейсморазведки. В комплексе с регистрацией колебаний в районе Белой башни были проведены работы методом преломленных волн (МПВ). В 2004 г. профили проходили в радиальном направлении от башни, а в 2005 г. — пересекали поперек саму башню в двух взаимно перпендикулярных направлениях (рис. 3.15). В результате исследований на глубине залегания от 1,9–2 м до 3 м отмечается первая преломляющая горизонтальная граница, характеризующаяся анизотропией граничной скорости продольных волн (рис. 3.15, I), соответствующей анизотропии грунтовых условий. Скорость увеличивается с 1100–1650 м/с (2004 г.) до 1750 м/с (2005 г.). Схема наблюдений позволяет оценить временные изменения, произошедшие в течение года (рис. 3.15, II). На участке, соответствующем т. *c*, изменение скорости наибольшее — на 700 м/с, а в т. *b* — на 200 м/с. Отметим, что т. *c* наиболее близко подходит к автодороге.

Обсуждение результатов. Анализ экспериментальных данных позволяет выделить наиболее важные факты, свидетельствующие о состоянии башни:

- значительное изменение собственной частоты Белой башни в течение года,
- согласование нового значения собственной частоты с частотой техногенной вибрации, воздействующей на сооружение,
- совпадение местоположения трещин по данным 2004 и 2005 гг. при усилении в 2005 г. различий в характере движения разных точек башни относительно друг друга (рис. 3.15, *a*),
- потеря единства характера движений для разных точек башни на основном тоне колебаний,
- изменение грунтовых условий.

Перечисленные факты свидетельствуют о наличии динамики в параметрах, характеризующих состояние башни, в том числе ходе разрушения. Существенную роль играет, по-видимому, комплекс факторов техногенного и природного характера: воздействие механических вибраций от электростанции, естественная эрозия трещин; немаловажным может быть и движение автотранспорта по дороге.

Отмеченная динамика изменений указывает на необходимость продолжения мониторинга с привлечением деформометрических измерений с установкой тензометров в ключевых точках и «маяков» на трещинах.

Таким образом, как было показано, использование высоких инженерных сооружений, колеблющихся под действием ветра, в качестве источника просвечивающих среду сейсмических сигналов позволяет решать ряд задач, имеющих научное и прикладное значение, а именно:

- изучать строение геологической среды, в том числе выявлять разрывные нарушения,
- оценивать состояние грунтов,
- строить карты сейсмического микрорайонирования городов,
- обследовать конструктивную прочность зданий и памятников архитектуры.

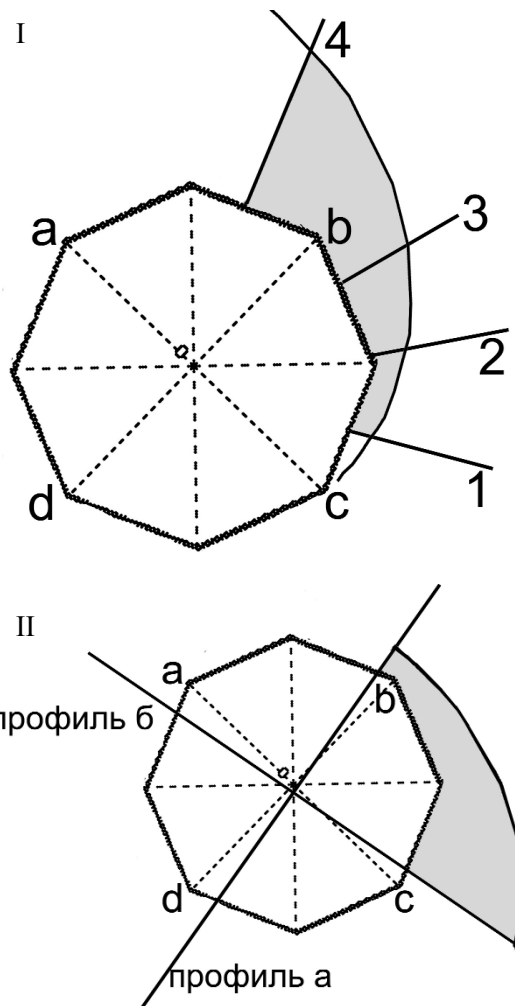


Рис. 3.15. Результаты интерпретации данных малоглубинной сейсморазведки:

I — схема анизотропии скоростей; II — картирование изменения скоростей во времени

Литература

- Адушкин В. В., Спивак А. А., Локтев Д. Н.* Диагностика массивов горных пород на территории ПО «Маяк» по результатам мониторинга релаксационных процессов // Вопросы радиационной безопасности. 1997. № 1. С. 18–30.
- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Т. 1. М.: Мир, 1983. 519 с.
- Александров А. Л., Володин А. А., Дададжанов И. А. и др.* Изучение периодического сейсмического сигнала от Нурекской ГЭС // Исследования Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С. 260–265.
- Антоновская Г. Н., Шахова Е. В., Басакин Б. Г.* Опыт обследования зданий и исторических сооружений с использованием сейсмических методик // VI Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2005. С. 9–13.
- Басакин Б. Г.* Применение малоамплитудной сейсмореазведки при исследовании архитектурных сооружений и при картировании малоамплитудных разломов (на примере Архангельска) // Строение, геодинамика и минерогенетические процессы в литосфере: Материалы XI Междунар. науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 30–32.
- Вишневский П. В., Кузнецов Г. Е., Боровский М. Я.* Геодинамические и геоэкологические аспекты мониторинга геологической среды Республики Татарстан // Геодинамика и геоэкология: Материалы Междунар. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 1999. С. 54–56.
- Капустян Н. К.* Техногенное воздействие на литосферу — объект планетарных исследований XXI века // Проблемы геофизики XXI века / Под ред. А. В. Николаева. Кн. 2. М.: Наука, 2003. С. 213–244.
- Капустян Н. К., Дыховичная Н. А.* Сейсмический мониторинг ветровых колебаний высотных зданий // Мониторинг неспечених геологічних процесів та екологічного стану середовища. Киев: КНУ, 2003. С. 30–32.
- Капустян Н. К., Левшенко В. Т., Юнга С. Л.* Экспериментальные исследования сейсмичности платформ: проблемы и пути решения // Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения. Т. 2. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2002. С. 32–37.
- Кочарян Г. Г., Спивак А. А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород / Под ред. В. В. Адушкина. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.
- Кубасов В. Н., Осипов Н. А.* К вопросу информационного обеспечения инженерно-геологических исследований // Материалы Междунар. науч.-техн. конф. «Опыт строительства и реконструкции зданий и сооружений на слабых грунтах». Архангельск: Изд-во АГТУ, 2003. С. 79–83.
- Лютюев В. А.* Сейсмогенные зоны Республики Коми и особенности микросейсморайонирования г. Сыктывкара. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 32 с.
- Медведев С. В.* Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат, 1962.
- Невзоров А. Л., Кубасов В. Н.* Геологическая среда Архангельска и особенности ее взаимодействия с инженерными сооружениями // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. № 2. Архангельск: АГТУ, 2001. С. 116–121.
- Николаева С. Б.* Палеосейсмические проявления северо-восточной части щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. С. 69–81.
- Общее сейсмическое районирование* территории Российской Федерации ОСР-97. М.: ОИФЗ им. О. Ю. Шмидта, 1998.
- Острецов В. М., Гендельман Л. Б., Дыховичная Н. А., Капустян Н. К.* Высотные здания — активный элемент геологической среды города // Сергеевские чтения. Вып. 6. Инженерная геология и охрана окружающей среды. Современное состояние и перспективы развития. М.: ГЕОС, 2004. С. 417–421.
- Плескач Н. К.* Электроэнергетический сейсмический эффект // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 6. С. 1342–1346.
- Рабинер Л., Гоул Б.* Теория и применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1979.
- Рыкунов Л. Н.* Микросейсмы. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07–8 сек. М.: Наука, 1967. 86 с.
- Рыкунов Л. Н., Смирнов В. Б.* Сейсмология микромасштаба // Взаимодействие в системе литосфера — гидросфера — атмосфера. М.: Недра, 1996. С. 5–18.
- Спивак А. А., Спунгин В. Г., Бугаев Е. Г., Горбунова Э. М.* Диагностика тектонических структур территории Ново-Воронежской АЭС на основе анализа микросейсмических колебаний // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. № 3. 1999. С. 268–276.
- Спивак А. А., Спунгин В. Г., Дубиня В. А.* Контроль механической устойчивости локальных участков земной коры при обеспечении долговременной безопасной эксплуатации подземных захоронений радиоактивных отходов. Препринт. М.: ИДГ РАН, 1995.

Уломов В. И., Шумилина Л. С. Проблемы сейсмического районирования территорий России. М.: ВНИИГП, 1999. 56 с.

Юдахин Ф. Н., Антоновская Г. Н., Шахова Е. В., Капустян Н. К. Натурные сейсмические наблюдения взаимодействий атмосфера — инженерные сооружения — верхи земной коры // Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений: Материалы Междунар. конф. М.: МПР РФ-РАН, 2003а. CD. С. 291–295.

Юдахин Ф. Н., Антоновская Г. Н., Шахова Е. В., Капустян Н. К. Сейсмический мониторинг городской среды Архангельска с использованием динамики зданий и сооружений // Материалы Междунар. конф. «Опыт строительства и реконструкции зданий и сооружений на слабых грунтах». Архангельск: АГТУ, 2003б. С. 197–201.

Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К., Антоновская Г. Н., Шахова Е. В. Выявление слабоактивных разломов платформ с использованием наносейсмической технологии // ДАН. 2005а. Т. 405, № 4. С. 1–6.

Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К., Антоновская Г. Н., Шахова Е. В. Исследование динамики инженерных сооружений в геологической среде города (на примере Архангельска) // Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005б. С. 414–417.

Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К., Антоновская Г. Н., Шахова Е. В. Об использовании ветровых колебаний сооружений для сейсмического просвечивания // ДАН. 2005в. Т. 402, № 2. С. 255–259.

Юдахин Ф. Н., Французова В. И. Европейская часть России, Урал и Западная Сибирь // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГС РАН, 2001. С. 128–139.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург, 2003в. 299 с.

Douze E. J. Short period seismic noise // Bull. Seis. Soc. Am. 1967. Vol. 57, N 3. P. 55–81.

Frantti G. E. The nature of high frequency noise spectra // Geophysics. 1963. Vol. 28, N 4. P. 547–562.

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, N 4. P. 333–354.

ГЛАВА 4

МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Изучению микросейсмического процесса (микросейсмического шума, фона, микросейсмических колебаний), его структуры, основных типов составляющих волн, выяснению их природы посвящены многочисленные работы [Голицын, 1909; Бончковский, 1946; Монахов, 1957, 1977; Запольский, 1960; Антоненко, Саваренский, 1963; Проскурякова, Рыкунов, 1963; Винник, Пручкина, 1964; Рыкунов, Седов, 1965; Винник, 1968; Гостев, 1970; Скорик, 1970; Антоненко, Прошунина, 1973; Ризниченко, 1974; Плескан, 1977; Антонова и др., 1978, 1992; Бизяев, Ларкин, 1979; Гордеев, Чебров, 1979; Островский, 1979; Рыкунов и др., 1979, 1981, 1982, 1986; Каррыев, 1980; Володин и др., 1982; Гордеев, 1985; Каррыев и др., 1986; Родионов и др., 1986; Табулевич, 1986; Поликарпов, 1987; Лутиков, 1992а, б; Рыкунов, Смирнов, 1992, 1996; Яковлев, Алешин, 1994; Хаврошкин, 1999; Синева и др., 2000, 2001; Адушкин и др., 2004; Спивак, Кишкина, 2004; Спивак и др., 2004; Юдахин, Капустян, 2004; Peterson, 1993]. Это было вызвано, в первую очередь, необходимостью борьбы с помехами, которые осложняли регистрацию полезных сигналов — землетрясений. В настоящее время существует значительное число гипотез о происхождении микросейсмических колебаний [Винник, Пручкина, 1964; Рыкунов, Седов, 1965; Винник, 1968; Табулевич, 1986; Рыкунов, Смирнов, 1992, 1996]. Большинство исследователей придерживаются мнения, что микросейсмические колебания в диапазоне частот 0,1–0,5 Гц обязаны своим происхождением штормам на акваториях морей и океанов [Рыкунов, Седов, 1965; Рыкунов и др., 1982, 1986; Табулевич, 1986; Рыкунов, Смирнов, 1992, 1996; Яковлев, Алешин, 1994; Хаврошкин, 1999], являются откликом геологической среды на воздействие стоячих волн на дно акваторий и названы в большинстве работ штормовыми микросейсмами или ВСШ. Интерес у исследователей вызывали также колебания с частотой в районе 1 Гц [Рыкунов, Седов, 1965; Рыкунов и др., 1981; Табулевич, 1986; Аксенович, Сидорин, 1994; Синева и др., 2000]. Однако источники таких колебаний оставались неясными, хотя в некоторых работах их также рассматривают как отражение волнений в водоемах. Исследовались также временные и пространственные вариации микросейсмических колебаний [Монахов, 1957; Рыкунов, Седов, 1965; Винник, 1968; Плескан, 1977; Невский и др., 1987; Рыкунов, Смирнов, 1996; Хаврошкин, 1999; Кишкина, 2004, 2005; Надежка и др., 2003г, 2004в, 2005; Сизаск, 2005]. Следует отметить, что в подавляющем большинстве работ на ранних периодах исследований изучался микросейсмический процесс и его вариации без связи его особенностей с геологическим строением. Вместе с тем еще Б. Б. Голицын [1909] отмечал, что «...вероятно, существует тесная связь между этим видом колебаний и наличием нефти под землей», т. е. в микросейсмических колебаниях отражаются геологические условия.

В последующие годы, в основном с конца 70-х, все чаще обращается внимание на возможность использования особенностей микросейсмического процесса для решения геологических задач [Николаев, 1968, 1973; Баграмян, 1974; Антонова, Аптикаев, 1976, 2004; Жадин, Спирин, 1976; Антонова и др., 1978; Гордеев, Чебров, 1979; Дубров и др., 1987; Невский и др., 1987; Троицкий, 1987; Смирнов, Черепанцев, 1991; Адушкин и др., 2004]. В последние полтора десятилетия значительное внимание исследователей было обращено не только на более детальный анализ структуры и состава микросейсмического процесса, но и на выяснение возможностей использования его для решения конкретных геологических задач [Голицын, 1909; Монахов, 1957, 1977; Запольский, 1960; Проскурякова, Рыкунов, 1963; Винник, Пручкина, 1964; Рыкунов, Седов, 1965; Винник, 1968; Николаев, 1968, 1973; Гостев, 1970; Скорик, 1970; Ризниченко, 1974; Антонова, Аптикаев, 1976; Жадин, Спирин, 1976; Плескан, 1977; Антонова и

др., 1978; Гордеев, Чебров, 1979; Островский, 1979; Рыкунов и др., 1979, 1981, 1982, 1986; Каррыев, 1980; Володин и др., 1982; Гордеев, 1985; Каррыев и др., 1986; Табулевич, 1986; Дубров и др., 1987; Невский и др., 1987; Москвина, 1987; Поликарпов, 1987; Троицкий, 1987; Кочарян, Федоров, 1990; Смирнов, Черепанцев, 1991; Лутиков, 1992а, б; Рыкунов, Смирнов, 1992, 1996; Динариев, Николаевский, 1993; Аксенович, Сидорин, 1994; Яковлев, Алешин, 1994; Спунгин и др., 1997; Спивак, 1998, 1999; Спивак, Спунгин, 1998; Спивак и др., 1999; Хаврошкин, 1999; Синева и др., 2000, 2001; Ефременко, 2003, 2006а, б; Надежка и др., 2003а–г, 2004а, б, 2005; Адушкин и др., 2004; Антонов и др., 2004; Антонова, Аптикаев, 2004; Спивак и др., 2004; Юдахин, Капустян, 2004; Кишкина, 2004, 2005; Курсеев, 2004; Спивак, Кишкина, 2004; Орлов и др., 2005, 2006; Горбатилов, 2006; Сафронич, 2006]. И хотя уже получен целый ряд важных результатов в этом направлении, проблема далека от окончательного решения.

В настоящей работе изложены некоторые характерные особенности микросейсмического процесса, методические приемы и результаты, полученные на основе их анализа в геологических условиях Воронежского кристаллического массива (ВКМ).

4.1. НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА НА ТЕРРИТОРИИ ВКМ

Микросейсмический процесс (МСП) — это сложный волновой процесс, который обусловлен одновременным действием нескольких источников и состоит из волн разного типа. Его можно представить как суперпозицию большого числа периодических и непериодических процессов с разными периодами, источники которых являются не только природными, но и антропогенными. К природным источникам можно отнести волнение на акватории морей и океанов, возмущения в ионосфере, геомагнитные микропульсации и земные колебания (треморы), а также шум Земли, связанный с особенностями геологического строения и геодинамической ситуацией в месте расположения сейсмической станции (site-effect). Антропогенными источниками являются взрывы в карьерах, движение транспортных средств, работа трансформаторов, мощных моторов и агрегатов, т. е. все источники МСП, возникающие в процессе хозяйственной деятельности человека. В зависимости от мощности, длительности и удаления от сейсмической станции антропогенные источники можно подразделить на помехи (кратковременные или протяженные) и техногенную нагрузку. *Антропогенными помехами* будем считать суммарное действие антропогенных источников, которые изменяют в точке регистрации уровень МСП более чем в 2 раза на короткое или продолжительное (до нескольких часов) время. Суммарное действие от всех остальных антропогенных источников, приводящих к плавному изменению уровня МСП в течение суток, назовем *техногенной нагрузкой*. Таким образом, МСП в пункте регистрации представляет собой суперпозицию природной и антропогенной составляющих, обусловленных разными источниками.

На рис. 4.1 представлены волновые формы и спектральный состав микросейсмического процесса, зарегистрированного сейсмической станцией «Сторожевое», расположенной в восточной части Воронежского кристаллического массива.

Как видно из рисунка, к основным характеристикам МСП можно отнести наличие в ее спектре максимума в полосе частот 0,1–0,5 Гц и минимума Z-составляющей в районе 1 Гц. В соответствии со спектральными особенностями микросейсмического процесса в его составе можно выделить четыре основные частотные области: низкочастотную (ниже 0,1 Гц), область штормового микросейсма (0,1–0,5 Гц), область спектрального минимума (0,7–1,4 Гц) и относительно высокочастотную область (от 2 до 8 Гц).

При анализе микросейсмического процесса важным является определение параметра, который наиболее объективно отражал бы его свойства во временной и частотной области, а также длительности временного интервала, в котором он бы устойчиво определялся. В качестве такого параметра использовался уровень интенсивности микросейсмического процесса на определенном временном интервале и в определенном частотном диапазоне, который определялся как:

$$U\tau = \sqrt{Z(t) - M\tau}, \quad (1)$$

где $Z(t)$ исходная запись вертикальной (Z) компоненты МСП, а $M\tau$ — среднее значение на интервале τ .

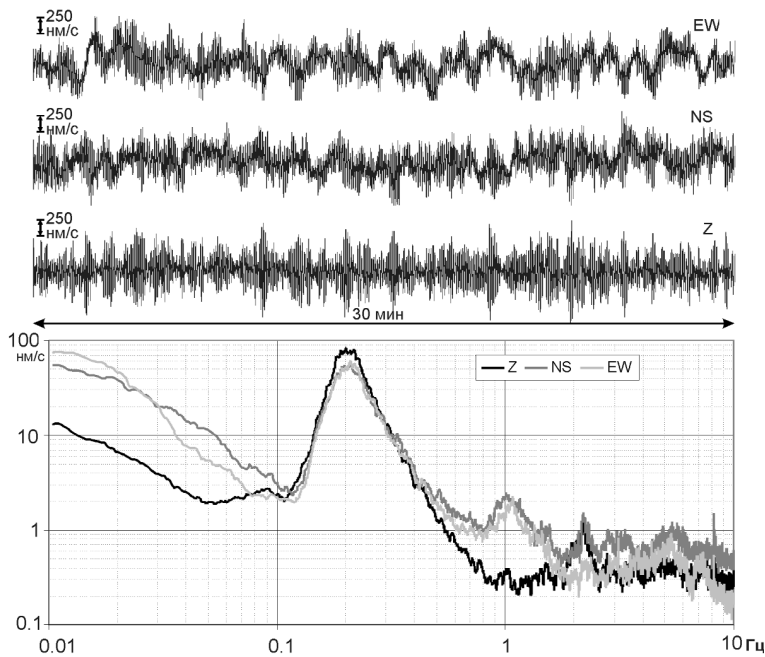


Рис. 4.1. Примеры трехкомпонентной записи МСП и его спектральный состав (на примере записей сейсмостанции «Сторожевое»)

Для выбора оптимального временного интервала τ выполнена оценка стационарности микросейсмического процесса. На рис. 4.2 приведены изменения значения интенсивности микросейсмического процесса в зависимости от длительности выбранного временного интервала τ в диапазоне от 1 минуты до 1 часа и относительная погрешность отклонения их от среднего значения за 1 час.

Анализ показал, что микросейсмический процесс в течение 4 часов можно считать квазистационарным. Как видно из рис. 4.2, начиная с интервала времени 20 минут относительная погрешность в определении средней интенсивности меньше 5%, что позволяет для оценки его уровня использовать 20-минутные интервалы спокойного хода сейсмической записи. Многократное

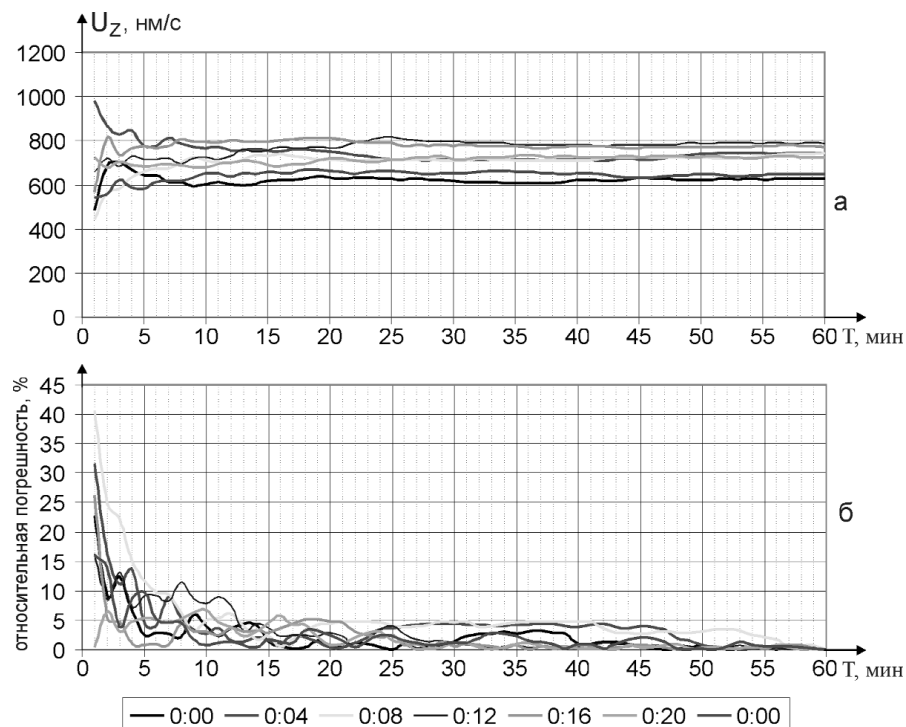


Рис. 4.2. Изменение уровня МСП в различные часы суток в зависимости от интервала осреднения τ (а) и относительная погрешность отклонения его от среднечасового значения (б)

сравнение среднесуточного значения уровня, определенного как среднее суммы 6 значений, определенных через 4 часа, и среднего, определенного по 24 значениям на 20-минутных «тихих» интервалах, показало, что погрешность не превосходит 15%. Такая погрешность позволяет для оценки среднесуточного уровня микросейсмического процесса использовать среднее значение, определенное по 6 значениям уровня МСП (через 4 часа) на базе 20-минутных интервалов.

4.1.1. Временные вариации микросейсмического процесса

На рис. 4.3 представлен характер изменения среднесуточного уровня микросейсмического процесса за три года наблюдений в одном и том же месте, в диапазоне частот 0,06–10,0 Гц (запись открытого канала сеймостанции «Сторожевое», VRSR). Как хорошо видно из рисунка, наблюдается четкая годовая периодичность. В относительно теплые месяцы (май – октябрь) микросейсмическое поле имеет небольшую интенсивность, нарастание наблюдается с ноября, и с небольшими вариациями сохраняется высокая интенсивность до мая. Некоторые исследователи также отмечают сезонную изменчивость микросейсмического шума [Рыкунов, Седов, 1965; Скорик, 1970; Табулевич, 1986; Рыкунов, Смирнов, 1996; Хаврошкин, 1999; Синева и др., 2000; Спивак и др., 2004]. Иногда выделяют три сезона: летний, осенне-весенний и зимний [Рыкунов, Седов, 1965; Табулевич, 1986; Хаврошкин, 1999; Юдахин, Капустян, 2004].

В наших исследованиях мы ограничимся характеристикой летнего и зимнего периодов. Как видно из рисунка 4.3, смена летнего и зимнего периодов в некоторые годы происходит достаточно резко, в другие – плавно.

На рис. 4.4 представлены спектры вертикальной составляющей микросейсмического процесса в летние (а) и зимние (в) месяцы в разные годы, вычисленные на базе 20-минутного временного интервала в самое тихое время суток.

Как видно, в целом основные особенности микросейсмического процесса в разные годы близки. И в летнее, и в зимнее время в исследуемые годы низкочастотные составляющие интенсивнее высокочастотных. Основные особенности микросейсмического процесса обнаруживают значительное постоянство во времени. Это хорошо отражено в амплитудно-частотных спектрах, которые определены по записям микросейсмического процесса с годовыми промежутками. Спектры фактически повторяют друг друга.

Анализ распределения азимутов преимущественных колебаний однозначно показывает их стабильность (рис. 4.4, б, г). Можно говорить, что наиболее вероятные источники постоянны в пространстве и в зимнее, и летнее время в разные годы наблюдений. Распределение азимутов в летнее время свидетельствует о том, что, скорее всего, генерация микросейсмического процесса происходит в Азовском, Черном и Каспийском морях. В зимний период распределение азимутов является менее локализованным. По-видимому, в зимнее время свой вклад вносят микросейсмические генерируемые у побережья Норвегии. Вместе с тем и зимой на общем фоне пространственного распределения азимутов колебаний несколько выделяется локальный максимум в тех же азимутах, что и летом. Пространственное постоянство источников основной части микросейсмического процесса не исключает изменений его интенсивности, что и отражено на рис. 4.3 и 4.4.

В зимние месяцы наиболее представительными являются колебания в диапазоне частот 0,1–0,5 Гц. Их интенсивность в несколько раз выше, чем в летний период (рис. 4.4). Летом максимальная спектральная амплитуда составляет примерно 10 нм/с, зимой она в отдельные годы

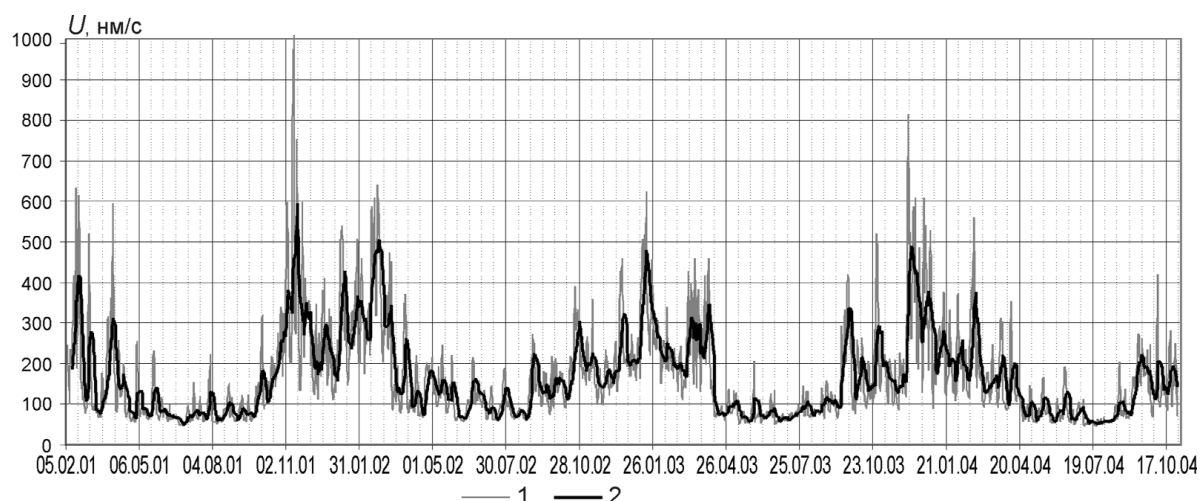


Рис. 4.3. Динамика уровня микросейсмического процесса за период 2001–2004 гг.:

1 – среднесуточное изменение интенсивности МСП; 2 – сглаженное на семидневной базе

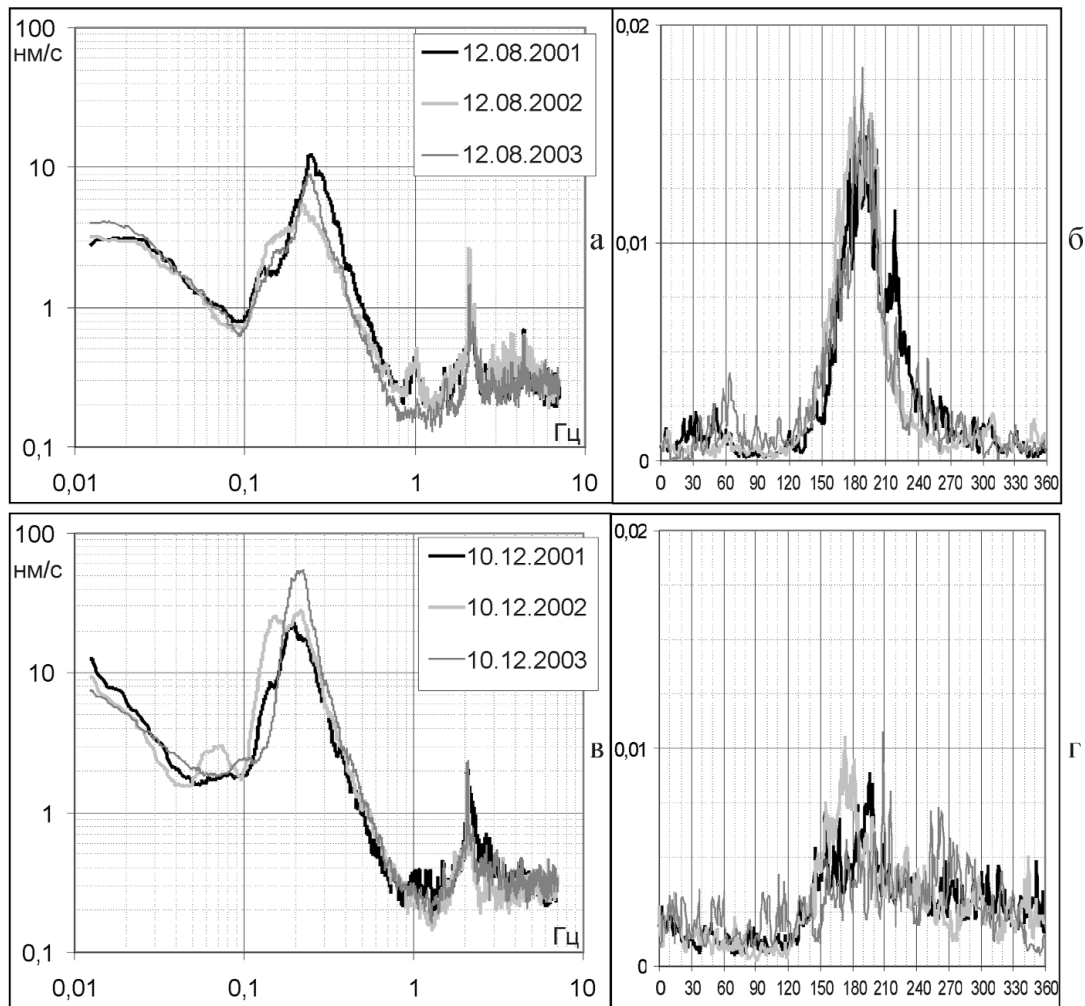


Рис. 4.4. Спектральный состав Z-компоненты микросейсмического процесса и распределение частот азимутов преимущественных колебаний его в летний (а, б) и зимний (в, г) сезоны исследуемых годов

достигает 70 нм/с и более (рис. 4.4). Уровень МСП на частотах 2 Гц и выше существенно ниже, чем в области более низких частот. Как видно на рис. 4.3, в отдельные дни наблюдается резкое повышение среднесуточного уровня микросейсмического поля — «сейсмические» бури. Эта особенность наиболее ярко проявляется в зимний период. Сейсмические бури, как правило, длятся от двух до четырех суток. Волновая форма записи сейсмической бури по всем каналам представляет собой чечевицеобразную фигуру. Интенсивность медленно нарастает, достигает максимальных значений, в течение более 12 часов не изменяется, а затем медленно уменьшается.

На рис. 4.5 представлен спектр Z-составляющей микросейсмического процесса в один из дней, когда наблюдалась сейсмическая буря. Для более достоверной оценки его особенностей спектр построен по одномоментным записям двух сейсмических станций, разнесенных на 30 км.

Как видно, спектр Z-составляющих микросейсмического поля практически идентичен. При этом в области низких частот появляется дополнительный экстремум на частотах 0,05–0,07 Гц, основной максимум превышает уровень максимума в летний период более чем в 12 раз, а в зимний — почти в 2 раза. Интенсивность процесса на частотах 1,0 Гц и выше увеличивается незначительно. Распределение азимутов остается характерным для зимнего периода. По-видимому, основное увеличение уровня микросейсмического процесса обусловлено значительным увеличением его низкочастотной составляющей. Указанные особенности спектрального постоянства микросейсмического процесса во времени и пространстве однозначно свидетельствуют о стационарности источников большей части микросейсмического процесса.

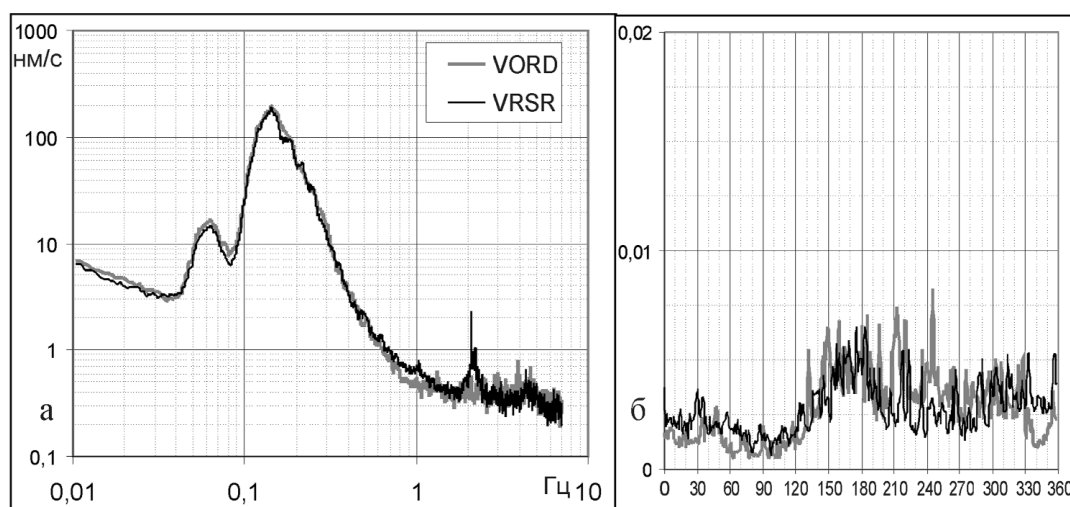


Рис. 4.5. Спектральный состав Z-компоненты микросейсмического процесса во время сейсмической бури и распределение частоты азимутов преимущественных колебаний его на станциях «Дивногорье» (VORD) и «Сторожевое» (VRSR) в один и тот же момент времени

На рис. 4.6 показано изменение уровня микросейсмического процесса в течение одного зимнего и одного летнего месяцев. Как видно из рисунка, в летнее время отчетливо проявляется суточное изменение его интенсивности. В дневные часы ее уровень составляет около 100 нм/с, в ночные — 50 нм/с, а в отдельные сутки днем поднимается до 200 нм/с. Это можно объяснить тем, что летом роль антропогенной нагрузки растет, и в связи с этим увеличивается

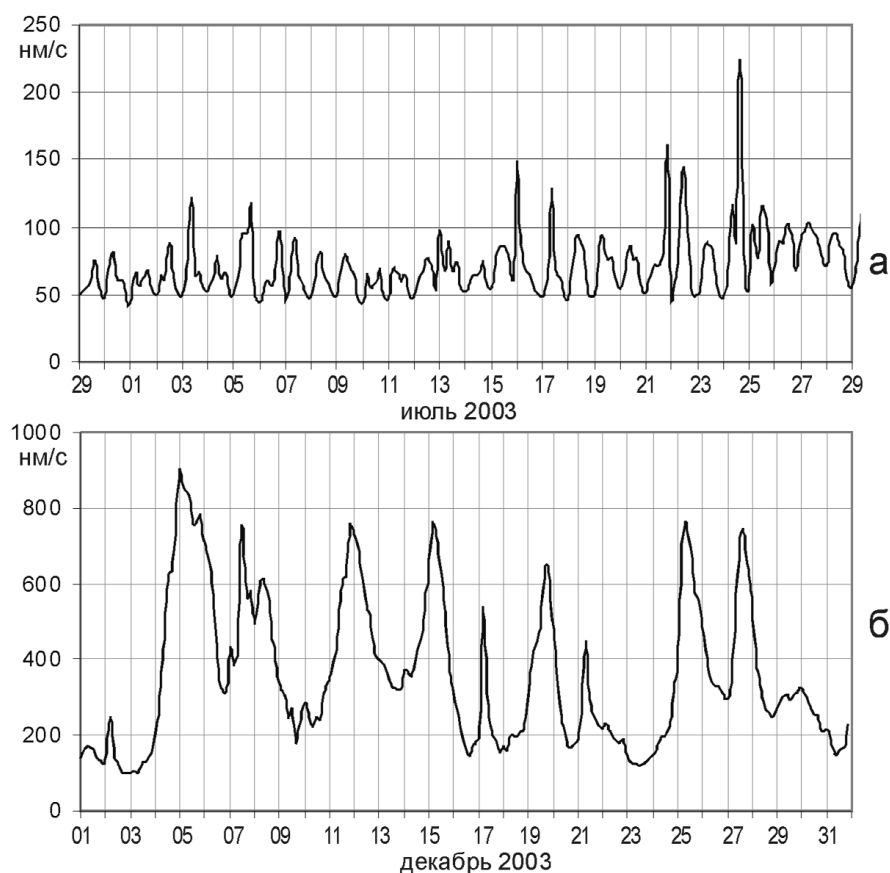


Рис. 4.6. График изменения уровня микросейсмического поля на пункте «Сторожевое» (VRSR): а — летом; б — зимой

интенсивность высокочастотных составляющих МСП. Как показывают исследования, снижается роль низкочастотных составляющих и повышается роль высокочастотных, обусловленных, по-видимому, хозяйственной деятельностью человека. Интересным также является тот факт, что кроме суточных вариаций уровня микросейсмического поля намечаются плавные изменения уровня с периодом 3 и 6 суток. Изменения эти невелики (до 10 нм/с).

Совсем иной временной ход уровня микросейсмического поля в зимнее время. Для него характерно иное соотношение низкочастотных и высокочастотных составляющих (рис. 4.4). Существенную роль в составе поля играют низкочастотные составляющие (0,1–0,5 Гц). Уровень

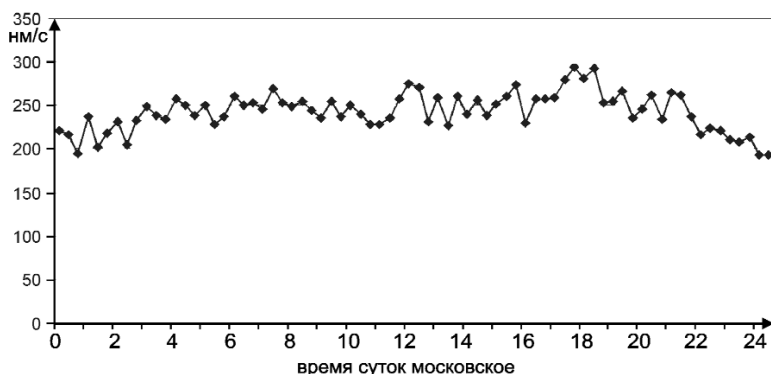


Рис. 4.7. Пример вариации уровня микросейсмического процесса в течение суток

поля меняется значительно от 100 до 900 нм/с. Практически отсутствуют временные вариации. Отмечаются также цикличности 3 и 6–7-суточные, которые, накладываясь друг на друга, создают сложную мозаику временных изменений микросейсмического поля (рис. 4.6). Более детальный анализ временных вариаций показал, что наблюдается также четко выраженная часовая периодичность (рис. 4.7).

Вариации микросейсмического процесса с периодом примерно 50–60 минут особенно хо-

рошо видны при минутном и пятиминутном сглаживании его уровня как в зимнее, так и в летнее время (рис. 4.8). Рассмотрение вариаций при меньшем сглаживании (1 с, 5 с, 20 с) показало, что наблюдаются достаточно интенсивные колебания с периодом 5–6 с и 2 мин.

Заметим, что колебания с периодом 5–6 с в основном образуют максимум в спектре микросейсмического поля. При этом в зимнее время интенсивность колебаний в среднем в 5 раз выше, чем в летнее. Это еще раз показывает, что колебания с периодом 5 с являются основной составляющей, обуславливающей сезонные изменения микросейсмического поля.

Обобщая сказанное, можно отметить, что наиболее яркими временными вариациями микросейсмического процесса являются годовичные вариации [Хаврошкин, 1999; Надежка и др., 2003г, 2004в; Спивак и др., 2004]. При этом средний уровень летом и зимой отличается почти в 10 раз. По данным сейсмостанции «Сторожевое», летом средний уровень составлял 50 ± 25 нм/с, зимой — 400 ± 50 нм/с. Исключение составляют дни сейсмических бурь и летом и зимой, когда средний уровень увеличивается в течение нескольких дней почти в 6–8 раз [Надежка и др., 2003г, 2004в]. Кроме того, наблюдаются вариации в широком диапазоне частот: от нескольких минут до 30 дней. Они имеют различную природу и по-разному выражены в суммарном микросейсмическом процессе.

Интересным представляется постоянство во времени спектральных характеристик микросейсмического процесса, что, безусловно, свидетельствует о временном постоянстве источников, генерирующих основную часть микросейсмического процесса. Однако выводы,

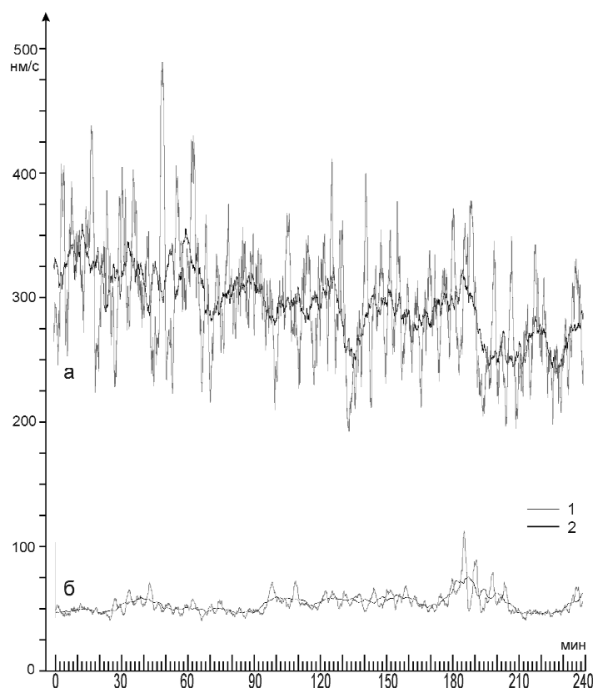


Рис. 4.8. Характер микросейсмического поля зимой (а) и летом (б):

1 — минутное осреднение; 2 — пятиминутное осреднение

сделанные только по данным одной станции, могут не в полной мере отражать суть процесса. Дополнительно, на базе двух сейсмических станций «Сторожевое» (VRSR) и «Новохоперск» (VRHR), разнесенных более чем на 200 км, исследованы временные периодичности микросейсмического процесса.

Прежде всего, анализировался ход микросейсмического процесса по двум станциям в открытом канале. Как видно из рис. 4.9, среднесуточные значения на двух станциях в зимнее время практически совпадают, в летнее время наблюдается повышение среднесуточного уровня микросейсмического процесса в районе сейсмостанции «Новохоперск».

Коэффициент корреляции вариаций среднесуточных значений данных двух станций составляет 0,94. Как показал анализ микросейсмического процесса в районе двух станций, наиболее представительной составляющей в его структуре является низкочастотная составляющая (0,1–0,3 Гц). Изменение среднесуточных вариаций микросейсмического процесса в этом диапазоне частот практически повторяется на двух станциях. Коэффициент корреляции составляет 0,99. Уровень микросейсмического процесса в этом диапазоне частот изменяется примерно от 50 до 600 нм/с в районах расположения обеих станций. Минимальные значения наблюдаются в летние месяцы, в зимние месяцы выше уровень и значительнее вариации. В целом же в этом диапазоне частот наблюдаются периодические изменения уровня, согласованные по данным двух станций (рис. 4.10). Наиболее представительными являются периодичности примерно 39, 28, 20 и около 9, 7, 4,7, 3,5, 2,8 суток (рис. 4.10). Эти данные однозначно свидетельствуют о едином источнике микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,1–0,3 Гц для районов обеих станций. Так как основную часть микросейсмического процесса формируют колебания в диапазоне частот 0,1–0,3 Гц, то указанные периодичности характерны в целом для микросейсмического процесса (открытый канал).

Уровень микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц имеет невысокие значения («Сторожевое» – 6 нм/с; «Новохоперск» – 10 нм/с) и не зависит от времени года. Коэффициент корреляции по данным двух станций составляет 0,15, т. е. корреляция временного хода микросейсмического процесса в этом диапазоне частот практически отсутствует. На графике периодограммы составляющей микросейсмического процесса в этом диапазоне видно, что общими являются здесь только периодичности около 20 суток.

Область высокочастотных составляющих (частоты 1,5–3,0 Гц и 3,0–6,0 Гц) имеет относительно невысокую интенсивность («Сторожевое» – 20–40 нм/с; «Новохоперск» – 60–80 нм/с). Коэффициенты корреляции соответственно равны 0,44 и 0,22. Из этого следует, что на частотах 1,5–3,0 Гц временной ход микросейсмического процесса в общих чертах

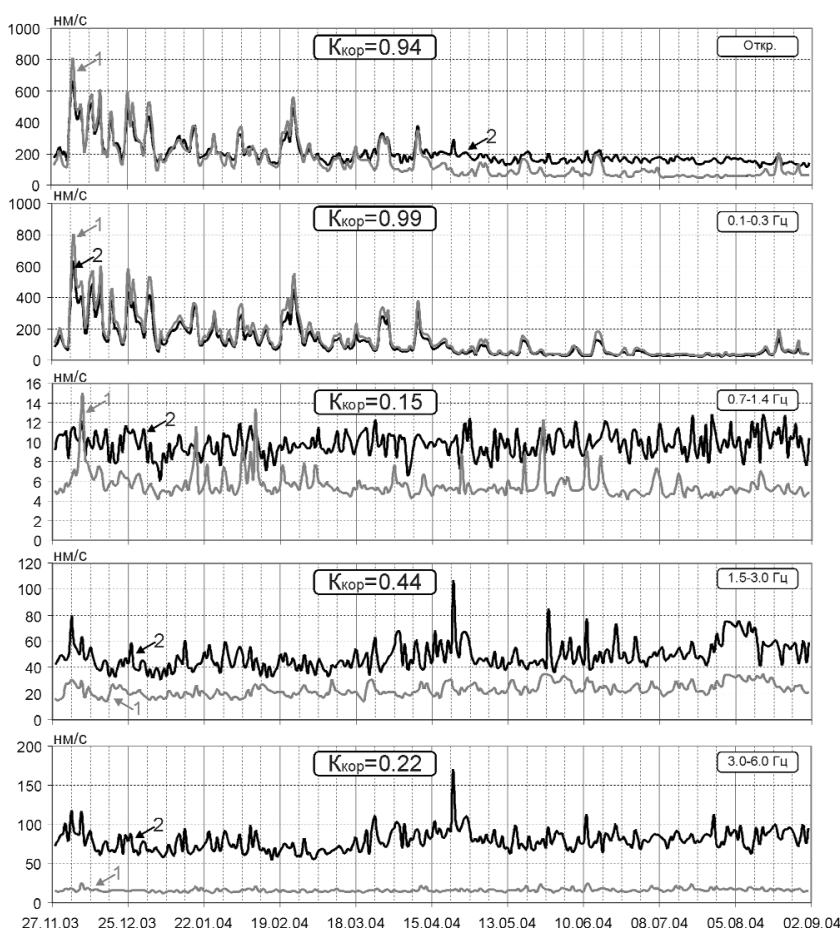


Рис. 4.9. Ход изменения среднесуточного уровня микросейсмического процесса на станциях «Сторожевое» (1) и «Новохоперск» (2) в различных диапазонах частот

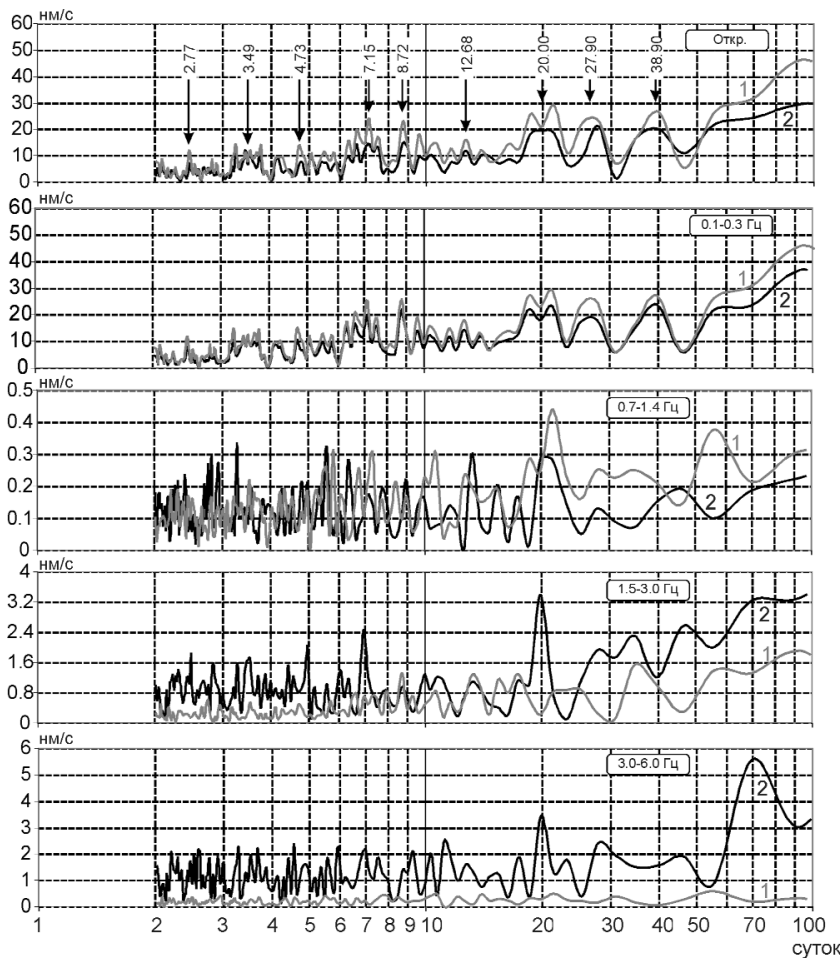


Рис. 4.10. Периодограмма среднесуточных значений уровня микросейсмического процесса в различных диапазонах частот на станциях «Сторожевое» (1) и «Новохоперск» (2)

диапазоне частот 3,0–6,0 Гц на сейсмостанции «Сторожевое» не наблюдается, в то время как в районе сейсмостанции «Новохоперск» по-прежнему четко выделяются периодичности: 20 суток, а также около 9, 7, 6, 4,7, 2,8 суток. Кроме того, впервые выделилась периодичность 70 суток, что характеризует особенности микросейсмического процесса в этом районе. В целом же в периодограммах составляющих во всех анализируемых частотных диапазонах наблюдаются общие для районов обеих станций периодичности. Это периодичности с периодами около 20, 9–10 и 5–6 суток.

Более подробный анализ данных в районе размещения двух сейсмических станций, разнесенных на расстояние более чем 200 км, показал, что в целом временные вариации микросейсмического процесса на низких частотах согласованы. На частотах, характеризующих минимум в спектре микросейсмического процесса (0,7–1,4 Гц), не обнаруживается корреляции в изменениях уровня МСП по данным двух станций. Временные вариации микросейсмического процесса в области более высоких частот отражают не только общие его черты в различных районах, где размещены сейсмические станции, но и специфику каждого из них, которая обусловлена отличиями как в геологическом строении, так и в антропогенной нагрузке.

Не вдаваясь в выяснение природы микросейсмического процесса, мы все же выполнили сравнение распределения его с временным изменением сейсмической энергии, выделившейся при землетрясениях с магнитудой 3 и выше, произошедших по всему земному шару в течение 2001–2003 гг. (рис. 4.11).

Как видно из рис. 4.3 и 4.11, никакой закономерной связи эти два процесса не имеют. Это позволяет утверждать, что микросейсмический процесс создан другими источниками и не

согласован. Локальные изменения интенсивности в районе сейсмостанции «Новохоперск» достигают 80 нм/с, в то время как в районе сейсмостанции «Сторожевое» не превышают 20 нм/с. Периодограммы составляющих микросейсмического процесса в диапазоне частот 1,5–3,0 Гц отличаются друг от друга. Общим является выделение периодичностей около 35, 15, 9, 5 и 3,5 суток. В целом же структура микросейсмического процесса в районе каждой из сейсмических станций характеризуется специфическими чертами (рис. 4.10).

Вариации уровня микросейсмического процесса на более высоких частотах (3,0–6,0 Гц) в районах каждой из станций имеют более сложный характер (рис. 4.9). Наиболее дифференцированно изменяется уровень в районе сейсмостанции «Новохоперск». Особенности временных вариаций относительно высокочастотных составляющих микросейсмического процесса (3,0–6,0 Гц) отражены также в периодограммах. Четко выраженных периодичностей в структуре микросейсмического процесса в

является производной тех процессов, которые участвуют в подготовке землетрясений. Безусловно, в каждом конкретном случае перед сильным землетрясением интенсивность микросейсмического процесса в районе будущего землетрясения изменяется, но в целом это не является главным фактором, формирующим интенсивность МСП. Коэффициент корреляции временного хода микросейсмического поля и выделившейся сейсмической энергии за период 2001–2003 гг. составляет менее 0,1.

Совместный анализ характера вариаций интенсивности микросейсмического процесса и непривливаемых вариаций вертикального градиента силы тяжести показал, что в спектре как первого, так и второго процесса выделяются колебания с близкими периодами. Наиболее значительными периодами являются периоды 25 и 50 минут. На соответствующих периодограммах на этих значениях выделяются четкие максимумы [Антонов и др., 2004]. Из этого можно сделать вывод, что вариации уровня микросейсмического процесса и непривливаемые вариации вертикального градиента поля силы тяжести с периодом примерно 1 час, возможно, обусловлены единым источником. В качестве такого источника можно рассмотреть собственные колебания Земли.

В целом же природа микросейсмического процесса, его временных вариаций в различных диапазонах частот все еще до конца не выяснена.

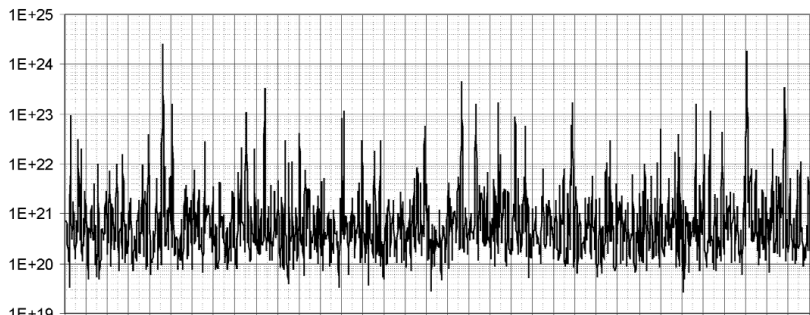


Рис. 4.11. Изменение сейсмической энергии за три года (2001–2003 гг.)

4.1.2. Влияние некоторых метеорологических факторов на вариации интенсивности микросейсмического процесса

Оценка влияния метеорологических факторов на интенсивность микросейсмического процесса и его вариации сделана на основе данных сейсмостанции «Новохоперск» и метеостанции «Новохоперск». Для совместного анализа использовались имевшиеся данные метеостанции о суточных значениях атмосферного давления, скорости ветра, количества осадков и минимальной температуры почвы за период с 28.11.2004 по 31.08.2005 г., а также вариации микросейсмического процесса за тот же период. Проведена оценка степени их влияния на характер вариаций интенсивности микросейсмического процесса как в открытом канале (диапазон частот 0,02–8,0 Гц), так и в узких частотных диапазонах (0,1–0,3 Гц; 0,7–1,4 Гц; 1,5–3,0 Гц; 3,0–6,0 Гц).

Интенсивность микросейсмического процесса рассчитывалась как среднее значение амплитуды Z-составляющей на 20-минутном интервале времени. Для получения среднесуточного значения уровня микросейсмического процесса выбирались шесть значений интенсивности, рассчитанных на отрезках записи, свободных от влияния телесейсмических и локальных землетрясений, а также антропогенных помех, с интервалом 4 часа (00, 04, 08, 12, 16 и 20 часов). Для этого осуществлялся визуальный контроль каждого временного отрезка. В тех случаях, когда в него попадало землетрясение или помеха, для получения объективной информации об уровне микросейсмического фона производилось смещение его начала по времени в пределах 4-часового окна.

Анализ зависимости микросейсмического процесса от метеорологических факторов начнем с температуры (рис. 4.12). В работе было использовано суточное значение температуры на почве. Как видно из рис. 4.12, в целом для условий открытого канала и низкочастотной составляющей микросейсмического процесса наблюдается обратное соотношение общего изменения интенсивности МСП и температуры, что и дает относительно высокие значения коэффициента корреляции. Локальные изменения температуры и уровня МСП не обнаруживают устойчивой корреляции. В области высоких частот 1,5–3,0 Гц и 3,0–6,0 Гц вариации интенсивности микросейсмического процесса и изменения температуры на почве не обнаруживают выраженной корреляции (рис. 4.12).

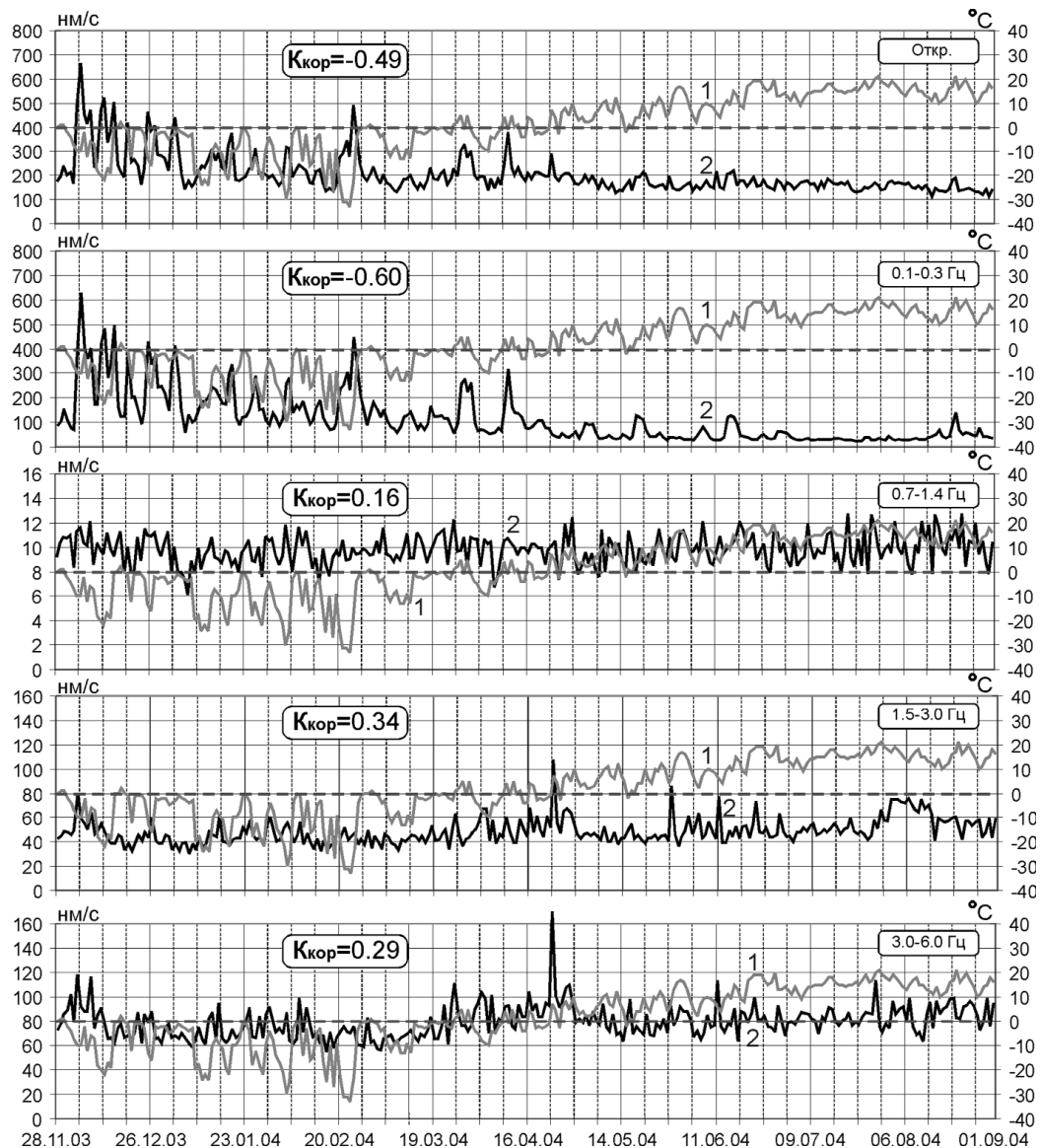


Рис. 4.12. Соотношение временных вариаций минимальной температуры на почве (1) и среднесуточных значений уровня микросейсмического процесса в различных диапазонах частот (2)

Все же некоторая согласованность этих двух процессов наблюдается. Отмечается некоторое уменьшение интенсивности МСП при увеличении температуры. Особо следует отметить, что в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц вариации уровня МСП не зависят от изменения температуры (коэффициент корреляции составляет 0,16).

Таким образом, можно констатировать, что вариации уровня микросейсмического процесса и изменение температуры на почве коррелируют только в региональном плане, т. е. тренд изменения этих процессов во времени противоположен друг другу. С повышением температуры в среднем уменьшается уровень микросейсмического процесса. Эта особенность характерна для диапазона частот 0,1–0,3 Гц. На более высоких частотах такая зависимость не наблюдается, хотя отмечается слабая положительная корреляция уровня МСП с температурой. Особенно устойчиво по отношению к температуре ведет себя микросейсмический процесс в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц.

Анализ соотношений суточного количества осадков (рис. 4.13) и уровня микросейсмического процесса как в открытом канале, так и в других диапазонах частот показал отсутствие каких-либо корреляционных связей. Коэффициент корреляции во всех диапазонах частот имеет отрицательные значения и не превышает по модулю 0,16.

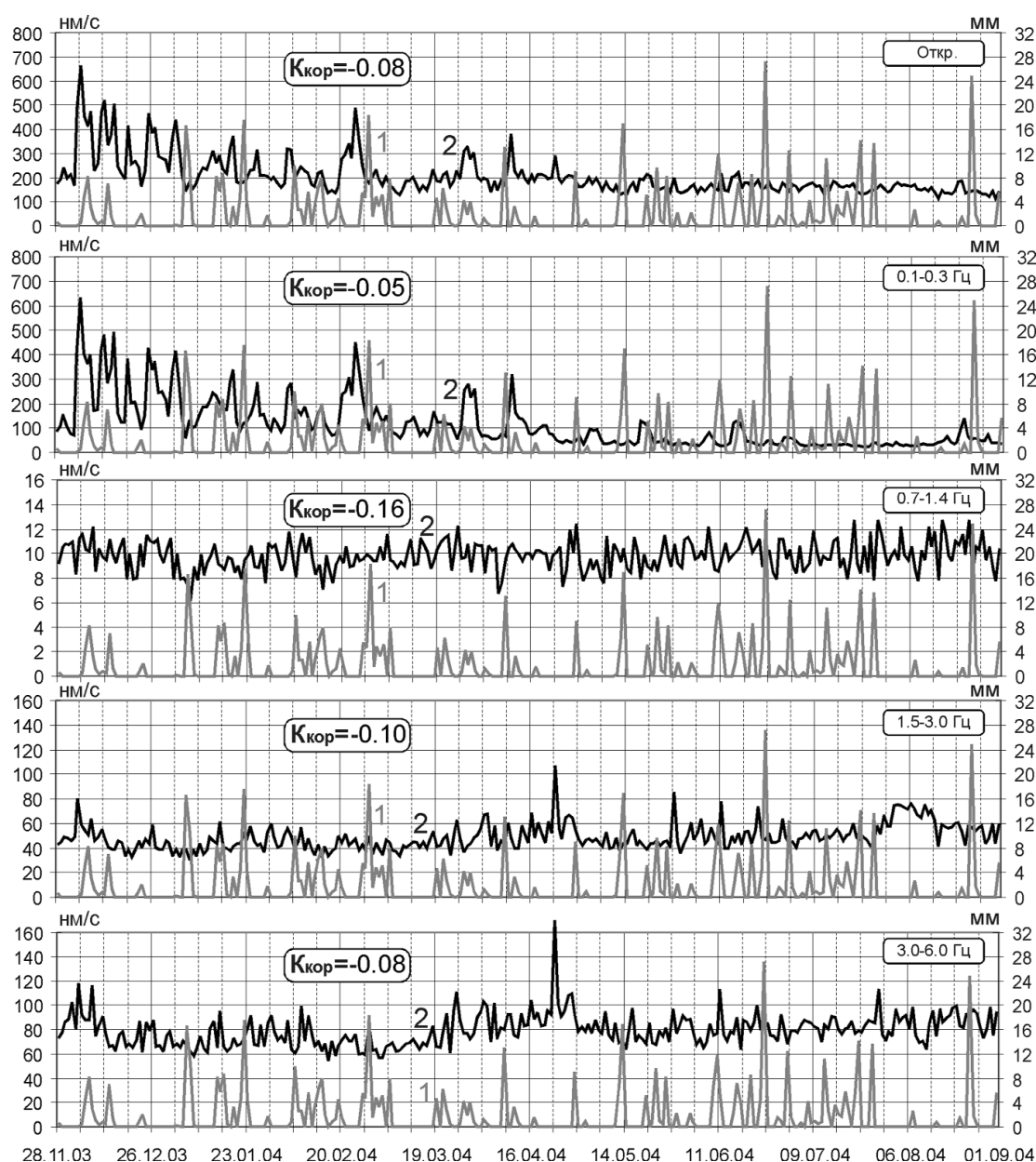


Рис. 4.13. Соотношение временных вариаций суточного количества осадков (1) и среднесуточных значений уровня микросейсмического процесса в различных диапазонах частот (2)

Анализ соотношений уровня микросейсмического процесса с максимальной скоростью ветра (рис. 4.14) также не выявляет значительных взаимосвязей. Наибольший коэффициент корреляции — 0,23 — наблюдается в высокочастотной области (3,0–6,0 Гц). При этом интересна тенденция устойчивого роста коэффициента корреляции с частотой.

Особо следует остановиться на связи вариаций уровня микросейсмического процесса и атмосферного давления (рис. 4.15). К сожалению, интервал, на котором выполнялся анализ, составляет всего четыре месяца. Поэтому полученные результаты можно рассматривать только как предварительные. Как видно на рис. 4.15, наиболее коррелируемыми с вариацией атмосферного давления являются вариации интенсивности микросейсмического процесса в высокочастотном диапазоне 1,5–3,0 Гц. Коэффициент корреляции здесь составил 0,27, что отражает слабое влияние давления. Во втором высокочастотном диапазоне 3,0–6,0 Гц, так же как и в остальных, коэффициент корреляции почти в 3 раза ниже, что отражает отсутствие всякого влияния атмосферного давления на интенсивность микросейсмического процесса.

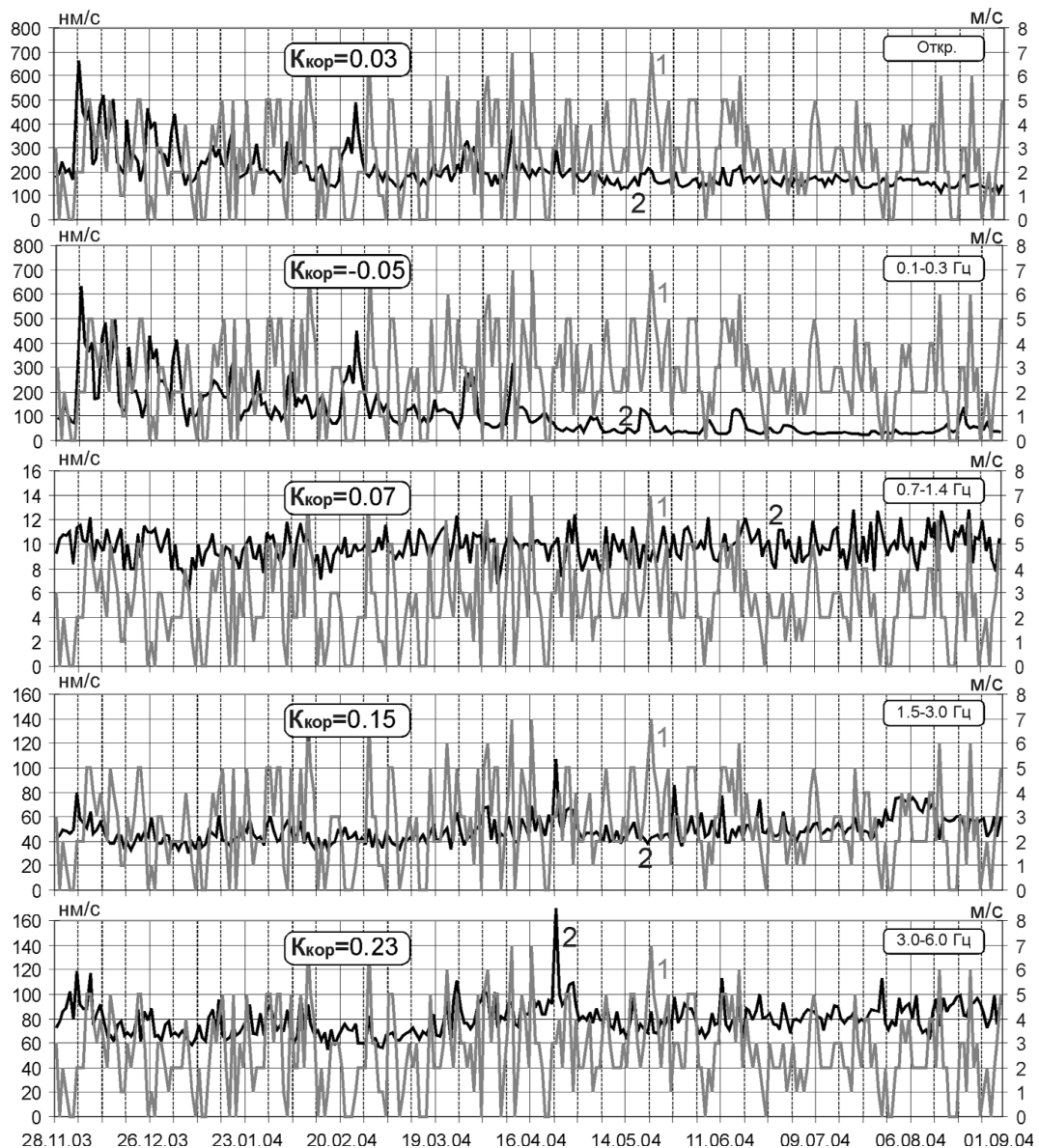


Рис. 4.14. Соотношение временных вариаций максимальной скорости ветра (1) и среднесуточных значений уровня микросейсмического процесса в различных диапазонах частот (2)

Таким образом, можно утверждать, что вариации интенсивностей микросейсмического процесса во всех диапазонах частот не могут быть обусловлены изменениями скорости ветра, количества осадков и атмосферного давления. Что же касается причин взаимосвязи изменений минимальной температуры на почве с вариациями интенсивности низкочастотной составляющей микросейсмического процесса, то они связаны с присутствием как в микросейсмическом, так и в метеорологическом процессе сезонных вариаций. Интересным результатом является также установленная независимость вариации интенсивности микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц от всех рассмотренных метеорологических факторов.

Обобщая сказанное, можно сделать выводы:

В структуре микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,02–8,0 Гц можно выделить, по крайней мере, четыре частотные области, в пределах которых МСП имеет разную интенсивность, по-разному изменяется во времени, специфически реагирует на метеорологические факторы и которые, скорее всего, являются отражением действия различных источников.

Общая структура микросейсмического процесса с ее характерными особенностями района исследований устойчиво сохраняется в пространстве и времени.

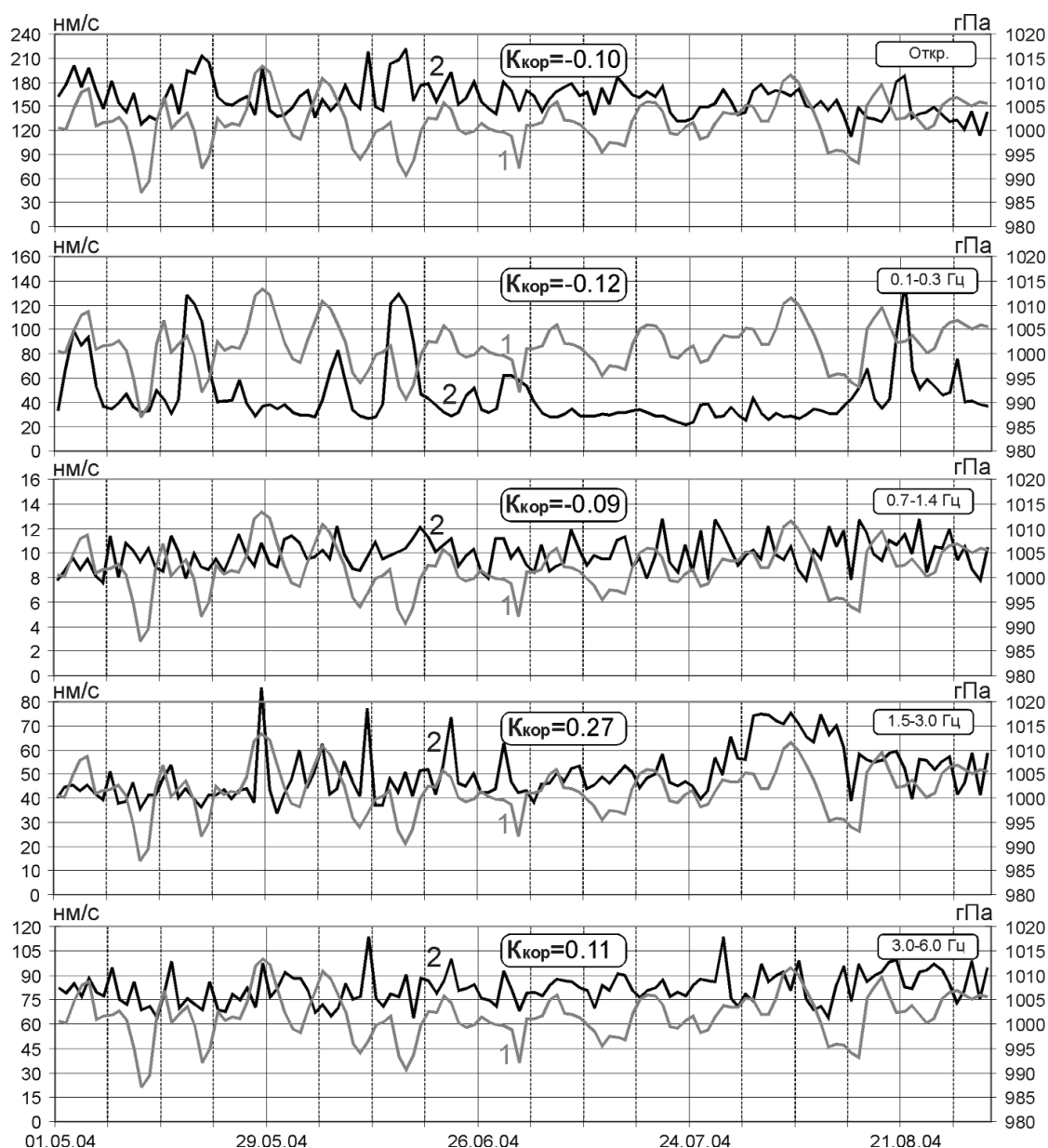


Рис. 4.15. Соотношение временных вариаций атмосферного давления (1) и среднесуточных значений уровня микросейсмического процесса в различных диапазонах частот (2)

Наиболее представительными составляющими микросейсмического процесса являются составляющие в диапазоне частот 0,1–0,3 Гц (область штормового микросейсма). Эти составляющие МСП наиболее подвержены сезонным вариациям и, вместе с тем, обладают пространственной стабильностью.

В целом микросейсмический процесс обнаруживает временные цикличности и периодичности в широком диапазоне периодов: от нескольких минут до года. Наиболее выраженными периодичностями являются годовая, около 70, 20, 10, 7 и 5 суток.

Метеорологическим фактором, с которым микросейсмический процесс имеет значимую степень взаимосвязи, является температура. При этом данная взаимосвязь проявляется только на длительном интервале, отражая тем самым наличие сезонного разнонаправленного изменения температуры и уровня МСП.

Наименьшее влияние метеорологические факторы (температура, скорость ветра, количество осадков и давление) оказывают на составляющие в диапазоне 0,7–1,4 Гц.

4.2. ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Использование микросейсмического процесса для решения геологических задач требует, прежде всего, определения тех составляющих, которые наиболее чувствительны к геологическому строению и геодинамическому состоянию земной коры и менее подвержены временным вариациям. Для определения таких составляющих были изучены вариации МСП в различных диапазонах частот. На рис. 4.16 представлен пример изменения во времени интенсивности МСП в трех основных диапазонах частот. Следует отметить, что на рис. 4.16 даны графики средне-суточного уровня МСП, сглаженного за 3 дня. Как видно, наиболее интенсивно изменяется уровень микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,1–0,3 Гц. В зимнее время его уровень почти в 4 раза выше, чем в летнее. Отмечается также некоторое сезонное изменение уровня

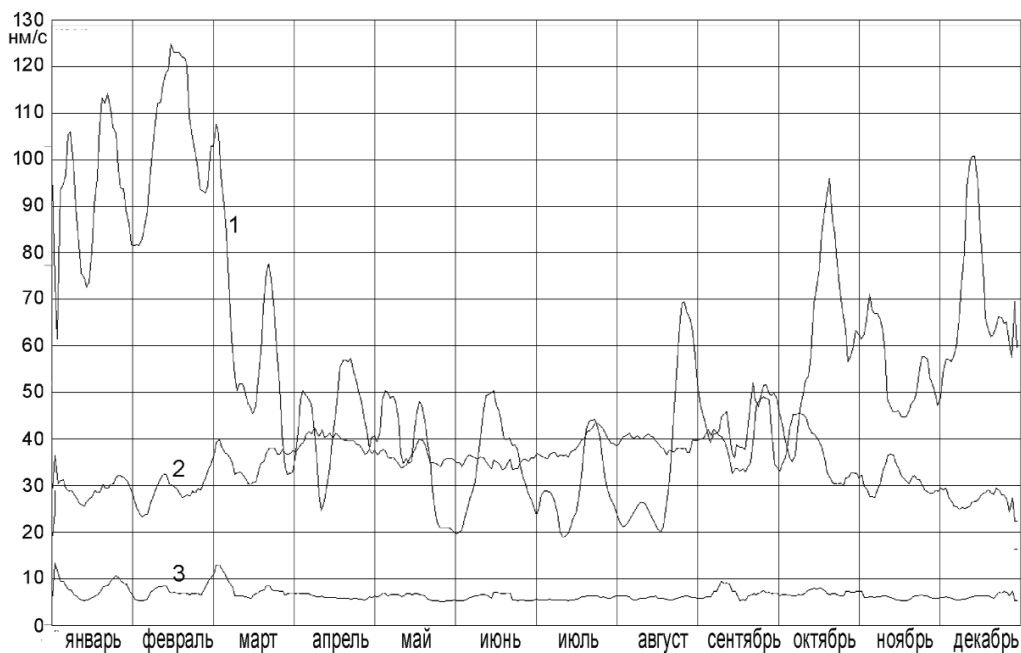


Рис. 4.16. Вариации уровня микросейсмического фона в различных частотных диапазонах в течение 2002 г.:

1 — 0,1–0,3 Гц; 2 — 0,7–1,4 Гц; 3 — 2,0–8,0

микросейсмического процесса в диапазоне частот 2,0–8,0 Гц. Летом небольшое повышение, зимой понижение в 1,4 раза. Особого внимания заслуживает поведение составляющих микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц. В этом диапазоне частот уровень вертикальной составляющей МСП минимален (менее 10 нм/с). Временные вариации его незначительны, годовой цикл полностью отсутствует, интенсивность микросейсмического процесса наиболее стабильна.

Отметим, что в этом же диапазоне частот интенсивность микросейсмических колебаний не обнаруживает никакой зависимости от метеорологических факторов (раздел 4.1.2). Кроме того, было показано, что МСП в данном диапазоне по двум станциям, находящимся в разных геологических условиях, не коррелируется между собой. Все эти особенности позволили использовать уровень микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц в качестве информативного параметра.

В качестве следующего информативного параметра был использован уровень МСП в относительно высокочастотной области 2,0–8,0 Гц. В отдельных случаях применялся уровень микросейсмического процесса в диапазоне частот 1,5–3,0 Гц и 3,0–6,0 Гц. Кроме уровня микросейсмического процесса использовались спектральные характеристики МСП как в целом, так и в исследуемых диапазонах частот.

4.2.1. Методика экспериментальных работ

Учитывая, что опыт подобных исследований не очень большой [Николаев, 1968, 1973; Баграмян, 1974; Антонова, Аптикаев, 1976; Жадин, Спирин, 1976; Антонова и др., 1978; Гордеев, Чебров, 1979; Дубров и др., 1987; Невский и др., 1987; Троицкий, 1987; Смирнов, Черепанцев, 1991; Лутиков, 1992а, б; Динариев, Николаевский, 1993; Аксенович, Сидорин, 1994; Спунгин и др., 1997; Спивак, Спунгин, 1998; Спивак, 1999; Спивак и др., 1999; Надежка и др., 2003а, б, 2004а, б; Адушкин и др., 2004; Антонова, Аптикаев, 2004; Кишкина, 2004, 2005; Спивак, Кишкина, 2004; Горбатилов, 2006] и что в каждом конкретном регионе имеются свои особенности, методика и техника проведения исследований вырабатывалась и корректировалась в процессе работы. Перед выездом в поле проводилась сверка всего используемого в полевом эксперименте оборудования. Сверка проходила от 2 до 7 суток в два этапа в г. Обнинске и г. Воронеже до и после полевого сезона. Записи сравнивались как на большом сигнале, так и на малом. В Обнинске для сверки использовался специальный постамент (рис. 4.17, а). В Воронеже использовалось бетонное покрытие пола помещения сейсмической станции «Воронеж» (рис. 4.17, б). Датчики располагались параллельно, причем датчики одного и того же направления находились рядом друг с другом, чтобы максимально исключить влияние места.

Для определения идентичности записи была проведена сравнительная оценка сейсмограммы телесеismicического события и микросейсмического фона, записанных различными станциями.

На записи телесеismicического события (рис. 4.18) хорошо видна идентичность первого вступления и направления первого движения на вертикальных каналах всех станций. Аналогичная картина наблюдается на записи микросейсмического фона (рис. 4.19). Сравнение спектров записей телесеismicического события и микросейсмического процесса показывает, что начиная с частот 0,6 Гц они различаются менее чем на 5% (рис. 4.18, 4.19). Хорошая сходимость записей, полученных разными станциями, и спектров записей свидетельствует о возможности использования их для совместной работы.

Для оценки влияния условий установки сейсмоприемников выполнены два вида исследований. Изучалась роль бетонной плиты толщиной 10 см и влияние установки в помещении и вне его. Для этого часть сейсмических станций осталась в подвале (сейсмоприемники установлены были там на бетонном основании вертикальной мощностью 40–50 см), сейсмоприемники станции Р30 были установлены вне здания на его отмостке, сейсмоприемники Р35 — на открытом грунте. Как видно из рис. 4.20, различия в уровнях шума не превышают 15%.

При установке сейсмоприемников на открытом грунте спектр Z-составляющей сейсмического шума очень близок к спектру Z-составляющей микросейсмического процесса, зарегистрированного в подвале.

Для оценки роли бетонной плиты выполнен эксперимент, при котором сейсмоприемники сейсмостанции Р30 были установлены в яме глубиной 0,5 м на плиту, а в другой яме такой же глубины без постамента были установлены сейсмоприемники сейсмостанции Р35. Как показано на рис. 4.20, отмечается фактически идентичный характер спектра Z-составляющей в обоих случаях, т. е. наличие плиты не сказалось на уровне МСП. Контрольный пример по определению роли бетонного основания при измерении микросейсмического процесса был выполнен



Рис. 4.17. Сверка сейсмических станций в Обнинске (а) и Воронеже (б)

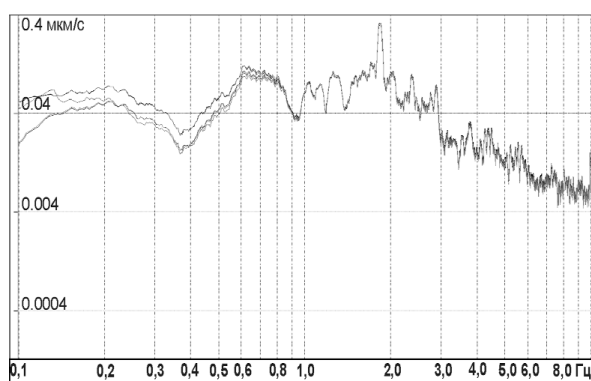
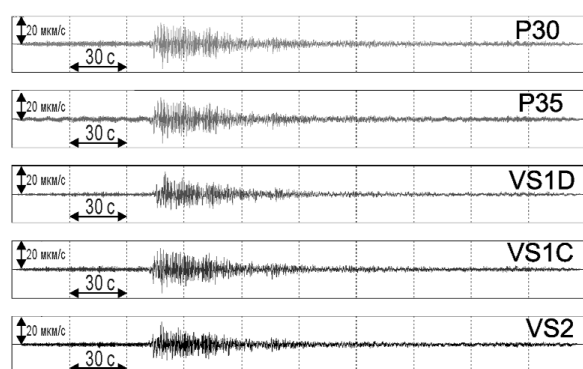


Рис. 4.18. Волновые формы и спектры вертикальной составляющей телесейсмического события

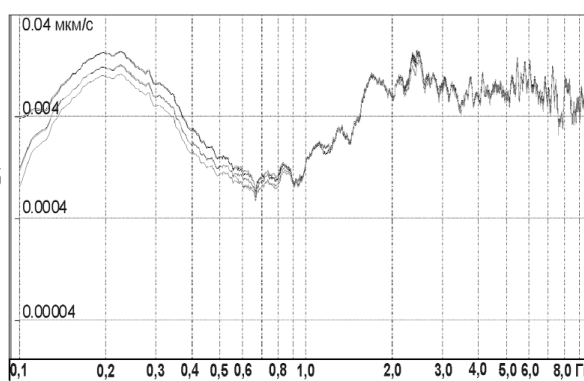
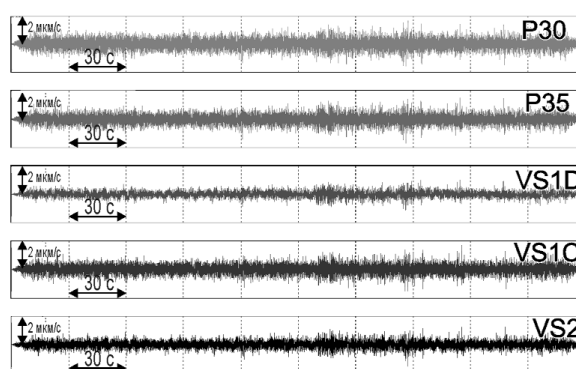


Рис. 4.19. Волновые формы и спектры вертикальной составляющей микросейсмического фона

на расстоянии 30 км от г. Воронежа. Здесь измерения выполнены в трех точках: сейсмоприемники были установлены в яме на плите (P30), рядом в яме непосредственно на почву (P35) и на расстоянии 15 м в яме без плиты были установлены сейсмоприемники сеймостанции VS1.

Как видно на рис. 4.20, существенного изменения микросейсмического фона при использовании плиты не отмечается. Отметим, что почва во всех трех случаях представляла собой песок или песок с черноземом (за городом).

Из сказанного следует, что, во-первых, измерения, выполненные в подвале и в углублениях в грунте, вполне можно совместно анализировать. Во-вторых, при измерениях в полевых условиях прямой необходимости использовать бетонную плиту в качестве основы для установки сейсмоприемников нет. Достаточно хорошо выровнять (не утрамбовывая) площадку.

С учетом этих результатов в течение 2001–2005 гг. выполнялось изучение микросейсмического процесса в различных геологических и геодинамических условиях Воронежского кристаллического массива. Работы являлись опытными, и многие методические приемы отрабатывались непосредственно в процессе эксперимента.

Перед исследователями стояли четыре задачи. Изучить:

- отражаются ли крупные геологические структуры, имеющие различную историю геологического развития, в характеристиках микросейсмического фона;
- проявляются ли в особенностях микросейсмического фона крупные тектонические нарушения в докембрийском фундаменте;
- степень отражения динамического состояния структур осадочного чехла в особенностях МСП;
- оценить возможность использования особенностей микросейсмического процесса для изучения его геодинамического состояния кристаллической коры.

На рис. 4.21 отмечены пункты, в которых проводились измерения микросейсмического процесса за весь период экспериментальных наблюдений.

В геологическом плане территория исследований представляет собой восточную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ) — одного из крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы.

В соответствии с современными геолого-геофизическими данными ВКМ включает гетерогенные и в разной мере эродированные крупные структуры — Хоперский мегаблок и Курский мегаблок, или КМА, разделенные Лосевской шовной зоной (рис. 4.21).

Хоперский мегаблок сложен отложениями воронцовской серии нижнего протерозоя, представленными ритмично переслаивающимися сланцами, в том числе углеродсодержащими, метапесчаниками, метаалевролитами, изредка метаэффузивами. На участках глубокого метаморфизма породы серии превращены в гнейсы графитовые, биотит-плагиоклазовые. Они вмещают многочисленные интрузии базит-гипербазитовых тел мамоньского комплекса и гранитоидов бобровского комплекса.

Мегаблок КМА включает ряд макроблоков второго ранга, структурно-вещественные комплексы которых представлены парагенезисом архейских зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов (михайловская серия верхнего архея и обоянский комплекс нижнего архея), и характеризуется широким развитием раннекарельских рифтогенных структур (Михайловская, Орловско-Оскольская и др.), наследующих структурный план позднеархейских зеленокаменных поясов.

Крупномасштабная структура первого ранга — Лосевская шовная зона (ЛШЗ) характеризуется специфическим набором осадочно-метаморфических и вулканогенно-интрузивных формаций. В северо-восточной части зоны это породы лосевской серии верхнего архея — нижнего протерозоя (метадациты, metabазальты, амфиболиты, ортосланцы основного состава), прорванные биотитовыми гранитами усманского комплекса и массивами роговообманковых габбро рождественского комплекса, а в западной части ЛШЗ — автохтонные метасоматические гранитоиды павловского комплекса, разделенные сильно мигматизированными (до теневых мигматитов) породами архейского субстрата.

Границей ЛШЗ и Хоперского мегаблока является Лосевско-Мамоньский, а мегаблока КМА и ЛШЗ — Ряжско-Кантемировский глубинные разломы первого ранга.

4.2.2. Особенности микросейсмического процесса в крупных структурах

С целью получения фактической информации о характере микросейсмического процесса в пределах крупных геологических структур и в зонах динамического воздействия тектонических нарушений первого порядка пункты наблюдения на исследуемой территории выбирались таким образом:

- в соответствии с современной тектонической схемой Воронежского кристаллического массива пункты располагались равномерно в трех крупномасштабных структурах — мегаблоке КМА, Лосевской шовной зоне и Хоперском мегаблоке. В каждой из этих структур было поставлено по пять пунктов наблюдений (рис. 4.22);

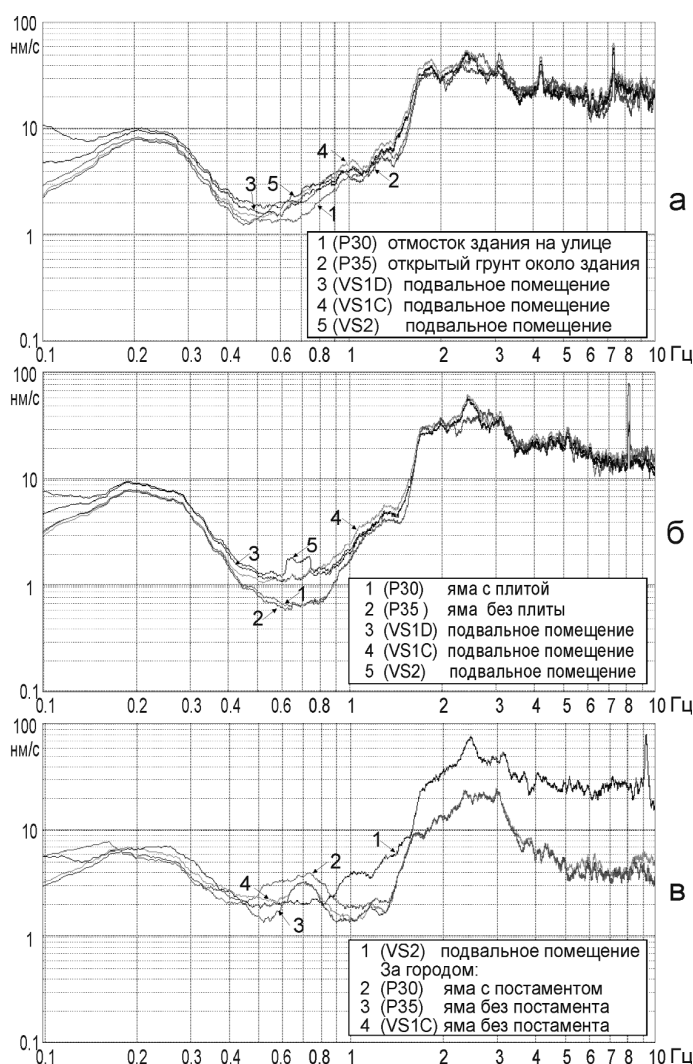


Рис. 4.20. Одновременные спектры Z-составляющих сейсмического шума при различных условиях установки

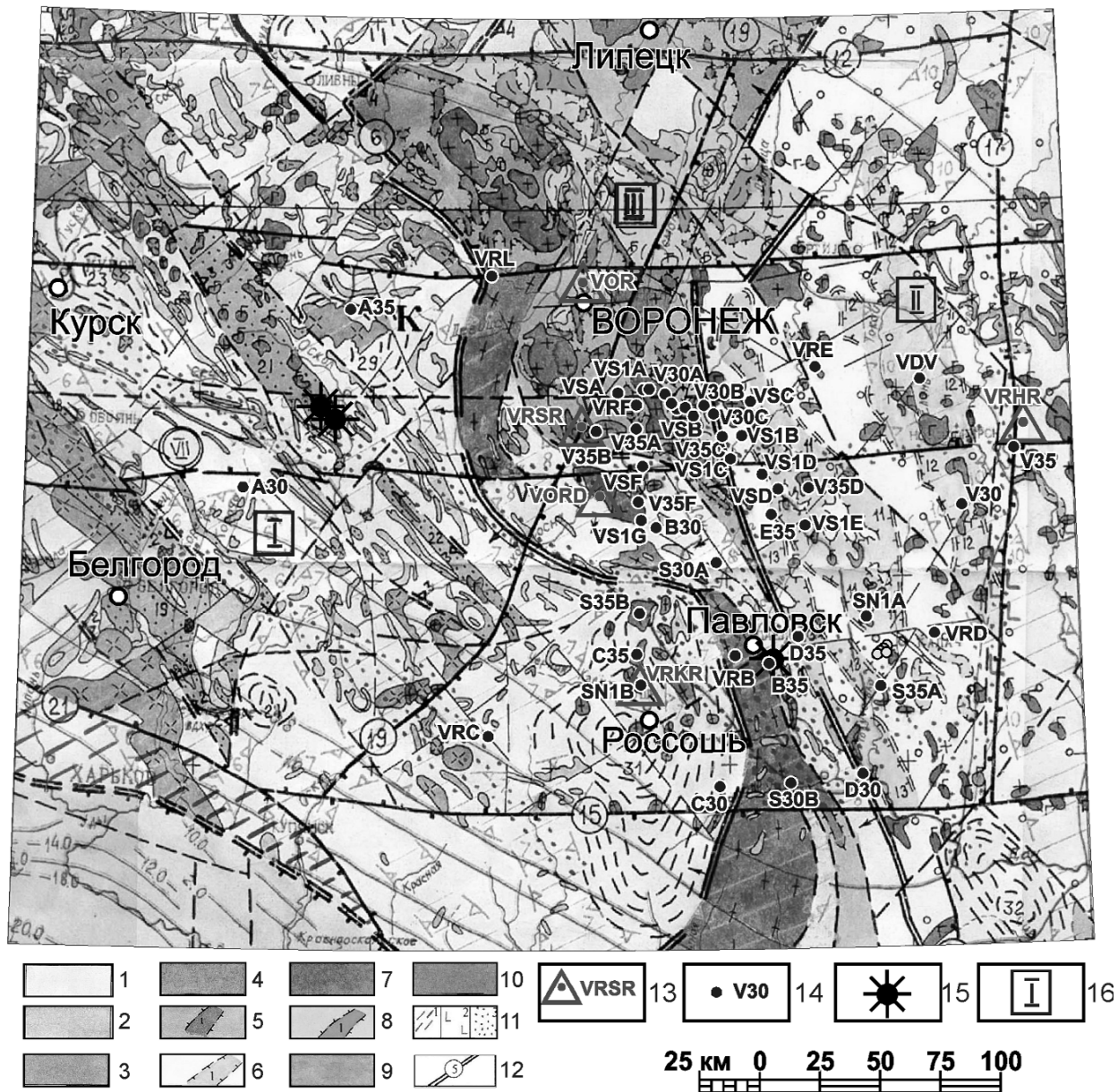


Рис. 4.21. Схема расположения пунктов наблюдений при проведении экспериментальных работ 2001–2005 гг. по изучению характера волновых процессов на фрагменте структурно-формационной карты ВКМ (авторы: В. И. Лосяцкий, С. П. Молотков, И. И. Кривцов и др.)

Структурно-формационные комплексы ВКМ: 1 — метабазит-гранулит-гнейсовая формация (обоянский и отраденский комплексы); 2 — метакатиит-метабазитовая формация (Михайловская серия); 3 — кристаллосланцево-амфиболитовая формация (большечеремшанский комплекс); 4 — формация плагио- и микроклиновых гранитов и магматитов (салтыковский, бакалинский, атаманский, ямашинский комплексы); 5 — карбонатно-метаграувакковая формация (игнатъевская свита), терригенная железисто-кремневая формация (курская серия), метаплагиобазальт-риолитовая (1) метадиабаз-амфиболитовая формации (лосевская серия) и габбровая формация (рождественский комплекс); 6 — флишиодная углеродисто-терригенно-сланцевая с углеродистыми и сульфидсодержащими породами (1) (воронцовская серия); 7 — норит-диоритовая, перидотит-габброноритовая и габбродиорит-гранодиоритовая формации (сланский, мамонский, золотухинский, стойло-николаевский комплексы), тоналит-плагиогранитная, мигматит-гранит-граносиенитовая и палеогранитная формации (усманский, павловский, мензелинский и оскольский комплексы), формации малых интрузий и даек (остаповский комплекс), а также аллохтонных гранитов (бобровский, лискинский комплексы); 8 — вулканогенно-обломочная формация с (1) дацит-андезит-базальтовой (воронежская свита), верлит-габбровая (шукавский комплекс), монционит-габбронит-гранитная (ольховский комплекс) формации; 9 — трапповая вулканоплутоническая формация (глазуновская свита, новогольский, смородинский комплексы); 10 — трахибазальтовая (панинская толща), щелочно-ультраосновная с карбонатами (дубравинский комплекс), сиенитовая и щелочно-сиенитовая (шебекинский, артюшковский, малиновский комплексы) формации; 11 — формации: (1) базальтоидная, (2) щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных образований, (3) гидротермолитовая; 12 — мантийные разломы; 13 — стационарные пункты наблюдения; 14 — временные пункты наблюдения; 15 — пункты промывзрывов; 16 — мегаблоки ВКМ (I — Курский, II — Хоперский, III — Лосевская шовная зона)

- большая часть пунктов находится на значительном (15 км и более) удалении от крупных разломов первого ранга с целью исключения их возможного влияния на оценку сейсмических условий территории;

- три пункта наблюдений (Н. Ведуга, Каменск и Старотолучеево) преднамеренно были расположены в зонах глубинных коромантийных разломов первого ранга (Лосевско-Мамоновском и Рязско-Кантемировском) для получения характеристик сейсмического шума непосредственно в зоне влияния крупных дезъюнктивов.

Работы выполнялись четырьмя трехкомпонентными широкополосными цифровыми сейсмическими станциями в рабочем диапазоне частот 0,2–8,0 Гц. Сбор информации при проведении полевых измерений осуществлялся с фиксированными коэффициентами усиления, регистрация производилась в непрерывном режиме.

Информация накапливалась на компьютере обработки, где и производился первичный просмотр и обработка материала. После завершения измерений на временном пункте собранная информация передавалась в информационно-обрабатывающий центр (г. Воронеж), где выполнялись архивация и совместная обработка по группе станций одной расстановки. На каждой расстановке сейсмические станции размещались на расстоянии 30–70 км друг от друга, а максимальное удаление от базовой с/с «Сторожевое» составляло около 200 км (рис. 4.22). На каждой расстановке сейсмических станций наблюдения выполнялись в течение 10–14 суток. За этот период выяснялась возможность регистрации телесейсмических и местных землетрясений и слабых сейсмических сигналов, изучалась ситуация до и после проведения промышленных взрывов в карьерах, анализировался характер и уровень микросейсмического процесса, его временные вариации.

Для изучения характеристик микросейсмического процесса на временных пунктах наблюдения анализировались как интегральные характеристики шума в открытом канале (спектр, средний уровень шума за определенные отрезки времени), так и его параметры в заданных интервалах амплитудно-частотного спектра, полученные методом узкополосной фильтрации. Для детального анализа были выбраны два диапазона частот: 0,7–1,4 и 1,0–8,0 Гц. Интенсивность колебаний в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц, как было показано ранее, мало зависит от сезонных (зима – лето), суточных (день – ночь) изменений и практически не меняется под влиянием температуры и атмосферного давления в районе пункта регистрации. В то же время анализ полевых работ показал, что средний уровень колебаний в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц изменяется от пункта к пункту в 3–5 раз и зависит от геологических и геодинамических факторов.

Анализируемыми параметрами в двух диапазонах частот были: амплитудно-частотные характеристики микросейсмического процесса, его среднесуточные значения за каждый день и за весь период наблюдений на каждом пункте. Использовали также эти же характеристики процесса, нормированные по соответствующим значениям базовой сеймостанции «Сторожевое». Учитывая согласованное поведение всех трех компонент, численный анализ микросейсмического процесса выполнили по Z-компоненте.

В результате исследований установлено:

- крупные структурные элементы ВКМ существенно различаются по амплитудно-частотным характеристикам микросейсмического процесса. При этом, как правило, в пределах одной структуры отмечается хорошее сходство амплитудно-частотных характеристик микросейсмического поля для всех точек и различие форм для точек, расположенных в разных структурах (рис. 4.23);

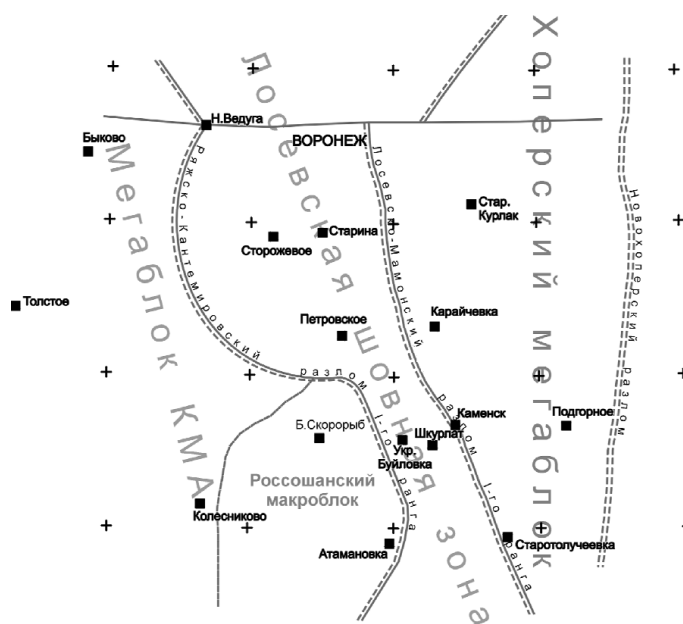
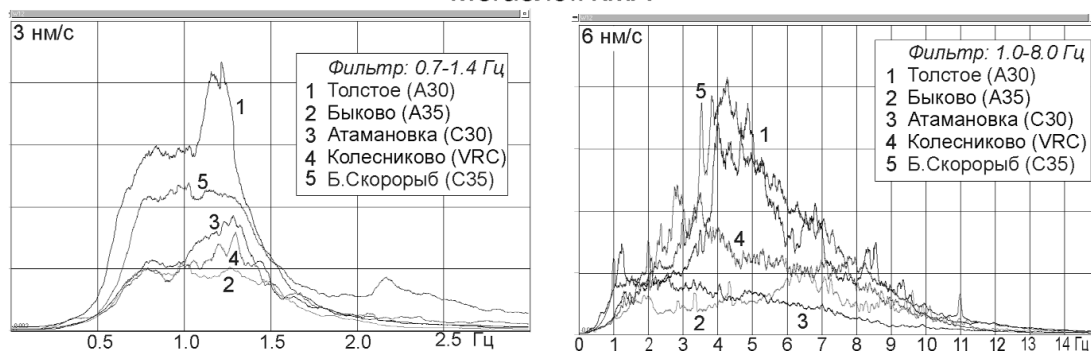
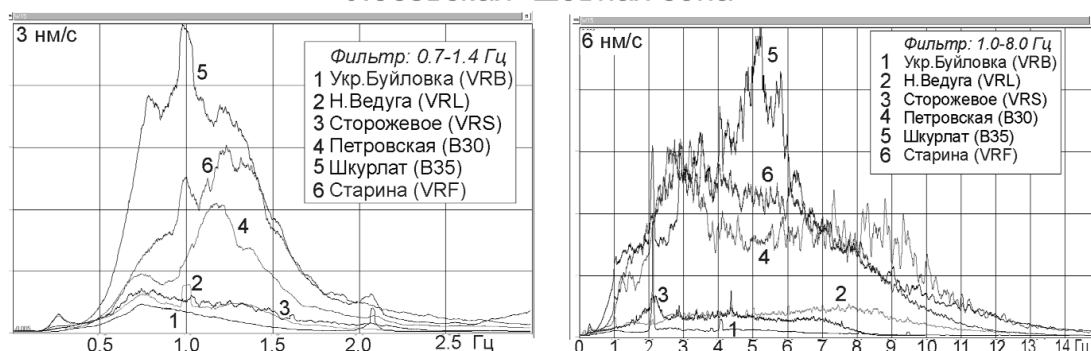


Рис. 4.22. Схема расположения пунктов наблюдений

Мегаблок КМА



Лосевская шовная зона



Хоперский мегаблок

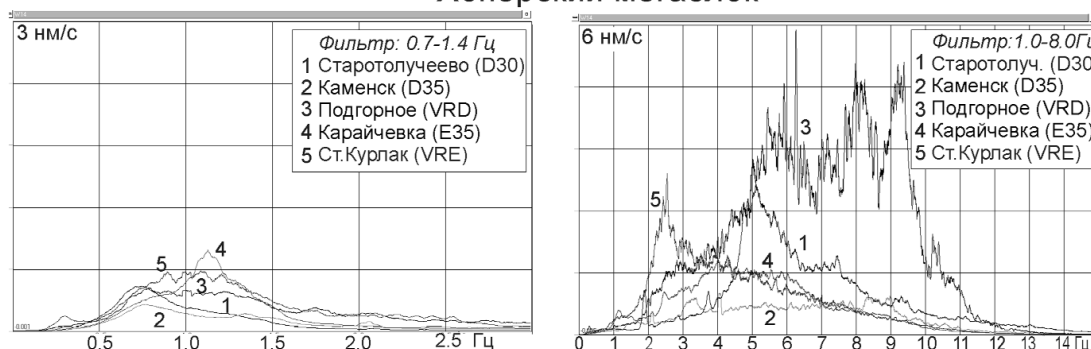


Рис. 4.23. Амплитудно-частотный спектр Z-составляющей сейсмического шума в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц и 1,0–8,0 Гц, сгруппированных по блокам

• аномально низкими значениями микросейсмического поля в обоих диапазонах частот характеризуются те пункты наблюдений, которые расположены в зонах крупных разломов первого порядка. В обоих диапазонах частот уровень поля на этих пунктах минимален, а максимум амплитудно-частотного спектра смещен в область более низких частот в обоих диапазонах (рис. 4.23);

• средний уровень микросейсмического процесса в обоих частотных диапазонах существенно разный в крупных геологических структурах ВКМ. В Курском мегаблоке его уровень, нормированный по уровню микросейсмического поля сейсмостанции «Сторожевое» в диапазоне частот 0,7–1,4, составляет 2,4, в Хоперском мегаблоке – 1,2. В переходной Лосевской шовной зоне он равен 2,3. Средний уровень микросейсмического поля в диапазоне частот 1–8 Гц для тех же структур, приведенный к уровню поля на базовой станции «Сторожевое», составляет для мегаблока КМА 3,6, для Хоперского мегаблока – 3,9, для ЛШЗ – 4,7. Из этого следует, что наиболее «шумной» в изучаемых диапазонах частот является геодинамически активная Лосевская шовная зона (рис. 4.24);

• различие характеристик микросейсмического процесса в крупных структурных элементах ВКМ еще больше подчеркивается отношением уровней МСП в двух диапазонах частот. Так,

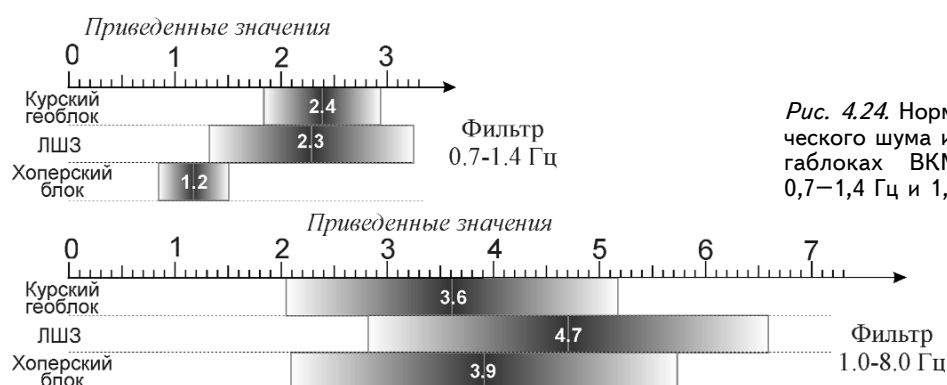


Рис. 4.24. Нормированные уровни сейсмического шума и среднее отклонение в мегаблоках ВКМ в диапазонах частот 0,7–1,4 Гц и 1,0–8,0 Гц

это отношение в мегаблоке КМА равно 1,51, а в Хоперском мегаблоке — 3,29, т. е. более чем в два раза выше. Лосевская шовная зона занимает промежуточное положение, здесь отношение нормированных средних значений уровня шума в двух диапазонах частот равно 2,0.

Таким образом, изучение характера микросейсмического процесса в пределах одного из крупнейших сегментов Восточно-Европейской платформы — Воронежского кристаллического массива — показало, что крупные геологические структуры, имеющие специфическое строение и существенные особенности в геодинамическом положении, находят отражение в особенностях микросейсмического процесса.

4.2.3. Особенности микросейсмического процесса в локальных геологических структурах эрозионного среза докембрия

Для выяснения степени отражения особенностей геологического строения эрозионного среза докембрия в характеристиках микросейсмического процесса необходимо свести к минимуму эффекты, которые создавались бы неоднородностью осадочного чехла. Был выбран профиль (рис. 4.25), в пределах которого минимальная мощность осадочного чехла, его строение и состав практически не изменялись. При выполнении работ расстояние между пунктами наблюдений составляло 2–5 км, время наблюдений — 3–5 суток. Как показали исследования, такого интервала наблюдений вполне достаточно для получения устойчивых среднесуточных значений уровня микросейсмического процесса. Для получения информации в пределах каждого структурно-формационного комплекса пород докембрия ряд пунктов были расположены в «чистом поле».

В этих случаях измерения проводились на площадках, где снималось 25–40 см верхнего слоя почвы, а вся аппаратура укрывалась брезентом или полиэтиленовой пленкой. При измерении в населенных пунктах измерительная аппаратура размещалась в подвалах жилых или административных зданий под охраной.

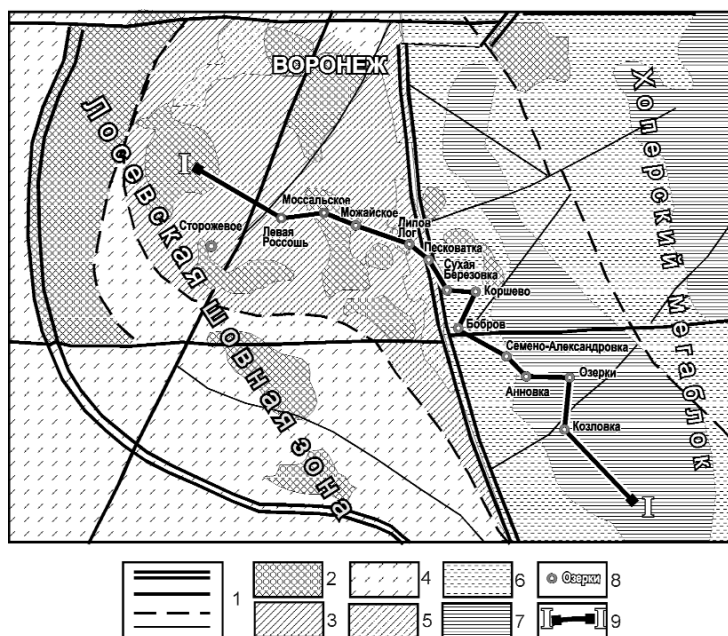


Рис. 4.25. Выкопировка из структурно-формационной карты Воронежского кристаллического массива (авторы: В. И. Лосяцкий, С. П. Молотков, И. И. Кривцов и др.):

1 — тектонические нарушения различных рангов; 2 — щелочно-ультраосновные породы с карбонатами; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — метабазит-гранулит-гнейсовые породы; 5 — вулканогенно-обломочные породы; 6 — флишеидные углеродо-сланцевые породы; 7 — углеродистые и сульфидсодержащие породы; 8 — пункты наблюдений; 9 — профиль исследований

В качестве базовой использовалась сейсмическая станция «Сторожевое». Для анализа использовались значения микросейсмического процесса, приведенные к его уровню по базовой станции. Это позволяет ослабить эффект как от вариаций уровня МСП в течение суток, так и от длиннопериодных вариаций. Этот прием обработки применялся для анализа микросейсмического процесса в открытом канале и для фильтрованных в определенном диапазоне частот составляющих.

По полученным данным вычислялся нормированный среднесуточный уровень микросейсмического поля в четырех диапазонах частот: 0,4–0,8 Гц, 0,7–1,4 Гц, 1,5–3,0 Гц и 3,0–6,0 Гц. На рис. 4.26 по профилю вынесены значения среднесуточного уровня микросейсмического

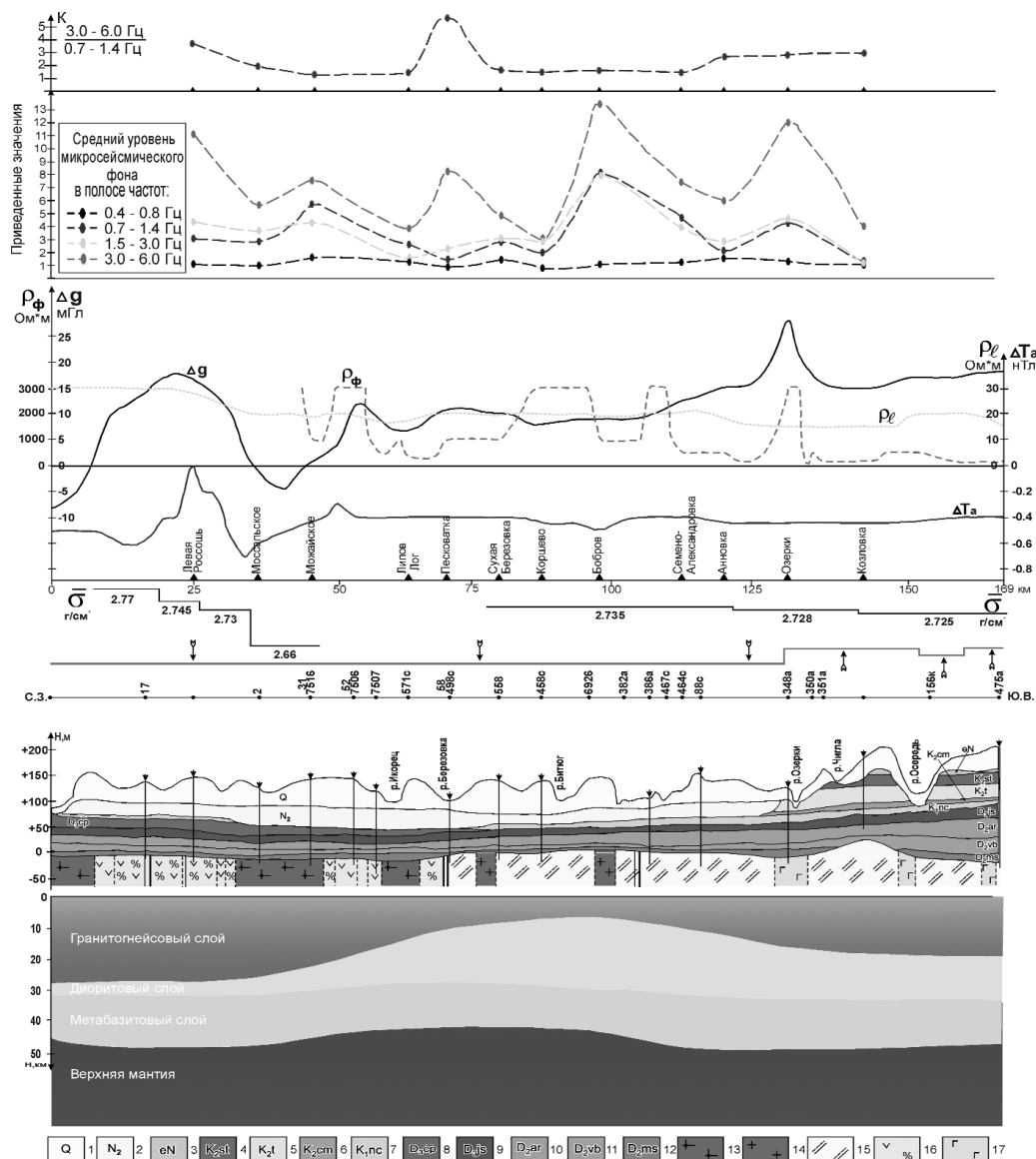


Рис. 4.26. Физико-геологический разрез по профилю исследований

Отложения: 1 — четвертичные (пески, глины); 2 — аллювиальные плиоценовых долин (пески, глины); 3 — элювиальные неогена (красноцветные глины, супеси); 4 — сантонского яруса (мергели, пясчий мел); 5 — туронского яруса (писчий мел); 6 — сеноманского яруса (пески с гальками фосфоритов); 7 — нижнего мела неокома (пески, глины); 8 — чаплыгинского горизонта (аргиллитоподобные глины, алевроиты); 9 — ястребовского горизонта (песчаники, алевролиты, глины); 10 — ардатовского горизонта (аргиллиты с прослойками известняка); 11 — воробьевского горизонта (аргиллиты, песчаники); 12 — мосоловского горизонта (известняки, песчаники); 13 — гранитоиды усманского комплекса; 14 — контакт гранитоидов бобровского комплекса — граниты биотитовые, плагииграниты и отложения воронцовской серии; 15 — породы верхней толщи воронцовской серии — ритмичное переслаивание сланцев, метапесчаников; 16 — метадациты, метабаты, сланцы, кварц-биотитовые метапесчаники верхней толщи лосевской серии; 17 — массив ультрамафитов мамонского комплекса

процесса в выбранных диапазонах частот, нормированные по соответствующим значениям уровня МСП сейсмостанции «Сто-рожевое», геологическая, геофизическая и геодинамическая информация. Как видно, наименьшие вариации сейсмического шума отмечаются в полосе частот 0,4–0,8 Гц. Более дифференцированы значения приведенного микросейсмического процесса в полосе частот 0,7–1,4 Гц. Здесь максимальное и минимальное значения отличаются почти в восемь раз. Минимальное отмечается в пункте Козловка, а максимальное — в пункте Бобров. Еще более дифференцированы значения приведенного уровня сейсмического шума в более высоких диапазонах частот.

Сопоставление пространственного распределения нормированных значений МСП в разных диапазонах частот с геофизическими полями показывает, что однозначной корреляции не наблюдается. Хотя отдельные аномальные элементы гравитационного поля и электрического сопротивления фундамента согласуются с аномальными значениями МСП.

Анализ данных показал, что не сами приведенные значения, а их соотношения являются более информативными. Так, отношение $K = A_i(3,0-6,0 \text{ Гц}) / A_i(0,7-1,4 \text{ Гц})$ более чувствительно к изменению геологического строения докембрия. На рис. 4.26 отчетливо видно, что зона крупного тектонического нарушения в докембрии (Лосевско-Мамоновский глубинный разлом) четко фиксируется максимумом значений коэффициента K , в то время как в геофизических данных этот разлом практически не выделяется.

Анализ амплитудно-частотных спектров записей МСП в различных пунктах позволил установить, что они обладают как общими, так и специфическими чертами. По характерным особенностям амплитудно-частотных спектров все пункты наблюдений сгруппировались в четыре группы (рис. 4.27).

В первую группу вошли пункты Моссальское, Можайское и Левая Россошь. Спектрам микросейсмического процесса этих пунктов свойствен неширокий по частоте минимум (частотный диапазон в основном 0,4–1,2 Гц) с положением минимальной точки на частоте 0,6–0,8 Гц. Эти точки расположены во внутренних частях Лосевской шовной зоны.

Типичные спектры для Хоперского мегаблока — это группа 4 (пункты Семено-Александровка, Озерки, Козловка, Анновка). Для них характерен широкий частотный диапазон минимальных значений (0,4–2,3 Гц), непосредственно минимум смещен в область более высоких частот (частота минимума — 1,3 Гц).

Особого внимания заслуживают пункты, расположенные в зоне сочленения структур первого порядка. Амплитудно-частотный спектр микросейсмического процесса во всех точках наблюдений, расположенных в зоне разлома (Песковатка, Сухая Березовка, Липов Лог), имеет достаточно широкий минимум (частотный диапазон 0,4–1,8 Гц — это шире, чем для центральной части ЛШЗ) (рис. 4.27).

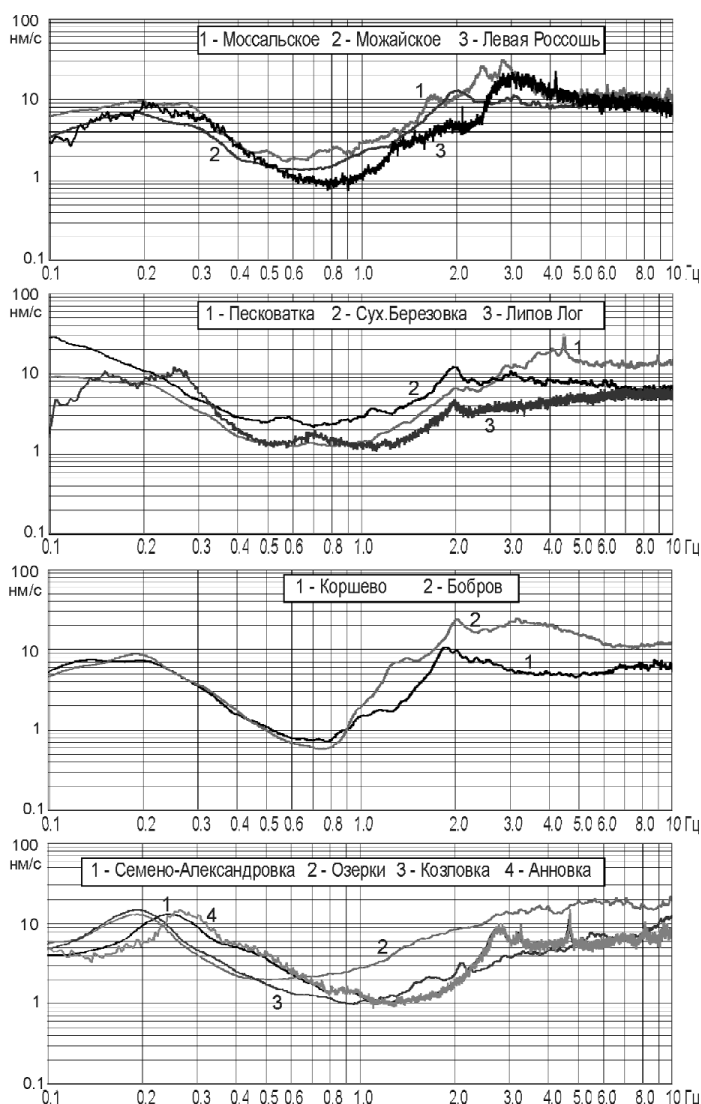


Рис. 4.27. Осредненные суточные спектры микросейсмического процесса в различных пунктах наблюдений

Спектральный состав микросейсмического процесса в пунктах, находящихся в зоне разлома со стороны Хоперского мегаблока, существенным образом отличается от предыдущего (рис. 4.27). Такое отличие может быть обусловлено различным состоянием геологической среды в пунктах наблюдений. Западнее зоны Лосевско-Мамоновского разлома, возможно, среда дезинтегрирована (зона растяжения) и восточнее, наоборот, находится в состоянии сжатия.

Такая же дифференциация среды наблюдается и по отношению уровней микросейсмического процесса (распределение коэффициента K) (рис. 4.26). Сравнивая эти результаты со структурно-формационными особенностями эрозионного среза докембрия, можно видеть, что анализируемые признаки чувствительны к геологическому строению и геодинамическому состоянию среды. В геофизических полях эти неоднородности геологической среды отчетливо не просматриваются.

В целом же изучение микросейсмического процесса в различных структурно-вещественных объектах и в зоне динамического воздействия крупного коромантийного разлома дало возможность установить, что анализируемые параметры МСП позволяют однозначно выделять зоны крупных разломов в докембрии и качественно оценивать геодинамическое состояние и геологическое строение эрозионного среза докембрия. При этом следует отметить, что использование особенностей микросейсмического процесса дополнительно к геофизическим полям будет способствовать более эффективному картированию погребенного кристаллического фундамента.

4.2.4. Региональные особенности пространственного распределения некоторых параметров микросейсмического процесса

В настоящем разделе предложены первые результаты анализа пространственного распределения отдельных параметров микросейсмического процесса с попыткой увязать их с особенностями геологической среды. Безусловно, фактических данных недостаточно для построения кондиционных карт параметров микросейсмического процесса. Предлагаемые схемы можно рассматривать только как рекогносцировочные. Изучение пространственного распределения микросейсмического процесса выполнено на базе данных, полученных в 2001–2005 гг. К сожалению, площадь исследований покрыта неравномерной сетью пунктов наблюдений, поэтому на некоторых участках изученность более детальна, другие освещены слабо.

Обработка результатов. Опыт обработки и анализа материалов показал, что удобно использовать не абсолютные величины амплитуд колебаний, а их относительные значения. Этот прием широко используется при анализе и интерпретации геофизических полей. За базовую или опорную точку при вычислении относительных значений уровня шума была принята с/с «Сторожевое», которая находится на площади исследований и отличается низким уровнем шума и стабильностью в работе. Уровень шума на с/с «Сторожевое» принят за 1 при сравнении с уровнями шума на «полевых» пунктах. Использование относительных значений позволяет привести результаты измерений на пунктах, которые обрабатывались на большой площади в течение длительного периода, к одному уровню и анализировать их особенности в зависимости от места регистрации. Мы не рассматриваем здесь целый ряд других методических приемов, которые применялись при обработке результатов полевых измерений и позволили получить добротные материалы для дальнейшего анализа. В качестве параметров микросейсмического процесса использовались:

- непосредственно амплитудно-частотные спектры;
- интенсивность МСП в целом и в различных частотных диапазонах;
- интенсивность вертикальной и горизонтальной составляющей микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 и 1,0–8,0 Гц в абсолютных (нм/с) и относительных значениях;
- модуль полного вектора скорости движения частиц; отношение интенсивностей колебаний в диапазоне частот 1,0–8,0 Гц к интенсивности в диапазоне 0,7–1,4 Гц для вертикальной и горизонтальной составляющей;
- отношение интенсивностей горизонтальной составляющей колебаний к вертикальной для условий «открытого канала»;
- разность интенсивностей колебаний в нм/с, полученная при измерениях в горизонтальных каналах N-S и W-E ($A_{N-S} - A_{W-E}$);
- спектры записей вертикальной и горизонтальной составляющих микросейсмического процесса.

Прежде всего, для каждого пункта наблюдений вычислялся среднесуточный спектр Z-составляющей микросейсмического процесса путем осреднения 24 двадцатиминутных спектров в течение суток. Поскольку замеры происходили в разные дни, а как уже было показано, уровень микросейсмического поля существенно изменяется во времени, амплитудно-частотные спектры нормировались соответствующими среднесуточными спектрами базовой станции. В результате такой процедуры получены приведенные амплитудно-частотные спектры. На их основе выполнен анализ пространственного распределения Z-составляющей микросейсмического процесса в различных частотных диапазонах.

Всего было выбрано 10 узкополосных диапазонов, равномерно распределенных по всему частотному диапазону. На рис. 4.28 представлены результаты такого подхода. Как видно из рисунка, пространственное распределение на различных частотах существенно отличается друг от друга. На частотах до 1 Гц наблюдается повышение уровня поля в северной и южной частях.

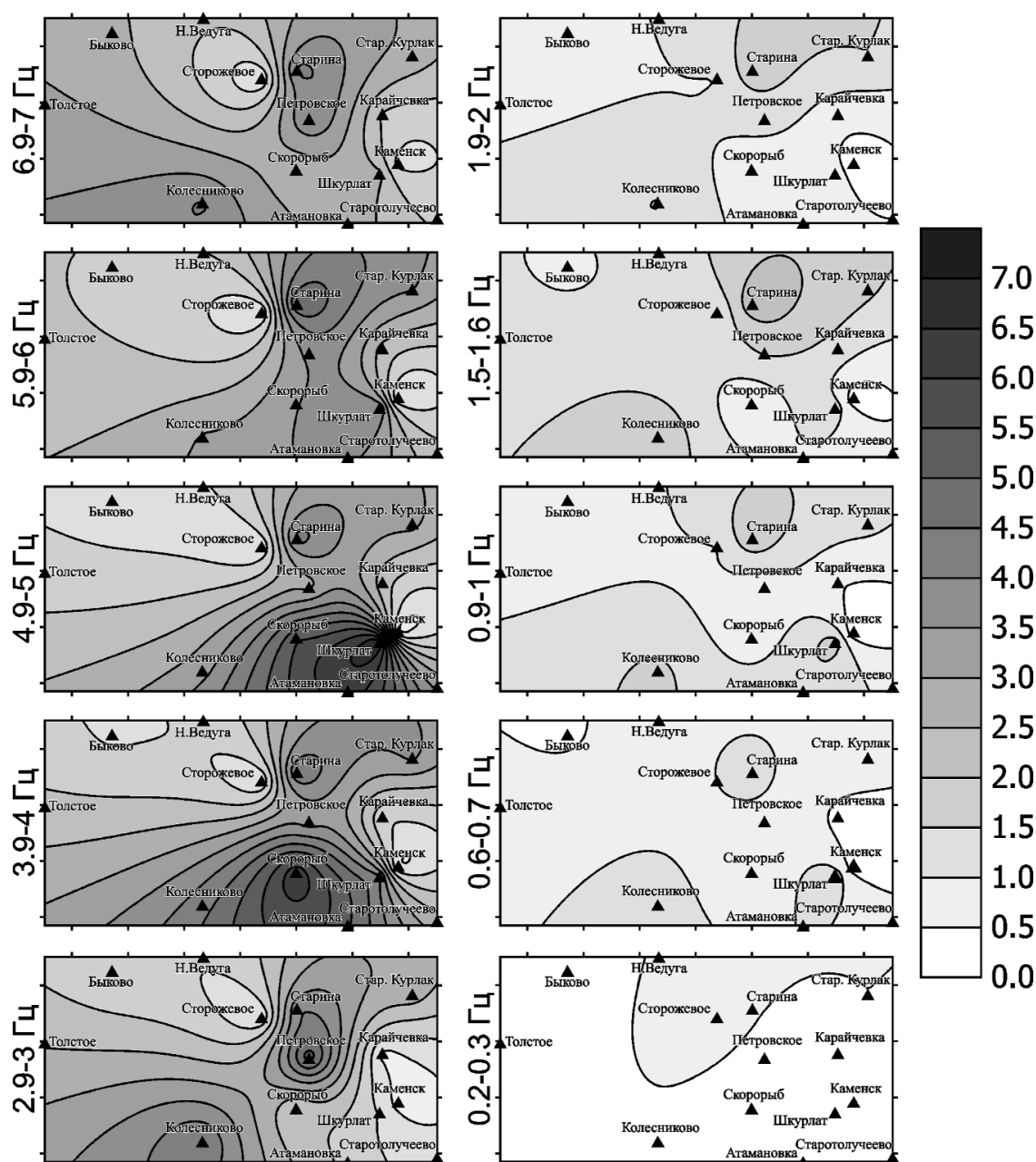


Рис. 4.28. Пространственное распределение приведенного уровня микросейсмического поля в различных частотных диапазонах

На более высоких частотах (1,9–2,0 Гц, 2,9–3,0 Гц) структура поля коренным образом меняется: четко выделяется полоса повышенного уровня микросейсмического поля северо-восточного простирания. На более высоких частотах (3,9–4,0 Гц, 4,9–5,0 Гц, 5,9–6,0 Гц) прежняя структура поля разрушается, зарождается структура повышенного уровня микросейсмического поля субмеридионального простирания.

Сопоставив схему распределения основных геологических структур докембрия и более детальное пространственное распределение микросейсмического поля в частотном диапазоне 0,6–0,7 Гц, можно отметить довольно хорошее соответствие их друг другу, несмотря на малую плотность точек наблюдения (рис. 4.29). Практически постоянный во времени уровень Z-составляющей микросейсмического процесса на этих частотах позволяет высказать предположение, что именно составляющие МСП в диапазоне частот 0,6–0,7 Гц являются наиболее чувствительными к геологическим неоднородностям эрозионного среза докембрия.

Особо следует отметить хорошее соответствие пространственного положения крупного глубинного разлома зоне сгущения изолиний микросейсмического поля. Эти данные однозначно свидетельствуют о возможности выделения глубинных разломов в докембрийском фундаменте древних платформ.

На рис. 4.30 приведена схема распределения уровня горизонтальной составляющей микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц в относительных значениях базовой станции «Сторожевое». Хорошо видно, что на широте 51° в восточной части ВКМ прослеживается субширотная зона повышенного уровня МСП, а южнее ее – район, в котором уровень МСП в два раза ниже, чем в «Сторожевом». В северной части изученной территории значения больше 5 зафиксирован район г. Воронежа. Предварительный анализ показал, что выделенная зона повышенного уровня связана с границей Среднерусской возвышенности и Окско-Донской впадины, которая отмечена на неотектонических картах.

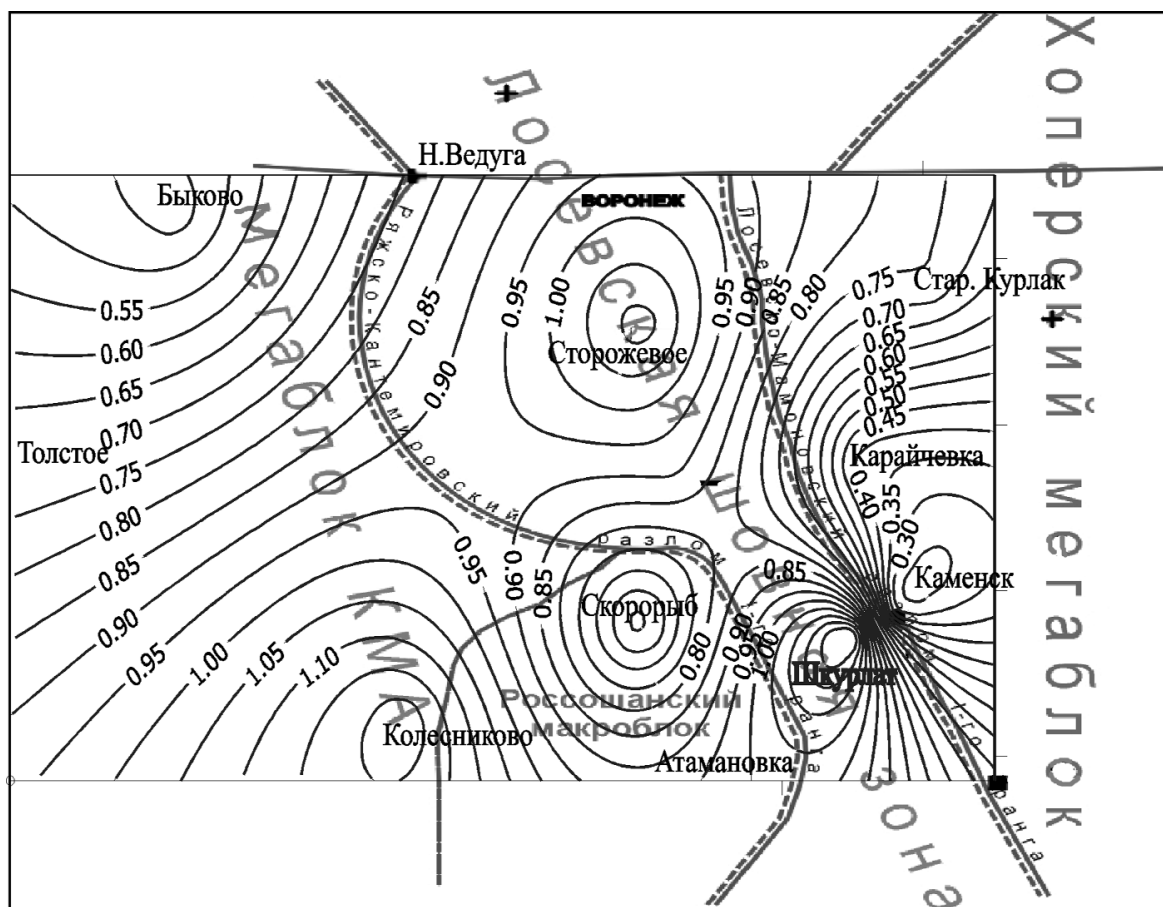


Рис. 4.29. Пример сопоставления геологических структур докембрия и характера распределения микросейсмического шума в диапазоне частот 0,6–0,7 Гц

На картах кристаллического фундамента целая серия крупных разломов второго ранга приурочена к субширотной зоне повышенного уровня микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц. Субмеридиональная зона повышенного уровня картирует западный борт Окско-Донской впадины, но она прослеживается на юг значительно дальше, в то время как на картах современной неотектоники граница впадины проводится на широте г. Лиски.

На рис. 4.31 приведен фрагмент схемы региональной неотектонической зональности юга Европейской России и смежных территорий, составленной В. И. Макаровым [Макаров и др., 2006], который для территории Воронежского кристаллического массива использовал материалы А. И. Трегуба [2002]. Из сопоставления рис. 4.30 и 4.31 видно, что выделенная по инструментальным измерениям зона повышенного уровня горизонтальной составляющей микросейсмического процесса приурочена к Кривоборскому прогибу, а блок низких значений горизонтальной составляющей МСП в юго-восточной части площади связан с Белгородско-Калачской системой поднятий.

Пространственное соответствие зоны повышенного уровня МСП в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц и крупной неотектонической структуры — Кривоборского прогиба и приуроченность минимальных значений МСП к поднятиям свидетельствуют о возможности выделения в осадочном чехле структур, находящихся в различном геодинамическом состоянии, по характерным особенностям МСП.

На рис. 4.32 представлена карта отношений уровней горизонтальной составляющей в диапазоне частот 1,0–8,0 Гц к амплитуде в диапазоне

0,7–1,4 Гц микросейсмического процесса. На схеме отчетливо выделяется субмеридиональная зона пониженных значений микросейсмического фона, которая пространственно не увязывается с тектоническим делением эрозионного среза докембрия. К этой зоне приурочены значительные по силе исторические землетрясения [Новый каталог., 1977]. Сопоставление схемы с картой региональных особенностей гравитационного поля показало, что зоны высоких отношений интенсивности микросейсмического процесса в диапазонах частот 1,0–8,0 Гц к 0,7–1,4 Гц

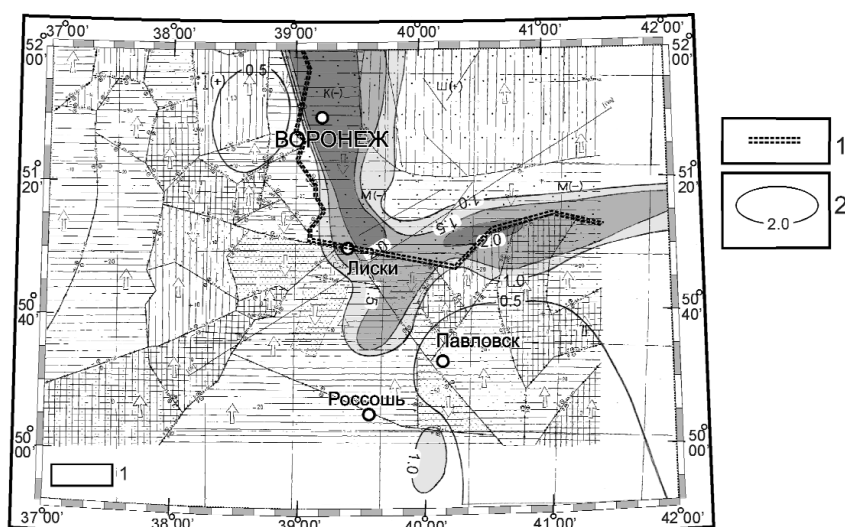


Рис. 4.30. Схема распределения уровня горизонтальной составляющей микросейсмического процесса в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц на неотектонической основе (составлена Э. А. Молотковой):

1 — зоны сочленения Среднерусской антеклизы и Окско-Донской впадины; 2 — изолинии горизонтальной составляющей микросейсмического процесса в относительных единицах



Рис. 4.31. Фрагмент схемы региональной неотектонической зональности юга Европейской России (составил В. И. Макаров)

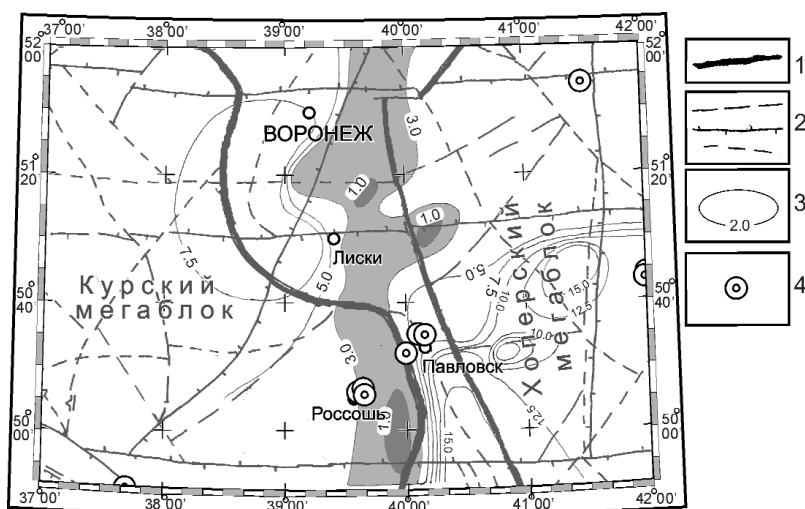


Рис. 4.32. Схема распределения отношений уровней горизонтальных составляющих микросейсмического процесса в диапазонах частот 1,0–8,0 Гц и 0,7–1,4 Гц:

1 — границы основных структур эрозионного среза докембрия; 2 — тектонические нарушения различных рангов; 3 — изолинии отношения амплитуд горизонтальных составляющих; 4 — исторические землетрясения

метра Δ , т. е. зоны, где интенсивность горизонтальной составляющей север — юг (U_{N-S}) МСП в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц выше, чем в направлении восток — запад, более чем на 10%. Зоны отрицательных значений параметра Δ отражают те области, где выше интенсивность горизонтальной составляющей восток — запад. Эти зоны относительно узкие (10–20 км), имеют северо-восточное простирание и протяженность 100–300 км. В работе [Трегуб, 2002] было показано, что сжимающие напряжения в этой части ВКМ имеют северо-западное направление. Возможно, выделенные зоны отражают особенности динамического состояния неоднородной геологической среды как реакцию на сжимающие напряжения.

Пространственное сопоставление распределения параметра Δ , геофизических полей и типов земной коры позволило отметить качественную согласованность со схемой распределе-

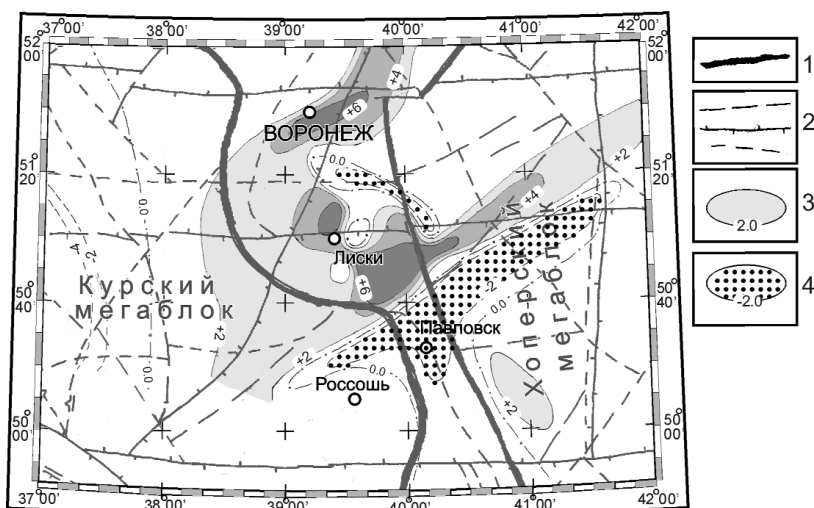


Рис. 4.33. Схема распределения разности уровней горизонтальных составляющих микросейсмического процесса в каналах Север — Юг и Восток — Запад в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц (нм/с):

1 — границы основных структур эрозионного среза докембрия; 2 — тектонические нарушения различных рангов. Изолинии разности уровней горизонтальных составляющих в нм/с; 3 — преобладание уровня горизонтальной составляющей Север — Юг; 4 — преобладание уровня горизонтальной составляющей Восток — Запад

пространственно коррелируются с областями повышенного уровня гравитационного поля. Возможно, пространственная дифференциация отношений уровня МСП отражает современное геодинамическое состояние кристаллической коры.

В процессе выбора информативных параметров и характеристик микросейсмического процесса на изучаемой территории ВКМ использовался и такой параметр, как разность интенсивностей горизонтальных составляющих МСП. На рис. 4.33 представлено распределение разности интенсивности горизонтальных составляющих ($\Delta = U_{N-S} - U_{E-W}$) МСП в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц.

На схеме выделены зоны положительных значений параметра Δ , где интенсивность горизонтальной составляющей север — юг (U_{N-S}) МСП в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц выше, чем в направлении восток — запад, более чем на 10%. Зоны отрицательных значений параметра Δ отражают те области, где выше интенсивность горизонтальной составляющей восток — запад. Эти зоны относительно узкие (10–20 км), имеют северо-восточное простирание и протяженность 100–300 км. В работе [Трегуб, 2002] было показано, что сжимающие напряжения в этой части ВКМ имеют северо-западное направление. Возможно, выделенные зоны отражают особенности динамического состояния неоднородной геологической среды как реакцию на сжимающие напряжения.

Пространственное сопоставление распределения параметра Δ , геофизических полей и типов земной коры позволило отметить качественную согласованность со схемой распределения добавочных давлений на подошву земной коры. Это является дополнительным фактором, указывающим на возможную связь параметра Δ с геодинамическим состоянием неоднородной геологической среды. В целом имеющиеся данные позволили сделать вывод, что горизонтальные составляющие микросейсмического процесса, возможно, в большой степени отражают геодинамическое состояние различных горизонтов земной коры. Вертикальная составляющая микросейсмического процесса, по-видимому, более чувствительна к геологическим особенностям среды. При этом некоторые параметры (интенсивность МСП в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц) более чувствительны к струк-

турно-динамическому состоянию осадочного чехла, другие, такие как отношения интенсивности различных составляющих МСП в диапазонах частот 1,0–8,0 Гц к 0,7–1,4 Гц, а также разность интенсивности горизонтальных составляющих в диапазоне частот 0,7–1,4 Гц, по-видимому, в большей степени ответственны за динамическое состояние кристаллической коры.

В заключение отметим, что изложенные подходы к анализу микросейсмического процесса и возможностей использования его для решения геологических и геодинамических задач в условиях платформенных территорий не являются единственными. Они, безусловно, не охватывают весь спектр задач и возможных подходов к их решению. Возможно, в результате совместных исследований будет разработана методика и технологические приемы решения геологических и геодинамических задач на основе анализа микросейсмического процесса, а микросейсмические исследования займут не последнее место в комплексе геофизических методов изучения земной коры и более глубоких горизонтов.

Литература

- Адушкин В. В., Капустян Н. К., Спунгин В. Г. и др. Выраженность динамики разрывных нарушений в пространственно-временных изменениях геофизических полей региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. С. 275–294.
- Аксенович Г. И., Сидорин А. Я. Изучение природы микросейсм // Изучение природы вариаций геофизических полей. 1994. С. 90–94.
- Антоненко Э. М., Саваренский Е. Ф. О природе высокочастотных микросейсм // Изв. АН КазССР, серия геол. 1963. Т. 3, № 54. С. 81–90.
- Антоненко Э. М., Прошунина С. А. Экспериментальные данные изучения высокочастотных микросейсм, как метода сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. 1973. Вып. 1. С. 6–13.
- Антонов Ю. В., Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Черников К. С. Связь неприливных вариаций вертикального градиента силы тяжести с сейсмической активностью земных недр // Вестник Воронежского ун-та, сер. геол. 2004. № 2. С. 158–161.
- Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф. Экспресс-метод оценки уровня случайных колебаний // Физика Земли. 1976. № 8. С. 108–112.
- Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф. Карта уровня короткопериодных микросейсм на территории России и сопредельных регионов // Исследования в области геофизики. 2004. С. 43–53.
- Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф., Курочкина Р. И. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978. 176 с.
- Антонова Л. В., Аптикаев Ф. Ф., Каазик П. Б., Рахматуллин М. Х. Статистические свойства микросейсмических колебаний // Сейсмические волновые поля. 1992. С. 96–100.
- Баграмян А. Х. и др. Изучение фона сейсмических помех в некоторых районах территории Армянской ССР // Бюл. сети сейсм. станций Кавказа. Янв. – июнь 1973 г. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С. 158–160.
- Бизяев В. Н., Ларкин Г. В. Предварительные результаты по изучению мощности и спектрального состава микросейсм Центральной Атлантики // Проблемы вибросейсмических методов исследования. 1979. С. 145–157.
- Бончковский В. Ф. Микросейсм и их причины / Тр. Сейсм. ин-та. М.; Л., 1946. № 120. 41 с.
- Винник Л. П. Структура микросейсм и некоторые вопросы группирования в сейсмологии. М.: Наука, 1968. 104 с.
- Винник Л. П., Пручкина Н. М. Исследование структуры короткопериодных микросейсм // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1964. № 5. С. 688–701.
- Володин А. А., Зеликман Э. И., Капустян Н. К. и др. Опыт изучения спектрального состава микросейсм // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. 1982. С. 56–74.
- Голицын Б. Б. О микросейсмических колебаниях // Изв. Академии наук. 1909. № 2. С. 59–68.
- Горбатилов А. В. Возможность оценки параметров геологических объектов на основе использования фонового микросейсмического поля. Результаты экспериментальных исследований и моделирование // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы междунар. сейсмологической школы, посвящ. 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». 2006. С. 66–71.
- Гордеев Е. И. Генерация штормовых микросейсм в прибрежной зоне // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 91–95.

- Гордеев Е. И., Чебров В. Н.* Применение штормовых микросейсм для изучения верхнего строения земной коры // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С. 37–42.
- Гостев М. А.* Оценка среднегодового уровня и временных вариации стационарных короткопериодных помех в Центральной геофизической обсерватории г. Обнинска по наблюдениям станции ЧИСС. Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске. Обнинск: ИЭМ, 1970. 83 с.
- Динариев О. Ю., Николаевский В. П.* Ползучесть горных пород как источник сейсмического шума // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 6. С. 739–741.
- Дубров М. Н., Яковлев А. П., Алевин В. А.* О связи высокочастотных микросейсмических деформаций с напряженным состоянием литосферы // Докл. РАН СССР. 1987. Т. 293, № 5. С. 1085–1089.
- Ефременко М. А.* Характер микросейсмического поля восточной части Воронежского кристаллического массива // Четвертая Уральская молодежная школа по геофизике. Пермь, 2003. С. 41–47.
- Ефременко М. А.* Вариации микросейсмического процесса на основе данных сейсмостанций «Сто-рожевое» и «Новохоперск» // Междунар. конф. «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения». Воронеж, 2006а. С. 199–202.
- Ефременко М. А.* Оценка влияния метеорологических факторов на характер микросейсмического процесса (по данным сейсмической станции «Новохоперск») // 7-я Уральская молодежная научная школа «Современные проблемы геофизики». 2006б. С. 40–43.
- Жадин В. В., Спиринов А. И.* Спектр короткопериодных микросейсм на Кокчетавской возвышенности // Сейсм. и глуб. строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 35–39.
- Запольский К. К.* Измерение уровня и спектрального состава короткопериодных микросейсм // Вопросы инженерной сейсмологии. 1960. № 10. С. 87–98.
- Каррыев Б. С.* Вариации уровня сейсмических шумов в диапазоне периодов 0,1–0,5 с // Тез. респ. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов Туркменистана. 1980. С. 98.
- Каррыев Б. С., Курбанов М. К., Николаев А. В. и др.* Динамический режим сейсмической эмиссии: хаос и самоорганизация // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 1. С. 67–71.
- Кишкина С. Б.* Анализ микросейсмического шума как метод наблюдения за геодинамическими проявлениями на локальных участках среды // Материалы всерос. конф. «Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов». 2004. Т. 1. С. 399–402.
- Кишкина С. Б.* Резонансные эффекты при слабых возмущениях земной коры // Сб. тр. «Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер». 2005. С. 163–173.
- Кочарян Г. Г., Федоров А. Е.* Об особенностях механики сейсмического процесса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 6. С. 1345–1349.
- Курсеев А. К.* Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алма-Аты, 2004. 504 с.
- Лутиков А. И.* Некоторые замечания о природе микросейсмического шума (на примере Северо-Восточного Прикаспия) // Вулканология и сейсмология. 1992а. № 4. С. 116–124.
- Лутиков А. И.* Оценка эффективного радиуса влияния источников эндогенного микросейсмического шума // Вулканология и сейсмология. 1992б. № 4. С. 111–115.
- Макаров В. И., Макарова Н. В., Несмеянов С. А. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2006. 206 с.
- Монахов Ф. И.* Опыт изучения микросейсм в СССР // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1957. № 6. С. 139–145.
- Монахов Ф. И.* Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 96 с.
- Москвина А. Г.* Спектральный отклик среды на сейсмические колебания // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 1. С. 99–104.
- Надежка Л. И., Орлов Р. А., Пивоваров С. П. и др.* О связи параметров сейсмического шума с геологическими и динамическими особенностями Воронежского кристаллического массива // Изв. Воронежского ун-та, сер. геол. 2003а. № 2. С. 63–71.
- Надежка Л. И., Орлов Р. А., Сафронич И. Н. и др.* Особенности сейсмического шума в различных геодинамических и геологических условиях Воронежского кристаллического массива // Тез. докл. Междунар. конф. «Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений». 2003б. С. 177–180.
- Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П., Ефременко М. А.* Некоторые особенности сейсмического шума в восточной части Воронежского кристаллического массива // Тез. докл. Междунар. конф. «Проблемы сейсмологии III тысячелетия». 2003в. С. 41–42.
- Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П., Ефременко М. А.* Сейсмические волновые процессы в нелинейной и неоднородной континентальной литосфере // Волновые процессы в неоднородных и нелинейных средах: Материалы семинаров НОЦ. 2003г. С. 275–294.
- Надежка Л. И., Пивоваров С. П., Орлов Р. А. и др.* Характер микросейсмического поля в различных геодинамических и геологических условиях Воронежского кристаллического массива // Материалы казахстанско-российской междунар. конф., посвящ. году России в Казахстане, «Геодинамические,

сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценки сейсмического риска». 2004а.

Надежка Л. И., Пивоваров С. П., Сафронич И. Н. и др. Микросейсмический шум, как источник информации о геологическом строении и геодинамическом состоянии континентальной литосферы // Материалы Междунар. науч. конф. «Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений». Республика Узбекистан. Ташкент, 2004б.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Некоторые характеристики микросейсмического поля платформенной литосферы (на примере Воронежского кристаллического массива) // Волновые процессы в неоднородных и нелинейных средах: Материалы семинаров НОЦ. 2004в. С. 173–189.

Надежка Л. И., Сафронич И. Н., Пивоваров С. П. и др. Динамика микросейсмического поля платформенной литосферы (на примере Воронежского кристаллического массива) // Тр. 3-го Междунар. симпоз. «Геодинамика и геозоологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке». Бишкек, 2005.

Невский М. В., Морозова Л. А., Старченко А. И., Безгодков Е. И. Зависимость временных вариаций сейсмических волн от вариаций деформаций вследствие геодинамических процессов // Проблемы нелинейной сейсмологии. 1987. С. 203–215.

Николаев А. В. Возможности исследования сред со случайным распределением неоднородностей и в присутствии микросейсм // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 6. С. 26–38.

Николаев А. В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1973. 174 с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. М.: Наука, 1977. С. 465–471.

Орлов Р. А., Сафронич И. Н., Ефременко М. А. и др. Отражение динамики неотектонических структур в особенностях микросейсмического шума (на примере Воронежского кристаллического массива) // Строение, геодинамика и минерогенетические процессы в литосфере: Материалы 11-й Междунар. науч. конф. 2005. С. 268–270.

Орлов Р. А., Сизаск И. А., Надежка Л. И., Сафронич И. Н. Региональные особенности сейсмического шума центральной и восточной части Воронежского кристаллического массива. Методика изучения и первые результаты // Материалы междунар. конф. «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения». Воронеж, 2006. С. 42–48.

Островский А. А. О некоторых характеристиках источников микросейсм // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 67–71.

Плескан Н. К. Квазигармонические колебания микросейсмического фона в диапазоне частот 1–5 Гц // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 3. С. 558–561.

Поликарпов А. М. Влияние нелинейных сейсмических эффектов на формирование микросейсм // Проблемы нелинейной сейсмологии. 1987. С. 245–250.

Проскурякова Т. А., Рыкунов Л. Н. Оценка интенсивности регулярных микросейсм для территории СССР // Сейсмологические исследования. 1963. № 5. С. 70–81.

Ризниченко Ю. В. Энергетика макросейсмологии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 8. С. 3–10.

Родионов В. Н., Сизов И. А., Цветков В. М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.

Рыкунов Л. Н. Микросейсмы. М.: Наука, 1967. 86 с.

Рыкунов Л. Н., Седов В. В. Сейсмические шумы в диапазоне 2–15 Гц на дне Черного моря // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 7. С. 30–39.

Рыкунов Л. Н., Смирнов В. Б. Сейсмология микромасштаба // Вулканология и сейсмология. 1992. № 3. С. 3–15.

Рыкунов Л. Н., Смирнов В. Б. Сейсмология микромасштаба // Взаимодействие в системе литосфера – гидросфера – атмосфера. 1996. С. 5–18.

Рыкунов Л. Н., Хаврошкин О. Б., Цыплаков В. В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 11. С. 72–77.

Рыкунов Л. Н., Хаврошкин О. Б., Цыплаков В. В. Методика и некоторые результаты статистического исследования высокочастотных микросейсм // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 64–69.

Рыкунов Л. Н., Старовойт Ю. О., Хаврошкин О. Б., Цыплаков В. В. Связь штормовых микросейсм с высокочастотными сейсмическими шумами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 2. С. 88–91.

Рыкунов Л. Н., Смирнов В. Б., Старовойт Ю. О. Об иерархическом характере сейсмической эмиссии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 1. С. 81–85.

Сафронич И. Н. Анализ влияния некоторых метеорологических факторов на вариации интенсивности микросейсмического процесса // Материалы междунар. конф. «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения». Воронеж, 2006. С. 136–140.

- Сизаск И. А.* Некоторые особенности динамики сейсмического шума в восточной части ВКМ // Материалы VI школы молодых ученых. 2005. С. 88–96.
- Синева З. И., Михайлова Н. Н., Комаров И. И.* Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций Казахской сети // Вестник НЯЦ РК «Геофизика и проблемы нераспространения». 2000. Вып. 2. С. 24–29.
- Синева З. И., Михайлова Н. Н., Комаров И. И.* Динамические характеристики сейсмического шума по цифровым записям станции Маканчи // Вулканология и сейсмология. 2001. № 4. С. 48–59.
- Скорик Л. А.* Высокочастотные микросейсмы ночных и дневных наблюдений // Вопр. инж. сейсмологии. 1970. Вып. 13. С. 54–57.
- Смирнов В. Б., Черепанцев А. С.* Связь параметров высокочастотного сейсмического шума с динамикой геофизической среды // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 69–82.
- Спивак А. А.* Релаксационные процессы и механическое состояние локальных участков земной коры // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 2. С. 246–249.
- Спивак А. А.* Структура напряженного состояния в зонах тектонических нарушений // Докл. РАН. 1999. Т. 364, № 4. С. 544–548.
- Спивак А. А., Кишкина С. Б.* Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35–49.
- Спивак А. А., Спунгин В. Г.* Определение действующих напряжений и особенностей деформирования блочных структур на основе регистрации микроколебаний геологической среды // Геоэкология. 1998. № 4. С. 71–88.
- Спивак А. А., Спунгин В. Г., Бугаев Е. Т., Горбунова Э. М.* Диагностика тектонических структур территории Ново-Воронежской АЭС на основе анализа микросейсмических колебаний // Геоэкология. 1999. № 3. С. 268–276.
- Спивак А. А., Кишкина С. Б., Локтев Д. И., Овчинников В. М.* Периодичности микросейсмических процессов // Докл. АН. 2004. Т. 398, № 3. С. 400–403.
- Спунгин В. Г., Дубиня В. А., Иванченко Г. Н.* Экспрессная диагностика структуры и геодинамики массива горных пород на основе анализа микросейсмических колебаний // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 42–50.
- Табулевич В. П.* Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.
- Трегуб А. И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ, 2002. Вып. 9. 220 с.
- Троицкий П. А.* Исследование шумового отклика литосферы на землетрясения // Проблемы нелинейной сейсмологии. 1987. С. 215–226.
- Хаврошкин О. Б.* Некоторые проблемы нелинейной сейсмологии. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 286 с.
- Юдахин Ф. Н., Капустян Н. К.* Микросейсмические наблюдения. Архангельск: Ин-т экол. проблем Севера УрО РАН, 2004. 64 с.
- Яковлев А. П., Алешин В. А.* Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // Физика Земли. 1994. № 3. С. 3–19.
- Peterson Jon.* Observations and modelirung of seismic background noise. Albuquerque, New Mexico, 1993. 49 p.

ГЛАВА 5

МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ СРЕДЫ И ЗОН РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Оценка современной активности (подвижности) геологической среды является одной из важных задач инженерно-геологических изысканий. Наиболее заметны проявления активности в зонах разрывных нарушений, формирующих структуру среды и особенности ее напряженно-деформированного состояния. Типы подвижек многообразны: сейсмодислокации, крип, знакопеременные движения, просадки поверхности в зонах карстообразования и суффозии и др. В пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) известны проявления всех перечисленных типов, хотя вероятность значимых разрывных смещений тектонического характера и опасность активных разломов оценивается скептически [Макаров, 1997; Хайме, 2000]. Вместе с тем зарегистрированы и аномально интенсивные короткопериодные смещения в разломных зонах со скоростью до 50–70 см/год, связываемые с комплексным действием эндогенных и экзогенных факторов [Кузьмин, 1996; Касьянова, Кузьмин, 1996]. Имеются также свидетельства повышенной аварийности инженерных сооружений в зонах активных разломов, вплоть до разрывов магистральных трубопроводов и аварий на железных дорогах [Касьянова, Кузьмин, 1996; Шабаров, 1997 и др.], что привлекает внимание исследователей к проблемам выделения и изучения активных зон земной коры. Очевидно, что современная активность среды определяется многими факторами эндогенного, экзогенного, космогенного и техногенного генезиса, а ее оценка представляет сложную и многоплановую задачу, актуальную и для территории ВЕП.

Общим явлением, сопровождающим подвижки в геологической среде, является излучение сейсмических событий. Хорошо известна приуроченность очагов событий к разрывным структурам, а также связь энергетического класса сейсмического события с рангом разрыва, в пределах которого это событие реализуется [Садовский, Писаренко, 1991; Уломов, 1993 и др.]. Выделяют рассеянную и сосредоточенную компоненты сейсмичности. Рассеянная (распределенная по площади) сейсмичность отражает фоновую активность участков среды. Сосредоточенная (локализованная в отдельных зонах) характеризуется меньшими расстояниями между очагами, маркирует и отражает активность отдельных разрывных зон, блоковых границ и других зон неоднородности [Шебакин и др., 1991; Арефьев, 2003]. Для центрального района ВЕП отмечается четкая структурная приуроченность более 60% ощутимых землетрясений, зафиксированных за последние 200 лет. Из них около половины попадают в установленные зоны новейших разломов, в том числе одна пятая часть на узлы их пересечения [Белоусов и др., 1998].

Регистрация слабых сейсмических событий стала реальной в конце 40-х годов прошлого столетия, с развитием портативных сейсмографов, высокочастотной сейсмометрии и локальных сетей наблюдений. К этому времени относится и появление самого понятия микроземлетрясение, введенного в практику в 1949 г. японскими сейсмологами Т. Асада и З. Сузуки [Asada, Suzuki, 1949]. Первые же исследования микросейсмичности, выполненные в Японии, показали, что распределение повторяемости землетрясений в виде $\lg N(M) = a - bM$ удовлетворяется и для микроземлетрясений [Асада, 1961]. На основании этого в более поздней работе авторы сделали важный в методическом плане вывод о том, что сейсмичность района можно оценить и путем кратковременного наблюдения слабых землетрясений [Асада и др., 1961]. В 60-е годы в Японии, США, бывшем СССР было создано уже множество стационарных локальных сетей из 5–15 сейсмических пунктов, регистрирующих микросейсмические события.

В соответствии с классификацией [Lee, Stewart, 1981], используемой также в классических работах японских сейсмологов [Касахара, 1985; Моги, 1988], среди слабых сейсмических событий различают микроземлетрясения с магнитудой (M) от 1 до 3 и ультрамикроземлетрясения с $M \leq 1$. В российской практике при описании микроземлетрясений обычно используется термин «слабые» землетрясения, а также микротрески и горные удары для техногенных событий в подземных горных выработках. Энерговыделение микросейсмических событий российскими сейсмологами оценивается сейсмическим энергетическим классом $K = \lg E$ (Дж), связанным с магнитудой зависимостью $K = 1,8M + 4,0$.

Авторы данной главы в течение последних 10 лет изучают режим и пространственное распределение микросейсмических событий от -2 до 1 энергетических классов (энерговыделение в очаге 10^2 – 10^5 Дж). Если интерполировать график повторяемости Гуттенберга и Рихтера для мировой среднегодовой статистики землетрясений с $M \geq 6$ ($\lg N = -0,48 + 0,9(8 - M)$) [Касахара, 1985] в область микросейсмических событий, то события с $K = -1$ (или $M = -2,8$) должны происходить в среднем с частотой 3,4 события в год на площади 1 км². В реальности они наблюдаются в несколько раз чаще даже в пределах платформенных территорий [Спунгин и др., 2006], а в условиях наведенной сейсмичности, например в районах добычи полезных ископаемых, их число может быть выше на несколько порядков. Так, на Кировском руднике ежегодно фиксируется свыше 1000 сейсмических явлений с энергией от 10^2 до 10^6 Дж и единичные горные удары с энергией до 10^{12} Дж [Козырев, Иванов, 1993]. На шахте Кургазанская южноуральских бокситовых рудников, с комплектом аппаратуры «Черепаша» (6 сейсмопунктов), за период с 18 августа по 16 сентября 1990 г. было зарегистрировано 40 сейсмических событий, для 36 из которых определены координаты гипоцентров. Их очаги располагались на глубинах от 10 до 180 м, энергия в очаге составила от 10^2 до 10^4 Дж [Ломакин, Юнусов, 1993].

Нами за последние 10 лет проведены наблюдения микросейсмичности на более чем 30 участках Фенноскандии, Воронежского массива, Кряжа Карпинского, Московской синеклизы, Зауралья и др. [Спунгин и др., 1997, 2002, 2006; Спивак и др., 1998; Спунгин, 1999; Адушкин и др., 2002; Спунгин, Бурчик, 2002; Глубинное строение., 2004]. Участки выбирались с учетом их неотектонической структуры, проявлений голоценовой активности и других имеющихся сведений. Часть участков располагалась в зонах относительно крупных разломов, другие в центральных частях блоков, разделяемых этими нарушениями. Размеры исследуемых участков составляют около 1 км². В последние годы наиболее интересные результаты получены в районах Северной Карелии, в частности, на участках Паанаярви и Калевала. Их положение, а также других участков работ, находящихся в Фенноскандии, приведено на рис. 5.1.

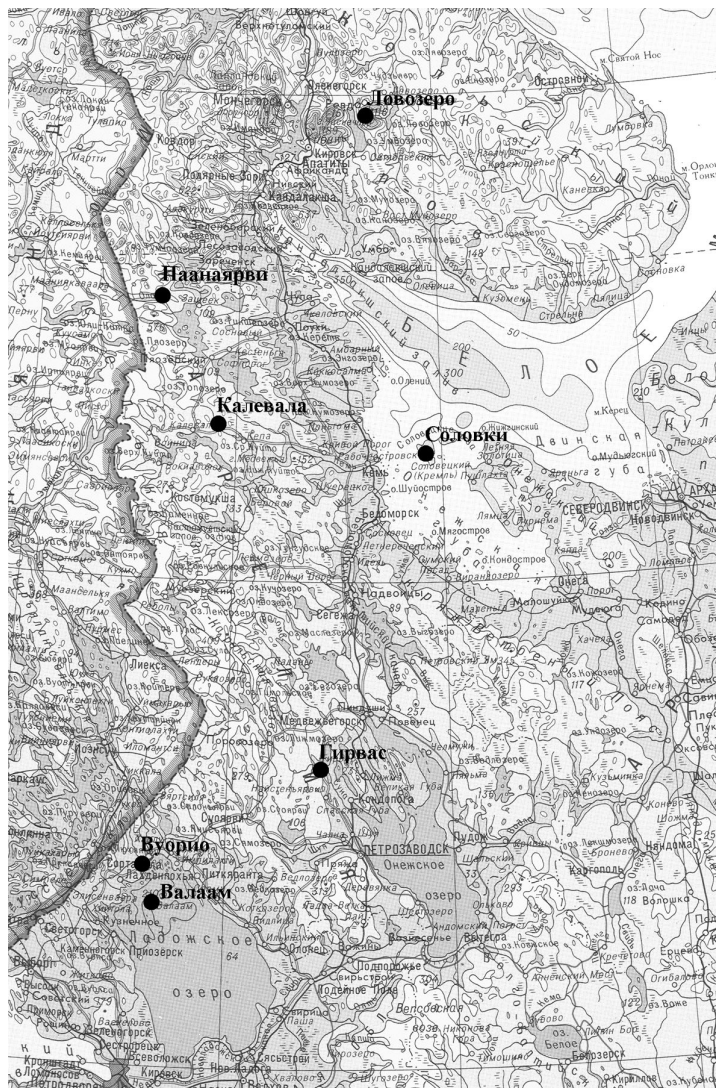


Рис. 5.1. Карта Карелии с участками микросейсмических наблюдений

5.1. ОСНОВНЫЕ ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ РАБОТ, МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Основная цель исследований — изучение современной (текущей) активности локальных тектонических элементов геологической среды, отдельных блоков и зон разрывных нарушений протяженностью до первых км. Локальные структуры представляются наиболее интересными в инженерном плане объектами. Их размеры сопоставимы с размерами инженерных сооружений. Кроме того, в локальных нарушениях, составляющих и оперяющих более крупные, по иерархическому рангу, разломные структуры, наиболее контрастно выражаются и проявления современной геодинамической активности [Количко, 1992].

Основная задача работ — изучение амплитудно-частотных характеристик, режима и пространственного распределения местных (естественных) микросейсмических событий, определение связей этих параметров с тектонической (блоковой) структурой изучаемых участков и тенденциями их современной геодинамики.

Методика работ. Наблюдения выполнялись на поверхности исследуемых участков, с локальной сетью из трех (иногда более) сейсмических пунктов, расставляемых обычно треугольником. Расстояние между пунктами 100–300 м. Минимум один из пунктов трехкомпонентный, остальные с регистрацией только вертикальной составляющей. В качестве датчиков использовались сейсмоприемники СМ-ЗКВ (с блоками усилителей БФХ-ДС.000 ПС) и СМ-ЗКВЭ. Коэффициент преобразования сейсмического канала для обоих типов датчиков составлял $\sim 4 \cdot 10^5$ В/м/с в полосе 0,5–40 Гц. В рыхлых четвертичных образованиях датчики устанавливались в шурфах, глубиной около 0,5 м, на специально изготовленных бетонных постаментах; на скальных обнажениях крепились цементным раствором к выходам коренных горных пород.

В 90-е годы наблюдения носили кусочно-непрерывный характер, т. е. выполнялись сеансы длительностью по 15–30 минут, с периодичностью каждые 2 часа. Для регистрации использовались многоканальные аналоговые магнитофоны. Продолжительность наблюдений на одном участке, вследствие ограниченности ресурсов памяти, редко превышала 1 сутки. В последние годы осуществляется круглосуточная цифровая запись на ноутбук, с 12-разрядным АЦП, при частоте опроса не ниже 200 Гц на канал. Продолжительность наблюдений достигает 5–9 суток.

Обработка данных. В материалах сейсмических записей выделяются сигналы микросейсмических событий (МС). Для каждого МС, зарегистрированного всеми пунктами наблюдений, находятся координаты источника и оценивается полная энергия, выделившаяся в очаге, а также сейсмический энергетический класс события. Локация эпицентра источника осуществляется способом засечек, с помощью оригинальной программы, разработанной в ИДГ РАН П. Б. Каазигом. Глубина очагов МС определяется по углу выхода и затуханию сейсмической волны и оценивается в среднем величиной 150–250 м.

Сейсмическая энергия событий (E_0) оценивается по известному соотношению между ней и параметрами сейсмических волн в точке регистрации (см., например: [Саваренский, Кирнос, 1955]):

$$E_1 = \pi \rho c v_m^2 R^2 n / f,$$

где E_1 — энергия в точке регистрации, Дж; ρ , кг/м³, — плотность среды; c , м/с, — средняя скорость распространения продольных волн в среде; v_m , м/с, — модуль вектора максимальной массовой скорости; R , м, — расстояние от очага до пункта регистрации; n — число колебаний в зарегистрированном цуге волн; f , Гц, — преобладающая частота волн в цуге. С учетом поглощения, сейсмическая энергия в очаге (E_0) составит $E_0 = E_1 e^{\beta(f)R}$, где $\beta(f)$ — средний коэффициент поглощения сейсмических волн. С помощью последнего могут быть учтены особенности тектонического строения участка наблюдений, в том числе наличие локальных и региональных зон разрывных нарушений, повышенной трещиноватости и т. п.

5.2. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сейсмический шум. Его уровень и спектральный состав определяют нижний энергетический порог МС, выделяемых на участках наблюдений. Практически все участки наших наблюдений располагались на значительном удалении от источников техногенных помех: городов, автомагистралей и железных дорог, электроустановок, линий электропередач и пр. Уровень шумов определялся, главным образом, строением верхней части геологического разреза и метео-

условиями наблюдений. Наилучшими условиями для наблюдений микросейсмической эмиссии характеризуются, естественно, районы Фенноскандии (Карелии и Кольского п-ова), сложенные кристаллическими горными породами и отличающиеся отсутствием осадочных образований. Влияние толщины (и отчасти состава) осадочного чехла на спектральную мощность сейсмического шума можно оценить на рис. 5.2, где приведены спектры шума для четырех участков ВЕП: Паанаярви и Калевала (Карелия), Михнево (Московская обл.) и Соловки (Большой Соловецкий остров Архангельской области).

Хорошо видно, что в диапазоне частот 0,5–1,0 Гц уровень сейсмического шума приблизительно одинаков на всех участках. С увеличением частоты графики спектров начинают заметно расходиться. Начиная приблизительно с частоты 5 Гц и далее, до конца рабочего диапазона, спектральная плотность мощности сейсмических шумов на участках Карелии существенно ниже, чем на других (практически всех) участках ВЕП, — примерно на порядок, по сравнению с участком Геофизической станции ИДГ РАН «Михнево», верхняя часть разреза которого до глубины 20 м сложена рыхлыми четвертичными образованиями и ниже представлена известняками каменноугольного возраста. На участке Соловки, где верхняя часть разреза до глубины, по крайней мере, 60 м сложена мореной, средний уровень высокочастотных шумов выше уже более чем на два порядка по сравнению с участками Карелии.

В условиях Фенноскандии, при расстояниях между пунктами сейсмических наблюдений порядка 100 м, оказалось возможным выделение МС с энергией в очаге от единиц Дж (амплитуда сигналов от 0,01 мкм/с). При увеличении расстояния между пунктами наблюдений до 300 м, а также в районах с развитым чехлом рыхлых отложений нижний порог выделяемых МС составлял уже десятки — первые сотни Дж.

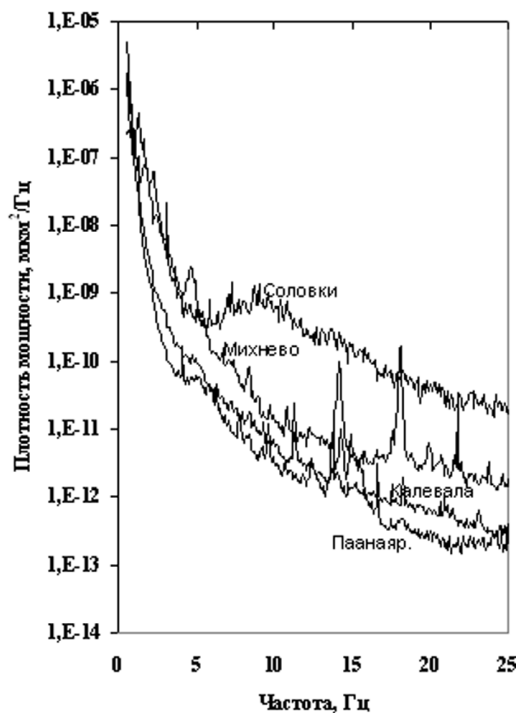


Рис. 5.2. Спектральная плотность мощности сейсмического фона на участках Валаам, Михнево, Паанаярви и Соловки

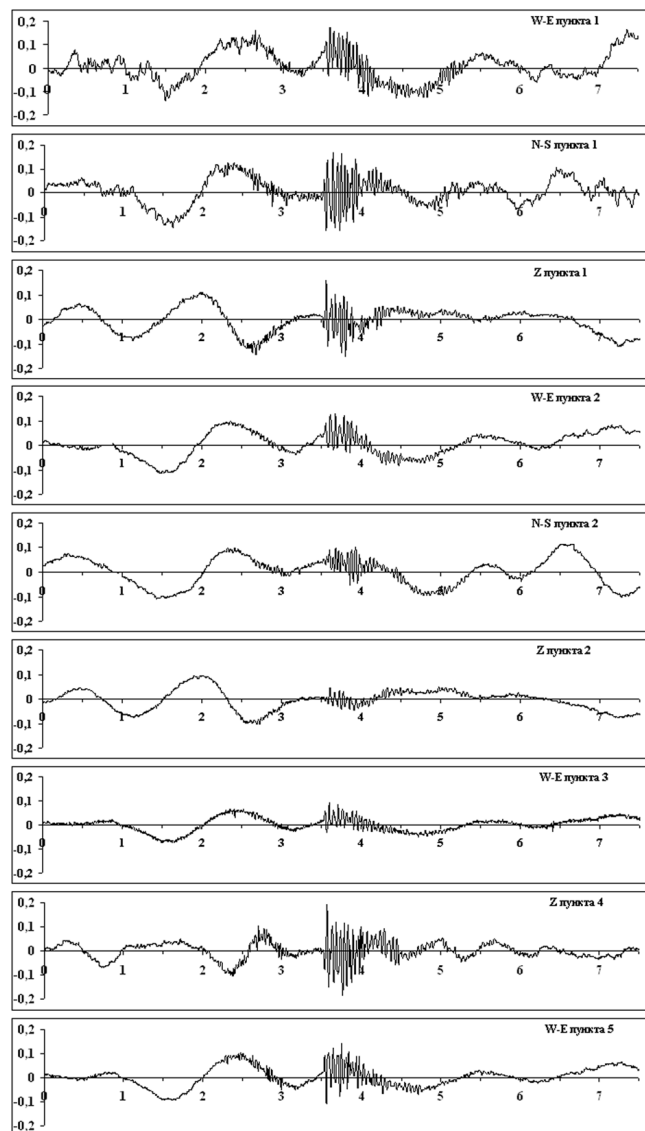


Рис. 5.3. Сейсмограммы микросейсмического события, зарегистрированного на участке Калевала пятью сейсмическими пунктами, два из которых трехкомпонентные

По оси абсцисс — время (с), по оси ординат — скорость колебаний (мкм/с)

Исследуемые микросейсмические события по форме представляют сложный цуг колебаний радиоимпульсного типа длительностью около 0,5–3 с, иногда более. На рис. 5.3 представлены сейсмограммы МС, зарегистрированного на участке Калевала пятью сейсмическими пунктами. Частотный спектр сигналов МС разнообразен и охватывает практически весь рабочий диапазон регистрации. В условиях Карелии наблюдаются как преимущественно высокочастотные (15–25 Гц, рис. 5.4, а), так и относительно низкочастотные (5–7 Гц, рис. 5.4, б) сигналы, а также широкополосные (5–20 Гц, рис. 5.4, в). Очевидно, это обусловлено составом горных пород и их блоковым строением (трещиноватостью) в пределах участка наблюдений.

Так, на участке Калевала, расположенном в пределах Шомбозерской структуры, в 20 км к востоку от г. Калевала, и представляющем собой гладкий, зализанный ледником, слабо трещиноватый «бараний лоб», сложенный раннепротерозойскими основными вулканитами, наблюдается излучение преимущественно высокочастотных МС с преобладающей частотой около 30 Гц и общим диапазоном от 20 до 30 Гц (см. рис. 5.5). На участке Паанаярви, находящемся в 8 км к северо-востоку от одноименного озера и отличающемся составом горных пород (кварцевые порфиры), а также более сложным блоковым строением, обусловленным, скорее всего, тем, что участок находится в зоне регионального, неотектонического Паанаярвско-Кукасозерского разлома, наблюдается излучение относительно низкочастотных МС с преобладающими частотами 5 и 11 Гц (рис. 5.5).

В условиях значительных мощностей платформенного чехла МС обычно характеризуются широкополосным спектром сигнала, например, сигнал МС, зарегистрированный в пределах Кряжа Карпинского, на одном из участков в ближней зоне Ростовской АЭС (рис. 5.6).

Режим излучения микросейсмических событий средой в целом подобен режиму более сильных сейсмических событий. Отмечаются периоды высокой активности и

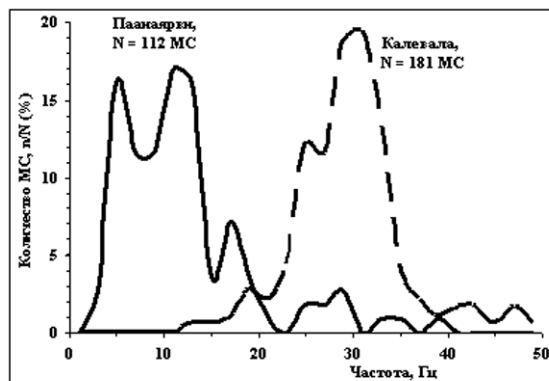


Рис. 5.5. Вариограммы преобладающих частот микросейсмических событий, зарегистрированных на участках Калевала и Паанаярви

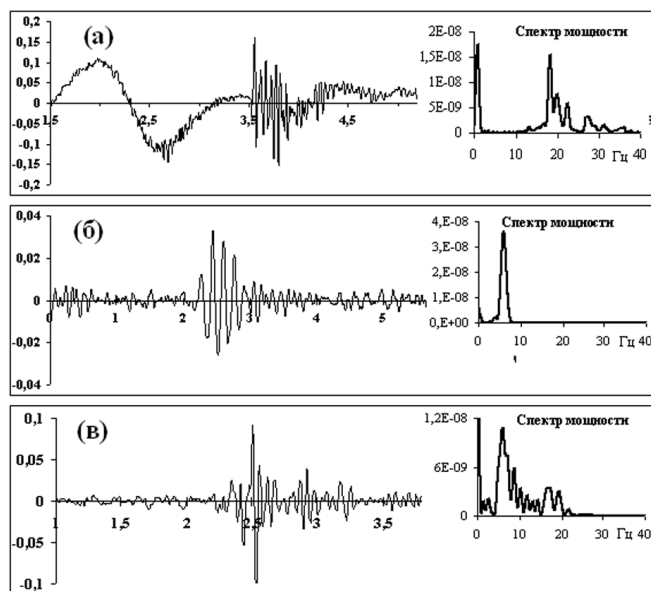


Рис. 5.4. Сейсмограммы вертикальной составляющей и спектры плотности мощности микросейсмических событий, зарегистрированных на участках Калевала (а) и Паанаярви (б, в) По оси абсцисс — время (с), по оси ординат — скорость колебаний (мм/с)

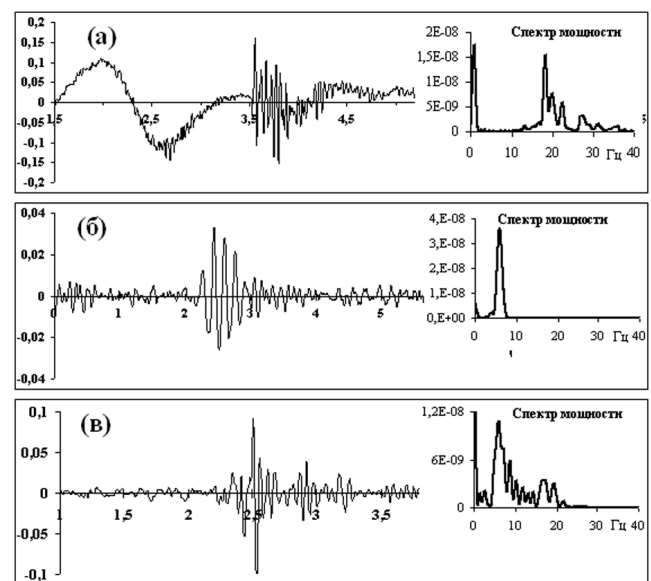


Рис. 5.6. Сейсмограммы широкополосного микросейсмического события, зарегистрированного в ближнем районе расположения Ростовской АЭС (Кряж Карпинского)

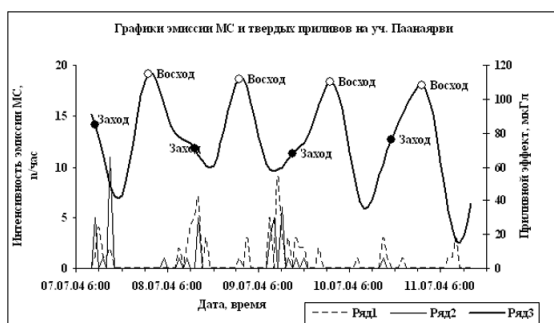


Рис. 5.7. Режим излучения микросейсмических событий на участке Паанаярви и график вертикальной составляющей лунно-солнечной приливной волны

Ряд 1 — интенсивность излучения МС с преобладающей частотой сигнала 9–40 Гц; ряд 2 — интенсивность излучения МС с преобладающей частотой сигнала 2–9 Гц; ряд 3 — приливный эффект

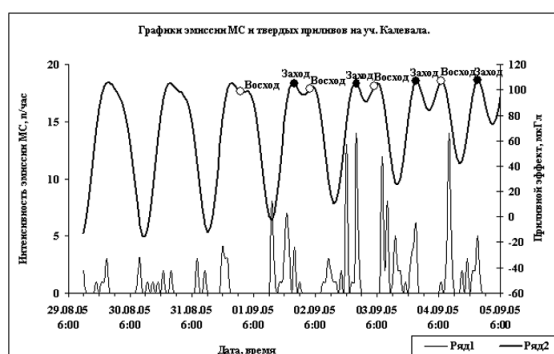


Рис. 5.8. Режим излучения микросейсмических событий на участке Калевала и график вертикальной составляющей лунно-солнечной приливной волны

Ряд 1 — интенсивность излучения МС; ряд 2 — приливный эффект

ливной гармонике, MSF или MF, с периодом около двух недель, более наглядно проявилось на участке Калевала. Наблюдения на участке Калевала (всего около 7 суток) проводились в период убывающей Луны, от квадратуры к сизигии, в данном случае новолунию. В этот период увеличивается средняя амплитуда приливного эффекта и уменьшается размах ее суточных колебаний. Хорошо видно, что среднесуточная эмиссия МС увеличилась при этом приблизительно в 3–4 раза, а среднечасовая — более чем на порядок (рис. 5.8).

Влияние короткопериодных (суточных) гармоник хорошо видно на рис. 5.7 и проявляется в том, что периоды наибольшего излучения МС наблюдаются на заходе Луны, когда максимальны горизонтальные составляющие приливов. Максимальные величины горизонтальных приливных деформаций достигали в данном случае — 18×10^{-9} и наблюдались на азимутах 150–180 градусов (расчет выполнен по программе ETGTAB).

Аналогичные эффекты отмечаются и для более сильных землетрясений, причем в большинстве сейсмически активных регионов. Зависимость сейсмичности от приливных волн отмечена еще в середине XIX в. В одной из последних работ, посвященных этой проблеме, указано, что короткопериодные, суточные и полусуточные гармоник приливов (O1 — K2) влияют на сейсмичность довольно слабо, если вообще влияют. В то же время зависимость

периоды затишья. Длительность этих периодов и количество МС, излучаемых средой в течение одного периода, различны и зависят, очевидно, от региональной геодинамической обстановки и локальных свойств среды на участках наблюдений. На временных графиках излучения МС на участках Паанаярви (рис. 5.7) и Калевала (рис. 5.8) видно, что эмиссия МС в отдельные периоды может достигать 10–15 событий в час. Длительность периодов излучения МС на данных участках, характеризующихся повышенной современной активностью по геоморфологическим признакам, наличию сейсмодислокаций и других признаков, составляет от одного до шести, иногда до 10 часов, затишья — 6–10 часов.

Минимальные перерывы между излучениями событий (–1–0) энергетических классов составляют от единиц секунд, и нередко наблюдается серия из нескольких сигналов в течение 10–20 с. На рис. 5.9 представлена вариационная кривая временных интервалов между излучением двух соседних МС на участке Калевала в период с 29.08.05 по 05.09.05. Вариограмма характеризуется бимодальным распределением; наиболее часто интервал времени между двумя соседними сигналами составляет до 10 с и около 5000 с. Относительно редко встречаются интервалы порядка 100 с.

Установлена корреляция режима излучения МС с суточными и двухнедельными волнами твердых лунно-солнечных приливов. На рис. 5.7 и 5.8 наряду с графиками эмиссии МС приведены кривые вертикальной составляющей приливного эффекта, рассчитанные по программе, составленной В. А. Николаевым. Влияние длиннопериодной приливной гармоник

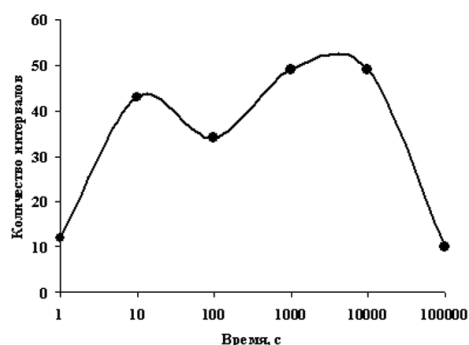


Рис. 5.9. Вариограмма временных интервалов между излучением микросейсмических событий на участке Калевала в период с 29.08.05 по 05.09.05 г.

сейсмичности от длиннопериодных, с периодом около двух недель (MSF и MF), установлена в большинстве регионов мира, а четырехнедельных волн (MM) — почти повсюду [Моргунов и др., 2006].

В таблице 5.1 приведены количественные оценки эмиссии МС на различных участках ВЕП. Сверху вниз участки расположены по возрастанию максимальных значений МС/час. Точность этих оценок в значительной степени условна, поскольку на большинстве участков наблюдения носили кусочно-непрерывный характер, и их общая длительность редко превышала 1 сутки.

По имеющимся данным можно отметить, что общий диапазон изменений среднечасовой эмиссии МС на различных участках ВЕП составляет около двух порядков.

Пространственное распределение микросейсмических событий. Ранее в наших работах [Спунгин и др., 1997, 2002, 2006; Спунгин, 1999; Спунгин, Бурчик, 2002; Адушкин и др., 2002; Глубинное строение., 2004] уже неоднократно было показано, что источники МС контрастно маркируют зоны активных разрывных нарушений. Обобщая данные наблюдений в пределах ВЕП, отметим, что эмиссия МС в зоне разрывного нарушения и краевых частях контактирующих блоков примерно на порядок больше по сравнению с количеством МС, излучаемых в пределах центральных частей блоков, разделяемых этим нарушением. При этом приуроченность источников МС к локальным разрывным нарушениям определяется не столько уровнем региональных геодинамических напряжений, сколько степенью

реологической контрастности зон разрывных нарушений относительно разграничиваемых ими блоков. В случаях, когда среда сложена менее жесткими горными породами (Кряж Карпинского), а также в условиях значительной (свыше 50 м) мощности рыхлых отложений платформенного чехла (Воронежский кристаллический массив, Московская синеклиза) связь пространственного распределения эпицентров МС с разрывной тектоникой выражена менее наглядно. Эпицентры событий более рассредоточены по площади участка по сравнению с участками Фенноскандии.

На одном из участков в Северной Карелии, на участке Паанаярви, особенности пространственного распределения эпицентров МС предположительно связываются нами с особенностями современного напряженного состояния, в частности, с геодинамическими ситуациями сжатия и растяжения.

За период с 7 по 11 июля 2004 г. на участке Паанаярви было зарегистрировано 112 микросейсмических событий; из них 9 МС — с энергией в очаге 10^5 – 10^6 Дж, 77 событий — с энергией 10^4 – 10^5 Дж и остальные — с энергией 10^3 – 10^4 Дж. Отметим, что в соответствии с принятой нами в [Спунгин и др., 2002 и др.] методикой обработки здесь приведена полная энергия, выделившаяся в очаге; энергетический класс сейсмической энергии этих событий колеблется от –1 до 1. Сигналы заметно различались по частотному составу. Распределение преобладающих частот МС имело полимодальный характер с наиболее выраженными модами — 5 и 11 Гц (см. рис. 5.6). На схеме распределения эпицентров МС (рис. 5.10) события с относительно высокочастотными и низкочастотными сигналами показаны разными значками.

Все «облако» эпицентров МС занимает площадь приблизительно $3,0 \times 1,5$ км и вытянуто в СВ направлении, согласно простиранию Паанаярвско-Кукаозерского разлома. Отмечается приуроченность эпицентров МС с энергией 10^5 – 10^6 Дж к линеаментам — блокоразделам, преимущественно к узлам их пересечений, зонам торцового сочленения, резким изгибам. Эпицентры МС с энергией 10^4 – 10^5 Дж маркируют внутриблоковые линеаменты, т. е. разрывы, лишь намечающиеся на современном этапе геологического развития. Подавляющая их часть, около 90%, располагается в срединной части крупного по площади блока ($\approx 1,5 \times 0,5$ км), относящегося (см. легенду рис. 5.10) к наиболее приподнятым в рельефе.

Таблица 5.1. Количество МС, зарегистрированных на участках ВЕП (п/час на 1 км^2), для событий $\approx (-1-0)$ энергетических классов

Участки, районы и длительность наблюдений	Миним. зн.	Максим. зн.	Среднее зн.
Валаам (Карелия), 1 участок, 2 суток	0	2	<1
Ростовская АЭС (СЗ часть Кряжа Карпинского), 7 участков, 10 суток	0	3	<1
Михнево (Моск. обл.), 2 участка, 5 суток	0	5	<1
Ново-Воронежская АЭС (Воронежский кр. м-в), 12 участков, 12 суток	0	6	<1
Гирвас (Карелия), 1 участок, 2 суток	0	6	1
Калевала (Карелия), 1 участок, 12 суток	0	14	1
Паанаярви (Карелия), 1 участок, 5 суток	0	25	2
Вуорио (Карелия), 1 участок, 2 суток	0	30	3
Ловозеро (Кольский п-ов), 2 участка, 4 суток	2	40	5

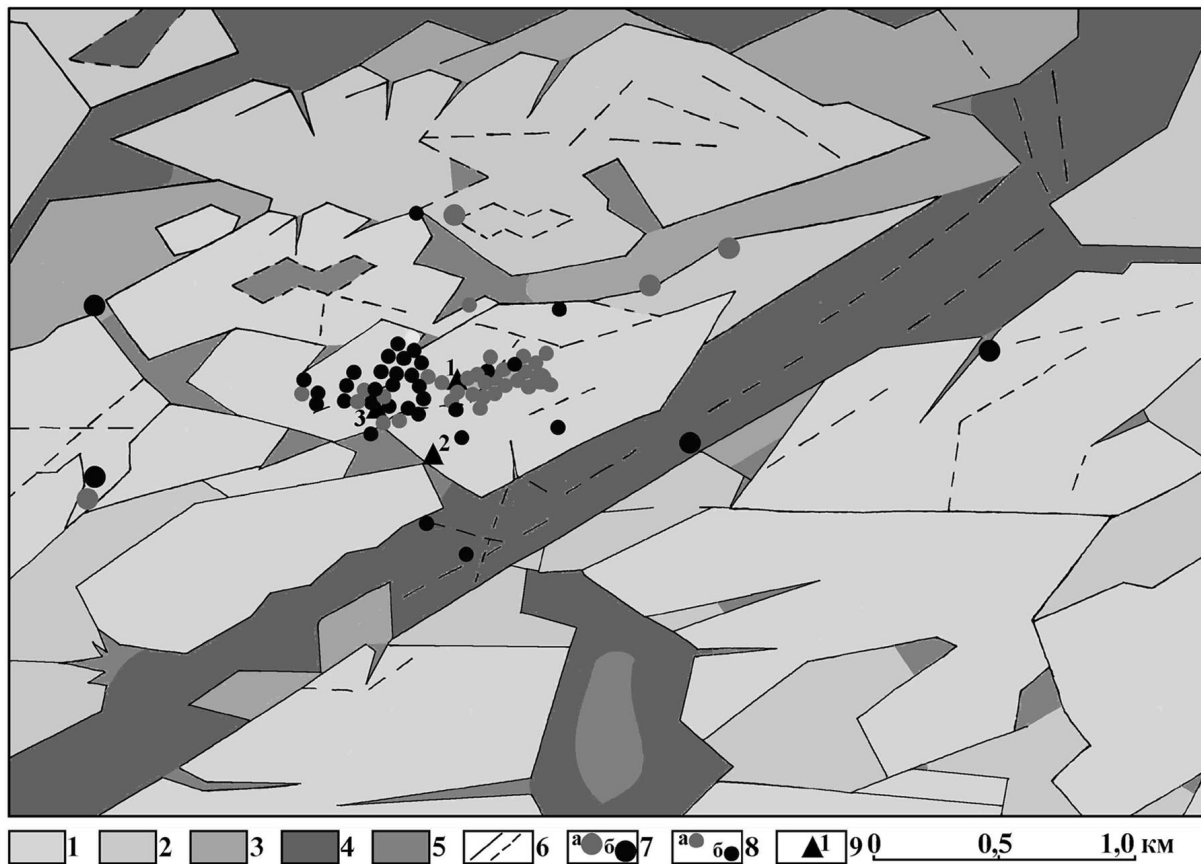


Рис. 5.10. Схема блоковой делимости участка Паанаярви и пространственное распределение эпицентров микросейсмических событий, зарегистрированных с 4 по 11 июля 2004 г.:

1 — наиболее высоко приподнятые в рельефе блоки (более 250 м по вершинной поверхности); 2 — более низкие части высокоприподнятых блоков или блоки, отставшие в поднятии; 3 — относительно слабоприподнятые окраинные части блоков; 4 — наиболее низко расположенные блоки (до высот 200 м); 5 — предполагаемые зоны растяжения; 6 — основные межблоковые и внутриблоковые границы трещинно-разрывной природы (сплошная линия) и второстепенные внутриблоковые границы (пунктир); 7 — эпицентры МС с энергией в очаге 10^5 – 10^6 Дж, с преобладающей частотой сигнала 2–9 Гц (а) и 9–40 Гц (б); 8 — эпицентры МС с энергией в очаге 10^4 – 10^5 Дж, с преобладающей частотой сигнала 2–9 Гц (а) и 9–40 Гц (б); 9 — пункты сейсмических наблюдений

Характерно, что события разного частотного состава сформировали две обособленные в пространстве группы, приблизительно одинаковые по числу МС. Относительно низкочастотные МС сконцентрированы в группе, линейно вытянутой в СВВ направлении (азимут ≈ 70 градусов). Вторые представляют эллипсовидное облако, большая ось которого имеет ССВ простирание (азимут ≈ 25 градусов). При этом обе группы образуют неявный кулисный ряд, отражающий, по всей видимости, особенности современной геодинамики данного участка, находящей объяснение с позиций объемного сдвига блоковой среды.

При развивающемся сдвиге в объеме горных масс отдельные блоки испытывают вращение и растрескивание на части в процессе взаимодействия друг с другом. При этом на границах блоков образуются «зацепы», которые при поворотах могут находиться как в состоянии сжатия, так и в состоянии растяжения в зависимости от развития ситуации на контакте с соседними блоками. На схеме рис. 5.10 подобные зацепы выделяются отрывами по краям блоков. Из материалов наблюдений сильных землетрясений известно, что последние различаются по частотному диапазону максимума излучаемой энергии. Землетрясения, приуроченные к дивергентным тектоническим зонам, в среднем являются более длиннопериодными, чем землетрясения в конвергентных зонах. Установлено также, что очаги взбросового типа в среднем излучают энергию в более высокочастотном диапазоне, чем сдвиговые [Лыскова, 1999]. По аналогии, область сгущения эпицентров низкочастотных МС на участке Паанаярви отражает, видимо, область активизации современного растяжения, а высокочастотных — соответственно,

область сжатия. При этом общая структура системы разрывов, по своему диагональному расположению к простираанию главного разрыва, может быть интерпретирована как серия развивающихся трещин отрыва.

Основные выводы. Проведенные наблюдения показали, что микросейсмические события инициируются средой практически повсеместно, даже в условиях Кряжа Карпинского, где верхняя часть разреза до глубины 400 м сложена слабосвязанными мезо-кайнозойскими отложениями [Адушкин и др., 2002]. Однако режим их излучения, спектральный состав, пространственное распределение источников и другие характеристики заметно отличаются в разных регионах и на различных участках в пределах одного региона.

Общий диапазон изменений естественной активности среды в пределах изученных нами участков ВЕП по количеству излучаемых в единицу времени (и на единицу площади) микросейсмических событий $\approx (-1-0)$ сейсмических энергетических классов составляет около двух порядков.

В пределах зон локальных разрывных нарушений, характеризующихся повышенной современной (неотектонической) активностью, интенсивность сейсмической эмиссии примерно на порядок выше сравнительно с центральными частями блоков, разделяемых этими нарушениями.

Данные микросейсмических наблюдений могут быть использованы для качественной оценки современной (текущей) активности локальных разрывных и блоковых элементов строения геологической среды. В благоприятных случаях возможна характеристика особенностей современной геодинамической ситуации с выделением обстановок сжатия и растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 04-05-79011 и 05-05-65107.

Литература

- Адушкин В. В., Спунгин В. Г., Макаров В. И., Бурчик В. Н. Сейсмичность и активная тектоника донской части кряжа Карпинского // ДАН. 2002. Т. 382, № 6. С. 807–811.
- Арефьев С. С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ Академкнига, 2003. 375 с.
- Асада Т. Наблюдения близких слабых землетрясений высокочувствительными сейсмографами // Слабые землетрясения / Перевод под редакцией Ю. В. Ризниченко. М.: Изд-во Иностран. Лит., 1961. С. 380–420.
- Асада Т., Суэхиро Ш., Акамату К. Наблюдения близких слабых землетрясений высокочувствительными сейсмографами в Мацуширо (Япония) // Слабые землетрясения. Перевод под редакцией Ю. В. Ризниченко. М.: Изд-во Иностран. Лит., 1961. С. 421–435.
- Белоусов Т. П., Никонов А. А., Энман С. В. Морфоструктуры, современные движения и сейсмичность района размещения Ново-Воронежской АЭС // Материалы междунар. конф. «Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерализации подвижных поясов и платформенных областей литосферы». Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 1998. С. 24–26.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2004. 353 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Касьянова Н. Н., Кузьмин Ю. О. Современная аномальная геодинамика недр и ее влияние на объекты нефтегазового комплекса. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 54 с.
- Козырев А. А., Иванов В. И. Развитие исследований по проблеме горных ударов на рудных месторождениях Кольского полуострова // Прогноз и предотвращение горных ударов на рудных месторождениях. Апатиты, 1993. С. 18–31.
- Количко А. В. Сравнительная характеристика инженерно-геологического прогноза и реальных условий строительства Рогунской ГЭС // Гидротехническое строительство. 1992. № 3. С. 19–21.
- Кузьмин Ю. О. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов // Геоэкологическое изучение и использование недр. Вып. 4. М.: Геоинформмарк, 1996. С. 43–53.
- Ломакин В. С., Юнусов Ф. Ф. Оперативный метод сейсмологических наблюдений на рудниках // Прогноз и предотвращение горных ударов на рудных месторождениях. Апатиты, 1993. С. 73–76.
- Лыскова Е. Л. Квантификация землетрясений и сравнительный анализ очагов на основе спектров Р-волн: Автореф. дис. ... канд. физ.-матем. наук. СПб., 1999. 36 с.
- Макаров В. И. Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных территорий // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 20–26.

- Мого К.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 270 с.
- Моргунов В. А., Боярский Э. А., Степанов М. В.* Период приливной волны и сейсмичность // ДАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 380–383.
- Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гос. из-во технико-теоретической литературы, 1955. 543 с.
- Садовский М. А., Писаренко В. Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
- Спивак А. А., Спунгин В. Г., Бугаев Е. Г. и др.* Активные геологические структуры и действующие напряжения в районе Ново-Воронежской АЭС // Динамические процессы в геосферах под действием внешних и внутренних потоков энергии и вещества (Геофизика сильных возмущений). М.: ИДГ РАН, 1998. С. 74–82.
- Спунгин В. Г.* Современная активность локальных тектонических нарушений и ее оценка характеристиками сейсмических микроколебаний // Физические процессы в геосферах: их проявление и взаимодействие. М.: ИДГ РАН, 1999. С. 117–124.
- Спунгин В. Г., Бурчик В. Н.* Сейсмическая эмиссия зон локальных разрывных нарушений Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон: Материалы 8 междунар. конф. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2002. С. 229–230.
- Спунгин В. Г., Дубиня В. А., Иванченко Г. Н.* Экспрессная диагностика структуры и геодинамики массива горных пород на основе анализа микросейсмических колебаний // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 42–50.
- Спунгин В. Г., Бурчик В. Н., Пантелеев Л. С.* Сейсмическая эмиссия и поглощающие свойства активного разрывного нарушения на Русской плите // Нестационарные процессы в верхних и нижних оболочках Земли (Геофизика сильных возмущений). М.: ИДГ РАН, 2002. С. 54–63.
- Спунгин В. Г., Бурчик В. Н., Самусев И. Л.* Микросейсмические исследования современной активности локальных участков среды и зон разрывных нарушений в пределах Восточно-Европейской платформы // Геофизика XXI столетия: 2005 год. Сб. тр. 7-х геофизических чтений имени В. В. Федынского (3–5 марта 2005 г., Москва). М.: Научный мир, 2006. С. 250–256.
- Уломов В. И.* Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 24–44.
- Хайме Н. М.* Количественная оценка разрывных тектонических смещений в платформенных регионах // Геоэкология. 2000. № 2. С. 107–115.
- Шабаров А. Н.* Состояние и перспективы геодинамической безопасности на предприятиях и объектах России // Материалы X межотраслевого координационного совещания по проблемам геодинамической безопасности, 6–9.10.1997. Екатеринбург, 1997. С. 16–26.
- Шебалин Н. В., Арефьев С. С., Васильев В. Ю., Татевосян Р. Е.* От сейсмичности площадей к структуре сейсмичности // Физика Земли. 1991. № 9. С. 20–28.
- Asada T., Suzuki Z.* On microearthquakes having accompanied aftershocks of the Fukui earthquake of June 28, 1948 // Geophys. Notes. Tokyo Univ. 1949. 2. N 16. P. 1–14.
- Lee H. K., Stewart S. W.* Principles and applications of microearthquake networks. New York: Academic press, 1981. 140 p.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 90-х годах прошлого столетия в трехтомнике, изданном под общим названием «Современная динамика литосферы континентов» (Москва, Недра, 1989, 1991, 1995), в книге «Платформы» (1991) (В. С. Хромовских, В. П. Солоненко, Ю. К. Щукин и др.) была предпринята попытка хотя бы в общем виде дать описание новейших результатов изучения процессов в литосфере платформенных областей. В предисловии к этой книге были высказаны некоторые соображения по обсуждаемой теме, которые полезно напомнить для понимания актуальности проблемы, требующей постоянного внимания и решения в течение длительного времени.

«Современная геодинамика платформенных территорий Земли практически не освещена ни в одном крупном научном труде. Даже в фундаментальных изданиях, посвященных „Динамике внутренних частей плит“, „Современным проблемам геодинамики“, и других работах этот вопрос рассматривается на очень важных, но все же частных примерах проявления тектонической активности платформ. Например, очень детально (предложено 14 моделей) анализируется механизм поднятий высоких плато или формирования осадочных бассейнов. Это проблемы достаточно важные, но не исчерпывают всей совокупности явлений современной геодинамики платформ, требующих безотлагательных (по практическим соображениям) объяснений. За пределами внимания теоретиков-тектонистов подчас остаются не только яркие, но и грозные проявления платформенной геодинамики, например, сильнейшие землетрясения, при которых жесткие тела платформ столь же легко вспарываются и дробятся подчас гигантскими по протяженности (сотни километров) разломами, как и литосфера подвижных поясов. Поэтому определение понятия „платформа“ как тектонически малоактивного в современную эпоху структурного элемента требует коренного пересмотра. Введение термина „активизированные платформы“ ничего не меняет в этом случае, так как часто не объясняет физическую и тектоническую сущность процесса активизации областей со слабосхолмленным рельефом.

До сих пор внимание уделялось рассмотрению глубинных механизмов короткопериодичных знакопеременных современных тектонических движений земной коры платформ с интервалом в сотни и тысячи лет, приводящих, в частности, к погружению под уровень моря (или, наоборот, к осушению) значительных прибрежных территорий. Отметим и практически полное отсутствие разработанных геолого-геофизических критериев сейсмичности платформенных территорий, достаточно часто становящихся ареной сильнейших ($M = 7-8$) землетрясений. Поиски энергетических источников в тектоносфере платформ, обуславливающих накопление упругих напряжений, — первейшая задача геодинамики. До сих пор не разработаны критерии, отличающие по набору геолого-геофизических показателей подвижные пояса разных типов от платформ на новейшем этапе развития и позволяющие с достаточной степенью надежности проводить границы разделяющих их переходных зон.

Необходимо уделить особое внимание показу ярких проявлений „живой“ тектоники на платформах, фиксируемых геолого-геоморфологическими и инструментальными методами (геодезии, в том числе спутниковой, сейсмологии и т. п.). Собирая и обобщая фактический материал по активности платформ, многообразию возможных сочетаний тектонических и глубинных физико-геологических процессов (движение внутриземных вод, флюидов, теплового потока и т. д.), ответственных за измеряемые деформации верхней части литосферы и земной поверхности, на основании которых создаются ее геодинамические модели, авторы испытали всю сложность возможных теоретических обобщений этого материала, особенно при подготовке каких-либо конкретных практических рекомендаций. Предпринятые попытки такого рода в определении геолого-геофизических критериев сейсмичности платформ и создания их геодинамических моделей с применением оригинальных и известных методик носят поисковый характер.

Авторы сочтут свою работу выполненной, если помогут читателю убедиться в том, что одни платформы не являются тектонически стабильными областями на современном этапе их геологического развития, а другие по уровню активности равны или приближаются к подвижным поясам, если полученные данные станут основой для разделения платформ по типам эндогенных режимов и создания геодинамических моделей этих крупнейших структурных элементов Земли».

Легко заметить, что все сказанное можно повторить и сегодня. Это свидетельствует о том, что столь масштабные проблемы решаются не столь быстро, как хотелось бы. Недавно (сентябрь 2006 г.) прошедшая международная конференция в Воронеже уже своим названием «Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения», по существу, утверждает представление о современной активности платформенных областей и Восточно-Европейской платформы, в частности.

Развитие сети сейсмологических станций на платформе и ее ближайшем окружении (Урал, Предкавказье) создает благоприятную основу для решения новых теоретических, методических и прикладных задач сейсмологии, геофизики, геологии. Наша книга посвящена, в основном, базовым сейсмологическим данным, необходимым для последующих исследований.

Вместе с тем необходимо отметить отрыв (к сожалению, традиционный) сейсмологической информации от сведений по геологическим и геофизическим условиям формирования очагов землетрясений. Существующие построения носят весьма общий характер и мало пригодны для практической сейсмологии. Неучтенные данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии снижают точность локации сейсмических событий (землетрясений и взрывов) на Восточно-Европейской платформе. Идентификация таких событий, как известно, представляет самостоятельную задачу. Схематично она была рассмотрена в первом разделе этой книги.

Оценивая в целом положительно впервые предложенное в таком развернутом виде общее и региональное описание сейсмичности Восточно-Европейской платформы и Урала, считаем этот шаг этапным, но весьма важным для последующих геолого-тектонических, геодинамических и сейсмогеологических решений и построений. Следующий этап работы предполагается посвятить совмещению сейсмологической информации с геологическими и геофизическими данными о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Предлагается ряд решений и построений, которых не было ранее. Среди них прежде всего:

1. Разработка концепции изучения динамического состояния среды в условиях слабо-сейсмичных платформенных областей (на основе новых технических возможностей и вычислительных средств).
2. На базе новых сейсмологических данных по локальной и региональной сейсмичности — исследование тонкой структуры литосферы платформы; результаты предназначены для познавательных и практических задач сейсмологии землетрясений и взрывов.
3. Создание «Атласа типовых волновых форм (портретов) землетрясений и взрывов в условиях платформенных регионов», совмещенных или привязанных к конкретным геологическим и геофизическим ситуациям.
4. Составление «Атласа характерных (типовых) геолого-геофизических моделей среды очаговых зон землетрясений Восточно-Европейской платформы» с описанием структурно-вещественных, физико-механических и других показателей активности геологической среды.
5. Для задач практической сейсмологии необходимо составить «Атлас геолого-геофизических моделей среды под сейсмическими станциями».
6. Создание регионального банка геологических, геофизических и сейсмологических данных для Восточно-Европейской платформы в целом и для отдельных сейсмичных ее регионов, в частности.

Все сказанное и перечисленное возможно выполнить только сообща, кооперативно, в сотрудничестве специалистов разного направления деятельности в науках о Земле.

Предлагаемая книга — это первый, самый трудный шаг на пути упомянутой добровольной кооперации ученых и практиков. Мы намерены следующую книгу посвятить именно региональным геолого-тектоническим и геофизическим данным в качестве основы для теоретических и практических решений в сейсмологии.

Мы уверены, что самые интересные выводы нас ожидают впереди.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Адушкин Виталий Васильевич, 1932, советник директора ИДГ РАН, Москва, академик РАН, профессор, adushkin@idg.chph.ras.ru

Айзберг Роман Ефимович, 1933, гл.н.с. Института геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск, член-корреспондент НАН Беларуси, профессор, д.г.-м.н., kar@igig.org.by

Антоновская Галина Николаевна, 1979, н.с. Института экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, gala-new@yandex.ru

Аронов Аркадий Гесселевич, 1947, директор Центра геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, д.ф.-м.н., aronov@cgm.org.by

Аронова Татьяна Ивановна, 1956, зав. отделом обработки Центра геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, tatjana@cgm.org.by

Асминг Владимир Эрнестович, 1961, вед.н.с. Кольского филиала ГС РАН, к.ф.-м.н., Апатиты, asming@krsc.ru

Баранов Сергей Владимирович, 1975, с.н.с. Кольского филиала ГС РАН, к.ф.-м.н., Апатиты, bars75@bk.ru

Бекетова Елена Борисовна, 1957, Кольский филиал ПетрГУ, зам. декана, Апатиты, fedorenko@pgi.kolasc.net.ru

Виноградов Анатолий Николаевич, 1940, директор Кольского филиала ГС РАН, Апатиты, академик РАН, к.г.-м.н., vino@admksk.apatity.ru

Виноградов Юрий Анатольевич, 1966, зам. директора Кольского филиала ГС РАН, к.т.н. Апатиты, vin@krsc.ru

Вторников Евгений Викторович, 1981, вед. инженер Геофизической службы РАН, nadezhka@geophys.vsu.ru

Габсатарова Ирина Петровна, 1953, зав. отделом ГС РАН, Обнинск, ira@gstras.ru

Гарецкий Радим Гаврилович, 1928, зав. лабораторией геотектоники Института геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск, академик НАН Беларуси, профессор, д.г.-м.н., kar@igig.org.by

Годзиковская Анна Александровна, 1935, инженер Камчатского филиала ГС РАН, Москва, Петропавловск-Камчатский, godzanna@mail.ru

Гуляев Александр Николаевич, 1952, с.н.с. Института геофизики УрО РАН, начальник отдела сейсмостроения ГОУ НПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Дружинин Владимир Степанович, 1934, вед.н.с. лаборатории сейсмометрии Института геофизики УрО РАН, директор по науке ГОУ НПП «Уралсейсмоцентр», к.г.-м.н., Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Екимова Ирина Александровна, 1984, техник-геофизик, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., sharov@krc.karelia.ru

Ефременко Марина Алексеевна, 1980, м.н.с. Воронежского государственного университета, nadezhka@geophys.vsu.ru

Жигалин Александр Дмитриевич, 1938, к.г.-м.н., в.н.с., Институт геоэкологии РАН, Москва, zhigalin@pochta.ru

Исанина Эльвира Вениаминовна, 1940, гл. специалист ФГУ ГП «Урангеология», Северо-Западный филиал «Невскгеология», Санкт-Петербург, nevskgeo@peterlink.ru

Капустян Наталья Константиновна, 1948, вед.н.с. ОИФЗ РАН, Москва, д.ф.-м.н., n-kapustian@mtu-net.ru

Карабанов Александр Кириллович, 1952, зав. лабораторией неогеодинимики Института геохимии и геофизики НАН Беларуси, Минск, член-корреспондент НАН Беларуси, профессор, д.г.-м.н., kar@igig.org.by

Кендзера Александр Владимирович, 1948, зам. директора института геофизики НАН Украины, Киев, к.ф.-м.н., kendzera@igph.kiev.ua

Колмогорова Вера Владимировна, 1941, н.с. лаборатории сейсмометрии Института геофизики УрО РАН, Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Крупнова Наталья Александровна, 1970, м.н.с. ГФУ НПП «Севморгео», Санкт-Петербург, к.ф.-м.н., nataly@ldus.phys.spbu.ru

Маловичко Алексей Александрович, 1952, чл.-корр. РАН, директор ГС РАН, Обнинск, amal@gsras.ru

Маловичко Дмитрий Алексеевич, 1977, зав. лабораторией Горного института УрО РАН, Пермь, к.ф.-м.н., mal@mi-perm.ru

Матвеева Татьяна Сергеевна, 1982, аспирант, м.н.с. Института геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, tmatv@krc.karelia.ru

Мехрюшев Дмитрий Юрьевич, 1961, зам. директора Геофизической службы РАН, dmeh@gsras.ru

Мишаткин Владимир Николаевич, 1940, уч. секретарь ГС РАН, к.т.н., Обнинск, vmish@gsras.ru

Надежка Людмила Ивановна, 1939, канд. г.-м.н., зав. лабораторией Воронежского государственного университета и Геофизической службы РАН, доцент Воронежского государственного университета, nadezhka@geophys.vsu.ru

Никитин Сергей Николаевич, 1962, генеральный директор ГОУ НПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Николаев Алексей Всеволодович, 1934, чл.-корр. РАН, зав. лабораторией ИФЗ РАН, Москва, nikavs@ifz.ru

Никулин Валерий Георгиевич, 1954, гл. сейсмолог Латвийского агентства среды, геологии и метеорологии, Рига, Латвия, valerijs.nikulins@lvgma.gov.lv

Огаджанов Виктор Александрович, 1953, зав. лабораторией региональной и инженерной геофизики Нижневолжского НИИ геологии и геофизики Министерства природных ресурсов РФ, ogadjanov@nvniigg.san.ru

Орлов Радомир Аполлонович, 1940, вед. геофизик лаборатории сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива Геофизической службы РАН, nadezhka@geophys.vsu.ru

Осипов Вячеслав Юрьевич, 1978, н.с. лаборатории сейсмометрии Института геофизики УрО РАН, начальник отдела ГИС ГОУ НПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Парыгин Геннадий Иванович, 1947, с.н.с. Института геофизики УрО РАН, начальник отряда ГОУ НПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Пивоваров Сергей Павлович, 1960, вед. геофизик лаборатории сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива Геофизической службы РАН, serg@geophys.vsu.ru

Пустовалов Николай Александрович, 1982, аспирант Института геофизики УрО РАН, технический директор ГОУ НПП «Уралсейсмоцентр», Екатеринбург, usc_slava@mail.ru

Сафронич Игорь Николаевич, 1967, н.с. Воронежского государственного университета, igor@geophys.vsu.ru

Сафронов Олег Николаевич, 1952, с.н.с. института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, к.г.н., son@poluoostrov.net

Сероглазов Рустам Рызванович, 1952, зам. директора Центра геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, к.ф.-м.н., rustam@cgm.org.by

Спунгин Вадим Геннадьевич, 1946, с.н.с. ИДГ РАН, Москва, к.т.н., spungin@idg.chph.ras.ru

Старовойт Олег Евгеньевич, 1933, зам. директора Геофизической службы РАН, Обнинск, к.ф.-м.н., ostar@gsras.ru

Турунтаев Сергей Борисович, 1957, зам. директора ИДГ РАН, Москва, д.ф.-м.н., turuntaev@idg.chph.ras.ru

Удоратин Валерий Вячеславович, 1968, зав. геофизической обсерваторией «Сыктывкар» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, к.г.-м.н., udoratin@geo.komisc.ru

Федоренко Юрий Валентинович, 1951, зав. лаб. ПГИ КНЦ РАН, к.ф.-м.н., Апатиты, fedorenko@pgi.kolasc.net.ru

Федотова Юлия Викторовна, 1967, с.н.с. ГоИ КНЦ РАН, к.т.н., Апатиты, julia@goi.kolasc.net.ru

Филатов Павел Валентинович, 1980, м.н.с. Института геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Французова Валентина Ивановна, 1937, зав. группы сейсмологии ИЭПС РАН УрО РАН, к.ф.-м.н., доцент, Архангельск, vif@atnet.ru

Чепкунас Любовь Семеновна, 1939, вед.н.с. ГС РАН, к.ф.-м.н., Обнинск, luba@gsras.ru

Шаров Николай Владимирович, 1943, зав. лабораторией геофизики ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н., sharov@krc.karelia.ru

Шахова Евгения Васильевна, 1979, н.с. Института экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, shahovaev@yandex.ru

Щукин Юрий Константинович, 1937, зав. лабораторией ИДГ РАН, Москва, д.г.-м.н., профессор, schuk@idg.chph.ras.ru

Юдахин Феликс Николаевич, 1934, председатель Президиума АНЦ УрО РАН, член-корр. РАН, Архангельск, felix@dvina.ru

Южанинова Светлана Игоревна, 1968, геофизик I кат., ФГУ ГП «Урангеология», Северо-Западный филиал «Невскгеология», Санкт-Петербург, nevskgeo@peterlink.ru

Научное издание

**ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ
В ЗАДАЧАХ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Книга 2
Микросейсмичность

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра РАН*

Редактор *Л. В. Кабанова*
Оригинал-макет *Т. Н. Люрина*

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Подписано в печать 4.05.2007. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура TechBook. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 9,5. Усл. печ. л. 11,1.
Тираж 500 экз. Изд. № 18. Заказ № 657

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50