

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР ИМ. АКАДЕМИКА М.А. САДОВСКОГО
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ГОРБУНОВА ЭЛЛА МИХАЙЛОВНА

**РЕАКЦИЯ ВОДОНАСЫЩЕННОГО КОЛЛЕКТОРА
НА ДИНАМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ**

Специальность 1.6.6. – Гидрогеология

1.6.9. – Геофизика

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант:
доктор физико-математических наук,
профессор
Кочарян Геворг Грантович

МОСКВА – 2022 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Глава 1. Обзор опубликованных результатов исследований гидрогеологических откликов на динамические воздействия.....	14
1.1. Реакция водонасыщенного коллектора на атмосферное давление и земные приливы.....	15
1.2. Систематизация опубликованных данных по гидрогеологическим эффектам, вызванным землетрясениями.....	21
1.3. Обобщение результатов исследований высокоинтенсивного техногенного воздействия на водонасыщенный коллектор.....	37
1.4. Гидрогеологические отклики на локальные и региональные землетрясения в условиях техногенной дестабилизации гидрогеодинамической обстановки.....	47
Выводы к главе 1.....	51
Глава 2. Методика исследования реакции водонасыщенного коллектора на квазистатические и периодические факторы.....	53
2.1. Обобщение экспериментального материала по реакции массива горных пород на проведение крупномасштабных взрывов.....	53
2.2. Постановка и проведение прецизионного мониторинга уровня подземных вод в платформенных условиях.....	58
2.2.1. Влияние атмосферного давления и земных приливов на водонасыщенный коллектор.....	62
2.2.2. Выделение гидрогеологических откликов от удаленных землетрясений и массовых взрывов.....	65
2.2.3. К изучению реакции подземных вод на техногенное воздействие.....	67
Выводы к главе 2.....	71

Глава 3.	Геолого-структурные и гидрогеологические условия площадок исследований.....	73
3.1.	Особенности формирования природно-техногенных геосистем.....	73
3.1.1.	Площадка «Балапан» Семипалатинского полигона.....	74
3.1.2.	Площадка «Дегелен» Семипалатинского полигона.....	83
3.1.3.	Площадка разрабатываемых железорудных месторождений.....	88
3.2.	Характеристика природной геосистемы (территория геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево»).....	94
3.2.1.	Геологическое строение и гидрогеологические условия.....	96
3.2.2.	Детализация инженерно-геологического разреза.....	99
3.2.3.	Основные гидрогеологические параметры.....	105
3.2.4.	Режим подземных вод.....	107
	Выводы к главе 3.....	109
Глава 4.	Последствия крупномасштабного техногенного воздействия на массив горных пород.....	111
4.1.	Выделение зон необратимого деформирования в пределах горного массива «Дегелен»...	113
4.1.1.	На дневной поверхности.....	113
4.1.2.	В массиве и зонах влияния разрывных нарушений.....	115
4.1.3.	По изменению режима подземных вод.....	122
4.2.	Исследование структурно-нарушенных зон на площадке «Балапан».....	128
4.2.1.	Поствзрывные деформации дневной поверхности.....	129
4.2.2.	Изменение эффективных параметров водонасыщенного коллектора.....	133
4.2.3.	Реакция водонасыщенного коллектора на периодическое крупномасштабное воздействие.....	139
	Выводы к главе 4.....	153
Глава 5.	Влияние квазистационарных и периодических факторов на водонасыщенный коллектор.....	155
5.1.	В условиях природной геосистемы (территория геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево»).....	155
5.1.1.	Анализ гидрогеологического отклика на земные приливы.....	155
5.1.2.	Исследование реакции водонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений.....	167

5.1.3. Техногенно-нарушенный режим слабонапорного водоносного горизонта.....	179
5.2. В пределах природно-техногенной геосистемы (площадка разрабатываемых железорудных месторождений).....	188
5.2.1. Определение фоновых параметров.....	188
5.2.2. Реакция системы «пласт-скважина» на проведение массовых взрывов.....	192
Выводы к главе 5.....	199
Глава 6. Основные закономерности деформирования водонасыщенного коллектора.....	202
6.1. Изменение гидрогеодинамической обстановки.....	202
6.2. Анализ динамического деформирования водонасыщенного коллектора.....	222
6.3. Феноменологическая модель реакции водонасыщенного коллектора.....	230
Выводы к главе 6.....	243
Заключение.....	245
Литература.....	248

Введение

Диссертация посвящена исследованию реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия. В качестве характеристики режима деформирования водонасыщенного коллектора под влиянием квазистационарных (атмосферное давление, земные приливы) и периодических (отклики на землетрясения, взрывы) факторов рассматриваются вариации уровня подземных вод и давления в системе «пласт-скважина».

Актуальность.

В соответствии с «Основами государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования» к приоритетным направлениям деятельности отнесены охрана недр и рациональное использование минерально-сырьевых ресурсов, оценка и прогноз состояния недр на территориях, подверженных опасным природно-техногенным процессам. Особенности геологического строения региона определяют условия распространения многослойных толщ коллекторов порового, трещинно-пластового и трещинно-жильного типов, которые различаются по степени водонасыщенности, гидростатическому напору, гидравлической взаимосвязи. Этим объясняется многообразие гидрогеологических эффектов при динамическом воздействии: от фонтанирования скважин, скачкообразных и постепенных изменений уровня подземных вод до вариаций давления в системе «пласт-скважина», вызванных прохождением сейсмических волн от землетрясений и взрывов.

Изменения структуры порово-трещинного пространства водонасыщенного коллектора и порового давления под влиянием квазистационарных факторов – атмосферного давления, земных приливов и периодических – откликов на землетрясения, взрывы, промышленные откачки-нагнетания, необходимо учитывать в процессе неравномерного инженерно-технического освоения подземного пространства, эксплуатации месторождений, трасс нефте- и газопроводов. Нарушение гидрогеодинамической обстановки приводит к негативным геологическим последствиям и способствует активизации карстово-суффозионных и оползневых процессов, наведенной микросейсмичности, которые наиболее значимо выражены в пределах территорий, характеризующихся высокой степенью техногенной нагрузки и высокой плотностью населения. В информационно-аналитических отчетах Центра

государственного мониторинга недр за 2018-2020 гг. отмечено увеличение площади распространения опасных экзогенных геологических процессов в России и их интенсивности.

В силу этого исследование реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия является актуальной задачей. Определение основных типов гидрогеологических откликов в широком диапазоне частот, соответствующих различным режимам деформирования водонасыщенного коллектора, может быть использовано для выявления потенциально неустойчивых зон и прогнозной оценки изменений несущих свойств грунтов – одной из задач детального сейсмического районирования. Для своевременной разработки мер защиты особо ответственных объектов, в том числе и памятников культурного наследия, целесообразно проведение дистанционного контроля фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод. Исследование механизма деформирования водонасыщенного коллектора является важной задачей, которая имеет как прикладное, так и фундаментальное значение, поскольку направлено на качественное понимание и количественное описание геомеханических и гидрогеодинамических процессов, происходящих в водонасыщенном коллекторе.

Целью исследования является:

- определение основных закономерностей реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия различной интенсивности;
- развитие метода дистанционного контроля фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора.

Основные задачи исследования:

1. Систематизация экспериментальных данных по реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия различной интенсивности по данным гидрогеологического мониторинга.
2. Установление взаимосвязи между изменениями гидрогеодинамической обстановки и формированием областей поствзрывных деформаций в вмещающем массиве горных пород и на дневной поверхности при крупномасштабных взрывах.
3. Разработка метода дистанционного контроля фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора по данным гидрогеологического отклика на земные приливы, землетрясения, взрывы и другие техногенные факторы.
3. Выявление различий гидрогеологических эффектов, зарегистрированных в массиве и зонах влияния структурных нарушений при динамическом воздействии.
5. Определение соответствия между основными типами гидрогеологических откликов и режимами деформирования водонасыщенного коллектора в естественных и техногенно-нарушенных условиях.

6. Разработка феноменологической модели реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия.

Фактический материал:

При подготовке работы использованы:

- данные, полученные автором работы при проведении экспериментальных исследований по изучению реакции геологической среды на взрывное воздействие на площадках «Балапан» и «Дегелен» Семипалатинского испытательного полигона (СИП) в 1983-1992 гг.;

- данные прецизионного мониторинга уровня подземных вод, организованного автором и проводимого на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево») с 2008 г. и в промышленном регионе вблизи г. Губкин Белгородской области с 2019 г. по настоящее время;

- опубликованные результаты исследований по оценке проницаемости коллекторов по гидрогеологическому отклику на вариации атмосферного давления и земные приливы; определению изменений проницаемости водонасыщенных коллекторов, связанных с прохождением сейсмических волн; реакции подземных вод на взрывы и землетрясения.

Основные методы исследования:

- обобщение и анализ экспериментальных данных по изменению состояния массива, гидрогеодинамической обстановки и формированию областей поствзрывных деформаций дневной поверхности при крупномасштабных взрывах;

- определение фильтрационных параметров водонасыщенного коллектора в платформенных условиях по данным прецизионной регистрации вариаций уровня подземных вод в естественных и техногенно-нарушенных условиях;

- изучение и типизация гидрогеологических откликов нахождение сейсмических волн от удаленных землетрясений по данным регистрации на территории ГФО «Михнево»;

- исследование реакции системы «пласт-скважина» на проведение массовых взрывов при разработке железорудных месторождений Курской магнитной аномалии (КМА).

Отличие научно-методического подхода, использованного в настоящей работе, от предшествующих исследований по данной тематике состоит в комплексировании результатов оценки изменений эффективных (физико-механических, фильтрационных) характеристик водонасыщенного коллектора в условиях естественного и техногенного воздействий на вмещающий массив горных пород и зоны структурных нарушений. Анализ гидрогеологических эффектов, зарегистрированных в процессе эксплуатации месторождений с использованием взрывных технологий, рассматривается на основе амплитудно-частотных характеристик системы «пласт-скважина».

Достоверность и надежность представленных результатов по исследованию реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия подтверждена хорошей сходимостью экспериментальных данных, полученных при выполнении исследований на отдельных участках Семипалатинского полигона, территории ГФО «Михнево» и в пределах разрабатываемых месторождений КМА, с опубликованными данными по изучению гидрогеологических откликов на экзогенное, эндогенное и техногенное воздействие. Используемые методы и подходы к решению задач диссертационной работы соответствуют современному мировому уровню исследований, что подтверждается их апробацией в ведущих зарубежных журналах [Besedina et al., 2016; Gorbunova, 2021; Vinogradov et al., 2017] и материалах международных конференций [Gorbunova et al., 2018a,b; Gorbunova, Besedina, 2019; Kabychenko et al., 2019, 2020].

Защищаемые положения.

1. Разработана методика дистанционной оценки фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора, которая может применяться при анализе гидрогеологических эффектов, регистрируемых при взрывах и землетрясениях. Вариации уровня подземных вод используются в качестве индикатора естественных и техногенно-нарушенных условий массива горных пород. При прецизионном гидрогеологическом мониторинге, направленном на исследовании фазового сдвига между приливной волной M_2 , выделенной в смещении грунта и уровнем водоносного горизонта, необходимо учитывать фоновые вариации уровня подземных вод, связанные с влиянием сезонных факторов и техногенным воздействием. Предложенный научно-методический подход использован при создании невозмущающего метода оценки негативных последствий динамических воздействий различной интенсивности.

2. Область нарушения гидрогеодинамической обстановки в ближней зоне крупномасштабных взрывов и землетрясений определяется необратимыми изменениями физико-механических и фильтрационных свойств массива горных пород, которые установлены как в эпицентральной зоне, так и локально, на участках, приуроченных к структурным нарушениям (разломам, границам раздела выветрелых и относительно монолитных пород, литолого-стратиграфическим контактам и т.п.). Вариации основных параметров подземного потока, на порядок превышающие фоновые, подтверждают наличие гидравлической взаимосвязи водоносных горизонтов с зонами наведенной трещиноватости. Постепенное и/или скачкообразное изменение уровня с последующей стабилизацией режима подземных вод в зоне воздействий средней интенсивности (промежуточной зоне) при величине максимальной скорости смещения грунта $PGV \sim 1-100$ см/с свидетельствует о локальном изменении фильтрационных свойств коллектора.

3. Пороупругая реакция водонасыщенного коллектора на динамическое воздействие в дальней зоне в платформенных условиях при PGV менее 1 см/с проявляется в виде осцилляции уровня продолжительностью от первых секунд до первых десятков минут. В природной геосистеме на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» косейсмические амплитуды уровня от 3 до 110 мм зарегистрированы при PGV от 0.4 до 4 мм/с. В пределах природно-техногенной геосистемы разрабатываемых железорудных месторождений КМА вариации давления в системе «пласт-скважина» при массовых взрывах изменяются от 13 кПа до 20 Па на приведенных расстояниях от 60 до 400 м/кг^{1/3} при PGV от 20 до 0.2 мм/с.

4. Зависимость амплитуды вариаций гидрогеологических откликов от параметра PGV при сейсмическом действии взрывов и землетрясений имеет степенной характер. Основанная на анализе амплитудно-частотных параметров системы «пласт-скважина» типизация гидрогеологических эффектов, регистрируемых в дальней, промежуточной и ближней зонах, соответствует пороупругому, квазиобратимому и необратимому изменению порово-трещинного пространства водонасыщенного коллектора.

5. Предложенная феноменологическая модель реакции водонасыщенного коллектора на сейсмическое воздействие учитывает подобие и типизацию гидрогеологических откликов, выделенных при взрывах и землетрясениях, и может быть использована для ранжирования территории на ближнюю, промежуточную и дальнюю зоны. Прослеженную взаимосвязь между режимом деформирования коллектора и установленными гидрогеологическими эффектами следует учитывать при взаимодействии сооружений высокого уровня ответственности (АЭС, ускорителей, объектов захоронения РАО и др.) с геологической средой.

Научная новизна.

Данная работа представляет собой первое обобщающее исследование, в котором:

- на основе реакции подземных вод на крупномасштабные взрывы детально проанализирована взаимосвязь между изменениями физико-механических и фильтрационных свойств массива горных пород и гидрогеодинамической обстановки;
- определена эффективность дистанционного контроля фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора в платформенных условиях по результатам прецизионного мониторинга подземных вод;
- впервые выполнена совместная интерпретация гидрогеологических эффектов, зарегистрированных при взрывах и землетрясениях, и установлено подобие реакции водонасыщенных коллекторов на динамическое воздействие;
- впервые выполнен анализ реакции системы «пласт-скважина» в процессе разработки железорудных месторождений с использованием взрывных технологий.

Научная новизна работы заключается в комплексном анализе реакции подземных вод на проведение крупномасштабных взрывов, массовых промышленных взрывов и сопоставлении полученных результатов с косейсмическими и постсейсмическими эффектами от землетрясений, зарегистрированными в платформенных условиях и сейсмоактивных регионах. Подобный методический подход может быть использован для исследования геомеханики процессов, происходящих в ближней зоне землетрясений, которая малоизучена из-за недостаточного количества инструментальных измерений.

Теоретическая и практическая значимость.

Теоретическая значимость проведенных исследований заключается в развитии метода дистанционного контроля фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора и разработке феноменологической модели, отражающей взаимосвязь между режимами деформирования водонасыщенного коллектора и зарегистрированными гидрогеологическими эффектами.

Практическая значимость диссертационной работы заключается в анализе результатов высокоинтенсивного воздействия на водонасыщенный коллектор и проведении прецизионных наблюдений за вариациями уровня подземных вод и давления в системе «пласт-скважина», которые необходимы для контроля негативных последствий ведения техногенной деятельности.

Разработанные научные основы дистанционного мониторинга фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора в платформенных условиях и созданная феноменологическая модель могут оказаться востребованными при ведении горных работ с использованием взрывных технологий, закачке промышленных отходов в глубокие горизонты и других, влияющих на развитие и интенсивность природно-техногенных процессов (карст, суффозия, наведенная микросейсмичность и т.п.).

Тема диссертации соответствует Программе фундаментальных научных исследований Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института динамики геосфер имени академика М.А. Садовского Российской академии наук.

Личный вклад автора.

Основные результаты, представленные в диссертации, получены автором самостоятельно. Часть исследований выполнялась совместно со старшими научными сотрудниками лаборатории «деформационных процессов в земной коре» ИДГ РАН, кандидатами физико-математических наук – Бесединой А.Н. и Виноградовым Е.А., кандидатами технических наук – Кабыченко Н.В. и Свинцовым И.С. Автору принадлежат постановка задачи и руководство работой по обработке данных и анализу результатов. Автор организовал проведение прецизионного гидрогеологического мониторинга с 2008 г. на территории ГФО «Михнево», с 2019 г. – в промышленном регионе вблизи г. Губкин Белгородской области. В период 1983-1998 гг. инициировал выполнение специальных работ по

изучению реакции подземных вод на взрывы в пределах СИП. Часть работ, посвященных анализу изменений состояния массива горных пород при взрывном воздействии, выполнена совместно с сотрудниками партии 27 ПГО «Гидроспецгеология» – кандидатом физико-математических наук Шпаковским В.И., Шпаковской Р.С., Полещук В.Н., Полещук Р.Ф., Русиновой Л.А., Степиным А.И., Добрыниным В.Н., Вальковой М.А.

Автор являлся руководителем проектов РФФИ 12-05-00956 «Контроль вариаций напряженно-деформированного состояния и характеристик массива горных пород по результатам прецизионных наблюдений за уровнем подземных вод» и 19-05-00809 «Механизм деформирования флюидонасыщенного коллектора при сейсмическом воздействии по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод». Принимал участие в проекте РНФ 14-17-00719 «Механика медленных перемещений по разломам и трещинам: условия возникновения и возможность трансформации. Следствия и значение для снижения сейсмической опасности», проекте РФФИ 17-05-01271 «Релаксация избыточных напряжений в областях структурных нарушений массивов горных пород».

Степень достоверности и апробация результатов.

Достоверность результатов обусловлена комплексным использованием геолого-геофизических и гидрогеологических методов и базируется на сопоставимости данных, полученных в процессе обработки синхронной регистрации сейсмических, гидрогеологических и барометрических параметров. Применение высокоточных аппаратно-измерительных комплексов направлено на дистанционный контроль реакции водонасыщенного коллектора на квазистационарные факторы (атмосферное давление, земные приливы) и периодические, вызванные прохождением сейсмических волн от удаленных землетрясений и массовых взрывов, производимых при эксплуатации железорудных месторождений КМА. Полученные экспериментальные данные в пределах природной (территория ГФО «Михнево») и природно-техногенных геосистем (на отдельных участках СИП и площадке разрабатываемых месторождений) с применением взаимодополняющих методик согласуются с теоретическими расчетами.

Основные положения и результаты работы докладывались и обсуждались:

- на международных конференциях, в т.ч. «Геофизическая конференция», Санкт-Петербург, 2000; «Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды», Львов, 2011; «Мониторинг ядерных последствий», Курчатов, Казахстан, 2004, 2010, 2012, 2014, 2016, 2018; «European Seismological Commission 33rd General Assembly «Seismology without boundaries», Moscow, 2012; «Finite-Elements Models, Modflow and More. Solving Groundwater Problems», Carlsbad, Czech Republic, 2004; «Uranium in the Environment. Mining Impact and Consequences», Freiberg, Germany, 2005, 2008; XI международный экологический

симпозиум «Урал атомный, Урал промышленный», Екатеринбург, 2005; «International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM», Albena, Bulgaria, 2010, 2015 – 2019; «XXIII, XXV Международный симпозиум «Неделя горняка», Москва, 2015, 2017; «Annual Meeting», Anchorage, Alaska, USA, 2014; «Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology», Istanbul, Turkey, 2014; «18th International Symposium on Geodynamics and Earth Tides. Intelligent Earth System Sensing, Scientific Enquiry and Discovery», Trieste, Italy, 2016; «Joint Scientific Assembly of IAG and IASPEI», Kobe, 2017; «Развитие систем сейсмологического и геофизического мониторинга природных и техногенных процессов на территории Северной Евразии», 2017; «Physical Mesomechanics. Materials with Multilevel Hierarchical Structure and Intelligent Manufacturing Technologies», Tomsk, 2018-2021; «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере», Москва, 2018; EGU General Assembly, on-line, 2020;

- на всероссийских совещаниях и конференциях, в т.ч. «Геодинамика и техногенез», Ярославль, 2000; «Комплексные проблемы гидрогеологии», Санкт-Петербург, 2013; «Математическое моделирование, геоинформационные системы и базы данных в гидрогеологии», Москва, 2013; «Мониторинг и прогнозирование катастроф», Махачкала, 2016; «Научные аспекты экологических проблем России», Москва, 2001; «Проблемы сейсмотектоники», Москва, 2011; «Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области», 2012; «Сергеевские чтения», Москва, 2013, 2015, 2016; «Триггерные эффекты в геосистемах», Москва, 2013, 2015, 2019; «Физические проблемы экологии», Москва, 2001, 2004, 2013; «Решение экологических и технологических проблем горных производств на территории России, ближнего и дальнего зарубежья», Москва, 2019; «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ», посвященное памяти профессора С.И. Шермана, Иркутск, 2021; «Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов», Петропавловск-Камчатский, 2017, 2021.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 87 работ (без учета тезисов конференций), в том числе 26 статей в журналах, рекомендованных ВАК, 17 публикаций, проиндексированных в международных базах научных знаний Scopus, Web of Science.

Объем и структура диссертации. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и библиографии, включающей 248 наименований. Работа изложена на 262 листах, содержит 158 рисунков и 20 таблиц.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность академику РАН Адушкину В.В., профессорам, докторам физико-математических наук Кочаряну Г.Г. и Спиваку А.А. за поддержку многолетних исследований по изучению реакции водонасыщенного коллектора на сейсмическое воздействие. Автор выражает глубокую признательность своим коллегам –

кандидатам физико-математических наук Бесединой А.Н., Виноградову Е.А., Шпаковскому В.И., кандидатам технических наук – Кабыченко Н.В., Свинцову И.С., ведущим геофизикам - Шпаковской Р.С., Русиновой Л.А. за научное сотрудничество, обсуждение и ценные замечания. Автор также выражает признательность докторам физико-математических наук Овчинникову В.М., Родкину М.В., докторам геолого-минералогических наук Киссину И.Г., Копыловой Г.Н., кандидату физико-математических наук Барабанову В.Л. - за обсуждение работы в процессе ее подготовки, инженеру Годуновой Л.Д. - за техническую редакцию текста.

Глава 1. Обзор опубликованных результатов исследований гидрогеологических откликов на динамические воздействия

Подземные воды, заключенные в коллекторах различного типа, являются своеобразным индикатором напряженного состояния водовмещающих пород. В естественных условиях пороупругий отклик массива на квазистационарные длиннопериодные вариации атмосферного давления, земные приливы и периодические колебания, связанные с прохождением сейсмических волн от землетрясений, приводит к соответствующим вариациям уровня водоносных горизонтов. Результаты мониторинга гидрогеологических откликов на экзогенные и эндогенные факторы широко используются для оценки основных эффективных характеристик водонасыщенного коллектора – водопроницаемости и упругой емкости пласта (водоносного горизонта), упругоёмкости и проницаемости породы [Hsieh et al., 1987; Cuttillo, Bredehoeft, 2011; Burbey et al., 2012; Lai, Wang, 2013].

Водопроницаемость пласта T (коэффициент водопроницаемости, м²/сут) представляет собой расход жидкости через единицу поперечного сечения водоносного горизонта мощностью m (м) при единичном напорном градиенте [Боревский и др., 1979] и определяется как

$$T = km, \quad (1.1)$$

где k – коэффициент фильтрации, представляющий собой расход жидкости через единицу площади поперечного сечения пласта при напорном градиенте, равном единице, и численно равен скорости фильтрации при единичном напорном градиенте, м/сут.

Упругоёмкость породы η^* (specific storage S_s , м⁻¹) выражается через изменение объема воды, отнесенное к объему породы при единичном изменении напора, зависит от глубины залегания коллектора и рассчитывается согласно [Шестаков, 1998] как

$$\eta^* = \frac{\gamma}{1+e}(e\beta + a_c), \quad (1.2)$$

где γ – удельный вес породы, г/см³; e – коэффициент пористости, β – коэффициент объемного сжатия воды, равный для пресной воды $4.7 \cdot 10^{-5}$ 1/атм; a_c – коэффициент сжимаемости, который для известняков, залегающих на глубине $z_0 = 100$ согласно [Кабранова, 1986], рекомендуется рассчитывать, как:

$$a_c = \frac{4.5 \cdot 10^{-4} e}{\gamma_n z_0}, \quad (1.3)$$

где γ_n – средний удельный (объемный) вес породы, г/см³.

Упругая емкость пласта μ^* (coefficient of storage S) представляет собой отношение изменение объема воды к изменению объема пласта, т.е. отношение изменения объема воды в единичном элементе пласта ΔV_0 к изменению напора ΔH [Шестаков и др., 2011]:

$$\mu^* = \frac{\Delta V_0}{\Delta H}. \quad (1.4)$$

Для водоносного пласта мощностью m :

$$\mu^* = m\eta^* = \frac{\gamma m}{1+e}(e\beta + a_c). \quad (1.5)$$

Проницаемость k_n (коэффициент проницаемости) не зависит от свойств фильтрующей жидкости, определяется геометрией пространства и рассчитывается в общем виде согласно [Голф-Рахт, 1986] как

$$k_n = \frac{b^3}{12h}, \quad (1.6)$$

где b – раскрытость трещин, м; h – мощность пласта, м.

1.1. Реакция водонасыщенного коллектора на атмосферное давление и земные приливы

За прошедшие десятилетия накоплен значительный материал по прецизионному мониторингу подземных вод, широко развернутому преимущественно в сейсмоактивных регионах для оценки сеймотектонической обстановки и эффективных характеристик водонасыщенных коллекторов. Выделяются несколько основных направлений исследований.

К *первому направлению* относится определение типа коллектора на основе гармонического анализа по гидрогеологическому отклику на приливы и атмосферное давление [Rahi, Halihan, 2013] и степени защищенности полуограниченного водоносного горизонта [Hussein et al., 2013]. Высокочастотный отклик соответствует свойствам ограниченного слоя рассматриваемого коллектора в непосредственной близости от скважины. Низкочастотный отклик отражает вариации эффективных характеристик коллектора под влиянием атмосферного давления на расстоянии нескольких сотен метров и характеризует меру уязвимости – незащищенности коллектора. Для безнапорного водоносного горизонта барометрический отклик является частотно-зависимым в отличие от этого же параметра для напорного горизонта. Согласно низко- и высокочастотным барометрическим откликам можно судить об ограниченности водоносного горизонта [Lai et al., 2013].

В условиях стационарной фильтрации изучение амплитуд и фаз гармоник приливных колебаний, выраженных в вариациях уровня подземных вод, представляет особый интерес, являясь одним из методов диагностики состояния геологической среды [Любушин и др., 1997; Elkhoury et al., 2006]. Чувствительность приливного отклика соответствует фильтрационным свойствам коллектора и его сжимаемости. Суточные и полусуточные приливные компоненты вариаций уровня могут зависеть от раскрытия (апертуры) трещин, ориентации (падения и простирания), протяженности трещин и сжимаемости шероховатостей [Bower, 1983]. При низкой проницаемости и небольшой раскрытости трещин увеличивается сдвиг по фазе приливных волн. При большом коэффициенте сжимаемости шероховатостей приливные компоненты характеризуются малым затуханием.

Результаты синхронных измерений атмосферного давления, приливных деформаций и уровня подземных вод во многих работах используются для расчета эффективности воздействия внешних факторов на флюидодинамический режим.

Второе направление включает работы по оценке фильтрационных свойств флюидонасыщенных массивов и зон динамического влияния разломов. Отклик порового давления в закрытой скважине на циклические вариации напряжения соответствует квазистатической пороупругой теории [Барабанов и др., 1988; Копылова, Болдина, 2006; Hsieh et al., 1987; Rojstaczer, 1988; Ritzi et al., 1991; Furbish, 1991; Burbey, 2010; Xue et al., 2016].

Если скважина вскрывает изолированный пласт, фильтрацией воды в котором можно пренебречь, и водообмен между пластом и стволом скважины не искажает реакцию уровня на изменение порового давления, то в этом случае перепады атмосферного давления будут сопровождаться откликом уровня, амплитуда которого Δh_b линейно связана с вертикальной нагрузкой Δb :

$$\Delta h_b = -(1/\rho_w g) [1 - (B/3)(1 + \nu_u)/(1 - \nu_u)] \Delta b. \quad (1.7)$$

где ρ_w – плотность воды; g – ускорение свободного падения; B - коэффициент Скемптона; ν_u - коэффициент Пуассона для недренированных условий.

Для характеристики барометрического отклика уровня используется величина барометрической эффективности

$$E_b = -\Delta h_b / \Delta b \quad (1.8)$$

и ее зависимость от периода вариаций. Если в некотором диапазоне периодов обнаруживаются постоянные значения E_b , то это означает, что в этом диапазоне водообмен между скважиной и пластом, а также процессы фильтрации в резервуаре, не искажают проявление барометрического отклика уровня воды.

Земные приливы сопровождаются объемной деформацией водонасыщенного коллектора. В этом случае амплитуда приливного отклика уровня воды в скважине Δh_t пропорциональна амплитуде деформации $\Delta \varepsilon$:

$$\Delta h_t = -(1/\rho_w g)(2GB/3)[(1 + \nu_u)/(1 - 2\nu_u)]\Delta \varepsilon, \quad (1.9)$$

где G - модуль сдвига.

Для характеристики приливного воздействия определяются амплитуды отдельных приливных волн в изменениях уровня воды и фазовые соотношения между приливными вариациями уровня и соответствующими компонентами приливного гравитационного потенциала. Оценивается также величина приливной чувствительности уровня воды A_v по отношению к теоретической или экспериментально зарегистрированной приливной деформации горных пород:

$$A_v = -\Delta h_t / \Delta \varepsilon, \quad (1.10)$$

где Δh_t – амплитуда приливных вариаций уровня воды, см; $\Delta \varepsilon$ – амплитуда приливных изменений объемной деформации, 10^{-9} .

Приливной отклик зависит от литологии водовмещающих пород, которая предопределяет сжимаемость коллектора с различной пористостью [Lai et al., 2013]. Установлено, что гранодиориты и мраморы характеризуются высокой приливной чувствительностью по сравнению с песчаниками и аргиллитами, известняки и доломиты имеют средние значения. Для барометрического отклика не прослеживается взаимосвязь с литологией водовмещающих пород. Вероятно, это связано с различными механизмами формирования приливного и барометрического откликов.

Приливной анализ широко используется для оценки коллекторских свойств водонасыщенного коллектора [Cutillo, Bredehoeft, 2011; Doan et al., 2006] и направлен на исследование фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в вариациях уровня водоносных горизонтов и объемной деформацией пласта.

В работе [Allegre et al., 2016] обоснована информативность долговременных высокоточных измерений уровня при исследовании зон разломов по сравнению с результатами обработки данных последовательно проведенных откачек. Приливной анализ позволяет определять низкие значения проницаемости коллектора *in situ*, которые невозможно оценить, используя традиционные методы гидрогеологического опробования.

Проницаемость водовмещающих пород может изменяться в широких пределах. Для песчаников относительно невысокая и составляет $(5.6-9.0) \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$, в массиве и на отдельных участках разломной зоны возрастает до $(26-33) \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$. Проницаемость трещиноватых габбро контрастная от $(1.5-2.2) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ до $1.6 \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$ на расстоянии 0.3-0.5 км от ближней зоны активного разлома Сан-Андреас [Xue et al., 2016]. Проницаемость брекчированных пород,

вскрытых в интервале глубин 0.8-1.2 км через 18 месяцев после землетрясения Wenchuan M_w 7.9 12.05.2008 г. в зоне влияния регионального разлома Longmenshan на расстоянии 39 км от эпицентра, варьировала в пределах $(0.95-1.75) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ на фоне общего восстановления уровня на 16 м на протяжении 1.5 года прецизионного мониторинга [Xue et al., 2013].

Приливной анализ представляет собой пассивный метод исследований и не предполагает изменение гидрогеологических условий, которые проявляются при откачках не только в виде формирования депрессионных воронок. В частности, по данным мониторинга состояния трещин, выделенных по результатам геофизических исследований в центральной и наблюдательной скважине, при проведении откачки и после при восстановлении уровня, определены гидромеханические параметры пласта и зарегистрировано смещение бортов трещин [Burbey et al., 2012].

Изменения амплитуды приливной волны M_2 и фазового сдвига после проведения откачки сопоставимы по значениям с изменениями этих же параметров, регистрируемыми на постсейсмической стадии [Matsumoto, Roeloffs, 2003]. В одной из наблюдательных скважин прослежено искажение приливного отклика, увеличение амплитуды и уменьшение значения фазового сдвига в момент начала откачки [Allegre et al., 2016]. Подобный эффект зашумленности спектра приливного сигнала был отмечен в скважине на территории геофизической обсерватории «Михнево» и связан с восстановлением уровня после откачки [Виноградов и др., 2010].

В соответствии с *третьим направлением* проводятся исследования по определению возможного влияния сейсмических волн на проницаемость водонасыщенного коллектора в сейсмоактивных регионах [Cooper et al., 1965; Doan, Cornet, 2007; Kitagawa et al., 2011; Liu, Manga, 2009]. Изменение значений фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в смещении грунта и уровне водоносного горизонта после прохождения сейсмических волн, рядом зарубежных ученых [Elkhoury et al., 2006] рассматривается в качестве основного критерия, подтверждающего необратимое изменение свойств коллектора.

Однако анализ диапазона фоновых изменений фазового сдвига, которые обусловлены годовой цикличностью приливного сигнала и соответствующими динамическими пороупругими вариациями коллектора, не проводится. В то же время аномальные значения фазового сдвига, превышающие фон, могут соответствовать как реальным изменениям свойств коллектора, так и нарушениям квазистационарного режима фильтрации подземных вод. Последнее подтверждено результатами исследований, проводимыми на территории ГФО «Михнево» [Vinogradov et al., 2017] и подробно рассмотрено в главе 5.1.

В платформенных условиях прецизионные наблюдения за вариациями уровня подземных вод выполнялись эпизодически. Впервые в 1986-1987 гг. на скважине «Обнинск»

сотрудниками ИФЗ РАН проводились синхронные измерения уровня подземных вод и атмосферного давления с интервалом дискретизации 1 час. По результатам обработки временных рядов уровня воды в скважине и атмосферного давления были определены коэффициенты барометрической и приливной эффективности системы «пласт-скважина», рассчитаны амплитуды и фазы основных типов приливных волн, выделенных в гидрогеологических данных [Барабанов и др., 1988; Багмет и др., 1989; Любушин и др., 1997].

В 1991-1994 гг. высокоточный мониторинг уровня разновозрастных водоносных горизонтов осуществлялся в скважинах, расположенных в пос. Зеленый Ногинского района Московской области и на северо-западе Москвы. На основе полученных данных была разработана методика совместного анализа приливных вариаций уровней подземных вод, направленная на выделение информативных интервалов, соответствующих теоретически рассчитанным приливным объемным деформациям грунта. Для оценки корреляционных связей между экспериментальными и теоретическими параметрами используется кросс-спектральный анализ временных рядов геофизических наблюдений [Любушин, 2007] и программа приливного анализа ETERNA 3.0 [Wenzel, 1994]. Обработка непрерывных прецизионных рядов измерений атмосферного давления и уровня подземных вод, проводимых в скважине глубиной 400 м в Москве, направлена на исследование стационарности свойств гидрогеологических временных рядов продолжительностью более 22 лет в платформенных условиях [Любушин и др., 2019].

В 2005-2007 гг. автоматизированные системы измерений уровня и температуры были апробированы при эксплуатации месторождения подземных вод «Пионерское» в п. Новозаполярный, на инфильтрационном водозаборе Лазаревское в районе г. Сочи, на полигоне «Лужки» в Московской области и участке «Зеленые острова» в Саратовской области [Каплан, Пашнин, 2007].

В рамках единой государственной системы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций в России наряду с изучением опасных экзогенных и эндогенных геологических процессов [Адушкин и др., 2013а, 2014, 2019] выполняется мониторинг подземных вод. В федеральном центре государственного мониторинга состояния недр (ГМСН) осуществляется наращивание банка данных и оценка факторов, влияющих на изменение геологической среды [Лыгин и др., 2015]. Стационарная сеть высокоточных гидрогеологических наблюдений развернута Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизической службы РАН» с 1996 г. для поиска предвестников землетрясений на Дальнем Востоке [Копылова, Болдина, 2019]. Для формирования исходной базы данных используются программные средства информационной системы POLYGON [Копылова и др., 2003]. Разработанная система специализированных наблюдений за физико-химическими параметрами и уровнем подземных вод направлена на

получение количественных оценок величин пред- и косейсмической деформации водовмещающих пород [Копылова, Болдина, 2017, 2020, 2021; Kopylova, Boldina, 2021].

В работах [Копылова, 2010; Копылова и др., 2007; Rojstaczer, 1988; Rojstaczer, Agnew, 1989] в качестве важного показателя информативности уровнемерных наблюдений рассматривается обнаружение статически-изолированного отклика уровня воды в скважинах наблюдательной сети, который обусловлен деформацией водонасыщенного коллектора. Проявление такого отклика показывает, что скважина вскрывает изолированный водоносный горизонт.

В ряде случаев атмосферное давление и воздействие лунно-солнечных приливов выделяются в качестве помех [Багмет и др., 1989], требующих удаления для корректной обработки полученных данных, в других – в роли полезных сигналов, которые применяются для тестирования инерционности системы «водоносный горизонт – скважина» и информативности пунктов наблюдений [Любушин, Малугин, 1993]. Обработка непрерывных прецизионных рядов измерений атмосферного давления и уровня подземных вод, проводимых в скважине глубиной 400 м в Москве, направлена на исследование стационарности свойств гидрогеологических временных рядов продолжительностью более 22 лет в платформенных условиях [Любушин и др., 2019].

На территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» прецизионные наблюдения за режимом разновозрастных водоносных горизонтов входят в состав комплексного мониторинга геофизических полей [Адушкин и др., 2013б; 2016а,б, 2019]. Ряд квазистационарных факторов (таких как вариации атмосферного давления, земные приливы) и периодических (прохождение волн от удаленных землетрясений, техногенная помеха), которые оказывают существенное влияние на состояние системы «пласт-скважина» в различном диапазоне частот, используются в качестве зондирующих сигналов для дистанционной оценки проницаемости водонасыщенного коллектора трещинно-порового типа.

Впервые в пределах разрабатываемых железорудных месторождений КМА – Коробковского и Лебединского, расположенных вблизи г. Губкин Белгородской области, с 2019 г. организованы пункты наблюдений, оборудованные аппаратурно-измерительными комплексами за реакцией системы «пласт-скважина» на проведение массовых взрывов [Батухтин и др., 2020б; Беседина и др., 2019; Горбунова и др., 2019, 2021а]. Основное направление исследований – анализ возможных изменений фильтрационных свойств водонасыщенных коллекторов, залегающих в кровле железорудных залежей, разрабатываемых с использованием взрывных технологий.

1.2. Систематизация опубликованных данных по гидрогеологическим эффектам, вызванным землетрясениями

Гидрогеологическим эффектам, установленным не только в сейсмоактивных регионах, но и в платформенных условиях, посвящены многочисленные публикации за рубежом [Kitagawa et al., 2011; Liu et al., 2006; Wang, Manga, 2010] и в России [Вартанян, 2019; Волейшо и др., 2007; Копылова, Болдина, 2019, 2020, 2021]. Реакция подземных вод на землетрясения отмечена в многочисленных наблюдательных скважинах, пройденных на глубину до 4 км [Shi et al., 2015], удаленных на эпицентральные расстояния от 14 км [Shi et al., 2014] до 10 тысяч км и более [Горбунова и др., 2016а; Besedina et al., 2016].

Согласно концепции, изложенной в работе [Wang, Manga, 2010], при регистрации гидрогеологических откликов на землетрясения к ближней зоне отнесены расстояния, сопоставимые с длиной разрыва L . Промежуточная зона определяется расстояниями в пределах $1-10 L$, дальняя – на расстояниях свыше $10 L$. В ближней и промежуточной зонах обычно проявляется эффект изменения поля статических напряжений, связанных с подвижкой в очаге. В дальних зонах регистрируются динамические, реже - остаточные вариации уровня подземных вод.

Гипоцентр сейсмических событий обычно располагается на глубинах более 10 км вне зон активного и замедленного водообмена. Тем не менее, данные мониторинга уровня разновозрастных водоносных горизонтов, вскрытых преимущественно в интервалах первых сотен метров, реже – первых километров, свидетельствуют о разнообразных изменениях гидрогеологических условий на расстояниях от первых десятков километров до сотен и тысяч километров от таких катастрофических землетрясений как Чи-Чи (Chi-Chi), Тайвань и Тохоку (Tohoku), Япония.

Впервые гидрогеологические эффекты с амплитудами от первых десятков сантиметров до 4.6 м были зарегистрированы от землетрясения, произошедшего 27 марта 1964 г. на Аляске магнитудой (M_w) 8.4. В одной из наблюдательных скважин, расположенных вблизи г. Пери, Флорида, получена одна из первых записей динамических вариаций уровня подземных вод, вызванных этим удаленным сейсмическим событием (рисунок 1.1).

Последующие многолетние наблюдения за реакцией подземных вод на землетрясения позволили выделить основные типы гидрогеологических эффектов: предвестники, косейсмические и постсейсмические вариации уровня подземных вод [Киссин, 2015]. Предвестники прослеживаются в виде гидрогеологических, гидрогеохимических и температурных аномалий в наблюдательных скважинах и источниках перед землетрясениями [Вартанян, 2002, 2019; Копылова, Болдина, 2021; Ingebritsen, Manga, 2014; Kissin, Grinevsky,

1990; Kopylova, Boldina, 2021; Roeloffs, 1988]. Косейсмические вариации уровня, вызванные прохождением сейсмических волн, различаются по реакции на события – скачкообразные и постепенные, по знаку – подъем или снижение и по наличию или отсутствию осцилляции уровня [Shi et al., 2015].

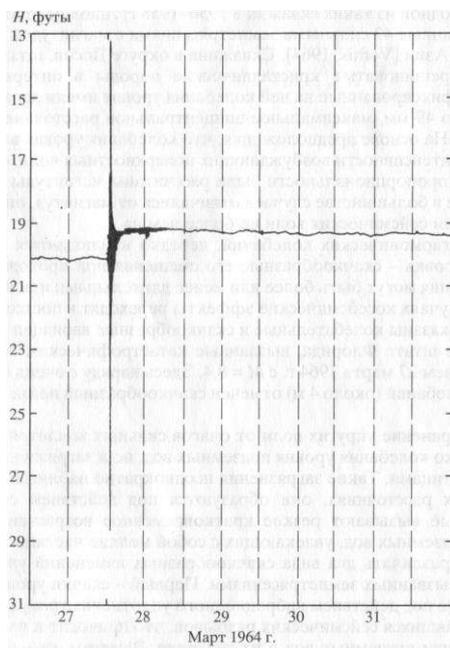


Рисунок 1.1 - Регистрация вариаций уровня в скважине вблизи г. Пери, Флорида, вызванная землетрясением 27.03.1964 г. [Bredhoeft et al., 1987]

Проявление постсейсмических эффектов может быть связано:

- с формированием магистрального разрыва, сопровождаемого системой оперяющих трещин;
- необратимыми деформациями в дискретной блоково-иерархической среде;
- локальными изменениями структуры порово-трещинного пространства после прохождения сейсмических волн.

Среди постсейсмических изменений уровня выделяются устойчивые (постоянные, незатухающие) продолжительностью от нескольких недель до нескольких месяцев [Сейсмологические, 2012; Xue et al., 2013] и кратковременные вариации длительностью менее одной недели [Yan et al., 2014]. Области проявления гидрогеологических эффектов зависят от параметров и механизма очага землетрясения, эпицентрального расстояния и напряженно-деформированного состояния среды [Киссин, 2015].

На основе обобщения опубликованных данных регистрации гидрогеологических откликов на ряд катастрофических землетрясений таких как Тохоку 11.03.2011 г. M_w 9.1, Венчуань 1.05.2008 г. M_w 7.9, Чи-Чи 21.09.1999 г. M_w 7.3 и др., приуроченным к разломным

зонам и разломам разного ранга, отмечены основные закономерности деформирования флюидонасыщенного коллектора на разных эпицентральных расстояниях.

Гидрогеологические эффекты, связанные с землетрясением Тохоку (Tohoku) 11.03.2011 г. M_w 9.1 зарегистрированы на эпицентральных расстояниях от 528 км в центральной части Японии до 8000 км и более в Грузии [Chelidze et al., 2016] и в Украине [Пигулевский, 2013]. На руднике Камиока, расположенном в центральной Японии на расстоянии 528 км от эпицентра землетрясения, в самоизливающихся горизонтальных скважинах №1 и № 2, пройденных в гнейсах на расстоянии 6 м друг от друга на абсолютной отметке 350 м, установлено «ступенчатое» уменьшение порового давления на 12.8-22 кПа (рисунок 1.2) [Kinoshita et al., 2015].

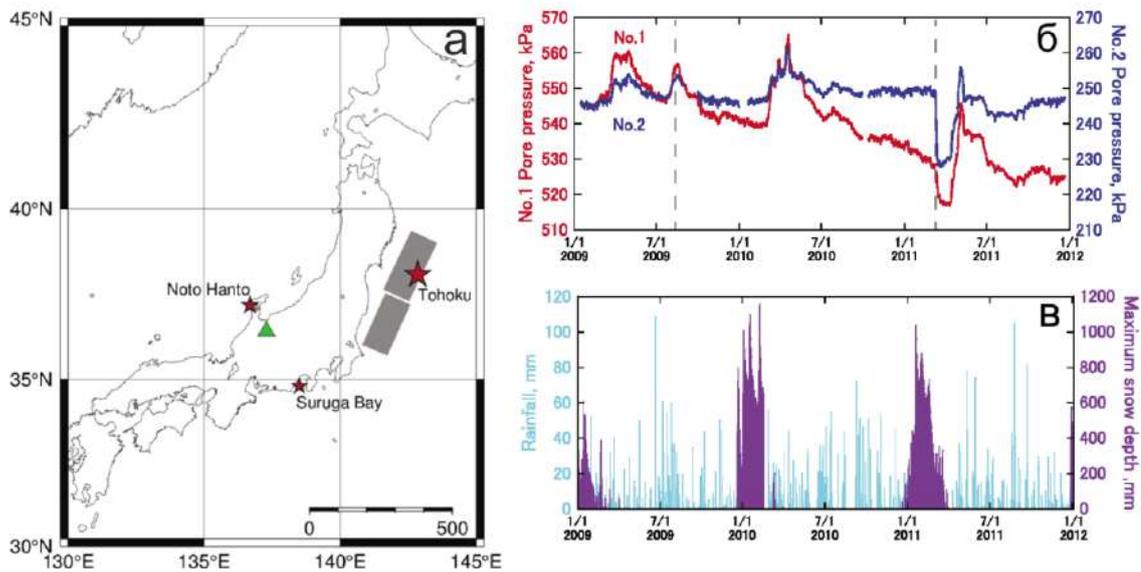


Рисунок 1.2 - Карта участка (а) и данные наблюдений за поровым давлением (б) в скважинах № 1 (красная линия) и № 2 (синяя линия), максимальной высотой снега (фиолетовые линии), осадками (голубые линии) и атмосферным давлением за период 01.2009-12.2011 гг. (в). На карте участок наблюдений обозначен зеленым треугольником, эпицентры землетрясений - красные звезды. Серый прямоугольник показывает модель разлома землетрясения Тохоку. Пунктирные линии обозначают времена землетрясений Suruga 2009 г. и Тохоку 2011 г. [Kinoshita et al., 2015]

В скважине № 1 длиной 350 м снижение порового давления с разной скоростью продолжалось в течение месяца после землетрясения. В скважине № 2 длиной 90 м, напротив, после землетрясения прослежено синхронное со скважиной № 1 по скорости уменьшение порового давления только в течение первых трех суток, которое сменилось процессом постепенного восстановления пониженных значений порового давления на протяжении месяца после землетрясения. Последующее интенсивное увеличение порового давления в двух скважинах до первоначальных значений и выше отмечено в апреле 2011 г. в паводковый

период. По данным режимных наблюдений ежегодные вариации порового давления обусловлены сезонным снеготаянием и осадками и проявляются с запаздыванием на 2.5-3 месяца из-за постепенности поступления инфильтрационных вод в скважины.

В момент землетрясения Тохоку ступенчатое уменьшение порового давления, по мнению авторов статьи, вероятно, связано с изменением статического напряжения. По расчетам, проведенным авторами статьи по модели [Okada, 1992], при объемной деформации 340×10^{-9} изменение теоретического порового давления должно было составить 6 кПа, т.е. в 2-3 раза меньше измеренного.

Временное и непрерывное уменьшение порового давления в течение нескольких дней после землетрясения Тохоку (рисунок 1.2б) не может быть полностью объяснено простым пороупругим откликом. Возможно, снижение порового давления связано с изменением проницаемости в водоносном горизонте [Kinoshita et al., 2015] и оттоком подземных вод в зоны наведенной трещиноватости в соответствии с перераспределением подземного потока. Последующий процесс восстановления порового давления обусловлен дополнительным питанием водоносных горизонтов за счет инфильтрации атмосферных осадков и талого снега.

В дальней зоне реакция подземных вод на землетрясение Тохоку отмечена в различных регионах мира – в пределах Китайской платформы, на Камчатке, Восточно-Европейской платформе, Украинском щите и на Кавказе. Гидрогеологический отклик в Китае был зарегистрирован в 184 скважинах, в т.ч. в 29 артезианских, на эпицентральных расстояниях 1372-5062 км [Ma, Huang, 2017]. Осцилляции уровня отмечены в 79 скважинах, включая 6 артезианских. Подъем уровня в 66 скважинах, в т.ч. в 19 артезианских, снижение уровня в 39 скважинах, в т.ч. в 4 артезианских. Амплитуды подъема уровня составили 0.003-1.73 м, снижения -0.002-1.32 м, осцилляции уровня изменялись от 0.003 до 4.844 м.

В работе [Shi et al., 2015] выделены 3 типа изменений уровня при откликах на землетрясение Тохоку в Китае:

- косейсмические колебания с амплитудами от 0.004 до 1.1 м (рисунок 1.3а);
- мгновенные косейсмические ступенчатые изменения с амплитудой от 0.0039 до 9.188 м (рисунок 1.3б, в);
- постсейсмические изменения в диапазоне от 0.014 до 1.087 м (рисунок 1.3а, в, г).

На Камчатке при прохождении цуга поверхностных волн от землетрясения Тохоку на эпицентральной дистанции 2000 км в скважине ЮЗ-5 глубиной 800 м были зарегистрированы колебания уровня в течение 18.5 часов с амплитудой 6.6 см и повышение уровня в течение 20.5 часов с амплитудой 4 см [Копылова и др., 2017].

На территории Грузии отмечена реакция напорных субартезианских водоносных горизонтов, развитых в трещиноватых эффузивных и метаморфизованных образованиях

(андезит, базальт, сланец), осадочных отложениях (известняк), на прохождение поперечных и поверхностных волн землетрясения Тохоку (рисунок 1.4) [Chelidze et al., 2016].

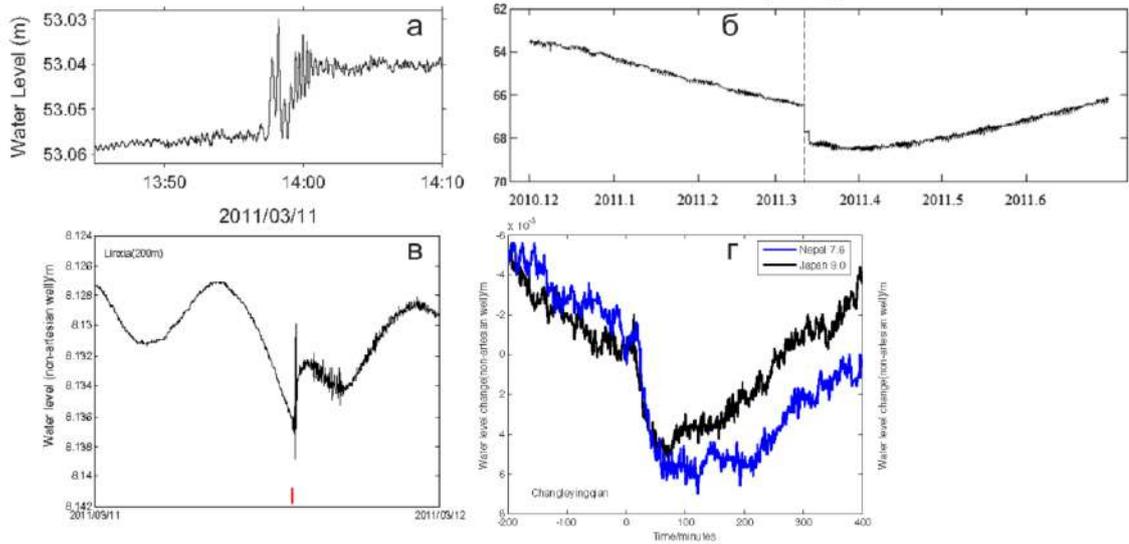


Рисунок 1.3 - Отклик на землетрясение 11.03.2011 г. Тохоку M_w 9.1 в Китае в скважинах: а - Changing (CP) глубиной 100 м на расстоянии ~ 2295 км [Sun et al., 2015], б - Zuojiashuang глубиной 2.6 км на расстоянии 1532 км [Zhang et al., 2016], в - Linxia глубиной 200 м и г - Changleyingqian [Ma, Huang, 2017]

В скважинах глубиной от 255 м до 2000 м, расположенных в Кобулети, Боржоми парк и Они, вариации уровня изменялись от 4 см до 10 см и сопоставимы по значениям с амплитудами приливных волн. Амплитудный фактор на прохождение поверхностных волн составляет 80 ± 10 м/(м/с). Амплитудный фактор для приливной компоненты оценивается $\chi \approx 3 \cdot 10^{-6}$ м/(м/с) из-за низкой скорости деформации.

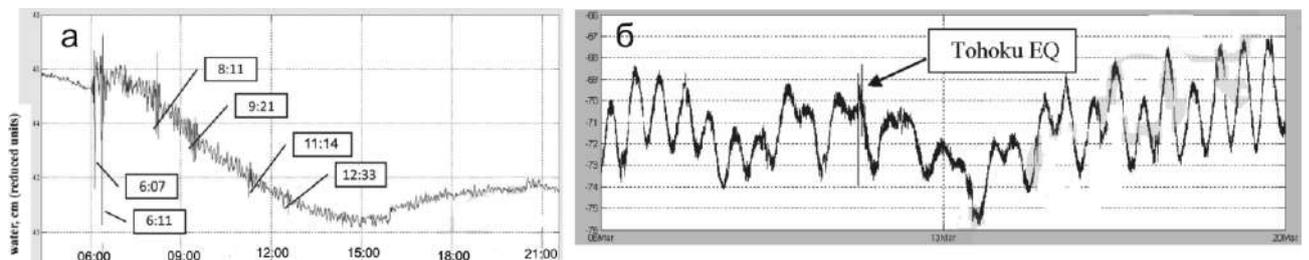


Рисунок 1.4 - Вариации уровня в наблюдательной скважине Кобулети в течении первых суток землетрясения Тохоку (а) и на протяжении двух недель после устранения влияния атмосферного давления (б) [Chelidze et al., 2016]

В пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на территории ГФО «Михнево» зарегистрирован не только максимальный косейсмический скачок уровня воды с амплитудой 24 мм в наблюдательной скважине во время прохождения группы поверхностных волн при

амплитуде сейсмических колебаний ~ 1.7 мм/с, но и прослежен постсейсмический эффект подъема уровня на 15 мм (рисунок 1.5а) [Горбунова и др., 2018б]. На территории Украинского щита в районе Кривого Рога также отмечен постсейсмический подъем уровня с амплитудой до 14 см в течение суток (рисунок 1.5б) [Пигулевский и др., 2013].

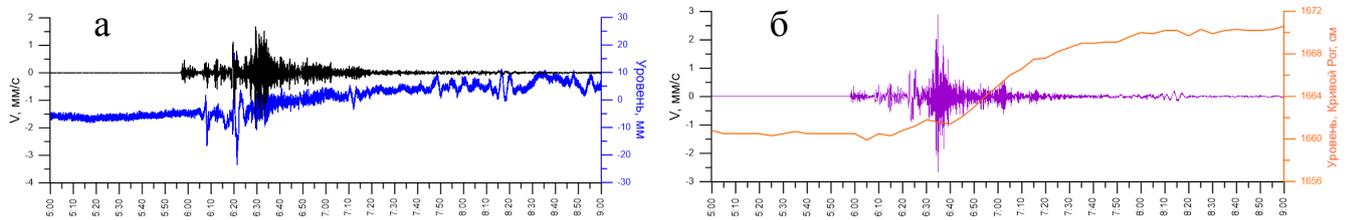


Рисунок 1.5 - Отклик на землетрясение 11.03.2011 г. Тохоку M_w 9.1 на территории ГФО «Михнево» (а) и в районе г. Кривой Рог (б)

Венчуанское (Wenchuan) землетрясение 12.05.2008 г. M_w 7.9 реализовано на глубине 10 км (по данным ФИЦ ЕГС РАН) в зоне влияния трансформного разлома Longmenshan северо-восточного простирания, который служит границей раздела между двумя мегаблоками: южным китайским и Вауан Наг. Фокальный механизм Венчуанского землетрясения представляет собой надвиг с правосторонней компонентой. Простирание регионального разлома и угол падения составляют 238^0 и 59^0 соответственно. Нарушения дневной поверхности прослежены вдоль разлома на расстоянии около 240 км. Максимальное вертикальное смещение вдоль разлома составило 6.5 м.

Регистрация гидрогеологических откликов на землетрясение установлена не только в зонах влияния региональных разломов, ограничивающих основные блоки Китайской плиты, но и в пределах блоков и указывает на тектоническую активизацию всего региона в момент землетрясения (таблица 1.1). Наблюдения за вариациями уровня проводились в 245 скважинах, расположенных в разных геологических структурах Китая [Shi et al., 2015], и 80 скважинах Тайваня, расположенных на расстоянии до 2000 км от эпицентра [Lee et al., 2012].

Анализ отмеченных гидрогеологических эффектов выполнен с учетом блоковой делимости региона, представленной на рисунке 1.6. Вариации уровня подземных вод с амплитудами более 4 мм отмечены в пределах трех региональных систем разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний и пяти блоков согласно схеме тектонического районирования юго-востока Евразийской плиты.

В зоне влияния регионального разлома Longmenshan на эпицентральной дистанции до 161 км в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием разлома после 12 мая 2008 г. установлено внезапное снижение уровня воды до 10 м от поверхности [Liao et al., 2015]. На протяжении 13-19 мая уровень подземных вод продолжал снижаться до 14.3 м ниже

поверхности. Через 7 дней после землетрясения отмечено постепенное восстановление уровня. К середине 2010 г. уровень достиг 10 м (рисунок 1.7).

Таблица 1.1 - Обобщение данных по регистрации гидрогеологических откликов на Венчуанское землетрясение 12.05.2008 г.

№ скв.	Эпицентральное расстояние R, км	Скорость смещения грунта* V _m , см/с	Плотность сейсмической энергии* ε, J/m ³	Глубина скважины, м (год)	Уровень от поверхности, м	Изменение уровня, м	Примечание (ссылка на источник, сведения по типу горизонта, литологии коллектора)
1	2	3	4	5	6	7	8
I. В зонах влияния региональных разломов, ограничивающих активные блоки							
I.1. Разлом Longmenshan северо-восточного простирания							
WSFD-1	~39	39.14	494.15	1201	~520.5 01.2010	~16.0 06.2011	Xue et al., 2013 (тектоническая брекчия)
Jiangyou well	161	46.65	6.60	4002	~1.0	-9.19	He et al., 2016; Lai et al., 2014 (габбро трещиноватый)
I.2. Разлом северо-западного простирания							
PL/PIL	559	7.21	0.15	617	~44.4	-0.716	Lai et al., 2014; Shi et al., 2015 (безнапорный, песчаник, напорный, песчаник, известняк песчаник)
ZZ	572	6.97	0.14	2778	-	0.634	
JY/JIY	648	5.78	0.10	495	-	0.818	
WN	731	4.82	0.07	274	-	0.267	
I.3. Южная субмеридиональная система разломов							
Chuan 03#	362	13.84	0.56	765	~0.7 1980	0.03	He et al., 2016; Lai et al., 2014 (безнапорный, габбро трещиноватый)
LGH	435	10.51	0.32	200	~3.57	0.034	Shi et al., 2015 безнапорный, известняк
II. Южный китайский блок							
II.1. В пределах массива							
GJB				200 (2001)	~1.7	-1.72	Shi et al., 2013 (напорный, песчаный глинистый сланец)
II.2. В зоне влияния локальных дизъюнктивов							
II.2.1. Changmutuo субмеридионального простирания							
DJP				153.1 (2001)	~1.7	-1.2	Shi et al., 2013 (напорный,

MP				200.5 (2001)	~1.2	-0.18	кварцевый диорит)
II.2. Huayingshan северо-восточного простирания							
NX	267	21.85	1.42	101	~3.2	-1.1	Shi, Wang, 2016 (безнапорный, кварц, песчаник)
RC	275	20.90	1.29	251	~1.3	-0.896	Shi et al., 2014, 2015 (песчаник)
DZ	284	19.92	1.17	109	~6.2	-0.68	Shi, Wang, 2016 (безнапорный, аргиллит, песчаник)
BB	328	16.05	0.76	105	~1.2	-0.95	
III. Блок Вауан Нар (Баян-Хараский)							
WD	295	18.81	1.04	200		0.82	Shi et al., 2015; Lai et al., 2014 (гранит)
IV. Северный блок							
ZJZ	1548	1.56	0.01	2604		-1.952	Shi et al., 2015 (доломит)
BD	1196	2.30	0.01	427	~10.35	-0.046	Zhang et al., 2016 (доломит)
V. Северо-восточный блок							
Fuxin well	1438	1.75	0.008	60 1971	~9.1	0.13	Zhang, 2017 (трещиноватый гранит)
LF well	1936	1.12	0.003	180	~1.0	0.489	Shi et al., 2015 (песчаник)
VI. Южный китайский морской блок (остров Тайвань)							
Pingxi				248	~34.5	-0.40	Wang et al., 2009 (в зоне влияния откачки песок мелкий гравий)
Hegang				-	~5.9	-0.26	
Liuja	1885	1.16	0.004	230	~23.5	-0.087	
Naba	1894	1.16	0.004	155	~7.5	-0.007	
Chishan	1945	1.11	0.003	200	~23	±0.045	
Kanding				36	~50.1	0.17	Lee et al., 2012 (песок крупный)
Xiaban- tian						-0.124	
Wujie						-0.036 (-0.38)	
Donghe						0.005	
Zhuang- wei						0.004	

* Скорость смещения грунта рассчитана по [Кочарян и др., 2011a], плотность сейсмической энергии определена по [Wang, 2007]. В таблице приведены данные по скважинам, в которых зарегистрированы вариации уровня > 4 мм

Скважина Jianguou (Jc) расположена вблизи восточной границы Тибетского плато, первоначально была пробурена как нефтедобывающая, впоследствии использовалась как наблюдательная с точностью измерения уровня 0.4 мм. Водоносный горизонт мощностью 680 м приурочен к песчаникам триаса. Основные водоупоры представлены сланцами мощностью 1027 м и 465 м. До землетрясения уровень воды находился на глубине ~1 м от поверхности (рисунок 1.7).

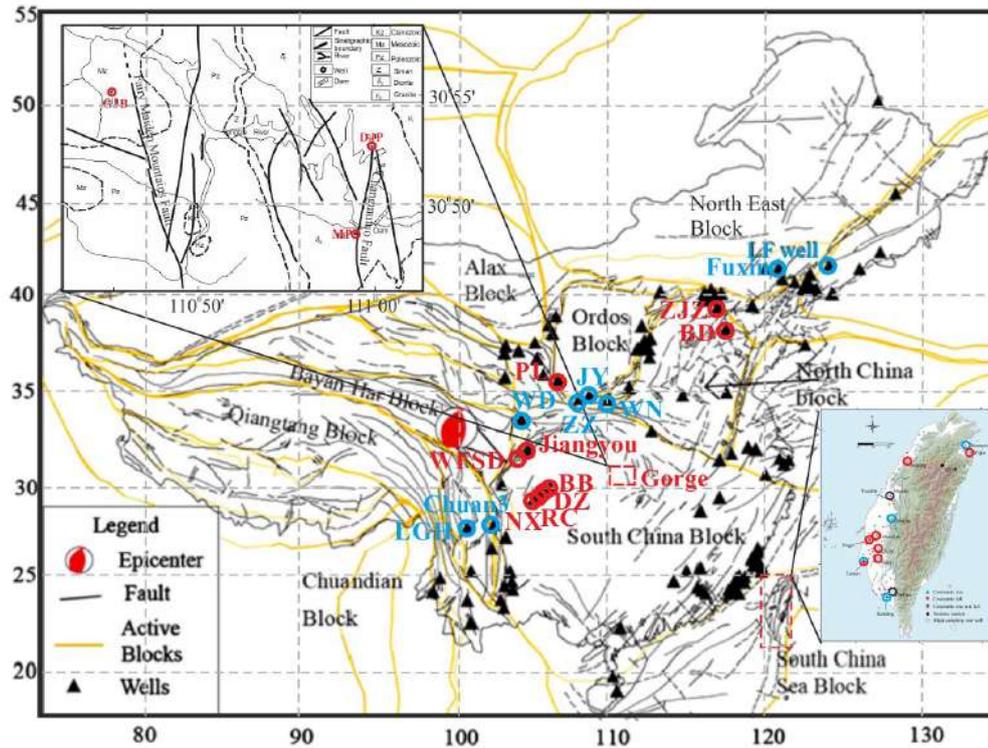


Рисунок 1.6 - Схема тектонического районирования юго-востока Евразийской плиты по данным, приведенным в статьях [Shi et al., 2013, 2015; Lee et al., 2012; Zhang et al., 2016] (цветными кружками обозначены скважины, представленные длиной ряда наблюдений от 1 часа и более, косейсмическое снижение уровня выделено красным цветом, косейсмический подъем – синим)

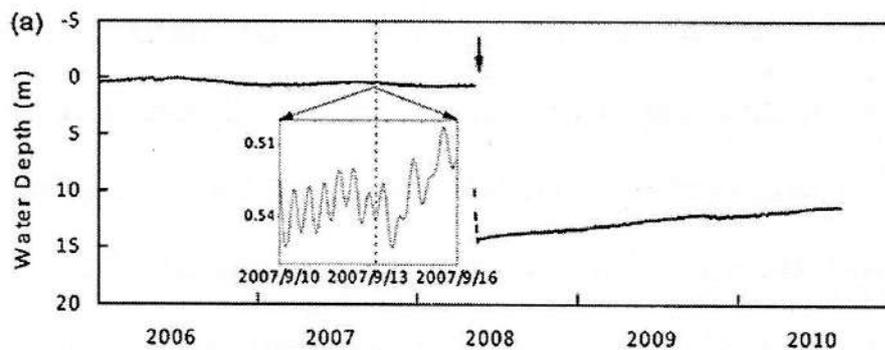


Рисунок 1.7 - Косейсмическое снижение уровня в зоне влияния регионального разлома Longmenshan по скважине Jianguou, на врезке представлены данные прецизионного мониторинга [Liao et al., 2015]

Отмеченное устойчивое снижение уровня на протяжении недели, вероятно, связано с оттоком подземных вод в зоны необратимого деформирования разрывного нарушения, сформированные при землетрясении. Наличие зон наведенной трещиноватости подтверждено данными бурения скважины WSFD-1 на глубину 1.2 км непосредственно в пределах регионального разрывного нарушения Longmenshan на расстоянии 39 км от эпицентра

Венчуанского землетрясения вблизи локального вертикального смещения поверхности с амплитудой 6 м [Xue et al., 2013].

Разлом вскрыт на глубине 590 м, сложен тектонической брекчией до 760 м и является границей между надвинутым докембрийским гранитным и вулканогенным комплексом на нижележащие отложения триаса. Наличие флюида в скважине на глубине 800 м обеспечило возможность оценить проницаемость разломной зоны. Высокие значения измеренной гидравлической диффузии $2.4 \times 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$, вероятно, указывают на наличие циркуляции воды в зоне разлома. В скважине WSFD-1 через 18 месяцев после землетрясения были организованы прецизионные измерения уровня подземных вод. За период наблюдений с 1.01.2010 г. по 6.08.2011 г. уровень подземных вод поднялся на 16 м над датчиком (рисунок 1.8).

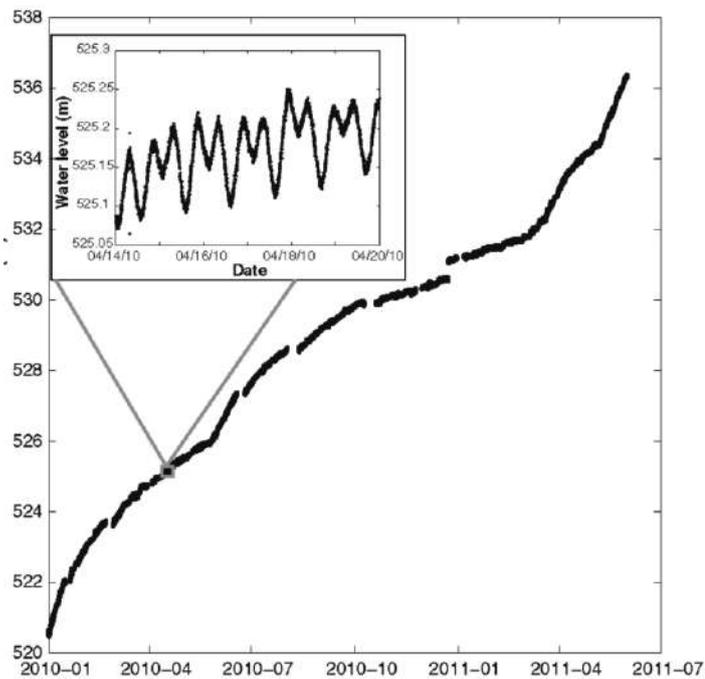


Рисунок 1.8 - Восстановление уровня в зоне влияния регионального разлома Longmenshan по скважине WSFD-1 после Венчуанского землетрясения, на врезке представлены данные прецизионного мониторинга [Xue et al., 2013]

В зоне пересечения регионального разлома Longmenshan с разломом северо-западного простирания (в области взброса) отмечен скачкообразный подъем уровня с амплитудой от 0.3 до 0.8 м в трех наблюдательных скважинах ZZ, JY и WN. В водоносных песчаниках, залегающих на глубине 2341-2658 м в скважине ZZ, увеличение напора на 0.6 м продолжалось в течение 1.5-2 месяцев после землетрясения и относительно стабилизировалось к 2009 г. (рисунок 1.9а).

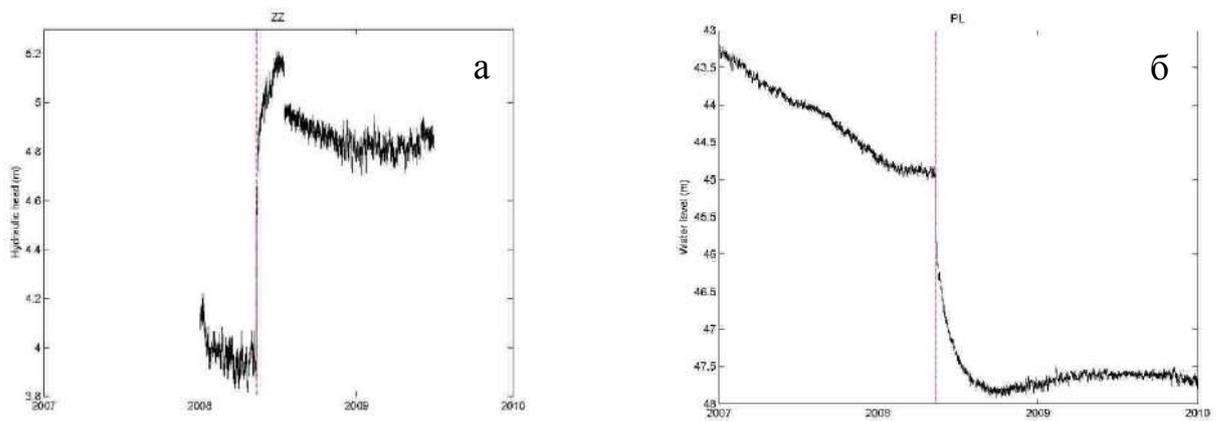


Рисунок 1.9 - Необратимые косейсмические изменения уровня в зоне влияния разлома северо-западного простирания: подъем по скважине ZZ (а) и снижение по скважине PL (б) [Lai et al., 2014]

Напротив, вдоль северо-западного разлома в безнапорном водоносном горизонте, приуроченном к песчаникам, вскрытым в интервале 96.8-617 м в скважине PL, установлено снижение на 0.7 м, которое сохранялось на протяжении полугода (рисунок 1.9б) [Lai et al., 2014]. Постепенное восстановление уровня началось через 3.5-4 месяца после землетрясения. Зарегистрированные косейсмические изменения уровня подтверждают необратимое деформирование водонасыщенного коллектора в зоне влияния регионального северо-западного простирания, сопряженного с основным разломом Longmenshan на расстоянии 559-731 км от эпицентра землетрясения.

В южной субмеридиональной системе разломов (Anninghe), разделяющей Южный Китайский и Qiangtang блоки, на эпицентральных расстояниях 362-435 км отмечен косейсмический скачок на 0.03 м с последующей осцилляцией уровня (рисунок 1.10а). Сезонные вариации рассматриваемого водоносного горизонта, вскрытого в скважине Chuan-3# глубиной 765 м, приуроченного к архейским габбро, составляют 0.2 м, годовые вариации достигают 0.5 м.

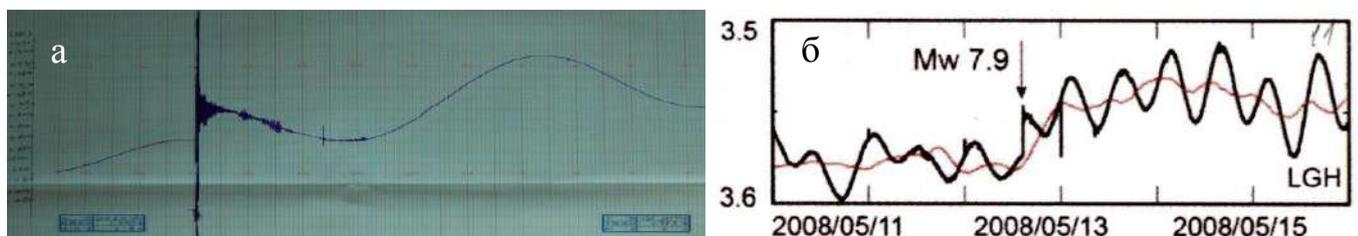


Рисунок 1.10 - Косейсмический подъем уровня в южной субмеридиональной системе разломов по скважинам Chuan-3# [He et al., 2016] (а) и LGH [Shi, Wang, 2016] (б)

В скважине LGH (рисунок 1.10б) также зарегистрирован косейсмический подъем уровня на 0.03 м, сопоставимый по амплитуде с устойчиво выраженным влиянием земных приливов. По мнению авторов, подобные вариации уровня обусловлены увеличением порового давления и не связаны с изменением пористости [He et al., 2016].

В пределах Южного Китайского блока в зонах влияния разрывных нарушений Huayingshan северо-восточного простирания и Changmutuo субмеридионального на эпицентральных расстояниях от 267 км отмечено постепенное косейсмическое снижение уровня на 0.2-1.2 м (таблица 1.1, рисунок 1.11а) за исключением участка разлома на расстоянии 328 км от эпицентра землетрясения, в пределах которого зарегистрировано ступенчатое косейсмическое снижение на 0.95 м в скважине BB (рисунок 1.11б) [Shi, Wang, 2016].

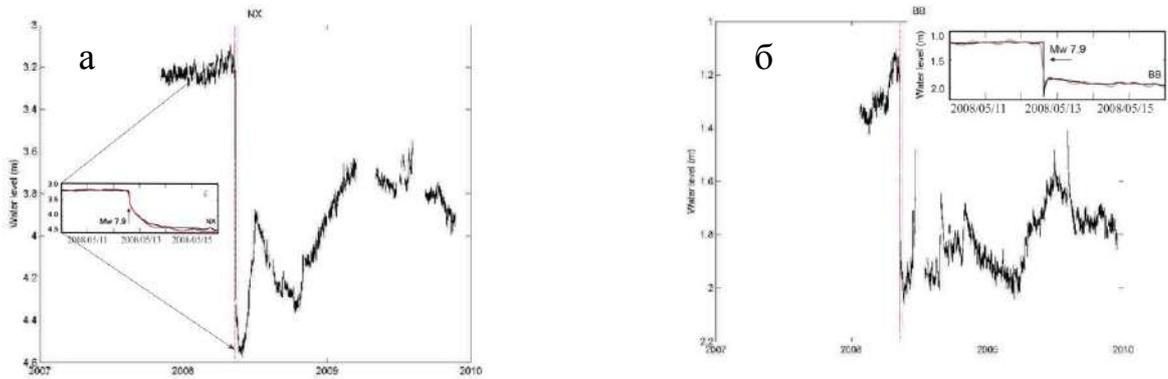


Рисунок 1.11 - Изменение уровня в зонах влияния разрывных нарушений Huayingshan [Shi, Wang, 2016] (а) и Changmutuo [Shi et al., 2013] (б), выделенных в пределах Южного Китайского блока

Подобное ступенчатое снижение уровня на 1.7 м прослежено в массиве по скважине GJB, расположенной в пределах горной долины (рисунок 1.12а). В течение суток после землетрясения отмечено постепенное восстановление уровня до первоначального положения на протяжении 3 суток. Наблюдательные скважины были пробурены в 2001 г. на участке Gorge для исследования наведенной сейсмичности в окрестностях дамбы Three Gorges Dam и ниже по течению запруженной реки (рисунок 1.6 слева вверху на врезке) [Shi et al., 2013]. В зоне влияния разлома Changmutuo постепенное снижение уровня подземных вод продолжалось ~15 дней (рисунок 1.12 б). Субмеридиональный разлом Changmutuo характеризуется плоскостью падения на северо-запад под углом 70-83°, длиной 10 км, шириной 20-25 м. Зона скольжения выполнена милонитом мощностью 0.5-1 м и брекчией мощностью 5-15 м.

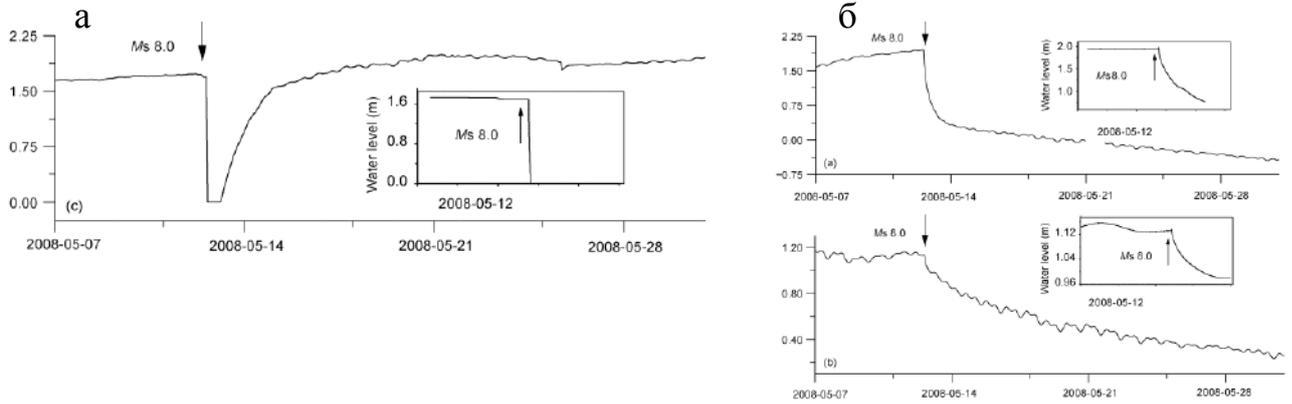


Рисунок 1.12 - Косейсмический сброс уровня в массивах Южного [Shi et al., 2013] (а) и Северного [Zhang et al., 2016] (б) Китайских блоках при Венчуанском землетрясении

В пределах Северного блока на расстоянии 1196-1548 км от эпицентра Венчуанского землетрясения прослежено косейсмическое снижение уровня подземных вод на 0.05-1.9 м (рисунок 1.13). Наибольшая амплитуда отмечена по скважине, пройденной до глубины 2.6 км и приуроченной к региональному субширотному разлому, ограничивающему северный блок. Восстановление уровня до первоначального положения продолжалось в течение трех месяцев, что косвенно указывает на невысокие фильтрационные параметры вскрытого водоносного горизонта. В пределах рассматриваемого участка режим подземных вод не подвержен техногенному влиянию (в т.ч. откачкам).

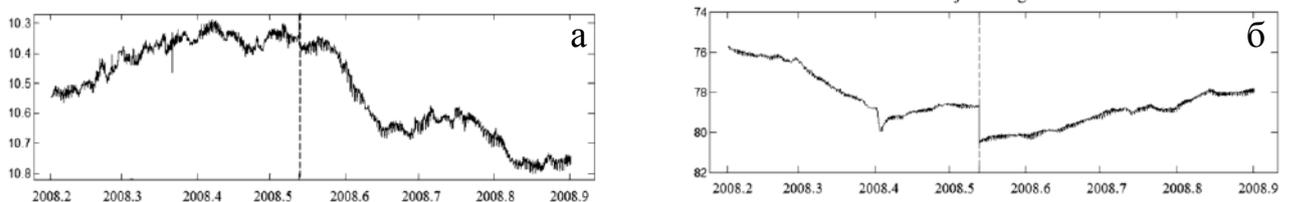


Рисунок 1.13 - Косейсмическое снижение уровня в пределах Северного блока по скважинам BD (а) и Zuojiashuang (ZJZ) (б) [Zhang et al., 2016]

В пределах блока Вауан Наг и северо-восточного блока зарегистрирован косейсмический подъем уровня на 0.1-0.8 м на эпицентральной расстоянии от 95 до 1936 км, который может быть связан с пороупругой реакцией водонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн от Венчуанского землетрясения и землетрясения Тохоку (рисунок 1.14).

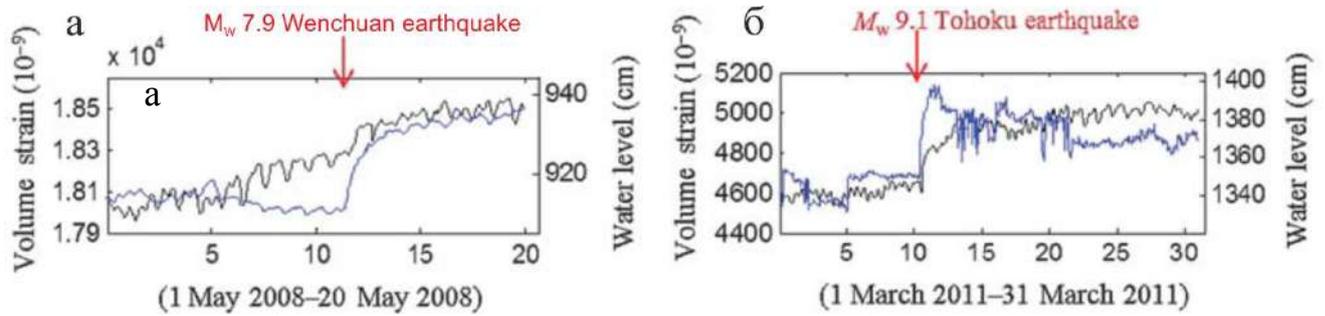


Рисунок 1.14 - Косейсмический подъем уровня в пределах северо-восточного блока по скважине Fuxin при землетрясениях Вечуань (а) и Тохоку (б) [Zhang et al., 2017]

Остров Тайвань расположен на расстоянии ~ 2000 км юго-восточнее эпицентра Венчуанского землетрясения в зоне субдукции Филиппинской морской плиты [Lee et al., 2012] в пределах Южного Китайского морского блока [Shi et al., 2015]. Регистрация уровня в основном выполнялась каждый час с точностью измерений 1 см, в 8 скважинах проводилась каждые 2 минуты и в 4 скважинах – ежесекундно с точностью измерений 2 мм (рисунок 1.6 справа внизу на врезке) [Wang et al., 2009]. В 4 скважинах, оборудованных высокоточными датчиками, зарегистрированы косейсмические осцилляции уровня с амплитудами 1-8 см (рисунок 1.15а) [Lee et al., 2012]. Амплитуда постсейсмического подъема уровня изменялась от 0.4 см до 0.2 м, снижения уровня достигала 38 см (рисунок 1.15б).

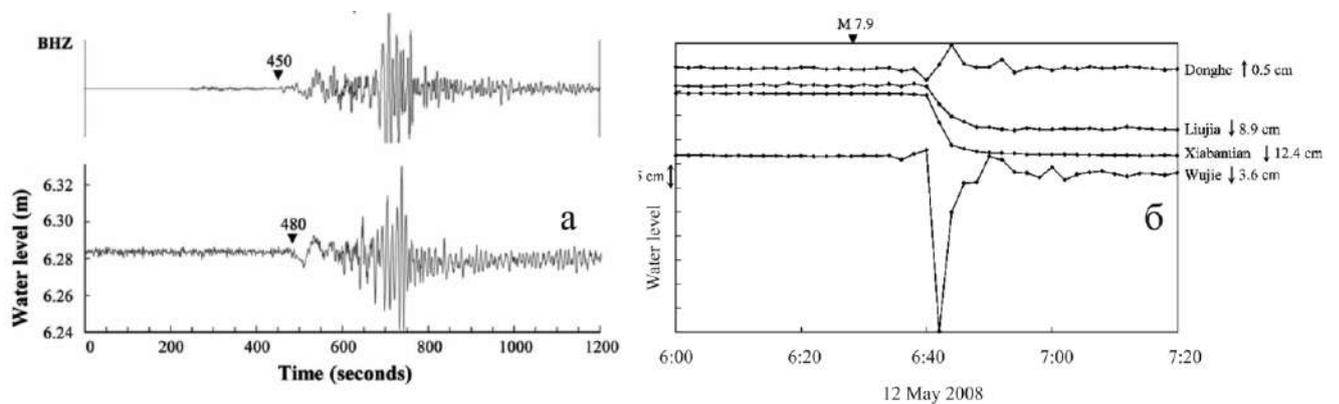


Рисунок 1.15 - Сейсмограммы и изменение уровня в скважине Naba с частотой опроса 1 Гц (а) и вариации уровня с регистрацией 2 мин (б) во время Венчуанского землетрясения 12.05.2008 г. [Lee et al., 2012]

Гидрогеологический отклик на удаленное землетрясение сложный. Косейсмическое снижение и подъем уровня наблюдаются в равнинной местности, косейсмический подъем уровня преобладает в условиях низкогорья. Максимальное снижение уровня на 0.4 м установлено в скважине Pingxi, максимальный подъем на 0.17 м отмечен в скважине Kanding, режимы которых подвержены техногенному влиянию, связанному с проведением откачек. В скважине Hegang максимальное снижение уровня на протяжении 3 дней достигло 0.26 м.

Гидрогеологический отклик на Венчуанское землетрясение прослежен в районе Камчатки в виде повышения уровня в течение 3 часов с амплитудой 0.9 см [Копылова и др., 2017].

Внутриплитное землетрясение Чи-Чи (Chi-Chi) произошло 21.09.1999 г. M_w 7.3 на Тайване. Реакция подземных вод была зарегистрирована в 158 скважинах из 188 скважин [Chia et al., 2002]. Очаг землетрясения располагался на глубине ~8 км. По результатам полевых исследований установлен разрыв на дневной поверхности протяженностью ~100 км вдоль разлома Chelungpu.

Почти все скважины глубиной от 17 до 300 м пройдены в нецементированных песчано-гравийных отложениях. На расстоянии ~10 км от субмеридионального разлома Chelungpu зарегистрировано косейсмическое снижение уровня с амплитудой от 0.5 до 11.1 м в 8 наблюдательных скважинах (рисунок 1.16). Западнее в пределах аллювиальной равнины на расстоянии от 12 до 48 км отмечен преимущественно косейсмический подъем уровня с амплитудой от 0.5 до 7.4 м в 102 скважинах.

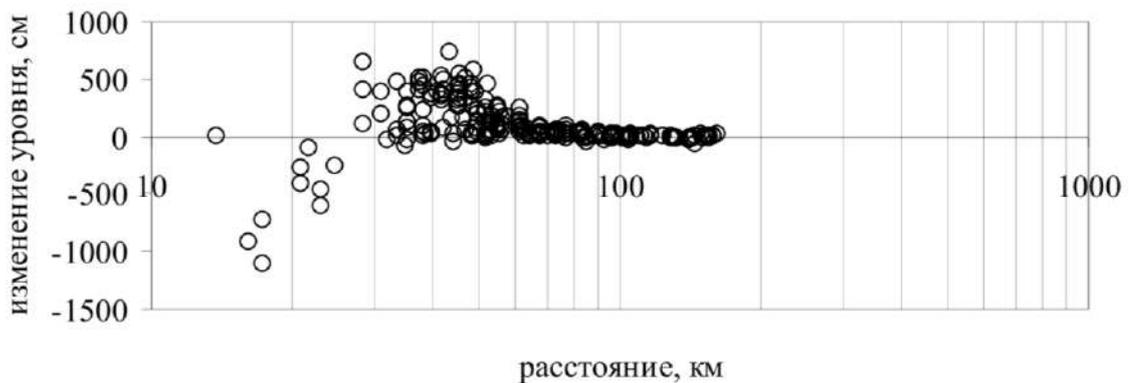


Рисунок 1.16 – Зависимость изменения уровня подземных вод от расстояния при землетрясении Chi-Chi 20.09.1999 M_w 7.45 на глубине 8 км [Chia et al., 2008]

Максимальный подъем уровня установлен на расстоянии 10 км западнее разлома и 43 км западнее эпицентра землетрясения в скважине HW2, вскрывающей напорный водоносный горизонт в интервале 72-102 м, приуроченный к гравийным отложениям (рисунок 1.16). Наибольшее косейсмическое снижение уровня на 11.1 м наблюдалось в скважине JS2, вскрывающей напорный горизонт в интервале 156-186 м в гравийных отложениях на расстоянии 4 км от разлома и 14 км от эпицентра землетрясения (рисунок 1.17).

Амплитуда подъема уровня - до 3 м и выше зарегистрирована в северной и восточной части равнины. Напротив, на юго-западе – меньше 1 м. В ряде случаев большие значения амплитуд подъема уровня прослежены в более глубоких скважинах. Например, в скважинах DG2-5, вскрывающих водоносный горизонт в интервалах 60-78, 111-126, 166-175, 243-258 м, амплитуды подъема уровня составили соответственно 0.99, 1.34, 2.48 и 1.76 м.

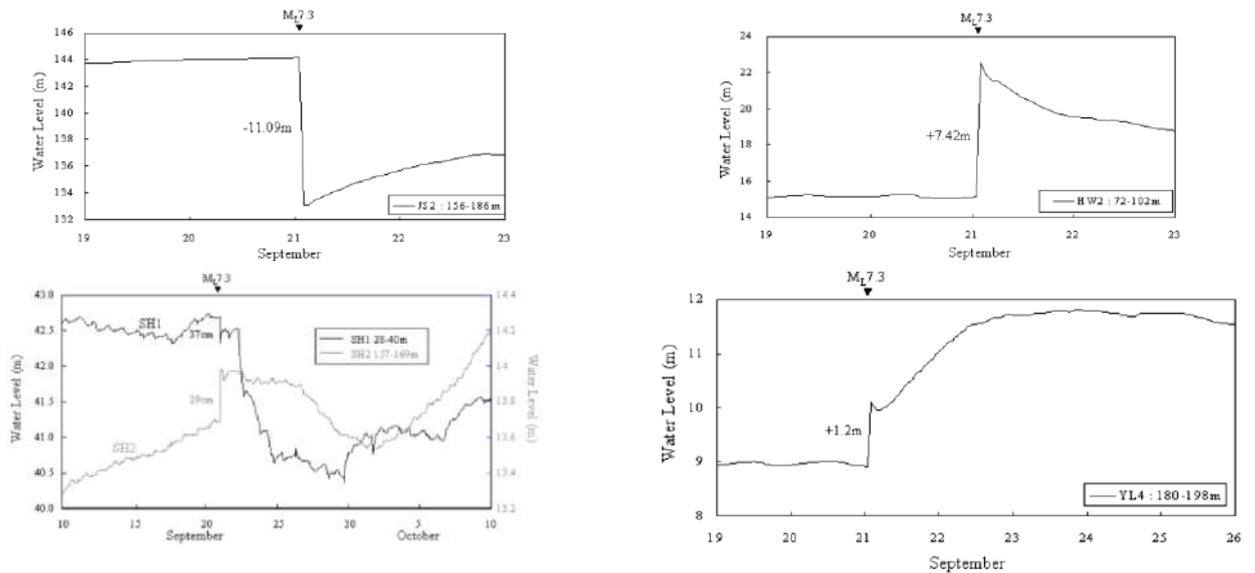


Рисунок 1.17 - Косейсмические (верхний ряд) и постсейсмические (нижний ряд) вариации уровня при землетрясении Chi-Chi 21.09.1999 [Chia et al., 2002]

Относительная стабилизация уровня до первоначального положения в течение первых часов после землетрясения в большинстве скважин косвенно указывает на упругое деформирование флюидонасыщенного коллектора. В отдельных случаях установлено постсейсмическое изменение уровня продолжительностью от 2 и более суток (рисунок 1.17). В одном и том же пункте наблюдений SH в верхнем напорном горизонте в интервале 8-40 м отмечено снижение уровня на 37 см, в нижнем напорном горизонте в интервале 157-168 м уровень подземных вод поднялся на 29 см.

В первом от поверхности водоносном горизонте безнапорном или слабонапорном зарегистрированы незначительные вариации порового давления и уровня. Качественно процессы консолидации и дилатансии осадочных отложений и пород, соответственно, обеспечивают согласованную интерпретацию пространственных косейсмических изменений уровня в пределах аллювиальной равнины [Manga, Wang, 2007]. Наличие многочисленных данных регистрации уровня и сильных движений грунта во время землетрясения позволило исследовать взаимосвязь между движением грунта, вариациями уровня и распределением участков разжижения грунта.

Таким образом, по результатам анализа гидрогеологических эффектов, зарегистрированных при трех катастрофических землетрясениях, могут быть выделены три зоны, в пределах которых преобладают различные типы гидрогеологических эффектов. Первая зона – ближняя на эпицентральном расстоянии, сопоставимом с длиной разрыва L при плотности сейсмической энергии $> \sim 10^3$ Дж/м³ характеризуется длительным снижением уровня подземных вод в течение первых месяцев после сейсмического события, обусловленным заполнением сформированных зон наведенной трещиноватости, и продолжительным

восстановление уровня на протяжении от первых месяцев до года. Во второй зоне – промежуточной на эпицентральной дистанции в пределах 1-10 L при плотности сейсмической энергии от $\sim 10^3$ до $\sim 10^{-3}$ Дж/м³ выделяются косейсмические подъем/снижение уровня в течение первых суток, реже – десятков суток, наиболее значимо выражены в зонах влияния разрывных нарушений различного ранга, и относительно быстрый процесс стабилизации режима подземных вод. В третьей – дальней зоне на расстоянии > 10 L при плотности сейсмической энергии $< 10^{-3}$ Дж/м³ отмечаются преимущественно кратковременные косейсмические осцилляции уровня. В единичных случаях прослеживаются постсейсмические эффекты.

1.3. Обобщение результатов исследований

высокоинтенсивного техногенного воздействия на водонасыщенный коллектор

Для понимания основных закономерностей изменения состояния флюидонасыщенного коллектора в ближней зоне землетрясений могут быть привлечены экспериментальные данные, полученные при проведении крупномасштабных взрывов. Однако, опубликованной информации о гидрогеологических эффектах, связанных с проведением крупномасштабных взрывов на испытательных полигонах мира, сравнительно мало.

Первые сведения о подъеме уровня на 17 м относительно статического (первоначального положения) были получены через 40 дней после взрыва Aardvark, Невада 12.05.1962 г. в наблюдательной скважине, пройденной на расстоянии 307 м от эпицентра [Кнох et al., 1965]. Формирование локальной депрессионной воронки в эпицентральной зоне подземного взрыва, проведенного 14.10.1965 г. в скважине 1003, прослежено на площадке «Сары-Узень» Семипалатинского полигона. В наблюдательных скважинах, расположенных на расстоянии от 200 до 700 м от эпицентра, установлено снижение уровня на 0.7 – 1.3 м [Израэль и др., 1970; Гордеев и др., 2007].

Одно из первых обобщений реакции подземных вод при крупномасштабных подземных взрывах представлено в работах [Адушкин и др., 1990; 1992; 1993a] в виде схематизации перераспределения подземного потока, связанного с формированием зон наведенной трещиноватости в эпицентральной зоне. Выделены три основных этапа изменения уровня подземных вод, подтверждающие необратимые изменения состояния массива горных пород. Первый этап - образование «купола» избыточного давления над эпицентром взрыва приводит к мгновенному подъему уровня подземных вод. Второй - обусловлен заполнением зон техногенной трещиноватости и представлен снижением уровня поверхности в эпицентральной зоне. Третий этап вызван постепенным восстановлением уровня до первоначального положения за счет привлечения дополнительных естественных ресурсов.

Последствия взрывного воздействия на режим подземных вод прослежены на приведенных расстояниях ($r/q^{1/3}$) до 1000 м/кт^{1/3} и превосходят более чем на порядок радиус зоны наведенной при взрыве трещиноватости.

Результаты исследования влияния ПЯВ на состояние массива и разрывных нарушений на основе комплексных инструментальных измерений, проводимых в период 1983-1989 гг. на отдельных участках СИП с участием автора настоящей работы, представлены в главах 3,4 и 6 настоящей работы.

В открытой печати приведен детальный анализ последствий проведения подземных ядерных взрывов (ПЯВ) на острове Амчитка, входящим в цепь Алеутских островов, образующих южную границу Берингова моря.

Остров Амчитка удален на расстояние ~ 2250 км к юго-западу от г. Анкориджа, Аляска и протягивается в направлении СЗ-ЮВ на 68 км, шириной от 2 до 7.2 км. Остров приурочен к зоне субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую и характеризуется высокой сейсмичностью. Как и другие острова Алеутской цепи, остров Амчитка является вулканическим по происхождению. В пределах участков проведения ПЯВ в геологическом разрезе преобладают брекчии, роговики с подчиненными прослоями диоритовых и андезитовых даек. Четвертичные отложения представлены маломощной толщей песка и гравия в прибрежной части острова, торфом - в пределах тундры.

Область питания подземных вод совпадает с областью их распространения в пределах острова. Разгрузка подземных вод происходит в условиях восходящего потока вдоль побережья. Латеральная компонента гидравлического градиента направлена от осевой линии острова (водораздела) к противоположным берегам острова.

Первый ПЯВ Long Shot мощностью 80 кт был произведен 29.10.1965 г. на глубине 700 м для определения точности локации и времени распространения сейсмических волн. Основная цель калибровочного взрыва Milrow мощностью 1000 кт, произведенного 02.10.1969 г. на глубине 1200 м, заключалась в исследовании реакции массива горных пород на взрывное воздействие [Balance, Dudley, 1971; Geological., 1971]. Взрыв Cannikin мощностью 5000 кт, произведенный 06.11.1971 г. на глубине 1790 м, был направлен на разработку военных технологий [Hassan et al., 2002].

В структурном отношении участок проведения ПЯВ Milrow расположен в пределах блока, ограниченного двумя разломами. Первый разлом удален на расстоянии 1 км севернее эпицентра и протягивается на СВ с азимутом простирания 50^0 (рисунок 1.18). Разлом Rifle Range шириной 300 м находится на расстоянии 1.2 км южнее эпицентра с азимутом простирания 70^0 на СВ и падением на СЗ.



Рисунок 1.18 - План острова Амчитка составлен по данным [Hassan et al., 2002] (1 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 2 – участок проведения ПЯВ; 3 – наблюдательная скважина и ее номер; 4 – пункт наблюдений за водотоком, оборудованный на ручье; 5 – топогеодезический профиль)

Участок проведения ПЯВ Long Shot ограничен двумя линеаментами, сопряженными с разломами с азимутами простирания 55° на СВ. При бурении скважины ЕН-1, расположенной на расстоянии 353 м северо-восточнее эпицентра, на глубине 490 м была зарегистрирована потеря циркуляции промывочной жидкости и вскрыты несколько открытых трещин мощностью до 1 см, частично выполненных карбонатом. При бурении скважины ЕН-3, удаленной от эпицентра на расстояние 198 м, на глубине 611 м был вскрыт разлом шириной 1 м с глинистым заполнителем.

Участок проведения ПЯВ Cannikin ограничен с СЗ на расстоянии 1.07 км от эпицентра разломом Teal Creek с азимутами простирания 65° на СВ и падения под углом 80° на СЗ. Южнее эпицентра на расстоянии 0.76 км расположен безымянный разлом с азимутом простирания 75° на СВ.

Уровень подземных вод на острове Амчитка близок к поверхности земли за исключением северо-западной территории. В неглубоких скважинах, пробуренных на участках проведения ПЯВ, грунтовые воды вскрыты на глубине от 0.4-0.6 до 4.7 м, реже – до 13.5 м [Hassan et al., 2002]. В юго-восточной части острова уровень подземных вод варьирует от 14.2 до 27 м в скважинах глубиной от 0.8 до 1.1 км. По направлению на северо-запад глубина залегания уровня возрастает от 33.1-37.7 м в скважинах UA-1, UAe-1 до 71-90 м в скважине UAe-6h и 115 м в скважине UAe-3 глубиной от 1.5 до 1.9 км соответственно. Фоновые вариации уровня подземных вод в пределах участка исследований не превышают 0.3 м.

Водопроницаемость пород уменьшается с глубиной. В верхней части разреза до глубины 1 км на участках проведения ПЯВ Milrow и Cannikin коэффициент фильтрации составляет 0.05 м/сут. В интервале глубин 1-2 км уменьшается до 0.01-0.001 м/сут за исключением зон повышенной трещиноватости пород. Например, в скважине UAe-2 на глубине 1.6 км - увеличивается до 0.005 м/сут.

Для исследования поствзрывных деформаций дневной поверхности на расстоянии 8 км на СЗ и 6.5 км на ЮВ от эпицентра взрыва Milrow были пройдены 3 профиля (W-W', Y-Y' и X-X') и один профиль Z-Z' через эпицентр по направлению З-В (рисунок 1.18). Амплитуды вертикальных смещений показаны на разрезах, построенных в трех масштабах (рисунок 1.19). В северо-западной части профиля W-W', наиболее удаленной от эпицентра взрыва, преимущественно отмечено снижение дневной поверхности с амплитудами до 1.5 см. В юго-восточной части профиля, проходящей через серию разломов, по мере приближения к эпицентральной зоне установлено увеличение амплитуд подъема грунта до 2 см (рисунок 1.19а).

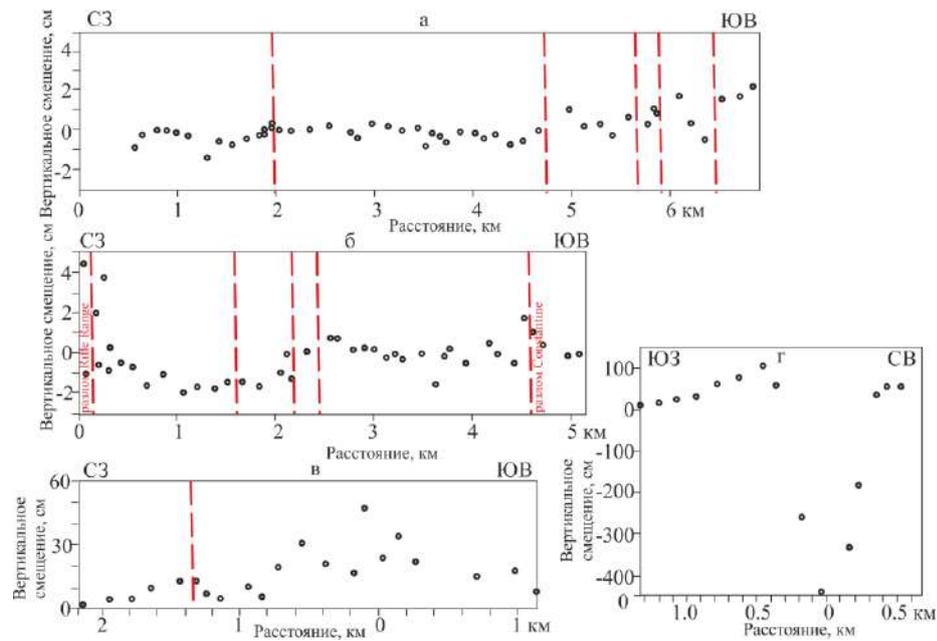


Рисунок 1.19 - Вертикальное смещение грунта при проведении ПЯВ Milrow [Geological., 1971] (профили по створу : а - W-W', б - X-X', в - Y-Y', г - Z-Z')

Вдоль профиля X-X', пересекающего ряд разломов, наибольшие изменения высот с амплитудами до 2-3 см прослежены в зоне влияния разломов Rifle Range и Constantine, которые косвенно свидетельствуют о смещении ограниченного ими блока (рисунок 1.19б). Вдоль профиля Y-Y' отмечено увеличение амплитуды вертикального смещения от 5-10 см на концах профиля до 30-45 м в эпицентральной зоне (рисунок 1.19в). По профилю Z-Z', пройденному через эпицентр взрыва, зарегистрированы максимальные амплитуды вертикальных смещений

грунта (рисунок 1.19г). В эпицентральной зоне поверхность понижена на 6.1 м и протягивается на расстояние ~270 м от эпицентра взрыва. Снижение дневной поверхности от 2 до 4.3 м установлено в радиусе 300 м от эпицентра. Подъем поверхности до 1 м отмечен на расстоянии 0.5 км юго-западнее эпицентра взрыва, в правом борту долины, который плавно уменьшается до 10 см по направлению к побережью. В районе основной дороги амплитуда подъема грунта не превысила 0.3-0.5 м на расстоянии 0.4-0.5 км северо-восточнее эпицентра взрыва.

Подвижки вдоль плоскости разлома Rifle Rang, вызванные взрывом Milrow, подтверждены также результатами повторных измерений, проведенных в море. До взрыва глубина подводного обрыва, являющегося юго-западным продолжением разлома Rifle Rang, достигала 28 м, после взрыва – увеличилась до 30 м.

Через 37 часов после взрыва сейсмографы зарегистрировали формирование столба обрушения, которое по данным аэрофотосъемки на поверхности в эпицентральной зоне привело к формированию депрессионной воронки диаметром 540 м глубиной 6.1 м. Юго-восточнее эпицентра на расстоянии 200 м установлено формирование двух прудов. В озерах, расположенных севернее разлома Rifle Range на расстоянии от 0.4 до 4 км, установлен преимущественно относительный подъем уровня по опорным реперам на 1.4-8.7 см. Напротив, в озерах, расположенных на расстоянии от 0.2 до 0.5 км южнее разлома, прослежено снижение уровня на -0.4 – -1.4 см.

На аэрофотографиях, сделанных при взрыве, на расстоянии до 1.3 км от эпицентра взрыва отмечены водяные гейзеры вдоль ручьев, на водоразделах между озерами и вдоль тихоокеанского побережья. Во время осмотра территории после взрыва обнаружены следы глинистых гейзеров, формирование которых, вероятно, связано с отжатием воды из водонасыщенных пород, перекрытых маломощными отложениями торфа.

При ПЯВ Milrow в пункте измерений, установленном на расстоянии 0.8 км южнее эпицентра на ручье Clevenger, зарегистрировано увеличение расхода от 44 л/с до 91 л/с через 15 минут после взрыва. На протяжении последующих часов прослежено уменьшение водопритока в 1.3 раза до 67 л/с. На ручьях Constantine и White Alice отмечен мгновенный подъем уровня и снижение, которые, вероятно, соответствовали движению грунта. В ручье Bridge, расположенном на расстоянии 4.4 км от эпицентра взрыва, вода после взрыва несколько дней была мутной.

Наблюдения за уровнем подземных вод, вскрытом в интервале 29-45.7 м в трех скважинах глубиной от 1.2 до 2.1 км на расстоянии от 8.7 до 22.7 км северо-западнее эпицентра взрыва проводились с использованием двух типов датчиков, скорость регистрации 2.54 см/с (СЕС) и 0.25 см/мин (ЕА) (таблица 1.2, рисунок 1.20).

Таблица 1.2 - Сведения о реакции подземных вод на ПЯВ Milrow [Geological., 1971]

№ скв	Расстояние от эпицентра, км	Глубина скважины, м	Уровень, м (давление, бар) до ПЯВ	Время по датчику СЕС, с			Изменение давления, бар			
				Вступления	Max	Min	Датчик СЕС		Датчик ЕА	
							Max	Min	Max	Min
UАе-1	8.7	2134.2	35.1	-	-	-	-	-	7.4	-4.3
UАе-6h	16.0	2133.3	29.0	3.18	4.00	3.46	5.9	-3.6	3.7	-2.4
UАе-7h	22.7	1233.0	45.7	4.50	6.08	6.38	2.2	-2.7	1.7	-1.7

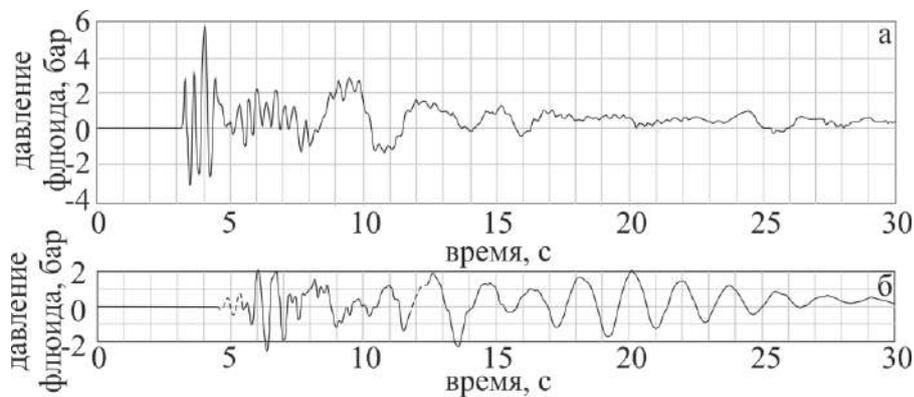


Рисунок 1.20 - Изменение давления в наблюдательных скважинах при ПЯВ Milrow (а – UАе-6h, б - UАе-7h)

Максимальная амплитуда отклика на 4 секунде после взрыва составила 5.9 бар на частоте 0-30 Гц и 3.7 бар на частоте 0-4 Гц на расстоянии 16 км северо-западнее эпицентра взрыва. Подобная дисперсия значений установлена и на расстоянии 22.7 км. Остаточное увеличение давления прослежено в двух скважинах через 30 с после взрыва. Через 2 минуты после взрыва в каждой скважине уровень вернулся к первоначальному положению.

Со временем формирования столба обрушения в окрестности взрыва, которое определено по результатам обработки сейсмических записей, соотносится и эпизодическое уменьшение давления в ближней скважине, расположенной на расстоянии 8 км, на 0.7 бар и 0.3 бар, косвенно свидетельствующее о необратимых изменениях состояния водонасыщенного коллектора.

При взрыве CANNIKIN были зарегистрированы гейзеры, в том числе в песчаной бухте, в пределах которой разлом Teal Creek пересекает побережье. После ПЯВ и последующего формирования столба обрушения установлено изменение направления движения ручья White Alice, протекавшего с расходом 0.09 м³/с за час до проведения ПЯВ на расстоянии 1.5 км от эпицентра. После взрыва донные отложения (и рыба) были найдены выше по течению на

расстоянии 2 м от пункта измерений. Максимальный расход воды в ручье увеличился в 12.5 раз и превысил $1.13 \text{ м}^3/\text{с}$ (рисунок 1.21). Через 15 минут после ПЯВ расход в ручье уменьшился в 9 раз до $0.01 \text{ м}^3/\text{с}$. Через 38 часов после ПЯВ (08.11.1971 г.) из-за обрушения подсводного пространства ручей исчез и на протяжении ~ 15 дней течение в русле отсутствовало. Средний расход в ручье составил $3.8 \text{ м}^3/\text{с}$ 15.01.1972 г.

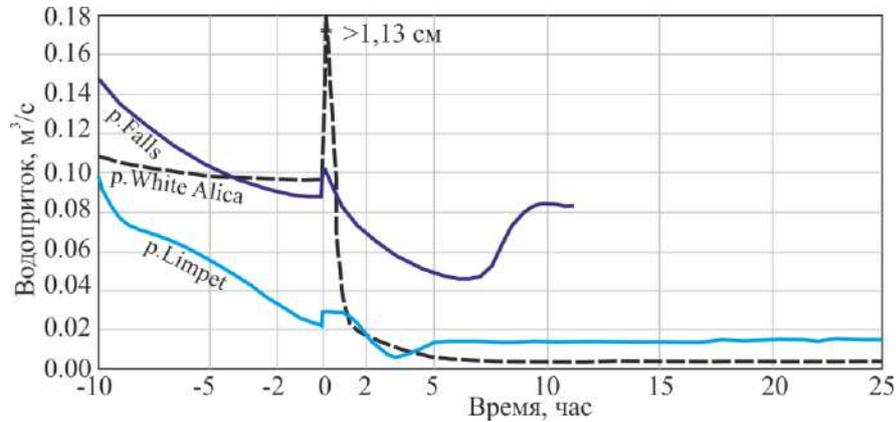


Рисунок 1.21 - Изменение водопритока в ручьях при ПЯВ CANNIKIN [Hassan et al., 2002]

Водоприток в ручье Falls на расстоянии 7.06 км при взрыве незначительно увеличился, но на протяжении последующих 7 часов уменьшился в 1.8 раз. Через 10 часов после ПЯВ отмечена относительная стабилизация расхода в ручье. Расход в ручье Limpet на расстоянии 11.17 км слабо увеличился во время ПЯВ. Видимых изменений русла ручья и цвета воды не было отмечено.

Для ручьев, расположенных юго-восточнее ПЯВ CANNIKIN, линейная зависимость между интенсивностью изменения водопритока и эпицентральной дистанцией не выдерживается. Расход в ручьях Clevenger и Constantine увеличился после ПЯВ и стабилизировался только через 2 и 7 дней соответственно. В близрасположенном ручье Bridge на расстоянии 5.86 км от эпицентра изменений водопритока не отмечено. Деформирование массива горных пород при ПЯВ CANNIKIN зарегистрировано на расстоянии от 1.2 до 14 км в виде реакции флюида на взрывное воздействие (таблица 1.3, рисунок 1.21). Максимальное давление флюида в эпицентре достигало 207 бар, минимальное – составило -25 баров. При формировании столба обрушения перепады давления варьировали от 3.45 до -2.41 бар.

Уровни воды измерялись в скважинах White Alice и 9-blue на участке LONG SHOT (рисунок 1.22а). Эти измерения показывают, что уровни воды снижались в обеих скважинах после взрыва. После формирования столба обрушения скорость снижения увеличилась. Через 48 часов после ПЯВ уровень начал восстанавливаться и повышался до 15.01.1972 г. Уклон

подземного потока зарегистрирован в направлении участка CANNIKIN по положению минимальных значений уровня в двух наблюдательных скважинах.

Таблица 1.3 - Сведения о реакции подземных вод на ПЯВ Cannikin [Gonzales, Wollitz, 1972]

№ скв	Расстояние от эпицентра, км	Глубина, м	Уровень статический, м	Изменение давления, бар (уровня, м)				
				При ПЯВ			Столб обрушения	
				Max	Min	Остаточное	Max	Min
UA-1-НТН-1	1.18	426.7	-	207	-25	-5.2	3.45	-2.41
White Alice	2.06	96.3	1.83	>6.21	-9.66	0	уровень внезапно снизился	
9-blue	6.42	152.4	5.0	(0.274)	(-0.152)	-		
UAe-6h	7.45	2134	27.4	9.65	0	-0.69	0.52	0.45
Office Club	12.97	112.8	7.62	3.11	-2.07	0.015	0.25	-0.24
UAe-7h	14.00	1231	50.3	>5.75	-1.86	0.26	0.12	-0.05

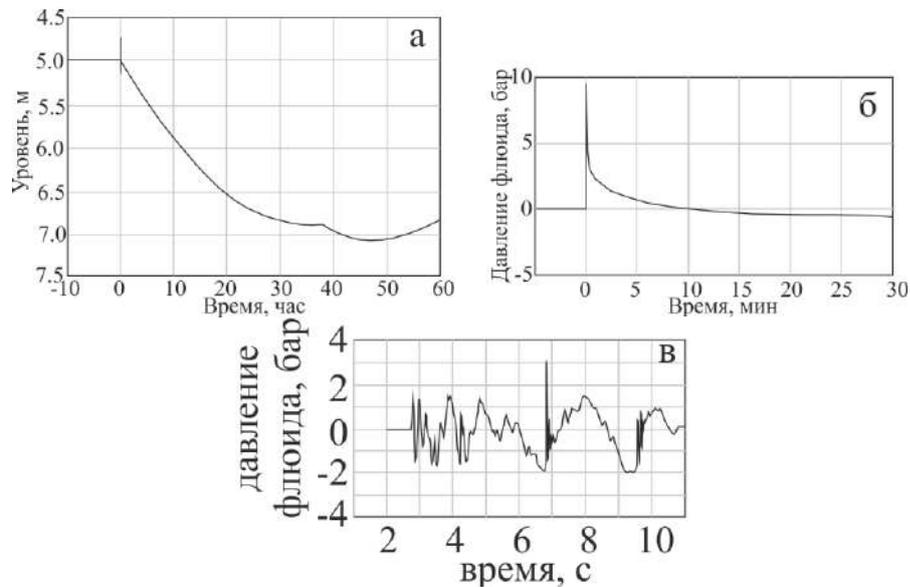


Рисунок 1.22 - Изменение уровня при ПЯВ CANNIKIN в скважинах: а - 9-blue, б – UAe-6h, в- Office Club [Hassan et al., 2002]

В скважине UAe-6h не был отмечен отрицательный отклик на движение грунта, пиковое давление составило 9.65 бар (рисунок 1.21б). Через 1.5 часа после взрыва остаточное снижение давления достигло -0.69 бар и сохранялось на протяжении 30 дней. В течение этого периода были зарегистрированы вариации уровня, в том числе и связанные с формированием столба обрушения.

В скважине Officers Club отклик на взрыв установлен через 2.75 с. Максимальное давление 3.11 бар было зарегистрировано через 6.92 с. Осцилляции уровня продолжались в течение 64 с. Минимальное давление составило -2.07 бар, остаточное – 0.015 бар.

В скважине UAe-7h зарегистрировано максимальное давление 5.75 бар и минимальное давление 1.86 бар. Остаточное давление 0.26 бар достигнуто через 2.5 минуты после ПЯВ и сохранялось до формирования столба обрушения. Отклик на формирование столба обрушения продолжался 2 мин. Максимальное давление было 0.12 бар, минимальное - 0.05 бар. Стабилизация режима была отмечена 08.12.1971 г.

Высокоинтенсивное воздействие на массив горных пород – проведение подземных и наземных ядерных и химических взрывов вызывает вариации порового давления в породах, расхода поверхностных водотоков, уровня водоемов и подземных вод, в ряде случаев может приводить к разжижению водонасыщенных грунтов [Charlie et al., 1996]. В основном, наблюдения при взрывах проводились по нескольким скважинам до и после крупномасштабных взрывов. Для выделения участков разжижения грунта выполнялось постсейсмическое обследование участков проведения взрывов. В отдельных случаях эксперименты сопровождалось измерением движения грунта в окрестности скважин.

На основе обработки опубликованных данных по реакции подземных вод на взрывное воздействие в работе [Charlie, Doehring, 2007] выделены три стадии отклика порового давления. Первая стадия непосредственно связана с прохождением волн. Вторая – соотносится с коротким остаточным откликом после прохождения волны. Третья стадия обусловлена более длительным уменьшением остаточного порового давления, которое может продолжаться от нескольких часов до нескольких месяцев. При увеличении порового давления до значений, сопоставимых с литостатическим давлением, прослеживается разжижение водонасыщенных грунтов.

Например, разжижение грунта зарегистрировано после ПЯВ Рио-Бланко мощностью 90 кт и Салмон мощностью 5.3 кт, но максимальные расстояния неизвестны. Подземный химический взрыв мощностью 3 кт нарушил плотину на расстоянии до 300 м. При наземных ПЯВ Оак и Коа, проведенных на коралловых островах, на аэрофотоснимках и подводных снимках отмечено вскипание песка и подводные потоки за пределами кратера, которое продолжалось в течение нескольких лет после испытаний.

На рисунке 1.23 представлена степенная зависимость между максимальными расстояниями, на которых зарегистрировано остаточное поровое давление, разжижение грунта и параметрами ПЯВ. С увеличением мощности взрыва возрастает и расстояние проявления гидрогеологических эффектов. Для подземных химических взрывов остаточное поровое давление зарегистрировано на приведенных расстояниях от 4.7 до 13.9 м/кг^{1/3}, для ПЯВ - от 0.7

до $22.7 \text{ м/кг}^{1/3}$. Разжижение грунта отмечено на приведенном расстоянии от 2.0 до $3.0 \text{ м/кг}^{1/3}$ для подземных химических взрывов и от 1 до $1.4 \text{ м/кг}^{1/3}$ для ПЯВ. Верхняя граница разжижения грунта для поверхностных и подземных взрывов определяется на приведенных расстояниях от 1 до $3 \text{ м/кг}^{1/3}$, остаточного порового давления – на приведенных расстояниях от 4 до $22.7 \text{ м/кг}^{1/3}$.

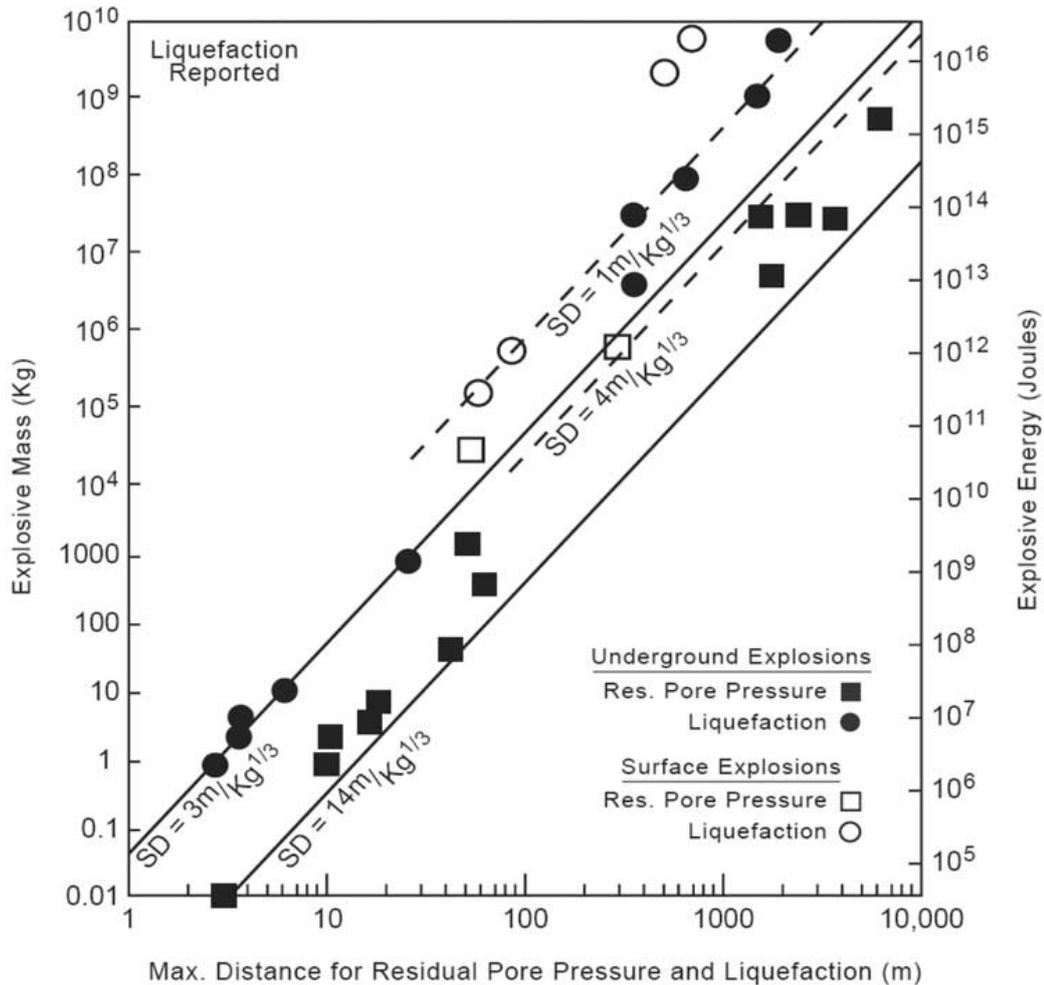


Рисунок 1.23 - Зависимость между максимальным расстоянием и остаточным поровым давлением [Charlie, Doehring, 2007]

При анализе влияния промышленных взрывов на массив горных пород основное внимание уделяется оценке устойчивости стенок горных выработок, бортов карьеров и сейсмобезопасности проведения взрывных работ. Разработка месторождения и сопутствующая деятельность может сопровождаться взаимосвязанными изменениями гидрогеологических и инженерно-геологических условий, которые выражаются в:

- нарушении структуры потока подземных вод и водного баланса из-за снижения уровней/напоров;
- развитии деформаций в массиве горных пород и на поверхности из-за изменения напряженного состояния, трещиноватости, физико-механических свойств пород, сдвижения

пород и образования мульд оседания над отработанным пространством, вторичной консолидации грунтов из-за водопонижений;

– активизации эндогенных (техногенные землетрясения, горные удары) и экзогенных процессов (карст, суффозия), возникновении техногенных геологических процессов.

Изменение проницаемости перекрывающих пород при разработке месторождений преимущественно связывается с техногенной трещиноватостью и деформацией вышезалегающих пластов. Динамическое влияние промышленных взрывов на фильтрационные свойства водонасыщенных коллекторов не оценивается.

Применение современных прецизионных датчиков уровня с высокой частотой опроса позволяет проводить исследования в области сейсмического воздействия волн от различных типов источников. Наряду с действующими аппаратурно-измерительными комплексами, развернутыми на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево»), впервые высокоточный гидрогеологический мониторинг организован и проводится с июля 2019 г. в пределах разрабатываемых железорудных месторождений Курской магнитной аномалии (КМА) – Коробковского и Лебединского. Обработка и сравнительный анализ зарегистрированных гидрогеологических эффектов в системе «пласт-скважина» при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений и промышленных взрывов направлен на выделение общих закономерностей реакции водонасыщенного коллектора на динамическое воздействие и основных параметров, определяющих режим деформирования массива горных пород.

1.4. Гидрогеологические отклики на локальные и региональные землетрясения в условиях техногенной дестабилизации гидрогеодинамической обстановки

В период с 1996 г. по 2013 г. национальным геофизическим исследовательским институтом Хайдерабада в рамках Индо-Германской программы в районе расположения водохранилищ Койна-Варны проводился мониторинг уровня подземных вод [Kuempel et al., 2017]. 21 наблюдательная скважина оборудованы датчиками (ОТТ-Hydrometrie, 1992) с разрешением 1 мм и 15-ти минутной регистрацией (рисунок 1.24). В скважинах вскрыты артезианские, напорные и безнапорные водоносные горизонты, приуроченные к деканским трапповым базальтам. Уровень подземных вод залегает на глубине менее 10 м. Водопроницаемость горизонтов изменяется от 0.1 до 10 м²/сут.

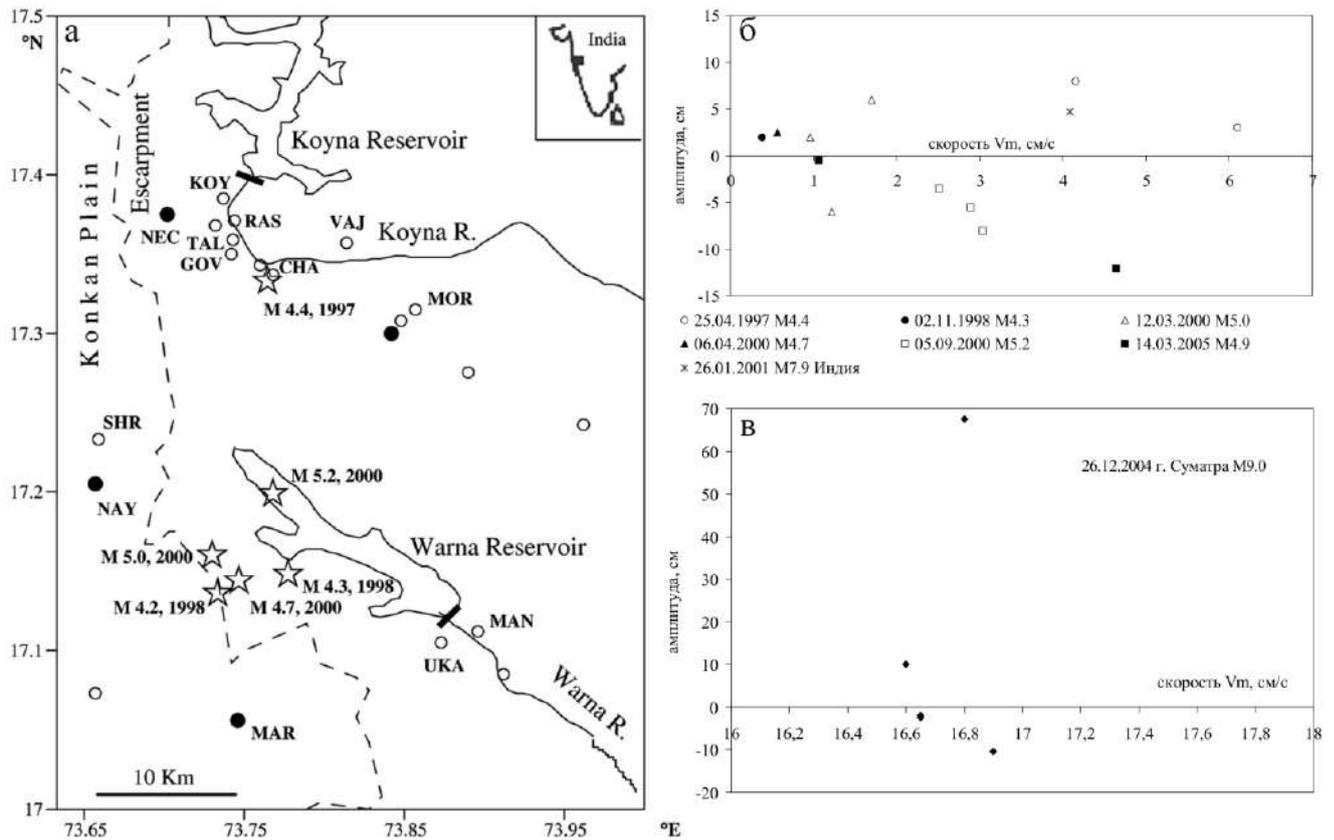


Рисунок 1.24 - Схема района водохранилищ Койна-Варна (а) и данные по регистрации гидрогеологических откликов на локальные (б) [Chadha et al., 2008a] и региональные (в) [Chadha et al., 2008b] землетрясения [Gahalaut et al., 2010] (эпицентры землетрясений обозначены звездочками, наблюдательные скважины – кружочками)

В соответствии с фокальным механизмом землетрясений в регионе выделены два типа разломов, трассируемых линеаментами. Землетрясения вблизи плотины Койна происходят в основном на глубинах в диапазоне от 2 до 10 км и характеризуются преобладанием скольжения по разлому ССВ-ЮЮЗ простирания направления с установленным по результатам бурения падением плоскости разлома под углом 60° З-С-З. Очаги землетрясений в районе водохранилища Варна находятся на глубинах от 1 до 5 км и приурочены к разломам СЗ-ЮВ направления.

По результатам измерений выделено 3 типа гидрогеологических откликов (рисунок 1.25) [Chadha et al., 2008a,b], связанных с сейсмотектоническими эффектами от:

- местных землетрясений с магнитудами $4.3 \leq M \leq 5.2$ в радиусе 25 км;
- региональных и удаленных событий;
- вариаций напряженности в региональном масштабе.

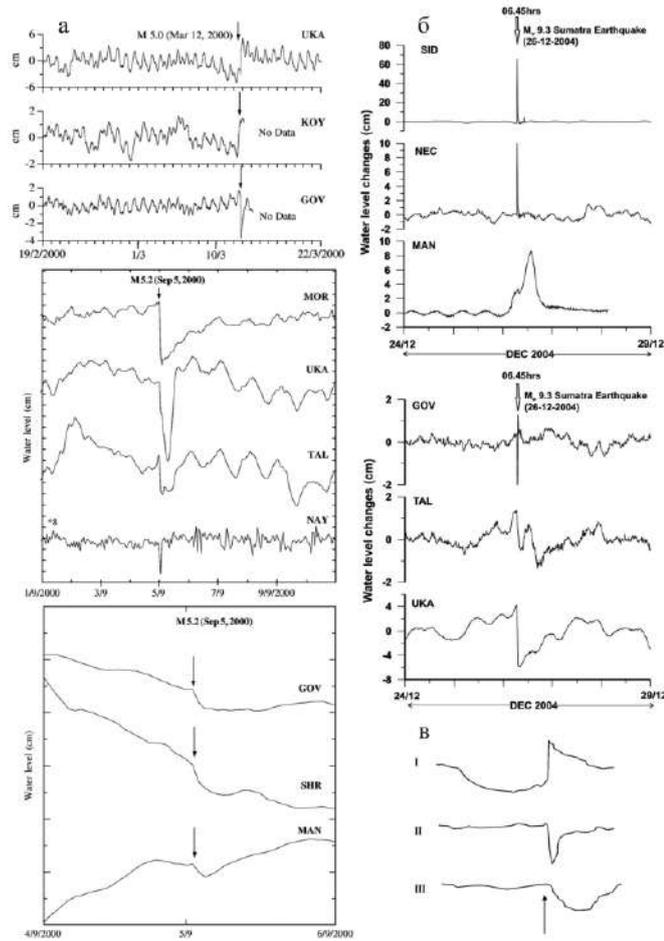


Рисунок 1.25 - Гидрогеологические отклики на локальные (а) и региональное (б) землетрясения района расположения водохранилищ Койна и Варна, Западная Индия, типы косейсмических аномалий (в) [Chadha et al., 2008a,b] (I – ступенчатый подъем, II – ступенчатое снижение, III – постепенное снижение)

После заполнения водохранилища в 1962 г. появились первые сведения о слабых землетрясениях вблизи плотины [Гупта, Растоги, 1979]. С 1963 г. в регионе Койна зарегистрировано около 100 000 землетрясений $M \geq 0$, в т.ч. более 100 событий $M \geq 4$ и 18 событий $M \geq 5$ [Arora et al., 2017]. Большинство эпицентров сосредоточено в области $15 \times 30 \text{ км}^2$ преимущественно на глубине 2-7 км и приурочены к разломам ССВ и СЗ-ЮВ простираний. Основные результаты регистрации гидрогеологических откликов от 6-ти локальных землетрясений с $M \geq 4.2$ представлены в работе [Chadha et al., 2008a]. Гидрогеологические эффекты, связанные с землетрясением 14.02.1998 г. $M 4.4$, не отмечены. Схема района расположения водохранилищ и наблюдательных скважин показана на рисунке 1.24а. Зависимость между максимальными значениями амплитуд подъема и снижения уровня при локальных и региональных землетрясениях приведена на рисунках 1.24б и 1.24в соответственно.

Для трех землетрясений, произошедших 25.04.1997 г., 02.11.1998 г. и 06.04.2000 г. M от 4.3 до 4.7, зарегистрирован скачкообразный подъем уровня с амплитудами 2-8 см на

расстояниях от 1.8 до 24 км. При землетрясении 12.03.2000 г. с M 5.0 наряду с скачкообразным подъемом уровня с амплитудами 2-6 см на расстоянии 21 км установлено скачкообразное снижение уровня на 6 см (рисунок 1.25а). Восстановление уровня до первоначального положения происходит в течение суток.

При следующих двух землетрясениях 05.09.2000 г. и 14.03.2005 г. с M 5.2 и 4.9, соответственно, прослежено скачкообразное и постепенное снижение уровня подземных вод на 0.5-12 см на расстояниях от 7 до 20 км. Гидрогеологические эффекты преимущественно регистрируются в пределах гидравлически изолированных водоносных горизонтов, которые характеризуются наличием приливных волн с пиковыми значениями до 24 см (амплитудный фактор изменяется от 0.06 до $4.15 \text{ мм}/10^{-9}$).

В регионе расположения водохранилищ Койна и Варна установлены гидрогеологические отклики на два региональных землетрясения, произошедшие 26.01.2001 г. в Индии и 26.12.2004 г. у побережья Северной Суматры на эпицентральных расстояниях 800 и 2800 км (рисунок 1.25б) [Chadha et al., 2008b]. При первом землетрясении отмечен общий тренд постепенного подъема уровня в наблюдательных скважинах с амплитудой до 5 см.

При катастрофическом Суматранском землетрясении определена неоднозначная реакция подземных вод на прохождение сейсмических волн. В артезианских скважинах NEC и SID зарегистрирован кратковременный (импульсный) подъем уровня с амплитудами 10-65 см (рисунок 1.25б). В напорном водоносном горизонте прослежено скачкообразное снижение уровня на 2-10 см и постепенное восстановление уровня до первоначального положения в течение двух суток после Суматранского землетрясения.

Следует отметить, что на эпицентральных расстояниях 5000 км от Суматранского землетрясения 26.12.2004 г. подобные вариации уровня подземных вод выделены в 38 из 45 наблюдательных скважин в Японии [Kitagawa et al., 2006]. Деформографы, установленные в 10 наблюдательных станциях в Японии, зафиксировали деформации ствола скважины. На Камчатке в наблюдательной скважине ЮЗ-5 зарегистрированы колебания уровня подземных вод в течение 12 часов с амплитудой ≥ 5 см и повышение в течение 8 ч с амплитудой 2 см [Копылова и др., 2017]. Аномальные изменения уровней прослежены в скважинах, расположенных в Фэрбенксе, Аляска, из-за прохождения сейсмических волн от этого же катастрофического Суматранского землетрясения [Sil, Freymueller, 2006].

Однотипная реакция подземных вод в виде скачкообразного подъема уровня, вероятно, указывает на пороупругий характер отклика. Снижение уровня и постепенное его восстановление на протяжении первых суток после землетрясения, предположительно, свидетельствует о необратимых изменениях, произошедших в структуре водонасыщенного коллектора. Изменение объемной деформации и порового давления возможно из-за

перераспределения напряжения, связанного с прохождением сейсмических волн (при 3-5 % деформации).

Известно, что изменения порового давления на глубине влияют на напряжения в породе. Увеличение порового давления в зонах разломов приводит к изменению состояния разломов из-за уменьшения эффективного напряжения. Свойства разломов зависят от порового давления, которое влияет на развитие гидрогеомеханических процессов в зоне медленного скольжения разлома. В некоторых работах отмечено, что землетрясения могут быть отнесены к триггерным событиям из-за диффузии порового давления в зонах влияния разрывных нарушений и быть взаимосвязаны с режимом эксплуатации водохранилищ [Смирнов и др., 2017].

Таким образом, регион Койна-Варна в западной Индии является уникальным примером триггерной сейсмичности, связанной с заполнением водохранилищ. Вопросы, связанные с реологией сейсмичности техногенного типа, не достаточно изучены [Адушкин и др., 2016б; Адушкин, Турунтаев, 2015; Санина и др., 2019; Спивак и др., 1999; Manga et al., 2016; Norbeck, Rubinstein, 2018].

Выводы к главе 1

Результаты синхронных измерений атмосферного давления, приливных деформаций и уровня подземных вод используются как для расчета эффективности воздействия внешних факторов на флюидодинамический режим, так и для оценки фильтрационных характеристик пласта. При этом в ряде случаев влияние атмосферного давления и лунно-солнечных приливов рассматривается как помехи, которые необходимо удалить для выполнения корректной обработки полученных данных. В других случаях эти стационарные факторы отнесены к полезным сигналам и используются для тестирования инерционности системы «водоносный горизонт – скважина» и информативности пункта наблюдений [Копылова и др., 2007].

Определение фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в смещении грунта и уровне подземных вод, следует проводить в условиях режима квазистационарной фильтрации. При оценке изменений проницаемости коллектора до и после землетрясений по данным мониторинга фазового сдвига необходимо учитывать существующие фоновые вариации фазового сдвига.

Таким образом, дискретность геолого-геофизической среды – наличие разрывных нарушений, литолого-стратиграфических границ, контролирующих условия распространения водонасыщенных коллекторов, предопределяет многообразие гидрогеологических косейсмических и постсейсмических эффектов, которые регистрируются в ближней,

промежуточной и дальней зоне землетрясений. Однозначной зависимости от эпицентрального расстояния не установлено [Shi et al., 2015a,b]. Вместе с тем необходимо отметить, что в ближней зоне, сопряженной с сейсмически активными разрывными нарушениями, преобладает общий тренд снижения уровня подземных вод, который может быть связан с необратимым деформированием водонасыщенных коллекторов в связи с формированием магистральных разрывов, сопровождающихся наведенной трещиноватостью. Значительный диапазон вариаций уровня подземных вод в промежуточной зоне свидетельствует о влиянии статических и/или динамических напряжений, которые приводят, как к увеличению, так и к снижению проницаемости коллектора. В дальней зоне преобладает пороупругая реакция водонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн и могут проявиться локальные особенности системы «пласт-скважина» (скин-эффект) за счет кольтматации/декольтматации микротрещин.

Продолжительность изменения гидрогеодинамической обстановки может рассматриваться как один из критериев взаимосвязи между водоносным горизонтом и зоной наведенной трещиноватости, сформированной при крупномасштабных взрывах. Среди техногенных гидрогеологических эффектов, вызванных высокоинтенсивным воздействием, также выделяются косейсмические вариации уровня подземных вод, связанные с прохождением сейсмических волн, и постсейсмические, обусловленные необратимыми и квазиобратимыми изменениями состояния флюидонасыщенного коллектора.

Глава 2. Методика исследования реакции водонасыщенного коллектора на квазистатические и периодические факторы

Методика исследования реакции водонасыщенного коллектора на техногенное (крупномасштабные и промышленные взрывы, эпизодический водотбор), экзогенное (атмосферное давление, земные приливы) и эндогенное воздействие (отклики на удаленные землетрясения) включает в себя три основных направления:

- актуализацию полевого материала по геолого-геофизическим и гидрогеологическим работам, проводимым на отдельных участках СИП для выбора участков, информативных для анализа последствий необратимых (поствзрывных) изменений состояния массива горных пород;

- создание базы данных по результатам прецизионного мониторинга уровня подземных вод в платформенных условиях, проводимого на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (вне зоны активного техногенеза) и в районе эксплуатации железорудных месторождений КМА (техногенно-нарушенные условия);

- анализ экспериментальных данных по гидрогеологическим откликам на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений, произошедших на различных эпицентральных расстояниях, и взрывов, производимых при открытой и подземной разработке железорудных залежей.

2.1. Обобщение экспериментального материала по реакции массива горных пород на проведение крупномасштабных взрывов

На ряде участков, расположенных в пределах площадок «Дегелен» и «Балапан» СИП, выполнялись детальные геолого-геофизические и гидрогеологические работы с учетом предварительного анализа изученности территории. Комплекс полевых исследований проводился в два этапа – до и после проведения подземных ядерных взрывов (ПЯВ) в радиусе от 1.5 до 3 км от эпицентра и состоял из:

- топогеодезических работ;
- геоморфологической и геологической съемки участка проведения ПЯВ;

- бурения наблюдательных скважин и проведения в них геофизических и опытно-фильтрационных работ;
- геологического и гидрогеологического обследования горизонтальных горных выработок – штолен;
- отбора образцов из керна скважин, монолитов из обнажений и стенок выработок для определения физико-механических свойств и петрографического анализа горных пород;
- геофизических работ вдоль профилей (сейсмо-, электро- и магнито профилирование);
- организации и проведения стационарного мониторинга режима подземных вод.

Топогеодезические работы выполнялись для обеспечения геолого-геофизических исследований и включали в себя плановую и высотную привязку наблюдательных скважин, геофизических профилей протяженностью от первых километров до 10-12 км с последующей их разбивкой через 115 м и закреплением на местности опорных точек. Передача координат и высот на наблюдательные скважины и конечные пикеты геофизических профилей осуществлялась путем теодолитных ходов и нивелирования от тригонометрических пунктов государственной сети, от структурных скважин, пробуренных до глубин 500-600 м для изучения геологического разреза.

Геоморфологическое обследование дневной поверхности в равнинной местности проводилось по линиям геолого-геофизических профилей с привязкой к пикетам и реперам. По результатам геоморфологической съемки и данным профильного нивелирования по отдельным участкам площадки «Балапан» составлены карты-планы нарушений дневной поверхности.

Для сравнения значений скорости смещения грунта (U , м/с) при различных ПЯВ использовалось эмпирическое соотношение:

$$U = \frac{A}{(\bar{R})^n}, \quad (2.1)$$

где A - параметр, зависящий от свойств породы; \bar{R} - приведенное расстояние, учитывающее мощность взрыва и эпицентральное расстояние, м/кт^{1/3}, которые изменяются в следующих диапазонах $A=300-400$, $n = 1.6-2.0$ [Механическое, 2003].

В условиях низкогогорья выполнялась геологическая съемка, выбор и описание опорных обнажений с отбором монолитов горных пород, маркировкой выделенных систем петрогенетической, тектонической и техногенной трещиноватости.

Бурение наблюдательных скважин осуществлялось для изучения геолого-литологического разреза, физико-механических свойств пород и гидрогеологических условий участка исследований. Глубина скважины зависела от мощности вскрытия слабовыветрелых скальных пород, залегающих на 30-40 м ниже подошвы зоны экзогенного выветривания, и варьировала от 70 до 200 м. Скважины бурились колонковым способом с промывкой водой по

коренным породам и отбором керна. Керн документировался, из него отбирались монолиты на лабораторные испытания и образцы для петрографического описания.

При документации керна скважин, обследовании штолен и обнажений выделялись генетические типы трещин, их ориентировка, размеры, определялся состав заполнителя. Особое внимание уделялось степени нарушенности керна, наличию техногенной трещиноватости вдоль стенок горных выработок и на обнажениях. За основу характеристики трещиноватости пород была принята классификация, предложенная Л.И. Нейштадт с дополнением сведений о выходе и степени нарушенности керна. При документации трещиноватости в горной выработке рассчитывался модуль трещиноватости, коэффициент трещинной пустотности. При обработке геологических материалов использовались ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация и ГОСТ 20522-2012 Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний.

Основное внимание при проведении инженерно-геологических изысканий на 2-ом этапе (после взрыва) уделялось скальным породам (грунтам), в пределах которых проводились крупномасштабные взрывы.

Комплекс геофизических методов исследования скважин, направленный на литологическое расчленение разреза, определение геофизических характеристик пластов, выделение интервалов водопритоков и изучение изменений этих характеристик после взрыва, включал в себя:

- стандартный каротаж (КС) подошвенным (А1,8М0,4N) градиентом-зондом и кровельным (N1,8М0,4А) потенциал-зондом;
- боковое электрическое зондирование градиент-зондами (А0.25М0.1N, А0.45М0.1N, А0.95М0.1N, А1.8М0.25N, А3.8М0.4N, А7.8М0.4N);
- гамма-каротаж;
- резистивиметрию;
- кавернометрию;
- расходометрию.

Запись диаграмм велась в масштабе 1: 500. Относительная погрешность электрических измерений составляла 4%, гамма-метрических – 6%. Сейсмические исследования в скважинах выполнялись методом обращенного микросейсмокаротажа. Взрывной интервал на глубинах 0-50 м равнялся 2 м, ниже 50 м – 5 м. Обработка геофизических материалов проводилась стандартным способом.

Для определения основных гидрогеологических параметров до и после взрыва в скважинах выполнялись опытно-фильтрационные работы (желонирование, откачки). По значениям расхода воды (Q , л/с) и понижения уровня воды (S , м), полученных при опробовании

скважин, определялись удельные дебиты (q , л/с) скважин. Водопроницаемость пород (km , м²/сут) рассчитывалась через удельный дебит (q , л/с) по формуле:

$$km=A \cdot q, \quad (2.2)$$

где A – численный коэффициент, равный 100-150 для напорного водоносного горизонта и 80-100 для безнапорного [Боревский и др., 1979]. Значения численного коэффициента A выбирались в зависимости от водообильности пород и режима подземных вод. Коэффициент фильтрации (k_f , м/сут) определялся также по данным расходомерии.

По графикам временного и площадного прослеживания снижения уровня подземных вод после взрыва и последующего восстановления выполнена оценка величины водопритока в зоны наведенной (техногенной) трещиноватости, сформированной при взрыве, пьезопроводности и упругой водоотдачи пласта (глава 6.1).

Для изучения скоростного разреза и прослеживания глубины залегания преломляющих границ использовался метод преломленных волн (МПВ и КМПВ). Сейсмопрофилирование проводилось по профилям, обычно пересекающимся над эпицентром проектируемого взрыва. Наблюдения выполнялись по системе встречных и нагоняющих годографов из 5-6 пунктов взрывов, длина расстановки 230 м, взрывной интервал 115 м, шаг сейсмоприемников – 5 м. Возбуждение колебаний производилось путем взрыва ВВ в скважинах глубиной 3-10 м.

Результаты интерпретации кинематических и динамических особенностей сейсмической записи использовались для определения положения преломляющих границ и их скоростных характеристик, литолого-стратиграфических контактов и разрывных нарушений. Стандартная методика обработки материалов сейсмопрофилирования была адаптирована для решения задач по выделению и исследованию поствзрывных деформаций в массиве горных пород. Экспериментальные работы на объектах Семипалатинского полигона выполнялись коллективом сотрудников полевой партии № 27 гидрогеологической экспедиции 16-го района ПГО «Гидроспецгеология» с участием автора под руководством к.ф.-м.н. Шпаковского В.И., ведущего геофизика Шпаковской Р.С., ведущего геолога – Гурьева С.А.

При обработке сейсмограмм выделены 4 типа волн: t_0 – прямая волна, характеризующая верхний скоростной слой, t_1 ; t_2 ; t_3 – преломленные волны, соответственно, по которым построены преломляющие границы I, II и III. Первая (I) граница отождествлена с кровлей более плотных пород по отношению к вышележащим глинам (граница совпадает с пьезометрическим уровнем грунтовых вод). Вторая (II) граница почти повсеместно проходит по контакту глин и коры выветривания коренных пород. Третья (III) преломляющая граница соответствует границе между выветрелыми интенсивно трещиноватыми и относительно монолитными скальными породами.

В качестве основных критериев оценки свойств массива методом сейсморазведки рассматривались глубина и значения граничных скоростей (V_T) по третьей преломляющей границе. Выбранная система наблюдений позволила получить полную увязанную корреляционную систему годографов для волны t_3 . Форма зоны влияния крупномасштабного взрыва на массив горных пород, и ее характеристика определялись по сопоставлению глубины залегания и скоростной характеристики третьей (III) преломляющей границы, полученной до и после проведения взрыва на участке.

Изменение скоростей оценивалось в %:

$$\Delta V_T = \frac{V_T^0 - V_T''}{V_T''} \cdot 100\%, \quad (2.3)$$

где V_T^0 , V_T'' - значения граничных скоростей до и после проведения взрыва, км/с.

Изменение глубины залегания третьей преломляющей границы рассчитано, как:

$$\Delta H = H'' - H_0, \quad (2.4)$$

где H_0 , H'' - глубина залегания преломляющей границы до и после взрыва, м.

Относительная ошибка в определении глубины залегания преломляющих границ (по сравнению с данными бурения и пересечений профилей) составляла 3-6%. Величина относительной погрешности определения граничных скоростей для волн t_1 , t_2 не превышает 2-3%, для волны t_3 – 2-5%.

Выполнение полевых электроразведочных и магниторазведочных работ в дополнение к бурению скважин и сейсмопрофилированию позволило уточнить геологическое строение участка и наличие интрузивных образований.

Для изучения изменений гидрогеодинамической обстановки в наблюдательных скважинах, у порталов штолен и выходов родников на ряде объектов СИП проводился ежедекадный стационарный мониторинг уровня и расхода воды с отбором проб воды на сокращенный химический анализ в период с 1983 г. по 1989 г.

Для регистрации реакции подземных вод на взрывное воздействие осуществлялись специальные гидрогеологические работы на участках исследований при 29 взрывах, проведенных на площадке «Балапан», расположенной в равнинной местности, и 15 взрывах – в пределах площадки «Дегелен». Точность регистрации уровня стандартными методами невысока ± 1 см. Поэтому проследить косейсмические вариации при крупномасштабных взрывах не представлялось возможным. При проведении отдельных экспериментов были получены аналоговые записи вариаций уровня в момент взрыва с использованием датчиков уровня пружинный ДУП-25 и ДУП-50. Максимальные подъемы уровней подземных вод в

скважинах и увеличения расхода в штольнях и родниках определялись по индикаторным лентам и реперам соответственно [Святовец и др., 2008].

Результаты комплексных исследований использовались для составления схематических инженерно-геологических и гидрогеологических карт участков и разрезов, анализа последствий изменения состояния дневной поверхности и массива горных пород, его эффективных характеристик и гидрогеодинамической обстановки после высокоинтенсивного воздействия.

На основе обобщения опубликованных данных по реакции подземных вод на крупномасштабные взрывы и актуализации архивных материалов по отдельным объектам СИП, расположенным в пределах площадок «Дегелен» и «Балапан», сформирована база данных по изменению гидрогеодинамической обстановки в ближней зоне ПЯВ.

2.2. Постановка и проведение прецизионного мониторинга уровня подземных вод в платформенных условиях

Переход на новый уровень высокоточной цифровой регистрации вариаций уровня подземных вод в платформенных условиях на территории ГФО «Михнево» и в промышленном регионе вблизи г. Губкин Белгородской области позволяет исследовать влияние квазистационарных факторов – земных приливов (приливной отклик) и атмосферного давления (барометрический отклик) и периодических, связанных с прохождением сейсмических волн от удаленных землетрясений, массовых взрывов и техногенной помехой, на водонасыщенный коллектор.

Первоначально на территории ГФО «Михнево» в 2004 г. был пробурен куст скважин глубиной 10-30 м для изучения влияния низкоамплитудного воздействия на проницаемость водовмещающих пород [Кочарян и др., 2004]. В скважинах производилось экспресс-опробование методом налива для сравнительной оценки изменений фильтрационных параметров пород до и после проведения эксперимента. В дальнейшем скважина № 1 глубиной 30 м использовалась для организации стационарных наблюдений за режимом верхнего безнапорного водоносного горизонта.

В декабре 2006 г. и марте 2013 г. были пробурены скважины № 2 глубиной 115 м и № 3 глубиной 60 м для уточнения инженерно-геологического строения и гидрогеологических условий. В скважинах в интервалах 92-115 м и 42.6-56.5 м вскрыты, соответственно, нижний напорный и верхний слабонапорный водоносные горизонты (таблица 2.1). Бурение скважин сопровождалось документацией и отбором образцов на петрографический анализ. По окончании бурения в скважинах был выполнен комплекс геофизических исследований (электрическое и сейсмическое зондирование, радиометрия, резистивиметрия, кавернометрия,

расходомерия, телеметрия) и проведены откачки с отбором проб воды на сокращенный химический анализ.

Таблица 2.1 - Конструкция наблюдательных скважин № 2 и № 3 на участке 4 и результаты гидрогеологического опробования на участке 1

Параметры скважин	Скважина № 2 напорный горизонт	Скважина № 3 слабонапорный горизонт
Радиус скважины, м	0.059	0.056
Радиус обсадки скважины, м	0.0635	0.0585
Глубина скважины, м	115	60.5
Вскрытая мощность пласта (интервал водопритока), м	23 (92-115)	max 13.9 м, min 10.7 м (42.7-56.6)
Уровень воды в скважине от поверхности, м	69	46
Напор, м	23	-
Водопроводимость, м ² /сут	4	15
Коэффициент фильтрации, м/сут	0.17	1.5

С февраля 2008 г. и июля 2013 г. наблюдательные скважины № 2 и № 3 соответственно оборудованы погружными датчиками давления LMP308i (производство Германия), установленными на 1 м ниже уровня воды. Точность регистрации вариаций уровня с частотой 1 Гц составляет $\pm 0.1\%$ ДИ. Ежедневно в скважине осуществляется замер уровня воды с использованием стандартного электроуровнемера ЭУ-100 с регистрацией времени замера. Погрешность ручного измерения уровня составляет ± 1.0 см, времени ± 1 мин.

В рамках комплексного мониторинга геофизических полей на территории ГФО «Михнево» измерения атмосферного давления до июля 2019 г. выполнялись цифровой метеостанцией, с августа 2020 г. – датчиком Keller PAA-33X (производство Швейцария). Сейсмическая регистрация ведется широкополосными сейсмометрами STS-2 (собственная частота 0.0083 Гц) и СМ-3-Е (собственная частота 0.01 Гц) (в разные годы) с частотой опроса 100 Гц, установленными в шахте на глубине 20 м [Беседина, 2014; Адушкин и др., 2016а]. При сопоставлении с гидрогеологическими данными частота дискретизации сейсмических записей приведена к 1 Гц. Регистрация ведется на АЦП E14-440 с частотой дискретизации 1 Гц и синхронизацией времени компьютера с сервером ГФО «Михнево» каждый час.

В пределах промышленного региона (район г. Губкин Белгородской области) в двух пунктах наблюдений в состав аппаратурно-измерительного комплекса входят датчики давления воды Keller PR-36XW, датчик атмосферного давления Keller PAA-33X, сейсмометры СПВ-3К и 6-ти каналные регистраторы REFTEK-130 и Centaur CTR4-6S. Частота опроса составляет 200 Гц/канал. Точность регистрации вариаций давления в системе «пласт-скважина» – $\pm 0.1\%$. Датчики давления установлены в трех скважинах на глубине 3 м ниже уровня воды.

Сейсмометры расположены на глубине ~0.5–1 м на бетонном постаменте. Датчик атмосферного давления и регистраторы находятся на поверхности в специально оборудованных металлических контейнерах. Расстояние между двумя пунктами наблюдений составляет 1.6 км. Общий вид измерительной аппаратуры показан на рисунке 2.1

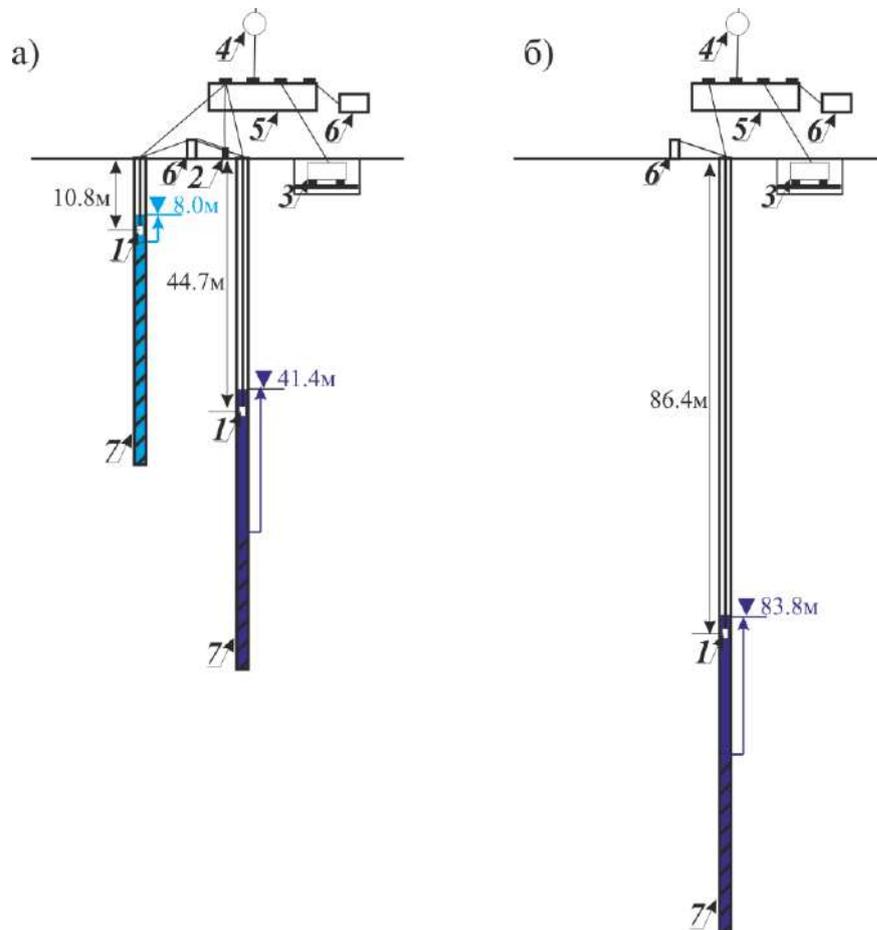


Рисунок 2.1 - Общий вид измерительной аппаратуры в пунктах наблюдений I (а) и II (б) (1-2 – датчики: 1 – давления воды PR-36XW, 2 – атмосферного давления PAA-33X; 3 – сейсмометр СПВ-3К; 4 – GPS-модуль; 5 - регистратор REFTEK-130 (а) и Centaur (б); 6 – аккумулятор; 7 – наблюдательная скважина, штриховка – интервал распространения верхнего и нижнего горизонтов, стрелка справа – напор, цифра – уровень воды, м)

В состав пункта I, запущенного с 06.07.2019 г., входят две скважины № 1-1 и № 1-2, вскрывающие нижний водоносный горизонт в сланцах и верхний – в песчаных отложениях соответственно. В пункт II, работающий с 21.11.2020 г., включена скважина № 2-1, пройденная в кварцитах. Дополнительно в двух скважинах, оборудованных на разрабатываемый архей-протерозойский горизонт, установлены гидрофоны, которые через усилители сигналов типа Briel&Kjaer 1704 и 2626 эпизодически подключались к регистраторам.

В июле 2019 г. скважинах 1-1, 1-2 и 2-1 был выполнен комплекс геофизических исследований, включающий кавернометрию, гамма-метрию, электрокаротаж, резистивиметрию и телеметрию для уточнения положения границ основных горизонтов, интервалов водопритока

и диагностики технического состояния ствола скважины. В скважинах 1-1 и 2-1 проведены пробные откачки (таблица 2.2).

Таблица 2.2 - Конструкция скважин № 1-1, 1-2, 2-1 в пунктах наблюдений 1, 2 и результаты гидрогеологического опробования

Параметры скважин	Скважина № 1-1 нижний горизонт (кристаллический сланец)	Скважина № 1-2 верхний горизонт* (песок глинистый)	Скважина № 2-1 нижний горизонт (кварцит)
Радиус скважины, м	0.054	0.054	0.0465
Радиус обсадки скважины, м	0.0635	0.0635	0.0635
Глубина скважины, м	90.1	54.0	140.9
Вскрытая мощность пласта (интервал водопритока), м	22 (77.0-80.0; 84.0-86.0)	39 (39.0-45.2)	30.2 (не отмечен)
Уровень воды в скважине от поверхности, м	41.4	14.5	83.2
Напор, м	26.7	6.5	25.0
Водопроводимость, м ² /сут	3.8	13.2	0.6
Коэффициент фильтрации, м/сут	0.17	0.34	0.03

* по паспорту 2002 г.

Для наблюдательных скважин, расположенных на территории ГФО «Михнево» и в пределах площадки разрабатываемых железорудных месторождений выполнена оценка резонансных частот [Cooper et al., 1965]:

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{g}{H_e}}, \quad (2.5),$$

где $H_e = H + 3d/8$, g – ускорение свободного падения, м/с²; H – высота столба воды в скважине, м; d – интервал открытой части ствола скважины.

При сопоставлении гидрогеологических и сейсмических данных удаленных землетрясений, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево», с характерными периодами более 10 с выполнена коррекция фазовой характеристики широкополосного сейсмометра, поскольку для волны с периодом 50 с фазовый сдвиг будет составлять 6 с, а для 100 с – 22 с [Besedina et al., 2016]. Для удаления возможных артефактов, возникающих при восстановлении частотной характеристики STS-2 до 1200 с, применяется фильтр верхних частот сейсмических записей с граничной частотой 0.0025 Гц. Для корректного сопоставления данные уровня воды в скважинах также очищались от длиннопериодного тренда выше 400 с.

Дополнительные сведения по метеопараметрам (температуре воздуха и количеству осадков) были собраны по ближайшей метеостанции г. Серпухова г. Старый Оскол. Данные по

абсолютным отметкам уреза поверхностного водотока - реки Оки по гидропосту ГУ “Московского ЦГМС-Р”, расположенным в г. Серпухов, предоставлены Отделом гидрологии Центрального Управления гидрометеослужбы РФ.

Результаты синхронных прецизионных наблюдений за режимом подземных вод на территории ГФО «Михнево» и в зоне влияния разрабатываемых железорудных залежей КМА, метео- и сейсмическими параметрами систематизированы в единую базу данных.

2.2.1. Влияние атмосферного давления и земных приливов на водонасыщенный коллектор

На первом этапе обработки полученные ряды гидрогеологических, барометрических и сейсмических данных систематизируются и формируются в единую базу данных с построением ежемесячных графиков изменений уровня подземных вод и атмосферного давления. Для характеристики барометрического отклика уровня используется величина барометрической эффективности E_b , которая определяется как отношение амплитуды отклика уровня к вертикальной барометрической нагрузке (раздел 1.1).

На представленном рисунке 2.2 видно, что уровень подземных вод изменяется в противофазе по отношению к атмосферному давлению. На участках, характеризующихся квазистационарным режимом фильтрации, по скважине 2, вскрывающей нижезалегающий напорный водоносный горизонт, прослеживаются полусуточные и суточные приливные вариации уровня. В вариациях уровня слабонапорного водоносного горизонта в скважине 3 суточные приливы слабо выражены [Свинцов и др., 2015].

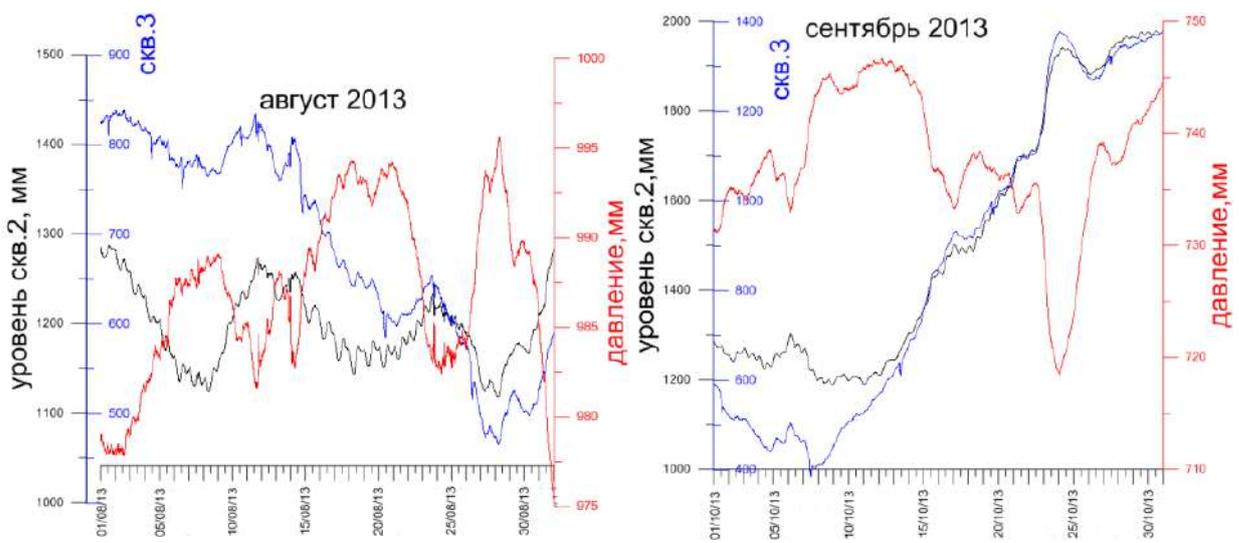


Рисунок 2.2 - Диаграммы изменения атмосферного давления (красная линия) и уровней подземных вод в скважинах 2 (черная линия) и 3 (синяя линия)

Для выделения приливных компонент в гидрогеологических рядах выполнена децимация рядов для приведения данных к временному шагу 300 с, проведена очистка сигнала от влияния атмосферного давления и фильтрация в диапазонах 22-26 часов и 11-13 часов.

На основе оригинальной методики, разработанной в ИДГ РАН, которая представлена в диссертации Бесединой А.Н. [Беседина, 2014], повышена чувствительность датчика в области периодов приливных волн и определены значения приливов в смещении грунта по вертикальной компоненте по данным станции МНУ. Для анализа приливных волн в пределах выбранных интервалов регистрации уровней подземных вод в наблюдательных скважинах выполнена фильтрация узким полосовым фильтром в диапазонах 12.32-12.52 часа и 25.7-25.9 часа после децимации и приведения шага по времени к 300 с. Приливы в смещении грунта по вертикальной компоненте рассчитаны с использованием программного пакета ETERNA 3.0 применительно к координатам площадок (ГФО «Михнево» $54^{\circ} 57.6'$ с.ш. $37^{\circ} 45.9'$ в.д., г. Губкин $51^{\circ} 16.9'$ с.ш. $37^{\circ} 35.2'$) [Wenzel, 1994]. Полученные значения использованы в качестве опорных при сопоставлении с экспериментальными данными.

Объемная деформация грунта ($Y, 10^{-9}$) оценена по аппроксимирующей зависимости $Y = 0.124 \cdot X$, где X – смещение грунта в приливной волне, мм. Полученные данные использованы для построения амплитудных спектров и диаграмм зависимости между амплитудами приливных волн, выделенных в вариациях уровня подземных вод и объемной деформации грунта.

Величина приливной чувствительности уровня воды по отношению к теоретической или экспериментально зарегистрированной приливной деформации водовмещающих пород (или приливной фактор) рассчитывается как отношение амплитуды приливного отклика к амплитуде приливных изменений объемной деформации, линейно связана с деформацией водонасыщенного коллектора и зависит от фильтрационных параметров водоносного горизонта и конструкции скважины [Копылова и др., 2009].

Спектральный анализ исходных рядов наблюдений за уровнем подземных вод, смещением грунта и атмосферным давлением позволил выделить основные типы приливных волн (рисунок 2.3). Суточные (K_1, P_1, O_1, Q_1) и полусуточные (K_2, S_2, M_2, N_2) приливные волны наиболее отчетливо выражены в амплитудных спектрах смещения грунта и уровня напорного горизонта по сравнению с вариациями уровня слабонапорного горизонта, которые сопоставимы с уровнем шума. Волна M_2 является наиболее стабильной в вариациях уровня напорного водоносного горизонта и вносит основной вклад в полусуточные приливные компоненты [Беседина и др., 2015], поэтому дальнейший анализ влияния земных приливов на водонасыщенный коллектор основан на этой гармонике.

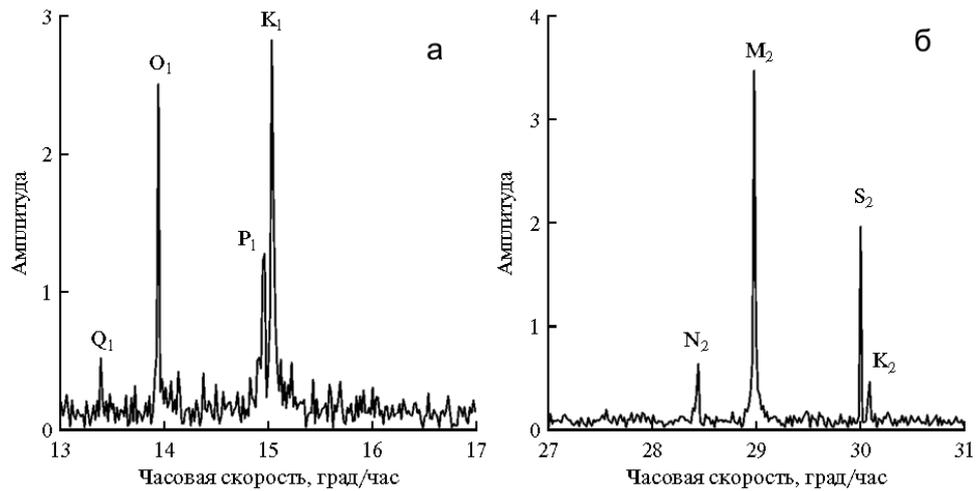


Рисунок 2.3 - Амплитудные спектры приливов в уровне напорного водоносного горизонта период 01.2011-05.2013 г. в окрестностях часовых скоростей 13-17 град/час (а) и 27-31 град/час (б)

Для оценки фазового сдвига между приливной компонентой M_2 , выделенной в уровне напорного водоносного горизонта и смещении грунта, применен метод, основанный на построении фазовых траекторий в координатах «смещение грунта – изменение уровня воды» в виде эллипсов [Кабыченко, 2008; Виноградов и др., 2014]. Полученные значения фазового сдвига использованы для расчета водопроводимости пород [Vinogradov et al., 2017] в рамках пороупругой модели [Hsieh et al., 1987]. Проницаемость водонасыщенного коллектора (k) оценивается по формуле [Гавич, 1988]:

$$k = \frac{\mu}{\rho g d} T, \quad (2.6)$$

где T – водопроводимость пород, м²/сут; μ – коэффициент динамической вязкости пласта; d – интервал обводненной части скважины, м; ρ – плотность воды, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с².

Для оценки барометрического влияния на колебания уровня напорного водоносного горизонта в диапазоне земных приливов выполнена оценка функции когерентности между барометрическим давлением, смещением грунта и уровнем воды (рисунок 2.4) [Горбунова и др., 2017а]. Функции когерентности по исходным данным с января 2011 года по май 2013 года рассчитывались в скользящем окне Хэмминга с перекрытием 50 %.

Значения функции когерентности между уровнем воды и атмосферным давлением на волнах лунного типа M_2 и O_1 ниже 0.2, на лунной солнечной волне K_1 - ниже 0.3. Функция когерентности между уровнем воды и атмосферным давлением близка к 1 для волны солнечного типа S_2 , поскольку барометрическое давление также имеет сильную гармонику на этой частоте. Волна K_1 исключена из рассмотрения из-за тепловых эффектов и нутации ядра [Doan et al., 2006]. Значения функции когерентности между изменениями уровня воды и

смещением грунта на частотах приливных волн составляют около 0.95-0.98, для остального диапазона - уменьшается.

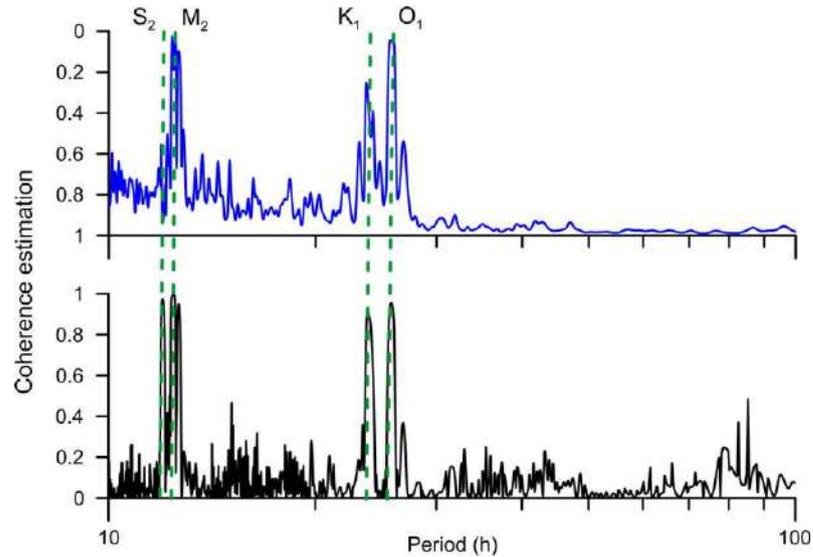


Рисунок 2.4 - Функция когерентности между уровнем напорного водоносного горизонта и атмосферным давлением (вверху) и между уровнем напорного водоносного горизонта и рассчитанным смещением грунта (внизу)

2.2.2. Выделение гидрогеологических откликов от удаленных землетрясений и массовых взрывов

Предварительно был выполнен визуальный синхронный просмотр изменений уровня и данных сейсмической регистрации по вертикальной компоненте за период февраль 2008 г. – декабрь 2020 г. Отмечены фрагменты гидрогеологических измерений, на которых в период прохождения сейсмических волн от землетрясений фиксировались вариации уровня, в 2 и более раз превышающие фоновые значения. Отобранные временные ряды ежесекундных измерений, очищенные от высокочастотного шума, ограничены диапазоном периодов 5 - 400 сек и сопоставлены с параметрами сейсмических волн. Частота регистрации сейсмических записей приведена к 1 Гц для простоты сопоставления с гидрогеологическими данными.

В результате ранее проведенной обработки базы данных, полученных на территории ГФО «Михнево», экспериментально определен нижний порог скорости регистрации сейсмических событий (≥ 0.05 мм/с) в вариациях уровня подземных вод, который в дальнейшем использован для формирования выборки гидрогеологических и сейсмических (по вертикальной компоненте) записей в интервалах, соответствующих времени прохождения волн от удаленных землетрясений с частотой опроса 1 Гц. В группах поверхностных волн, выделенных на сейсмограммах скорости смещения грунта (V_p -р) и в уровне напорного и слабонапорного

горизонтов, определялись максимальные значения амплитуд, измеренные между последовательным максимумом и минимумом в скользящем окне длительностью 72 с и перекрытием 50% [Горбунова и др., 2015а].

Основные параметры сейсмических событий – время прихода продольной волны на станцию «Обнинск» (OBN), расположенную на расстоянии ~100 км от ГФО «Михнево», координаты и глубина очага землетрясения взяты из каталога Геофизической службы РАН (ГС РАН www.ceme.gsras.ru), магнитуда M_w приведена по каталогу Global CMT Catalog (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>).

Для типизации гидрогеологических откликов от землетрясений данные регистрации уровня и скорости смещения грунта рассмотрены в высоко- и низкочастотных диапазонах с периодами менее и более 60 с для 6 часовых интервалов [Горбунова и др., 2018а]. По сейсмическим и гидрогеологическим данным за 3 часа до прихода волны на станцию и через 3 часа после рассчитывалось отношение модулей спектров скорости смещения грунта и колебаний уровня воды с целью удаления влияния локальных особенностей расположения станции [Горбунова и др., 2016а]. По каждому спектру определялись значения рассматриваемых параметров (амплитуда, частота), которые одновременно выделялись в записи скорости грунта и вариациях уровня напорного и слабонапорного горизонтов на одних и тех же частотах (с точностью до 4 отсчетов).

При последующем делении спектра уровня воды на спектр скорости грунта на определенных ранее частотах, соответствующих синхронизации пиковых значений, рассчитывался коэффициент усиления (χ) – амплитудный фактор как отношение спектральных амплитуд уровня (A_{max} , мм) к скорости смещения грунта (V_{max} , мм/с) [Brodsky et al., 2003; Besedina et al., 2016]:

$$\chi = \frac{A_{max}}{V_{max}}, \quad (2.7)$$

который является параметром отклика уровня воды в скважине на прохождение сейсмических волн от землетрясений.

При отсутствии синхронной регистрации параметров сейсмических волн максимальная массовая скорость смещения грунта (V_m) может быть определена как:

$$V_m = 0.0012 \frac{10^M}{R^{1.5}}, \quad (2.8)$$

где R - эпицентральное расстояние, км для землетрясений с $M > 4$ [Кочарян и др., 2011а] на основе следующих соотношений [Gomberg et al., 2006; Кочарян, 2009]:

$$\lg D = 0.66M + 0.17, \quad M \geq 4 \quad (2.9)$$

$$V_m(R) = \frac{21}{(R/D)^{1.5}}, \quad (2.10)$$

где D – размер источника (усредненная длина разрыва), км; M – магнитуда.

Для сравнения гидрогеологических эффектов, зарегистрированных в различных регионах мира от удаленных землетрясений, плотность сейсмической энергии (ε) может быть рассчитана по формуле [Wang, 2007]:

$$M_w = 2.7 + 0.69 \lg \varepsilon + 2.1 \lg r, \quad (2.11)$$

где r – эпицентральное расстояние, км; M_w – магнитуда из каталога СМТ (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>).

Полученные расчетные данные используются при анализе зависимости между эпицентральным расстоянием и вариациями уровня подземных вод, вызванных прохождением сейсмических волн, и магнитудой землетрясения, а также между скоростью смещения грунта и максимальной амплитудой подъема/снижения уровня.

Дополнительно для построения частотно-временных диаграмм использовался программный пакет Spectra Analyser, разработанный д.ф.-м.н Любушиным А.А., размещенный в открытом доступе на сайте ИФЗ РАН (<http://www.ifz.ru/applied/analiz-dannykh-monitoringa/programmnoeobespechenie>).

2.2.3. К изучению реакции подземных вод на техногенное воздействие

В данных прецизионной регистрации уровня верхнего слабонапорного водоносного горизонта на территории ГФО «Михнево» прослежен гидрогеологический отклик на техногенные помехи, вызванные региональным трендом снижения уровня подземных вод и локальным водоотбором подземных вод из технической скважины, удаленной на расстояние 300 м от наблюдательной, который использован для анализа проницаемости коллектора трещинно-порового типа в разрезе. Время включения и выключения насоса в технической скважине регистрировалось по сейсмическому датчику СМ-3, расположенному на расстоянии 10 м. Для оценки техногенного влияния на пласт обработка исходных гидрогеологических рядов выполнялась различными методами.

На первом этапе за период наблюдений с 1 июля по 5 декабря 2013 г. было выделено 30 эпизодов формирования депрессионных мини-воронок. Отобранные интервалы были очищены от влияния атмосферного давления и сглажены путем очистки от высокочастотного шума (функцией `wden` - with the help of wavelet analysis for high frequency noise removal) [Vinogradov et al., 2015]. Время начала формирования депрессионной воронки в наблюдательной скважине (реакция уровня подземных вод на техногенное влияние)

определялось на основе пересечения линий аппроксимации начального участка продолжительностью 5 минут до времени включения насоса и последующего за ним участка продолжительностью 30 минут. Первый участок был аппроксимирован отрезком прямой, второй – параболой. Предварительное определение водопроницаемости пласта проведено с использованием стандартных методик по графикам временного прослеживания восстановления уровня подземных вод после остановки откачки.

На следующем этапе исследование фильтрационных свойств коллектора проводилось за период наблюдений с августа 2013 г. по декабрь 2016 г. Было рассмотрено 200 эпизодов формирования депрессионных мини-воронок «правильной» формы из 262 (76 %) [Горбунова и др., 2016в]. Остальные исключены из рассмотрения преимущественно из-за технических помех, связанных с регистрацией уровня. Предварительно данные уровня подземных вод были очищены от влияния атмосферного давления, далее проводилось удаление составляющих сигнала с периодами меньше 1 ч с помощью фильтра Баттерворта второго порядка.

Мини воронки с выбранным значением ± 10 мм, которое соответствовало расхождению положения уровня до начала ее формирования и после и составляло треть от средней глубины воронок (~ 29 мм), привлечены для оценки проницаемости коллектора. В выборку вошли 69 воронок, зарегистрированных при разной мощности обводненных пород, которые использовались для предварительной оценки водопроницаемости трещинно-порового коллектора графоаналитическим способом [Боревский и др., 1979]. Суть метода заключается в временном прослеживании восстановления уровня после прекращения работы насоса в технической скважине при условии квазистационарного режима фильтрации в течение суток наблюдений.

На представленных ниже графиках выделяются два основных участка (рисунок 2.5). Первый участок (слева от пунктирной линии) характеризует изменение уровня с учетом влияния скин-эффекта (несовершенство вскрытия водоносного горизонта). По наклону второго участка (справа от пунктирной линии), который соответствует притоку из слабонапорного водоносного горизонта, рассчитана водопроницаемость пласта (km , м²/сут):

$$km = \frac{0.366Q}{c}, \quad (2.12)$$

где Q – расход, м³/сут; c - угловой коэффициент, определенный для второго участка графика временного прослеживания восстановления уровня после откачки. Оценка проницаемости карбонатного трещинно-порового коллектора проведена с учетом изменения мощности обводненных пород.

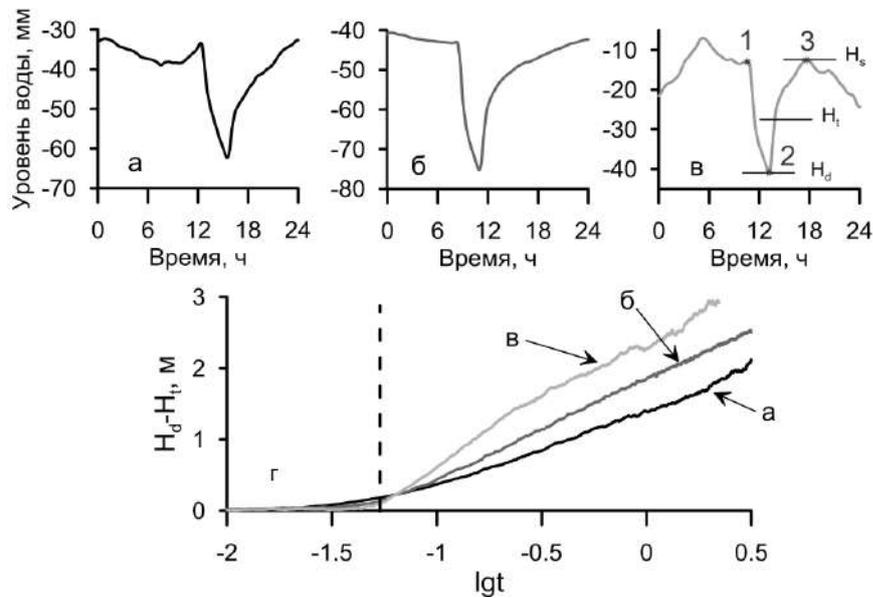


Рисунок 2.5 - Депрессионные воронки, зарегистрированные 12.03.2014 г. (а), 18.10.2014 г. (б), 14.08.2015 г. (в), H_d (динамическое) - минимальное значение уровня при откачке в точке 2, H_s (статическое) - значение уровня после восстановления в точке 3, H_t - значение уровня во время восстановления, 1 - начало формирования воронки. График прослеживания восстановления уровня (г) для воронок а-в; изменение угла наклона графика соответствует изменению проницаемости коллектора. Рассматривались данные справа от пунктирной линии, соответствующие притоку из пласта без влияния скин-эффекта

Апробированная методика обработки результатов высокоточного мониторинга, проводимого на территории ГФО «Михнево», применена к данным, полученным в техногенно-нарушенных условиях вблизи г. Губкин, предварительно отфильтрованным фильтром высоких частот с частотой среза 0.0025 Гц. Максимальные амплитуды вариаций давления в системе «пласт-скважина» и скорости смещения грунта при взрывах измерены между последовательным максимумом и минимумом в скользящем окне длительностью 0.4 с с перекрытием 50%. При массовых взрывах в шахте подрывались от 1 до 4 камер с интервалом от 26 с до 1 мин 20 с на глубине от 250 до 300 м от поверхности на эпицентральной расстоянии от пунктов наблюдений 0.8-3.2 км с максимальной массой взрывчатых веществ (ВВ) в одной ступени замедления от 0.8 до 2.3 т. При проведении массовых взрывов в карьере подрывались от 1 до 8 блоков. Продолжительность отклика при взрывах в шахте не превышает 1–3 с, при взрывах в карьере - увеличивается до 5–7 с. Из сформированной базы данных регистрации взрывов выбраны интервалы 40-секундной регистрации сейсмических и гидрогеологических сигналов. Продолжительность интервалов составляет 15 с до взрыва и 25 с после взрыва.

Для сопоставления полученных данных по реакции системы «пласт-скважина» и вступлением сейсмометра на поверхности рассчитано приведенное расстояние с учетом эпицентрального расстояния и основного параметра взрыва - массы ВВ в ступени замедления. Построены гистограммы распределения максимальных значений скоростей и разности времен

вступления сейсмических сигналов и гидрогеологических откликов. Составлены сводные таблицы зарегистрированных и расчетных параметров, систематизированные по месту проведения взрывных работ (карьер или шахта), местоположению камер и блокам, приведенным расстояниям и зарегистрированным максимальным амплитудам вариаций сигналов.

Для анализа реакции водонасыщенного коллектора на массовые взрывы рассчитаны и построены амплитудные и нормированные спектры по трем компонентам скорости смещения грунта и вариациям давления в системе «пласт-скважина», вызванным прохождением сейсмических волн от каждого взрыва. Влияние вариаций атмосферного давления на коротком временном интервале на уровень подземных вод отсутствует или находится в пределах точности определения и не учитывается.

Модуль скорости смещения грунта использовался для количественной характеристики сейсмического воздействия от взрыва. Максимальная скорость определена по формуле:

$$\bar{V}_{xyz} = \left| \sqrt{V_Z^2 + V_N^2 + V_E^2} \right|_{max}, \quad (2.13)$$

где V_Z , V_N , V_E – амплитуды скорости смещения грунта по трем компонентам.

Контрольная проверка диапазона вариаций уровня подземных вод при взрывах выполнялась с использованием электроуровнемеров, которые устанавливались в скважины на 0.5-1 см выше уровня. При максимальном значении скорости смещения грунта 3.7 мм/с реальных подъемов уровня верхнего горизонта и нижнего в сланцах с амплитудами более 0.5 см в скважинах не отмечено. Для нижнего водоносного горизонта в кварцитах подъем уровня при максимальной скорости смещения грунта 12.3 мм также отсутствует. Результаты регистрации с использованием гидрофонов в наблюдательных скважинах подтвердили вариации давления в системе «пласт-скважина» от разных взрывов.

Наряду со стандартными методами обработки данных – определением параметров зарегистрированных сигналов (амплитуд, периодов) и анализа их спектров предлагается рассматривать амплитудно-частотную характеристику (АЧХ) системы «пласт-скважина» и функции когерентности зарегистрированных данных. АЧХ системы «пласт-скважины» рассчитывается как отношение амплитудных спектров гидрогеологических откликов нижнего и верхнего водоносных горизонтов (в кПа) к скорости смещения грунта по вертикальной компоненте (мм/с) при проведении взрывов. К полученной передаточной функции системы «пласт-скважины» далее применяется алгоритм скользящего среднего для окна длительностью 16 точек. Функции когерентности рассматривается между: 1) реакцией системы «пласт-скважина» и сейсмическими сигналами; 2) между гидрогеологическими откликами в пределах нижнего водоносного горизонта, вскрытого в двух пунктах наблюдений.

Сводная зависимость между энергетическим классом химических взрывов (K) и мощностью взрыва (Y), представленная в работе [Khalturin et al., 1998] в виде:

$$K = 7.0 + 1.55 \cdot \lg Y, \quad (2.14)$$

использована для оценки верхнего предела сводной зависимости магнитуды ($M(Y)_{max}$) от мощности взрыва:

$$M(Y)_{max} = 2.45 + 0.73 \cdot \lg Y (\text{тонн}). \quad (2.15)$$

Рассчитанные значения на 0.1-0.5 меньше магнитуды, определенной по первому вступлению Р-волны, зарегистрированной на территории ГФО «Михнево» для 5 массовых взрывов, проведенных в Лебединском карьере, и могут быть применены при сравнительном анализе магнитуд, определенных для ПЯВ и землетрясений.

Экспериментальные данные, полученные на территории ГФО «Михнево» и в пределах разрабатываемых железорудных месторождений, использованы для оценки относительной деформации коллектора (e) по соотношению:

$$e = \frac{\sigma_d}{E}, \quad (2.16)$$

где E – модуль Юнга, ГПа и σ_d – динамическое напряжение, которое оценивается как:

$$\sigma_d = \rho \cdot C \cdot V_m, \quad (2.17)$$

где ρ – плотность, кг/м³; C – скорость распространения продольных волн, м/с; V_m – максимальное значение скорости смещения грунта при прохождении сейсмических волн от землетрясений и промышленных взрывов, м/с.

Выводы к главе 2

Предложена методика анализа экспериментальных данных для формирования сводной информационной базы регистрации реакции подземных вод на высокоинтенсивное воздействие.

Разработан поэтапный методический подход к обработке высокоточных гидрогеологических рядов, который позволяет рассматривать уровень воды и вариации давления в системе «пласт-скважина» в качестве индикатора изменения свойств водонасыщенного коллектора в платформенных условиях и выделять дополнительные гидрогеологические эффекты – отклики на земные приливы, землетрясения и массовые взрывы, скрытые при традиционных способах наблюдений за режимом подземных вод, на основе анализа:

- фоновых изменений значений фазового сдвига между приливной волной M_2 , выделенной в вариациях уровня водоносного горизонта и смещении грунта, определенном экспериментально и теоретически;

- вариаций уровня подземных вод и давления в системе «пласт-скважина», вызванных прохождением сейсмических волн от землетрясений и массовых взрывов соответственно;

- гидрогеологического отклика на эпизодическую техногенную помеху, прослеженную в слабонапорном водоносном горизонте.

Комплексирование методов, включающее актуализацию экспериментальных данных, обобщение опубликованных сведений по реакции подземных вод на крупномасштабные взрывы и обработку экспериментальных данных, полученных по результатам прецизионного мониторинга уровня подземных вод, проводимого вне зоны активного техногенеза – на территории ГФО «Михнево» и в техногенно-нарушенных условиях при разработке железорудных месторождений КМА направлено на исследование основных закономерностей реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия различных факторов – квазистационарных (атмосферное давление, земные приливы) и периодических (удаленные землетрясения, массовые взрывы и техногенная помеха).

Глава 3. Геолого-структурные и гидрогеологические условия площадок исследований

При проведении экспериментальных работ по изучению закономерностей деформирования массива горных пород необходимо учитывать особенности инженерно-геологического строения и современную гидрогеодинамическую обстановку района исследований. Рассматриваемые площадки расположены в пределах двух геосистем: природно-техногенной и природной в различных структурно-формационных зонах. К природно-техногенным системам отнесены площадки «Балапан» и «Дегелен» Семипалатинского испытательного полигона (СИП), которые представляют собой уникальные объекты Казахстанского щита с точки зрения детальности изученности геолого-геофизических и гидрогеологических условий. Площадка Коробковского и Лебединского железорудных месторождений Курской магнитной аномалии (КМА) находится в зоне активного техногенеза и приурочена к Воронежскому кристаллическому массиву. Территория геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» может рассматриваться в качестве природной геосистемы с естественным, ненарушенным состоянием водонасыщенного коллектора, так как находится вне зоны активного техногенеза в пределах Московского артезианского бассейна [Адушкин и др., 2013а, 2014].

3.1. Особенности формирования природно-техногенных геосистем

Многочисленное проведение ПЯВ в боевых скважинах и штольнях привело к изменению состояния массива горных пород, гидрогеологической ситуации и предопределило особенности формирования природно-техногенных геосистем в пределах площадок СИП. В рамках данной работы выполнен ретроспективный анализ геолого-геофизических и гидрогеологических условий двух площадок – «Балапан» и «Дегелен», в пределах которых расположены участки детального исследования поствзрывного деформирования массива горных пород.

Площадка «Дегелен» приурочена к интрузивному массиву Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория Казахстанской складчатой системы. Площадка «Балапан» находится на юго-западной окраине Зайсанского мегасинклинория. Согласно схеме тектонического

районирования территории СИП и таксономической шкале линейных тектонических единиц [Межеловский и др., 2014] границей раздела между Чингиз-Тарбагатайским мегаантиклинорием и Зайсанским мегасинклинорием является Калба-Чингизский разлом 1-го порядка протяженностью до 100 км (рисунок 3.1).

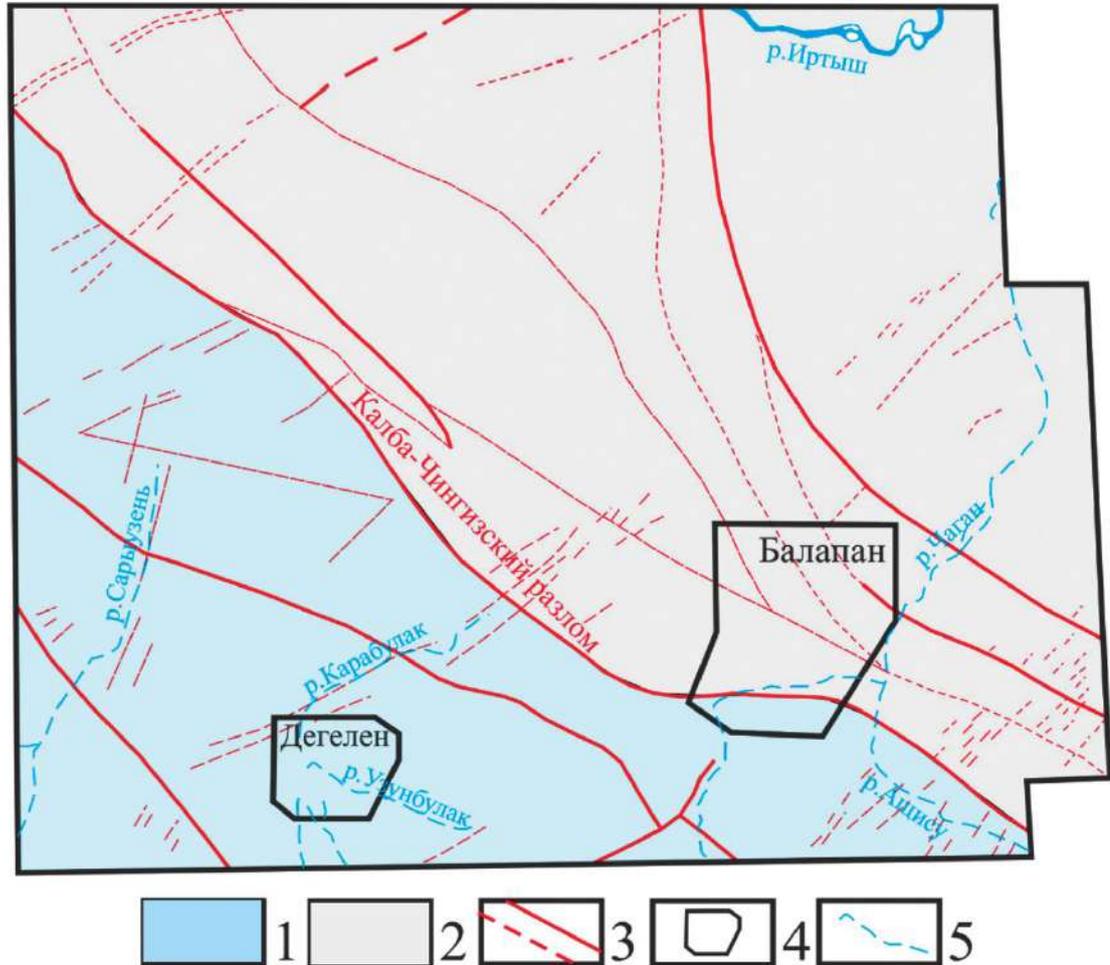


Рисунок 3.1 - Схема тектонического районирования территории СИП (1 – каледониды; 2 – герциниды; 3 – разрывные нарушения установленные и предполагаемые – пунктир; 4 – испытательная площадка; 5 – гидросеть)

3.1.1. Площадка «Балапан» Семипалатинского полигона

Площадка «Балапан» СИП расположена в пределах аллювиально-пролювиальной равнины. Вдоль южной и восточной границ площадки развит долинный комплекс, представленный первой надпойменной террасой и поймой реки Чаган. Южная часть территории тяготеет к мелкосопочнику. К межсочным понижениям и впадинам на равнине приурочены мелководные соленые озера округлой формы размером до 0.5-2.0 км, частично пересыхающие в летнее время с образованием соров, солончаков.

Дневная поверхность равнины ровная и слабоволнистая, задернована, пологонаклонена на северо-восток с уклоном 0.001-0.002 (рисунок 3.2). На отдельных участках выделяются техногенные микроформы рельефа, сформированные ранее проведенными взрывами. Абсолютные отметки дневной поверхности уменьшаются в северо-восточном направлении от 350 до 300 м.

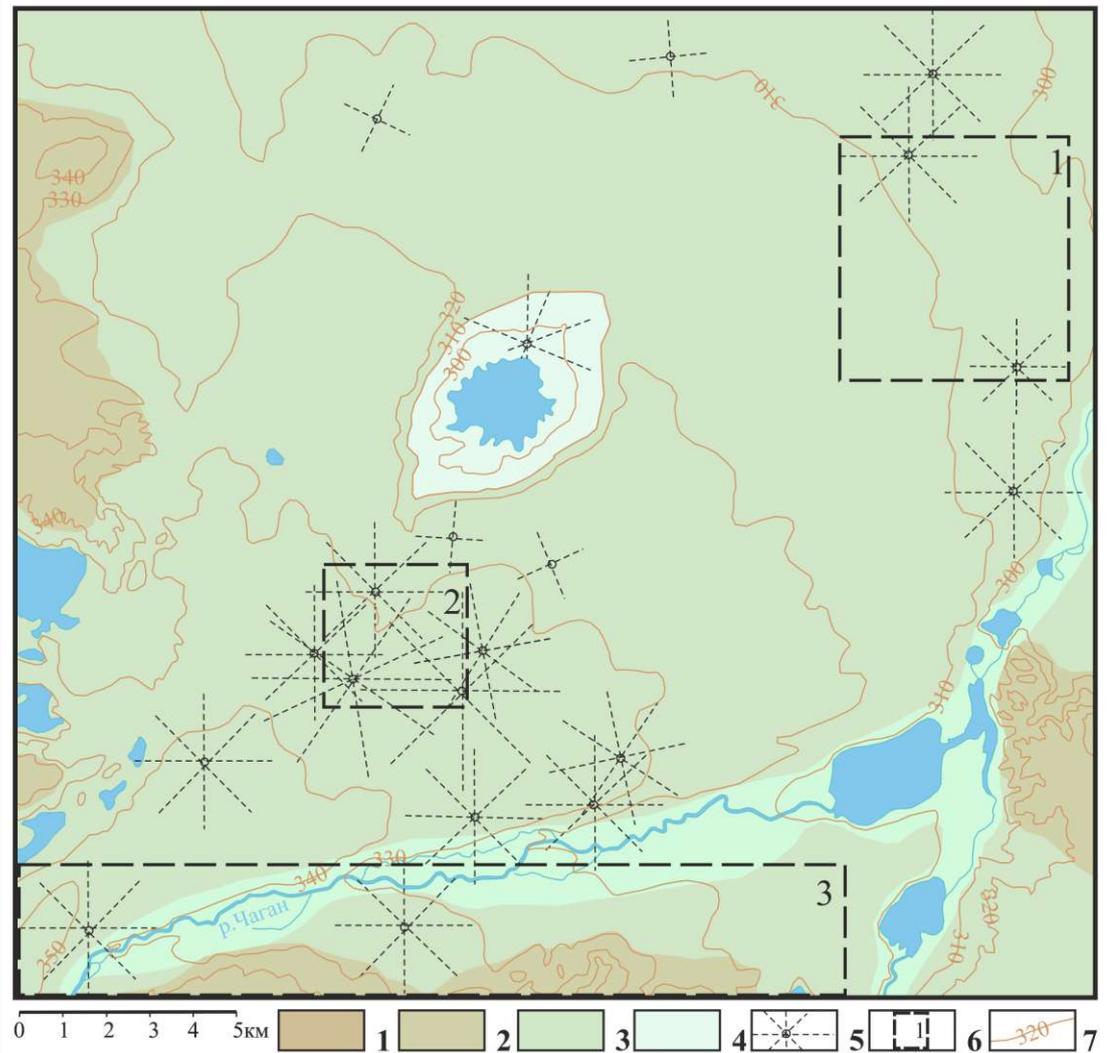


Рисунок 3.2 - Геоморфологическая схема площадки Балапан СИП (1- мелкосопочник; 2 – равнина; 3 – долина; 4 – озерные понижения; 5 – линии профилей, вдоль которых были проведены топогеодезические работы до и после ПЯВ, обозначенного кружком; 6 – участок детальных исследований: 1 – северо-восточный, 2 – центральный, 3 – южный «Заречье»; 7 – изогипсы, цифра - абс.отм., м)

В геологическом разрезе выделены два структурных этажа: палеозойский и мезокайнозойский. На уровне палеозойского фундамента преимущественно развиты терригенные, вулканогенно-осадочные и метаморфизованные образования карбона, на юго-западе ограниченно распространены породы среднего кембрия. В центральной части территории в грабенообразном понижении вскрыты отложения юры (рисунок 3.3) [Горбунова, 2007а].

Породы фундамента подвержены метаморфизму, дислоцированы, смяты в линейные складки, подчиненные генеральному северо-западному простиранию.

По степени и характеру трещиноватости в разрезе выделены зоны экзогенной трещиноватости и относительно сохранных (монолитных) пород, тектонически ослабленные участки. Породы зоны экзогенной трещиноватости интенсивно выветрелые, сильно- и очень сильнотрещиноватые, обводнены и неустойчивы. Преобладают трещины выветривания частично открытые (ширина раскрытия до 1-5 мм) с пустотами выщелачивания, на плоскостях - с налетами гидроокислов железа и марганца.

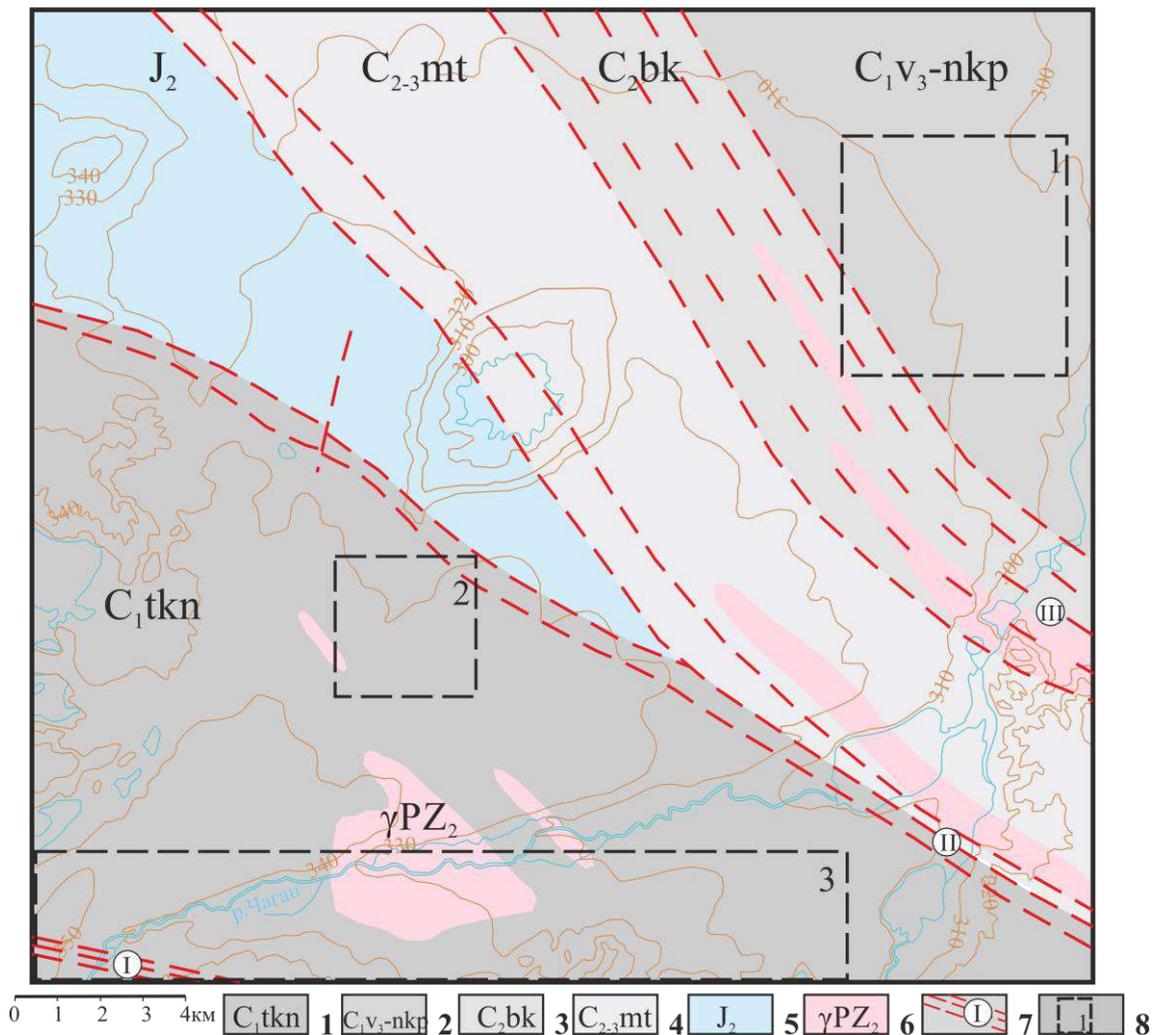


Рисунок 3.3 - Тектоническая схема площадки «Балапан» СИП

- (1 – вулканогенно-осадочные и метаморфизованные отложения кояндинской свиты нижнего карбона; 2 – вулканогенно-осадочные отложения кокпектинской свиты нижнего карбона; 3 – вулканогенно-осадочные отложения буконьской свиты среднего карбона; 4 – осадочные и метаморфизованные отложения среднего-верхнего карбона; 5 – осадочные отложения юры; 6 – интрузивные образования верхнего палеозоя; 7 – региональные разрывные нарушения: I – Калба-Чингизский разлом, II – Чинраузский разлом, III – Жананская зона смятия; 8 – участок детальных исследований: 1 – северо-восточный, 2 – центральный, 3 – южный «Заречье»)

В пределах тектонически ослабленных участков породы, как правило, сильно- и очень сильнотрещиноватые, брекчированы, рассланцованы с зеркалами и бороздами скольжения на плоскостях трещин. Породы зоны относительно монолитных пород преимущественно средне-, слабо- и очень слаботрещиноватые, характеризуются наличием петрогенетических трещин, выполненных кварц-карбонатным материалом, хлоритом, серицитом.

Отложения среднего кембрия (ϵ_2md) распространены на крайнем юго-западе территории, вскрыты структурными скважинами на глубину от 93.5 до 700 м, обнажены на вершине г. Кайтас и на склонах сопочной гряды. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в линейные и изоклинальные складки различных порядков северно-западного простирания с углами наклона пород на крыльях от 50° до 70° . Отложения метаморфизованы, ороговикованы и окварцованы. В составе свиты преобладают кварциты, кремнистые сланцы, отмечены алевролиты, туфы, андезитовые порфириты, туфобрекчии, песчаники полимиктовые.

Мощность зоны экзогенной трещиноватости не выдержана по площади, изменяется от 10 до 65 м. По пределу прочности на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии (R_c^w) породы средней прочности (R_c^w от 18.9 МПа в порфиритах до 43.9 МПа в туфах), выветрелые, от очень сильно- до сильнотрещиноватых. Относительно сохранные породы, как правило, средне-, слабо- и очень слаботрещиноватые, прочные, реже – средней прочности (R_c^w варьируют от 52 МПа в порфиритах до 90 МПа в кремнистых сланцах. В тектонически ослабленных зонах породы средней прочности (R_c^w 47.6 МПа).

Отложения кояндинской свиты нижнего карбона (C_1tkn) дислоцированы, смяты в линейные складки, подчиненные генеральному северо-западному направлению (по азимуту $300-320^\circ$) с углами падения на крыльях от 30° до 70° , вскрыты на глубину от 70 до 700 м. Породы характеризуются фациальной неустойчивостью разреза. В результате контактового и дислокационного метаморфизма отложения в различной степени ороговикованы, окремнены, местами окварцованы, будинированы, с многочисленными белыми прожилками кварцевого и кварц-карбонатного состава, вкрапленностью пирита. В составе свиты прослежены туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, сланцы, подверженные интенсивной трещиноватости, участками рассланцованы.

Мощность зоны экзогенной трещиноватости составляет 10-40 м, достигая в отдельных случаях (в центре территории) в пределах развития углисто-глинистых сланцев 65 м. По пределу прочности на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии породы средней прочности (R_c^w 46.4 МПа в туфопесчанике), реже – прочные (R_c^w 75.4 МПа для туфа основного состава). Ниже по разрезу породы прочные (R_c^w от 56.4 МПа в алевропелите до 119 МПа для туффита). Ограниченное распространение имеют грунты очень прочные, представленные туфами среднего состава, гравелитами и скарнами (R_c^w 122-133.5 МПа), и средней прочности, к

которым отнесены переслаивающиеся кремнистые аргиллит и сланец (R_c^w 16.2 МПа). В зоне тектонической трещиноватости породы пониженной прочности (R_c^w от 41.6 МПа в туфоалевролите до 45.8 МПа в песчанике, достигая 62.3 МПа в туфе).

Отложения кокпектинской свиты визейского яруса, верхнего подъяруса-намюрского яруса нижнего карбона (C_1 v_3 -nkr) выполнены вулканогенно-осадочными породами, распространены в северо-восточной части территории, изучены на глубину от 95 до 570 м. В разрезе преобладают туфы основного и среднего состава, в нижней части толщи переслаивающиеся с туфопесчаниками, реже – углисто-кремнистыми алевролитами. В зоне экзогенного выветривания мощностью от 15 до 40 м породы выветрелые, ниже - прочные и очень прочные (R_c^w 113.5 МПа и 142.3 МПа в туфах и туфопесчаниках), от средне- до очень слаботрещиноватых.

Отложения среднего и верхнего карбона распространены в виде полос шириной до 3 км, вытянутых в северо-западном направлении, ограниченных разрывными нарушениями.

Отложения буконьской свиты среднего карбона (C_2 bk) приурочены к Жананской зоне смятия, вскрыты на глубину от 79.5 до 109.5 м. Представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, алевритами, сланцами. В средней части толщи отмечена значительная углефицированность алевролитов и песчаников. Породы интенсивно карбонатизированы, рассланцованы, гидротермально изменены, подвержены окварцеванию и сульфидной минерализации. Породы зоны экзогенной трещиноватости интенсивно выветрелые, по прочностным свойствам относятся к грунтам малопрочным. Среднее значение временного сопротивления одноосному сжатию в водонасыщенном состоянии (R_c^w) для конгломерата составляет 13.2 МПа. Ниже по разрезу развиты средне-, слабо- и очень слаботрещиноватые породы средней прочности и прочные (R_c^w от 44.4 МПа в песчанике до 63.2 МПа в конгломерате).

Расположенная западнее майтюбинская свита среднего и верхнего карбона (нерасчлененная) (C_{2-3mt}) сформирована в нижней части разреза преимущественно конгломератами с линзами и прослоями песчаников и алевролитов, в верхней – преобладают песчаники, алевролиты, часто углефицированные, углисто-глинистые сланцы с линзами и прослоями конгломератов. В пределах комплекса выделены зоны дробления, рассланцевания и катаклазирования пород.

Отложения юрской системы (J) имеют ограниченное распространение в центре территории, слагая наложенную грабенообразную структуру. Нижняя часть разреза выполнена преимущественно конгломератами, песчаниками, гравелитами, в верхней - преобладают алевролиты и аргиллиты с прослоями угля мощностью от 1-2 до 20 м и углистого вещества в

алевролитах, сланцах, реже в песчаниках. Отложения интенсивно дислоцированы, смяты в узкие складки северо-западного простирания с углами падения на крыльях до 60°-80°.

Элювиальные образования коры выветривания мезозойского возраста (eMZ?) развиты локально, чаще всего приурочены к повышенным участкам скального фундамента, представлены щебнем, дресвой коренных пород различного состава, интенсивно выветрелыми, ожелезненными с глинистым, реже - супесчаным заполнителем. Переход к палеозойским породам плавный.

Отложения неогенового возраста (N) повсеместно распространены за исключением отдельных участков, залегают практически горизонтально, выполняя эрозионные долины древнего рельефа и небольшие впадины тектонического происхождения, сложены глинами коричневыми с прослоями пестроцветных и зеленовато-серыми карбонатизированными, ожелезненными, омарганцованными, участками загипсованными, с прослоями и линзами песка разной крупности, с дресвой коренных пород от 10 до 30-40 %. Мощность невыдержана по площади, изменяется от 2-4 до 80 м, реже – до 100 м в переуглубленных местах. В подошве слоя отложения интенсивно опесчанены, в отдельных случаях вскрыты пески мелкие мощностью 2-10 м, единичные прослои песчаника, конгломерата. Повсеместно перекрыты осадочными отложениями четвертичного возраста.

Отложения четвертичной системы (Q) развиты на всей территории площадки «Балапан» с поверхности. На равнине выполнены средне- и верхнечетвертичными образованиями аллювиально-пролювиального генезиса, в долине реки Чаган - верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями, в пределах мелкосопочника – средневерхнечетвертичными-современными делювиально-пролювиальными образованиями и элювиально-делювиальными отложениями четвертичного возраста (нерасчлененными). Взаимоотношение делювиально-пролювиальных образований с аллювиально-пролювиальными имеет характер фациальных переходов. Граница между отложениями условная. К межсопочным понижениям приурочены верхнечетвертичные-современные озерные отложения. На плоскоравнинных участках распространены суглинки и супеси с щебнем и дресвой, в долинах и озерных котловинах – пески, супеси, суглинки и иловатые глины, на склонах сопок – дресвяники и щебни с супесчаным заполнителем. Мощность четвертичных отложений на вершинах сопок составляет 0.5-3 м, на выположенных склонах – 5-10 м, достигая 15-25 м в долине реки и на равнине.

Верхнепалеозойские интрузивные образования ($\gamma, \gamma\xi, \gamma\delta, \mu, \nu\delta PZ_2$) прослежены повсеместно, преимущественно сопровождают разрывные нарушения, ограничивающие структурно-формационные зоны, представлены разнообразными по составу, форме и размерам массивами и жилами, залегающими в ряде случаев непосредственно под отложениями

кайнозоя. На юге площадки «Балапан» на участке субширотного течения реки Чаган интрузивный массив выходит на поверхность. В северной части территории распространены субвулканические малые интрузии пермского возраста.

Собственно интрузивные образования ($\gamma, \gamma\xi PZ_2$) по ослабленным зонам и тектоническим нарушениям прорывают разновозрастные породы, образуя крупные тела в виде батолитов с неровной поверхностью в центре площадки «Балапан» на глубине от 575 м до 13 м. В южной и юго-восточной части - имеют открытые выходы на возвышенных склонах мелкосопочника (в виде обнажений, уступов). Состав интрузивных пород изменяется от гранитов через плагиограниты, гранодиориты к сиенитам, диоритам и габбро. Контакты с вмещающими свитами четкие.

Малые интрузии ($\gamma\delta, \mu, \nu\delta PZ_2$) сложены силловыми, силло-лаколитовыми телами, реже дайками. По отношению к структурам вмещающих пород имеют субсогласное, в отдельных случаях – секущее взаимоотношение, нередко расщепляются на апофизы, внедрившиеся согласно слоистости. На глубину уходят штокообразными телами. По составу выполнены диоритовыми и андезитовыми порфиритами, реже – диабазовыми и базальтовыми, кварцевыми порфирами. Под влиянием динамометаморфизма породы в различной степени рассланцованы.

В зонах экзогенной и тектонической трещиноватости породы сильно- и очень сильнотрещиноватые, за пределами – средне-, слабо- и очень слаботрещиноватые. Мощность зоны экзогенного выветривания изменчива, в граносиенитах - варьирует от первых метров до 10 м, реже - до 20-30 м, в гранодиоритах – изменяется от 10 до 30 м, в порфиритах - составляет 15-40 м, реже - достигает 65 м. По пределу прочности на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии породы, не затронутые выветриванием, отнесены к прочным грунтам (R_c^w достигает 55.7 МПа в гранодиорите и 108.3 МПа в порфирите).

В пределах площадки «Балапан» выделен целый ряд разрывных нарушений различных порядков и крупных трещин, ограничивающих блоки соответствующих рангов [Кочарян и др., 2011б]. С разломами, как правило, связаны верхнепалеозойские интрузии. Господствующее направление основных дизъюнктивов северо-западное, совпадающее, в целом, с генеральным простиранием пород. Вдоль глубинных разрывных нарушений прослежены мощные вертикальные перемещения. Разломам сопутствуют широкие полосы смятия и дробления пород.

Калба-Чингизский разлом 1-го порядка, являющийся границей раздела между каледонидами Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория и герцинидами Зайсанского мегасинклинория, сопровождается разломами второго порядка (рисунок 3.1). Зона влияния глубинного разлома состоит из серии чешуйчатых надвигов с крутым юго-западным наклоном плоскости сместителя (под углом 70-85°) [Адушкин и др., 1993б]. В ее пределах породы

подвержены вторичным изменениям (ороговикованию, эпидотизации, серпентинизации), интенсивно рассланцованы, частично превращены в метаморфические сланцы зеленосланцевой фации. Особенно интенсивно метаморфические преобразования проявлены в нижнепалеозойских породах каледонид.

В пределах Зайсанского мегасинклинория разрывные нарушения второго порядка – Чинраузский разлом, состоящий из двух ветвей, расходящихся под острым углом, и Жананская зона смятия оконтуривают блоки второго порядка, образованные разновозрастными свитами карбона: кояндинской, кокпектинской, буконьской, майтубинской и отложениями юры (рисунок 3.3). Разломы осложнены многочисленными оперяющимися дизъюнктивами типа сбросов и сдвигов с предполагаемой амплитудой смещения от 0.5-1 км и более, сочленяющимися с главными разрывными нарушениями под острыми углами, и жильными телами (дайками, штоками).

По времени формирования дизъюнктивы северо-западного направления отнесены к более древним. Разрывные нарушения более высокого порядка 3-го и 4-го порядков преимущественно северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простираний, крутопадающие или вертикальные, выражены зонами брекчирования, смятия, рассланцевания, интенсивной трещиноватости пород, наличием зеркал и борозд скольжения на плоскостях трещин, развитием вторичных процессов – ороговикованием, окварцеванием, карбонатизацией.

Особенности геологического строения и наличие разнопорядковых разрывных нарушений определяют гидрогеологические условия территории. Подземные воды трещинно-пластового и трещинно-жильного типа приурочены, соответственно, к зонам экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости пород палеозойского фундамента. Грунтовые воды получают спорадическое развитие в рыхлой толще мезо-кайнозойских образований и поэтому в данной работе не рассматриваются. В местах выклинивания относительного водоупора (глин неогена) или частичного опесчанивания осадочного чехла прослежено формирование единого водоносного комплекса порово-трещинных вод (скв.69, 41, 36, 40, 53). Подземные воды вскрыты на глубине от 2.1 м (скв.41) до 70 м (скв.40). Пьезометрические уровни изменяются от 2 м (скв.29) до 26.8 м (скв.89), создавая напор до 60-66 м (скв.36, 29).

Область питания тяготеет к наиболее возвышенной обнаженной части мелкосопочника, обрамляющего район с юга, реже – к гидрогеологическим «окнам» (участкам выклинивания регионального водоупора). Движение подземных вод происходит преимущественно в северо-восточном направлении со средним уклоном до 0.001-0.003. Абсолютные отметки пьезометрической поверхности по площади уменьшаются от 350 м на юго-западе до 280 м на северо-востоке.

Подземные воды, вскрытые скважинами, расположенными в пределах блоков, имеют невысокую водообильность, водопроницаемость пород изменяется от 0.01 до 1 м²/сут. Наличие разрывных нарушений различного порядка предопределяет неоднородность фильтрационных параметров водовмещающей среды. В северной зоне влияния Калба-Чингизского разлома водопроницаемость пород составляет 0.01-1 м²/сут, в южной – 3-18.2 м²/сут, возрастая в отдельных случаях вблизи дизъюнктивов более высокого порядка до 34.5 м²/сут.

Литолого-фациальная неоднородность разреза и наличие разрывных нарушений контролируют неравномерную водопроницаемость пород. По данным скважинной расходомерии установлено закономерное снижение обводненности трещиноватого массива с глубиной. Наиболее обводненной является зона экзогенной трещиноватости скальных пород мощностью от 10 до 40 м. Коэффициент фильтрации составляет 0.01 – 1.04 м/сут, возрастая в зоне тектонической трещиноватости до 7.4 м/сут и более. Проницаемость водовмещающих пород в пределах блоков составляет $3 \cdot 10^{-15}$ - $6 \cdot 10^{-14}$ м². Скорость подземного потока не выдержана и изменяется от первых см/сут в зоне экзогенного выветривания до первых десятков см/сут вблизи дизъюнктивов.

Режим подземных вод преимущественно равнинный, характеризуется затрудненной взаимосвязью с режимобразующими факторами, выраженной в более сглаженных и сдвинутых по времени колебаниях всех элементов (уровня, температуры, химического и газового составов). В относительно ненарушенных условиях естественные колебания уровней составляли 3-5 см/сут. Максимальный подъем уровня до 3 м зафиксирован по скважинам, приближенным к области питания, в период паводка (скважина 46 на рисунке 3.4). В юго-западной части территории близок к предгорному

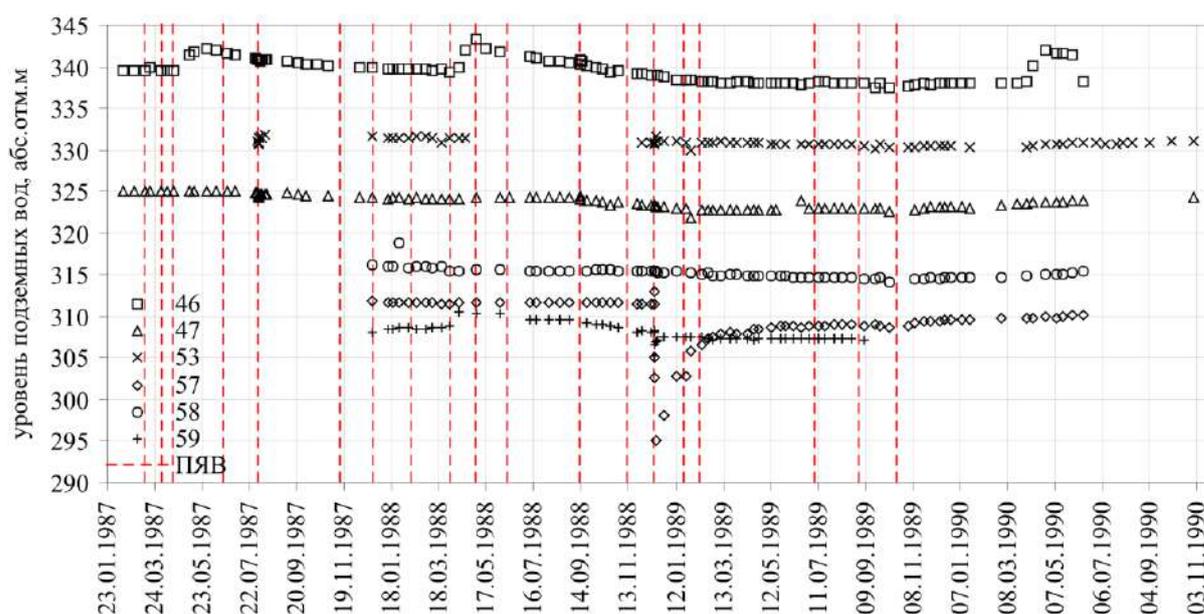


Рисунок 3.4 - Изменение уровня подземных вод

3.1.2. Площадка «Дегелен» Семипалатинского полигона

В плане горный массив «Дегелен» представляет эрозионно-расчлененное куполовидное поднятие с относительным превышением до 350-600 м над днищами саев и изменяющейся крутизной склонов от 45-60° до 15-20° (рисунок 3.5).

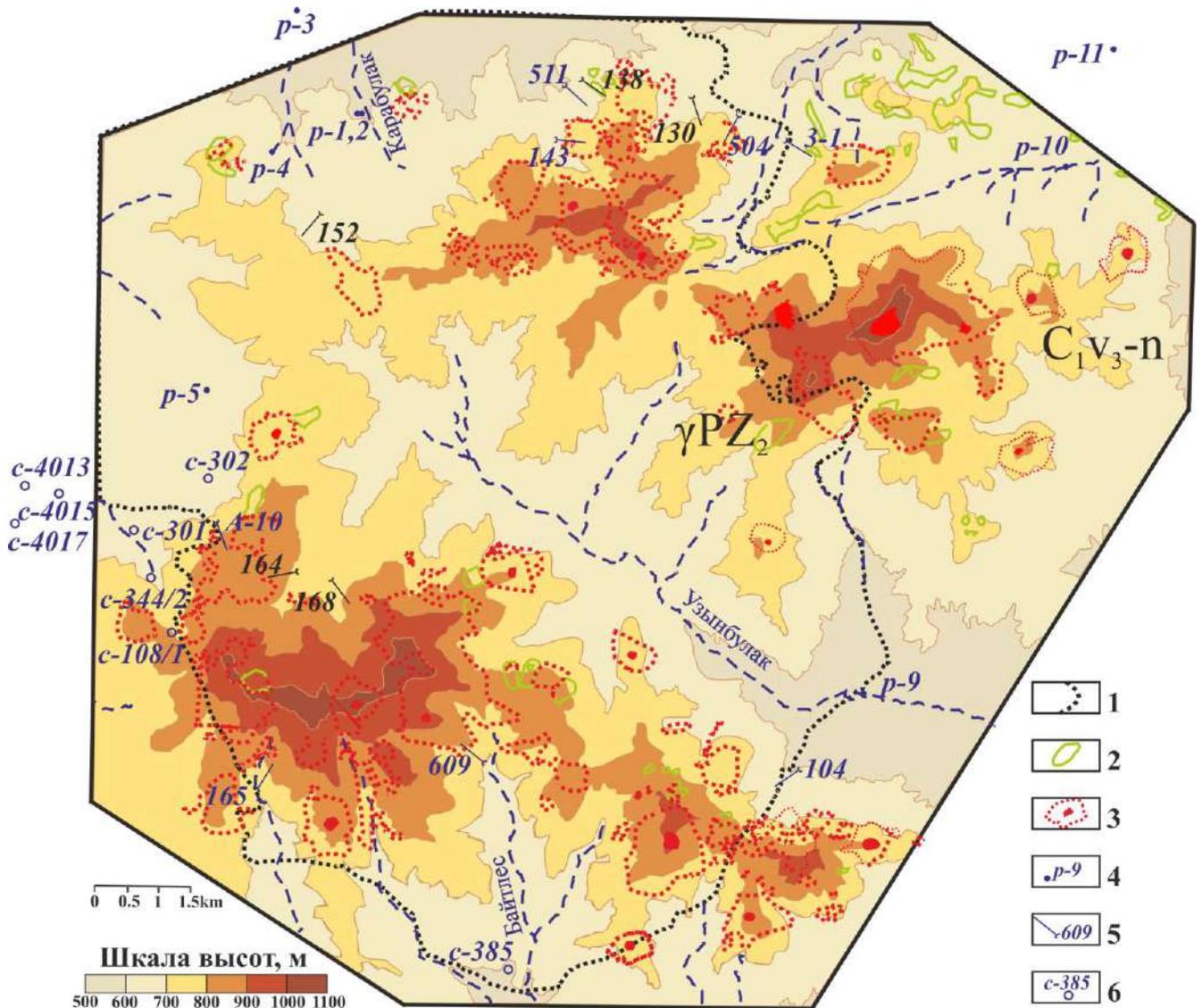


Рисунок 3.5 - Гипсометрическая схема массива Дегелен
 (1 – интрузивный контакт; 2, 3 – осыпи различного генезиса: 2 – естественные,
 3 – техногенные с воронками проседания; 4-6 – пункт наблюдений и номер:
 4 – родник, 5 – штольня, 6 - скважина)

Район исследований относится к каледонской (Чингиз-Тарбагатайской) складчатой системе. Центральная часть массива сложена интрузивными образованиями верхнего палеозоя, периферия - эффузивными и эффузивно-осадочными отложениями нижнего карбона, пронизанными редкими жилами и дайками порфириров и аплитов (рис. 3.6).

В верхней части разреза скальные породы трещиноватые, выветрелые до глубины 30-50 м, в понижениях рельефа плащеобразно перекрыты образованиями четвертичного возраста пролювиально-делювиального и аллювиально-пролювиального генезиса. В отдельных распадках и долинах ручьев мощность осадочных отложений, спорадически подстилаемых неогеновыми глинами, возрастает до 15-30 м и более.

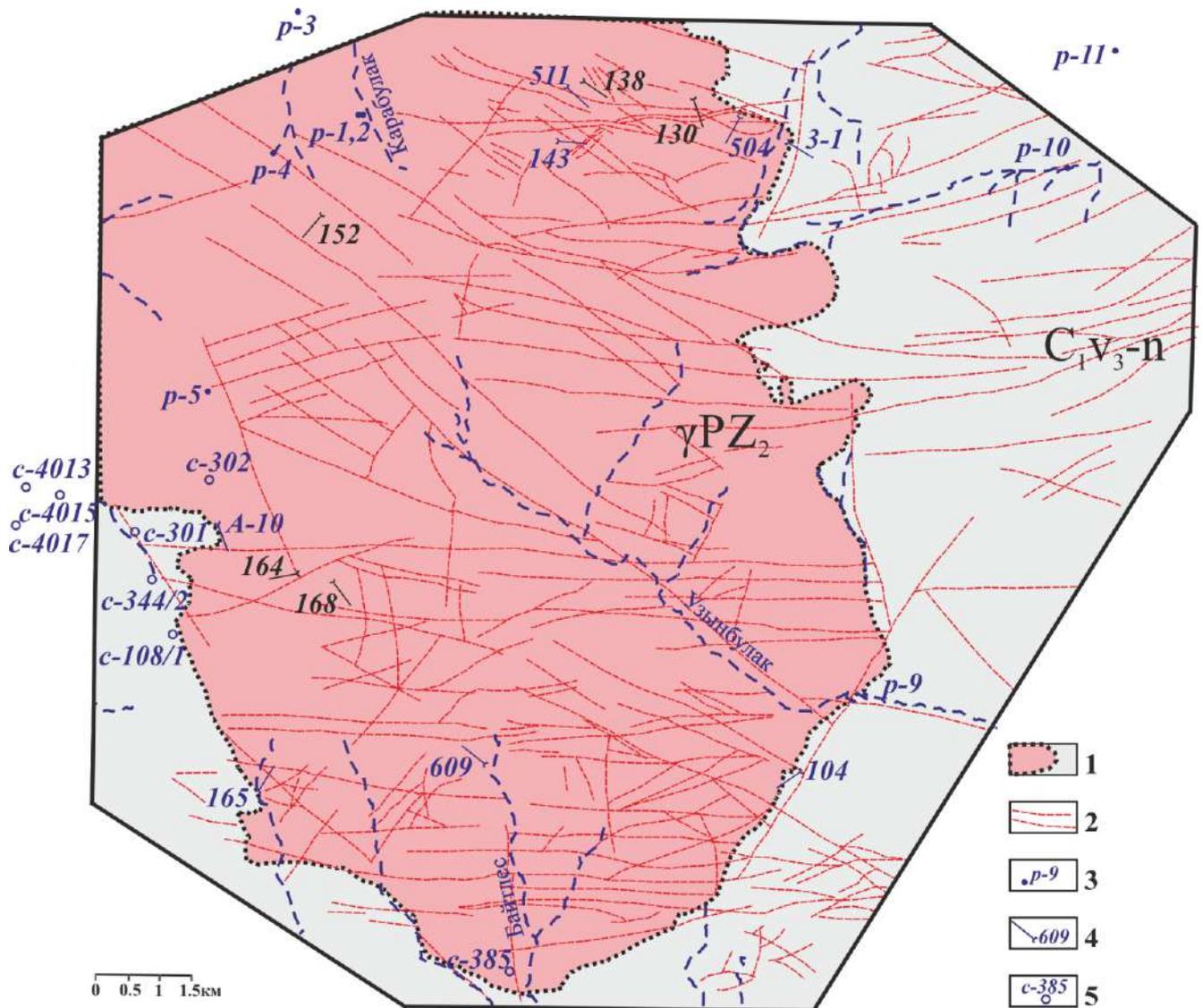


Рисунок 3.6 - Структурно-тектоническая схема массива Дегелен (1 – интрузивный контакт; 2 – разрывное нарушение; 3-5 – пункт наблюдений и номер: 3 – родник, 4 – штольня, 5 - скважина)

Морфоструктурный анализ горного массива «Дегелен» позволяет проследить последовательность заложения основных направлений разрывных нарушений [Горбунова и др., 2005]. Относительно ранние разломы северо-западного простирания и ортогонально расположенные зоны сколов северо-восточного и юго-западного направлений сопряжены с герцинской эпохой складчатости. Указанная система разрывов эрозионно разработана в

рельефе. К ней тяготеет долина ручья Узунбулак общей протяженностью около 15 км с длиной распадков до 3 – 5 км, которая делит горный массив на два основных блока – северный и южный. Выделенные блоки различаются по площади, крутизне и степени изрезанности склонов (рисунок 3.5).

К более поздним дизъюнктивам относятся системы разрывных нарушений субширотного простирания протяженностью до 10-15 км (рисунок 3.6), предположительно, сформированные в результате разгрузки и частичной денудации интрузивного массива и вмещающих пород. Слабая эрозионная разработанность дизъюнктивов и приуроченность к ним мелких ложбин косвенно подтверждает их современное происхождение [Иванченко, Горбунова, 2015].

Гидрогеологические условия горного массива «Дегелен» обусловлены сильной расчлененностью рельефа. Наиболее возвышенная часть массива до уровня проходки горных выработок сдренирована и служит областью питания подземных вод. Пологие склоны гор благоприятны для накопления подземных вод с устойчивым режимом и выдержанной мощностью водоносного горизонта. Горному массиву присущ радиальный тип стока. Подземные воды имеют инфильтрационное происхождение. В условиях резко континентального климата быстрое восполнение естественных ресурсов талыми водами приводит к максимальному подъему уровня, в отдельных случаях - к подтоплению пониженных участков.

В пределах рассматриваемого массива преимущественное развитие получают трещинно-пластовые воды в зоне экзогенного выветривания скальных пород. Трещинно-жилые воды приурочены к зонам влияния разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания, наиболее обводненным за счет частичного перехвата поверхностного и подземного стоков с водоразделов. Порово-пластовые (грунтовые) воды спорадически распространены в рыхлых отложениях в долинах ручьев. На участках выклинивания относительных водоупоров подземные воды гидравлически связаны, образуют единый водоносный комплекс с общей уровенной поверхностью, соответствующей в сглаженном виде рельефу.

Благодаря значительным превышениям области питания над площадью разгрузки ряд скважин, расположенных в южной части массива, дают самоизлив и свидетельствуют о развитии процессов восходящей фильтрации. Разгрузка подземных вод в естественных условиях (до проведения ПЯВ) осуществлялась родниками, в техногенно-нарушенных условиях – частично через штольни. Поверхностные водотоки носят, в основном, сезонный характер.

Динамика режима подземных вод горного массива Дегелен зависит от гипсометрического положения уровня подземных вод, удаленности от области питания,

проницаемости водовмещающих пород и цикличности метеорологических факторов [Горбунова, 2012]. Подземный сток с северного блока контролировался по 11 пунктам наблюдений, семь из которых были оборудованы на участках естественной разгрузки подземных вод – родниках (р.1 - 4, 9, 10, 11), четыре – у порталов штолен (З - 1, 504, 143, 511). Регистрация водотоков с южного блока осуществлялась по 12 пунктам наблюдений, включающим три штольни (165, 609, А-10), родник 5 и 8 скважин (301, 302, 344/2, 108/1, 4013, 4015, 4017, 385) (рисунок 3.6). По результатам гидрогеологического опробования скважин водообильность подземных вод невыдержана. Удельные дебиты изменяются в эффузивах от 0.001 до 0.2 л/с, в интрузивных образованиях - от 0.1 до 0.3 л/с.

В относительно ненарушенных условиях (с августа 1983 г. по декабрь 1986 г.) результаты наблюдений за уровнем подземных вод в скважинах и водопритоках из родников и горных выработок позволяют выделить два типа режима: равнинный, относительно стабильный, и предгорный, характеризующийся значительными вариациями основных параметров. Равнинный тип режима присущ родникам (1-3, 5, 9-11) и скважинам (302, 4013, 4015, 4017, 385), расположенным в долинах горного массива, удаленным на расстояние от 2 км и более от области питания и вскрывающим трещинно-пластовые воды. Сезонные вариации уровня рассматриваемого горизонта составляют 0.4-1.7 м (рисунок 3.7), расхода – 2.5 л/с (рисунок 3.8). По роднику 9, расположенному в долине ручья Узунбулак на низкой абсолютной отметке 550 м, годовые вариации расхода воды не превышают 0.1-0.3 л/с. Значительный подъем уровня в скважинах и увеличение расхода в родниках установлено с запаздыванием на месяц относительно времени выпадения максимального количества осадков.

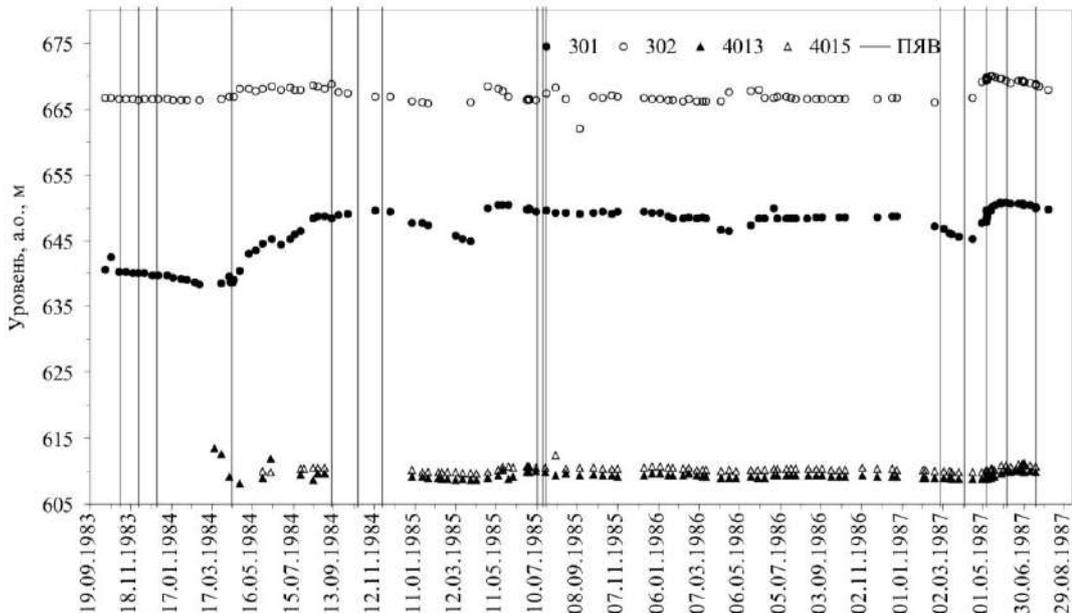


Рисунок 3.7 - Вариации уровня подземных вод равнинного (скв.4013, 4015) и предгорного (скв.301, 302) типов

Предгорный тип режима проявляется в ближней зоне линии выклинивания трещинно-пластовых вод и преимущественно свойственен трещинно-жильным водам, сопровождающим зоны влияния разрывных нарушений. Повышенная проницаемость массива в водораздельной части, наличие магистральных водопроводящих трещин и близость области питания предопределили значительные изменения уровня от 1.1 до 11 м в скважине 301 (рисунок 3.7) и расхода до 2 л/с по роднику 4 (рисунок 3.8).

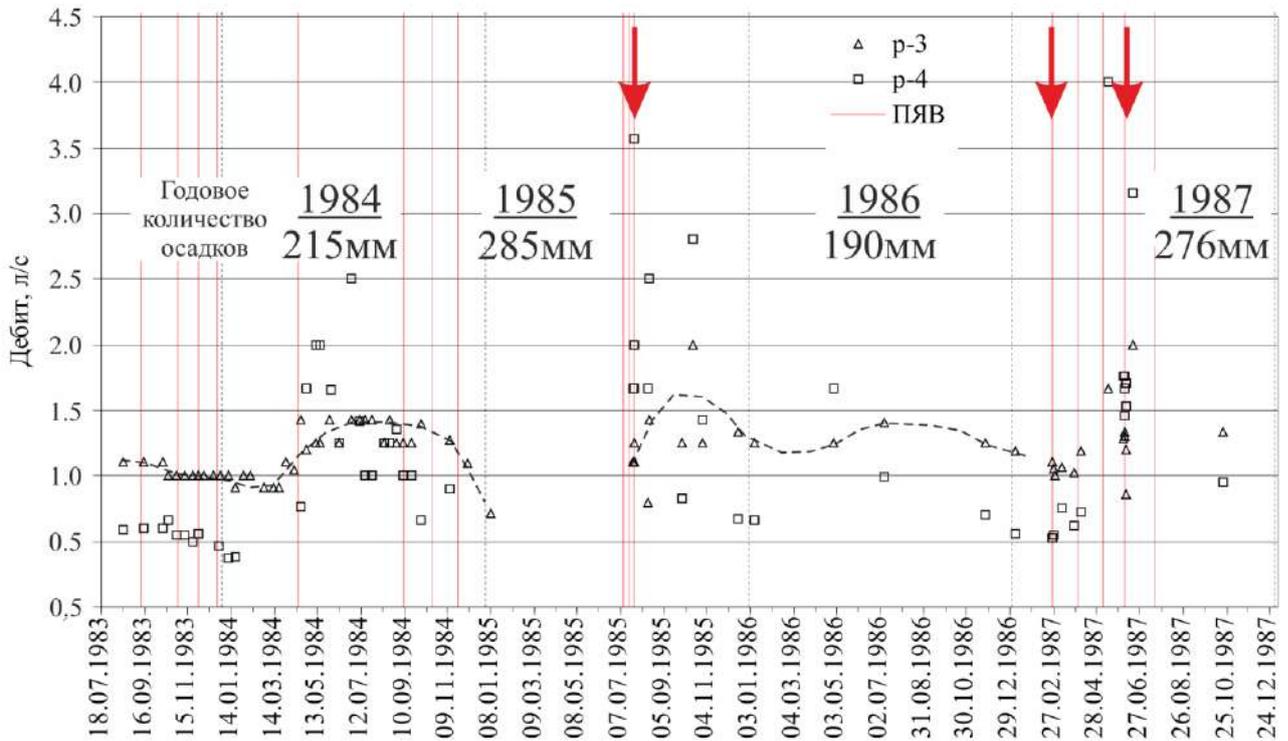


Рисунок 3.8 - Вариации расхода родников равнинного (р-3) и предгорного (р-4) типов Стрелка - ПЯВ, повлиявший на гидрогеологический режим. Цифры – годовое количество осадков по метеостанции г. Курчатова.

В соответствии с общим годовым количеством осадков наибольший подъем уровня и увеличение расхода подземных вод происходит в периоды весеннего половодья. В маловодный период стационарных наблюдений (1986 г.) амплитуда колебаний уровней воды в скважинах и расхода из родников и штолен для различных типов вод менее выражены. Для предгорного типа вариации уровня составляют 1.1-2.1 м, расхода – до 1 л/с, в равнинных условиях уровень подземных вод изменяется от 0.4 до 0.7 м, расход в среднем не превышает 0.3 л/с. Минимальные значения уровня и расхода совпадают с максимальными показаниями атмосферного давления и относительной влажности воздуха.

В естественных условиях выдерживается обратная зависимость между гипсометрическим положением уровня дренирования водоносного горизонта и величиной годовых амплитуд вариаций расхода в родниках и водопритоков из штолен (рисунок 3.9а,б).

Например, по родникам 1, 2, 4 и 5, расположенным вдоль северо-западной границы массива Дегелен, за 5-летний период наблюдений прослеживается тренд увеличения расхода, наиболее значимо выраженный на более низких гипсометрических отметках (увеличение расхода по роднику 4 в 1985 г., вероятно, связано с техногенным влиянием ПЯВ в штольне 152) (рисунок 3.9а).

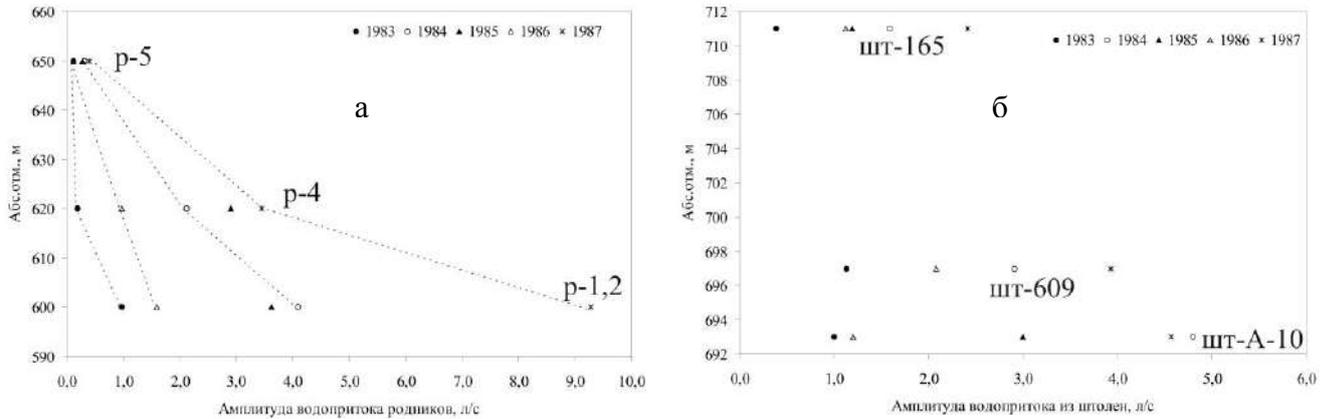


Рисунок 3.9 - Амплитуды годовых вариаций водопритоков из родников (а) и штолен (б)

Проходка горизонтальных горных выработок (штолен) с уклоном в направлении балок и долин поверхностных водотоков, выше линии выклинивания основного водоносного горизонта трещинно-пластовых вод, сопровождается развитием околоствольной трещиноватости и способствует формированию водопроводящих трещин. Своеобразная разгрузка массива благоприятствует раскрытию естественных трещин отдельностей.

Сезонные водопрооявления в кровле и стенках штолен обусловлены инфильтрацией атмосферных осадков и талых вод по зонам разрывных нарушений, литологическим контактам, участкам наведенной трещиноватости, имеющим непосредственную связь с поверхностью. Постоянные водопрооявления в виде струйного высачивания различной интенсивности в горных выработках указывают на вскрытие гидрогеологически активных разрывных нарушений [Шпаковский и др., 2000] и дренирование трещинно-жильных вод. В техногенно-нарушенных условиях повышенные значения расходов фиксируются в штольнях А-10 и 609, пройденных в пределах южного блока на 12-18 м ниже относительно штольни 165 (рисунок 3.6).

3.1.3. Площадка разрабатываемых железорудных месторождений

Формирование природно-техногенной геосистемы может быть связано с интенсивной эксплуатацией месторождений твердых полезных ископаемых с использованием взрывных технологий и проводимым комплексом дренажных мероприятий. В качестве одного из

объектов исследований выбрана площадка Коробковского и Лебединского железорудных месторождений Курской магнитной аномалии (КМА), расположенная вдоль западной окраины г. Губкин Белгородской области (рисунок 3.10).

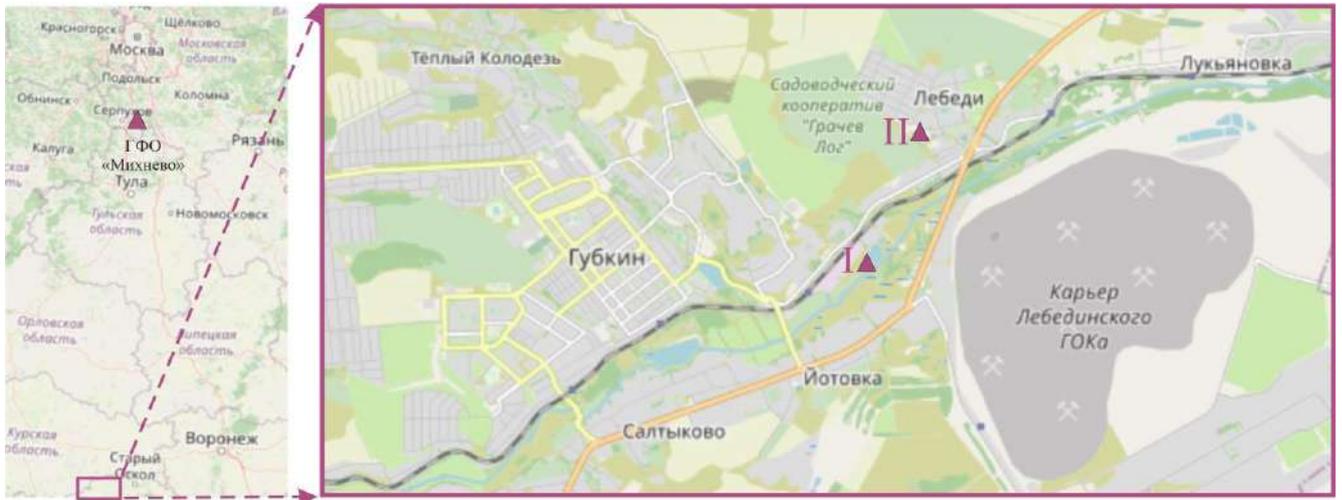


Рисунок 3.10 - Схема расположения площадки расположения разрабатываемых железорудных месторождений КМА (пункты наблюдений: I – 51.2828° с.ш. 37.5860° в.д.; II - 51.2943° с.ш. 37.5870° в.д.)

Негативные последствия изменения гидрогеодинамической обстановки в процессе разработки железорудных залежей могут проявиться:

- в активизации процесса инфильтрации вышележающих загрязненных подземных вод в нижележащие водоносные горизонты;
- просадке и деформации пород над отработанными камерами.

В частности, для контроля за изменением гидрогеологической ситуации в пределах шахтного поля была восстановлена сеть скважин для стационарных наблюдений за режимом подземных вод с использованием стандартных электроуровнемеров. По результатам проводимых ежемесячных измерений уровня были определены размеры сформированных депрессионных воронок в верхнем и нижнем водоносных горизонтах. Установлено, что в 2019 г. за счет извлечения подземных вод дренажными комплексами Лебединского и Стойленского карьеров в нижнем архей-протерозойском водоносном комплексе понижение уровней достигает глубины отработки карьера 520 м. Максимальное снижение уровня в центре альб-сеноманской депрессионной воронки составило 70 м [Информационный..., 2020]. Одновременно с этим под действующими гидроотвалами прослежено образование своеобразных куполов растекания, которые приводят к повышению уровня подземных вод [Мироненко и др., 1989].

Гидрогеологические условия Коробковского и Лебединского железорудных месторождений КМА сложные, рудно-кристаллический массив неравномерно обводнен. Над

шахтным полем преимущественное распространение получает надрудный водоносный комплекс, состоящий из двух горизонтов, разделенных региональным водоупором. Верхний напорный горизонт порового типа приурочен к песчаным отложениям нижнего-среднего мела, вскрыт на глубине от 14.5 до 45.3 м. Мощность водонасыщенного коллектора порового типа изменяется от 33.3 до 39.0 м.

Нижний горизонт представлен трещинно-пластовыми водами, приуроченными к зоне экзогенного выветривания архей-протерозойских пород, которые относятся к коллекторам трещинно-пластового типа и представлены неравномерно трещиноватыми сланцами, песчаниками, кварцитами с разной степенью окисления, вскрытых в интервалах 68.1-90.1 м и 109.8-140.9 м соответственно (рисунок 3.11).

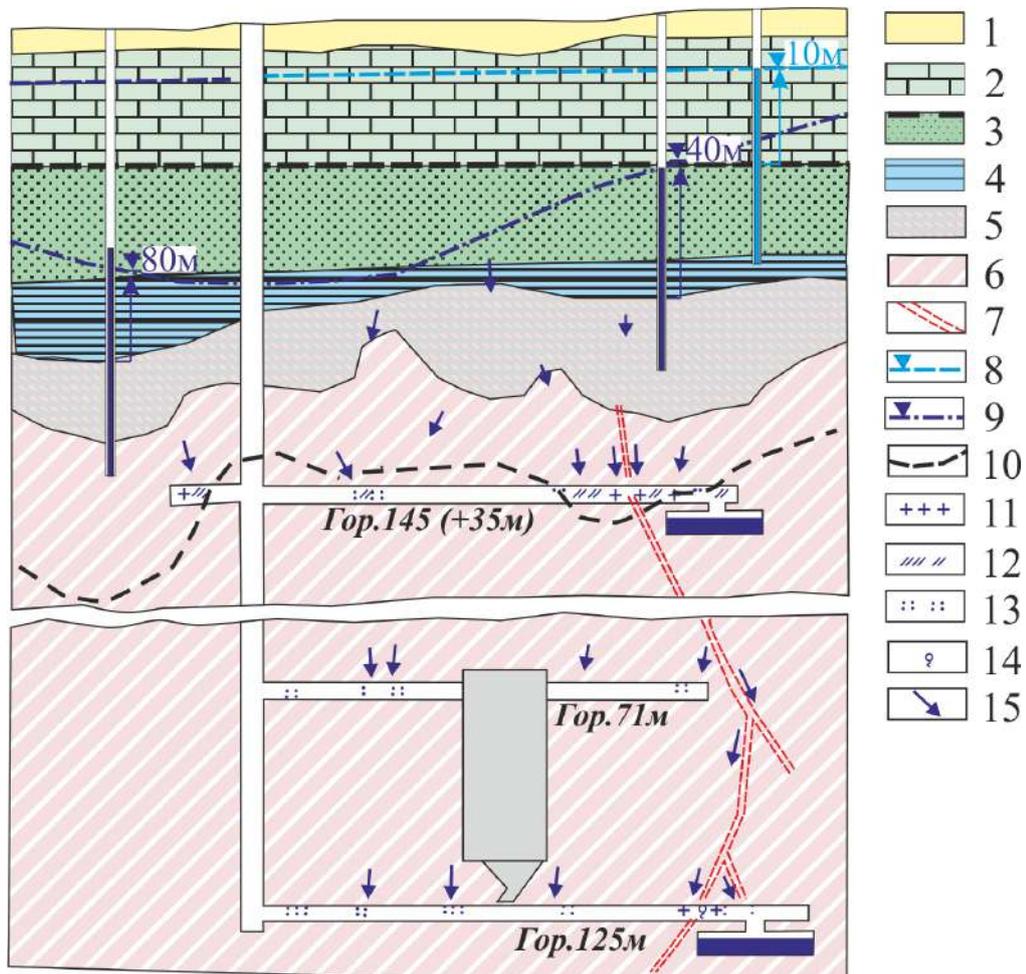


Рисунок 3.11 - Схема обводнения горных выработок АО «Комбинат КМАруда» (составлена на основе [Климентов, Овчинников, 1966]: 1 – суглинки; 2 – мел и мергель; 3 – фосфоритовый слой, песок; 4 – глина песчаная; 5 – богатые железные руды; 6 – железистые кварциты; 7 – тектонические трещины; 8 – статический уровень; 9 – динамический; 10 – нижняя граница обводненной зоны железистых кварцитов; 11 – сильный капез; 12 – слабый капез; 13 – увлажнение стенок выработок; 14 – струйное высачивание; 15 – пути поступления воды в выработки)

Установившийся уровень напорного комплекса залегает на глубине 41.4-83.8 м. Величина напора изменяется от 23.2 до 32.6 м. Разрыв уровней надрудного водоносного комплекса обусловлен наличием плотных юрских глин мощностью от 11.6 до 25.6 м, локально распространенным песчаником глинистым и рудной брекчии девона мощностью от 1.5 до 6.2 м.

По результатам ранее выполненных гидрогеологических опробований установлено, что наиболее водообильными являются пески альб-сеноманского горизонта, удельный дебит достигает 3 л/с (рисунок 3.12). Водообильность архей-протерозойского водоносного горизонта с глубиной уменьшается, в зоне неокисленных кварцитов - на порядок ниже.

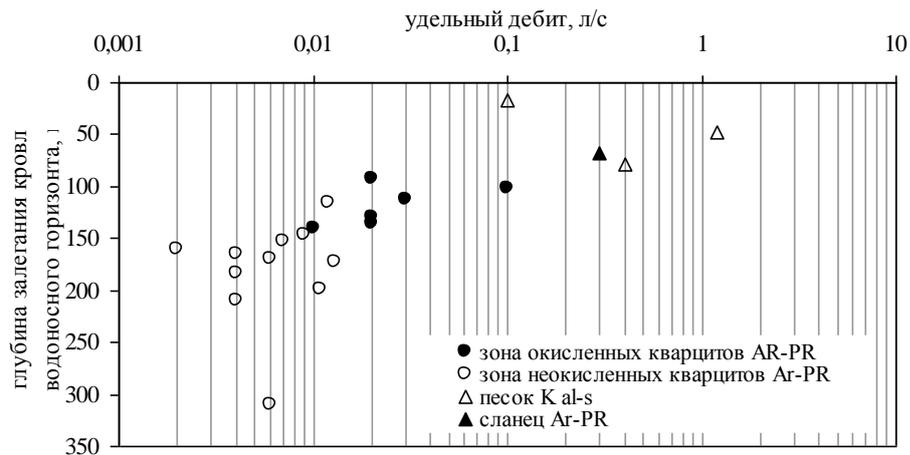


Рисунок 3.12 - Зависимость между глубиной залегания и удельным дебитом альб-сеноманского и архей-протерозойского водоносных горизонтов

В пределах шахтного поля подземные воды разделяются на два вида. Первый – воды рудно-кристаллического горизонта или трещинно-жильные, приуроченные к тектоническим нарушениям, контактам сланцев и даек с кварцитами, зонам повышенной трещиноватости пород, участкам понижений подошвы рудного тела. Второй вид – оборотные воды, к которым относятся дренажная и технологическая вода. Дренажные воды используются для технических целей – бурения и орошения. Технологическая вода распространена в законсервированных нерабочих горизонтах на отметках от +67 до +35 м [Лейзерович и др., 2012].

Шахта имеет два горизонта для добычи железистых кварцитов. Верхний - расположен на абсолютных отметках -60 ÷ -71 м, нижний – на абсолютных отметках -118 ÷ -125 м. Обозначение горизонтов принято по подошве выработок. Горизонт -71 является буровым и вентиляционным, горизонт -125 – откаточным. Водопроявления на этих горизонтах регистрируются в виде неравномерного увлажнения, капежа, струйного высачивания и наиболее значимо выражены на флангах месторождения. Интенсивность водопритоков на более высоких горизонтах горных выработок зависит от степени трещиноватости пород. На горизонтах -71 и -125 организованы стационарные пункты наблюдений за водопритоком и производится отбор проб воды на химический анализ.

Выполненные в июле 2019 геофизические исследования в скважинах на площадке, расположенной на границе разработки двух месторождений: Коробковского - с запада и Лебединского - с востока, позволили уточнить геологический разрез, конструкцию и техническое состояние наблюдательных скважин режимной сети (рисунок 3.13).

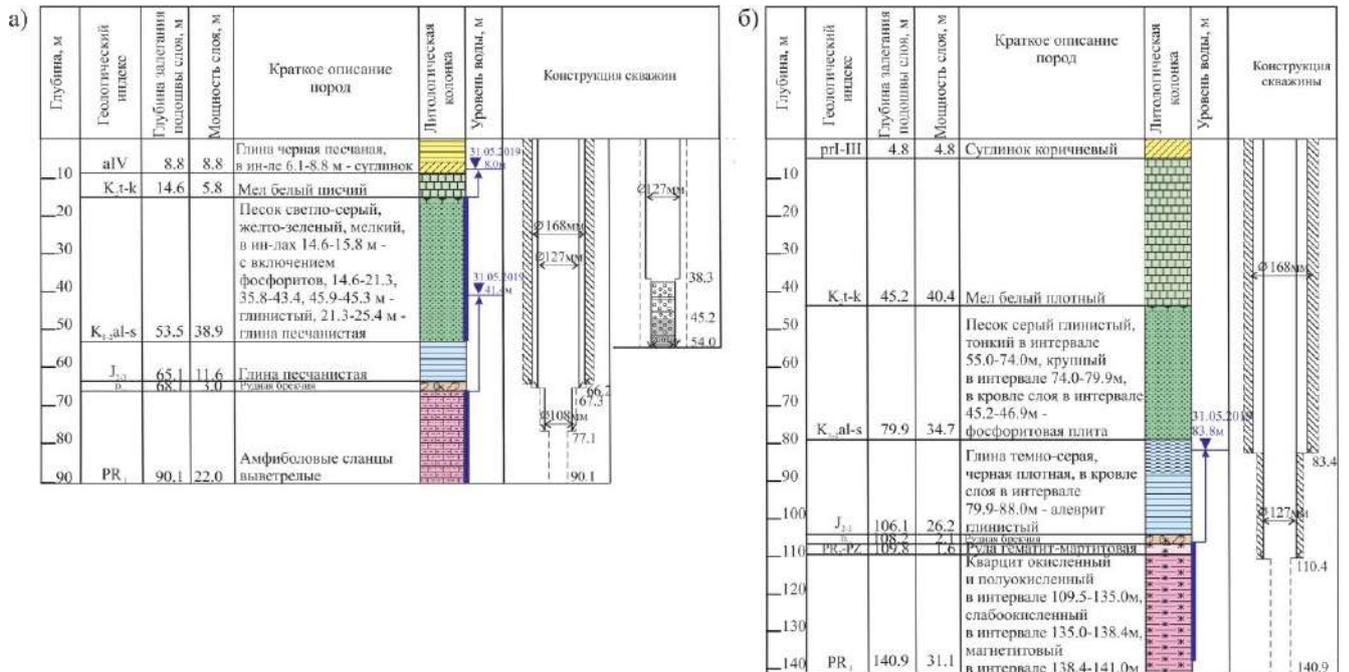


Рисунок 3.13 - Геологические разрезы и конструкции скважин 1-1 и 1-2 в пункте I (а) и скважины 2-1 в пункте II (б)

По данным резистивиметрии выделены слабые водопритоки в интервалах 77-80 м и 84-86 м архей-протерозойского водоносного горизонта, вскрытого в скважине 1-1. В скважине 1-2, удаленной на расстояние 3 м от скважины 1-1, отмечены слабые водопритоки в интервале рабочей части фильтра, оборудованной на альб-сеноманский водоносный горизонт. В скважине 2-1, пройденной в железистых кварцитах, водопритоки отсутствуют.

Для наблюдательных скважин, выбранных в качестве опорных, проведена оценка резонансных частот [Соорет et al., 1965] (глава 2.2). Резонансные частоты скважин 1-1, 1-2 и 2-1 составили 0.08, 0.09 и 0.08 Гц соответственно (периоды собственных колебаний 12.6, 11.4 и 12.6 с). По результатам проведенных пробных откачек определены основные гидрогеологические параметры (таблица 3.1).

Режим подземных вод в пределах площадки разрабатываемых железорудных месторождений техногенно-нарушенный по данным стационарных наблюдений за вариациями уровня, проводимыми в 2019-2021 гг. [Батухтин и др., 2020б]. Амплитуда сезонного подъема уровня верхнего альб-сеноманского водоносного горизонта, приуроченного к коллектору порового типа, сложенного песком мелким, достигает 1.6 м (рисунок 3.14а).

Таблица 3.1 Основные гидрогеологические параметры наблюдательных скважин

№ пункта наблюдений	№ скважины	Индекс горизонта (водоупещающие породы)	Интервал водопритомной части скважины, м	Интервал обводненной части скважины, м	Интервал водопритока по расходомеру (резистивиметрии), м	Уровень появившийся, м Установившийся, м	Величина напора, м	Результаты опробования			
								Дебит Q, л/с Понижение, м	Удельный дебит q, л/с	Водопроницаемость кп, м ² /сут	Коэффициент фильтрации Кф, м/сут
1	1-2	K ₁₋₂ al-s (песок)	37.0– 51.7	14.5– 53.5	39.0–45.2	$\frac{14.5}{8.0}$	6.5	$\frac{*1.3}{11.5}$	0.11	13.2	0.34
	1-1	AR-PR ₁ (сланец)	77.1– 90.1	68.1– 90.1	77.0–80.0; 84.0–86.0	$\frac{68.1}{41.4}$	26.7	$\frac{0.44}{14.8}$	0.03	3.8	0.17
2	2-1	AR-PR ₁ (кварцит)	110.4– 140.9	108.2– 140.9	водоприток не отмечен	$\frac{108.2}{83.8}$	24.4	$\frac{0.04}{23.2}$	0.002	0.6	0.02

*По паспорту скважины

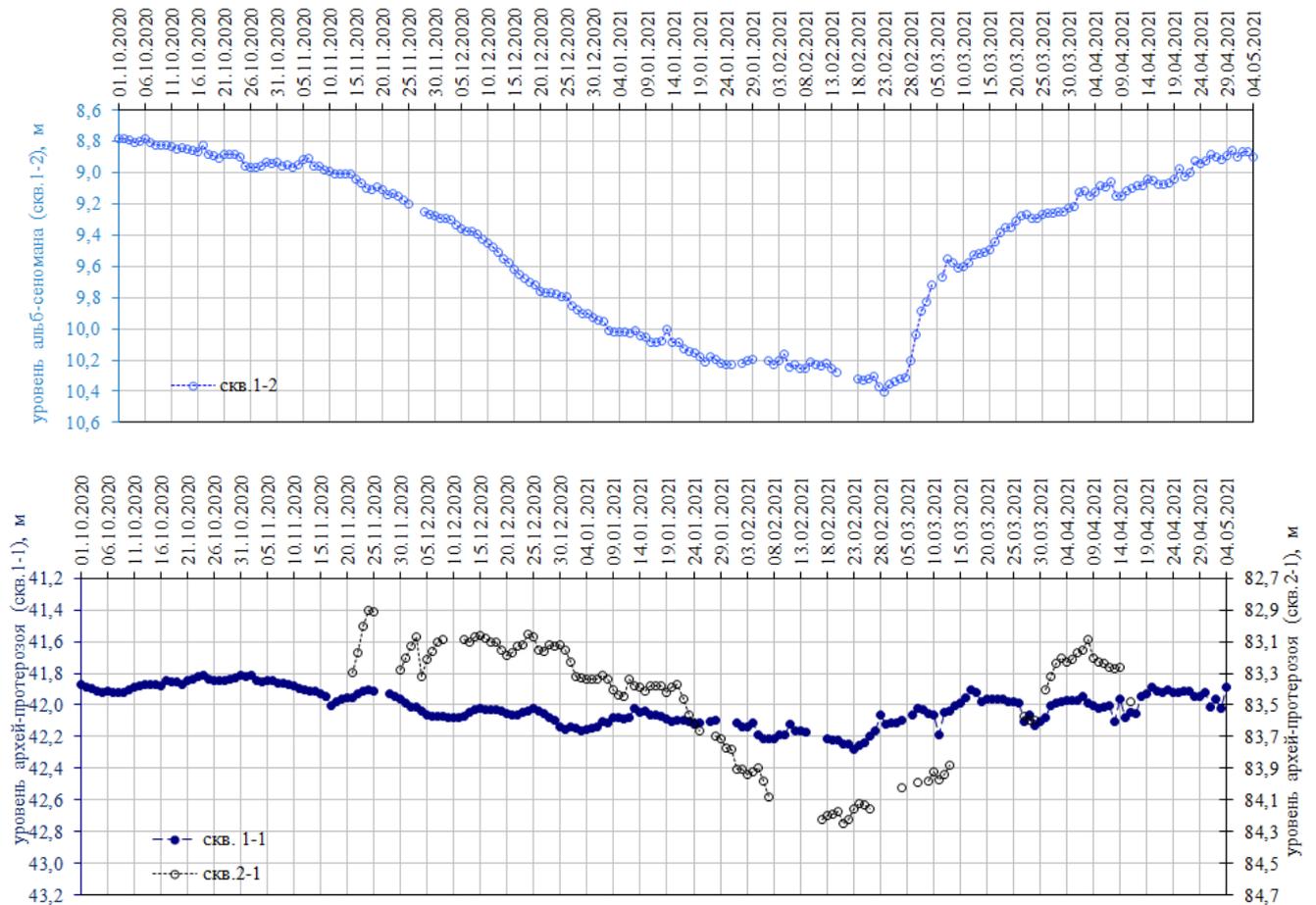


Рисунок 3.14 - Вариации уровня альб-сеноманского (голубые кружки – скв.2-1) и архей-протерозойского (синие кружки – скв.1-1 и черные – скв.2-1) водоносных горизонтов

Сезонные вариации уровня архей-протерозойского водоносного горизонта, представленного сланцем неравномерно трещиноватым в скважине 1-2 слабо выражены и не превышают 0.6 м. Напротив, в пределах разрабатываемой Сретенской залежи Коробковского месторождения амплитуда весеннего подъема уровня архей-протерозойского водоносного горизонта, приуроченного к кварцитам, составила 1.2 м (рисунок 3.14б).

Эксплуатация железорудных месторождений КМА, переход на более глубокие горизонты отработки залежей предопределяет формирование техногенно-нарушенной гидрогеодинамической обстановки, которая характеризуется изменением основных параметров подземного потока – направления движения, скорости и уклонов, и может приводить к активизации природно-техногенных процессов.

3.2. Характеристика природной геосистемы (территория геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево»)

Геофизическая обсерватория «Михнево» (ГФО «Михнево») - экспериментальный полигон Института динамики геосфер РАН находится на правом берегу р. Лопасни на расстоянии 3 км западнее д. Починки Ступинского района Московской области. Территория ГФО «Михнево» покрыта кондиционной инженерно-геологической съемкой масштаба 1:200000 [Отчет..., 2001].

Климат района умеренно континентальный с холодной зимой и теплым летом. По данным постоянно действующей метеостанции г. Серпухов (https://rp5.ru/Архив_погоды_в_Серпухове) на протяжении 2008-2018 гг. атмосферное давление изменялось от 945 до 1005 гПа (рисунок 3.15). Летние периоды наблюдений характеризуются незначительными вариациями давления в пределах 20 гПа в отличие от зимних. Наиболее значимые вариации атмосферного давления прослеживаются в весенне-осенний период и достигают...50-70 гПа. Температура воздуха варьирует от -20° до 26° . Переход температуры через 0° фиксируется в начале марта.

Годовое количество осадков изменяется в широких пределах, от 619 мм в 2013 г. до 1330 мм в 2016 г. Распределение осадков в течение года неравномерное. По среднемуголетним данным основное количество осадков выпадает в летне-осенний период. За период наблюдений 2007-2010 гг. максимально высокое среднемесячное количество осадков до 5.1 мм зафиксировано в июне 2008 г., минимальное – 0.5 мм в апреле 2010 г. Аномально высокое количество осадков 16 мая 2015 г. составило 108 мм.

Внутригодовой характер распределения осадков влияет на гидрологический режим поверхностных водотоков. Уровень весеннего паводка в реках зависит от общего количества

осадков, выпадающих в зимние месяцы. Основное количество осадков обеспечивает дополнительное (относительно неравномерное) питание поверхностных водотоков, в том числе и реки Оки.

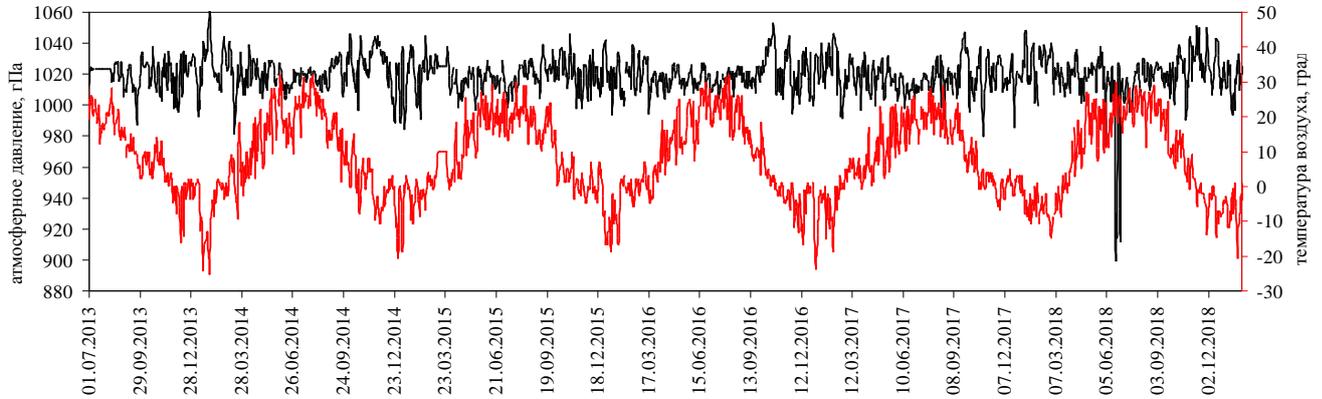


Рисунок 3.15 - Метеоданные (вариации атмосферного давления и температуры воздуха)

В пределах района исследований гидрографическая сеть принадлежит бассейну реки Ока с хорошо разработанной долиной ассиметричного типа, которая оказывает дренирующее влияние на подземные воды. Гидрологический режим реки Оки равнинного типа характеризуется высоким половодьем, низкой зимней и летней меженью, относительно небольшим осенним паводком по гидропосту, расположенному у г. Серпухов (по данным, предоставленным отделом гидрологии Центрального Управления гидрометслужбы РФ) (рисунок 3.16).

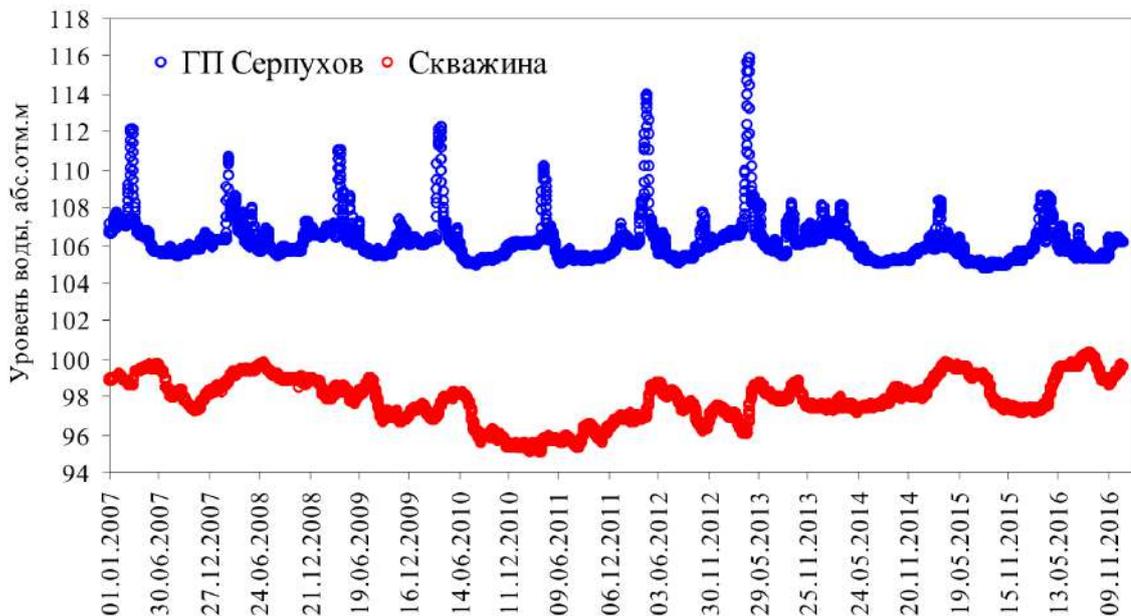


Рисунок 3.16 - Уровень алексинско-протвинского водоносного горизонта и в реке Оке по данным, предоставленным отделом гидрологии Центрального Управления гидрометслужбы

Сезонные изменения уровня воды в реке отличаются высокой динамичностью, особенно в паводковый период. Основной подъем воды в реке Ока регистрируется в начале марта-апреле в период весеннего половодья. Наиболее низкое положение уровня воды в реке до 105.1 м отмечается в летнюю межень 2010 г. (июль, август), на 0.5 м ниже среднемесячных значений за 2007-2009 гг. В кратковременный паводковый период (конец марта - начало апреля) поверхностный сток водотоков достигает в объеме 80% и определяет неравномерность естественного восполнения водных ресурсов в течение года.

3.2.1. Геологическое строение и гидрогеологические условия

Геологическое строение территории ГФО «Михнево» характеризуется четкой тектонической двухярусностью. Нижний структурный этаж – кристаллический фундамент, представленный породами архея, вскрыт Серпуховской скважиной на глубине 1310 м [Отчет..., 2001]. Осадочный комплекс, слагающий верхний структурный этаж, выполнен породами верхнепротерозойской, палеозойской и кайнозойской групп. Отложения среднего и верхнего девона совместно с породами карбона формируют терригенно-осадочную палеозойскую толщу, залегающую с резким угловым несогласием на верхнепротерозойских образованиях (рисунок 3.17).

В целом, пологое залегание пород карбона местами осложнено развитыми флексурами и участками повышенной трещиноватости – зонами локализации деформаций, которые могут рассматриваться в качестве межблоковых границ. В кровле пород карбона выражены долины древней гидросети (последствия доюрского и четвертичного размыва). С поверхности повсеместно распространены четвертичные песчано-гравийно-глинистые отложения преимущественно моренного, водно-ледникового и аллювиального генезиса.

В соответствии с тектоническим районированием Восточно-Европейской платформы территория исследований расположена в южной части Восточно-Русского гидрогеологического бассейна, приуроченного к нижнему структурному этажу, недостаточно широко изученному в гидрогеологическом плане на современном этапе исследований [Кудельский, 2003]. На уровне осадочного чехла район исследований тяготеет к юго-западной окраине Московского артезианского бассейна, представляющего собой сложную многослойную систему водоносных горизонтов и комплексов, разделенных водоупорными слоями, с выраженной вертикальной стратификацией по интенсивности водообмена.

Верхняя зона активного водообмена мощностью 200-250 м состоит из серии разновозрастных водоносных горизонтов и комплексов, разделенных водоупорами и приуроченных к моноклинально залегающей толще терригенно-карбонатных пород карбона с

региональным уклоном на северо-восток до 0.001-0.003, осложненных участками повышенной трещиноватости.

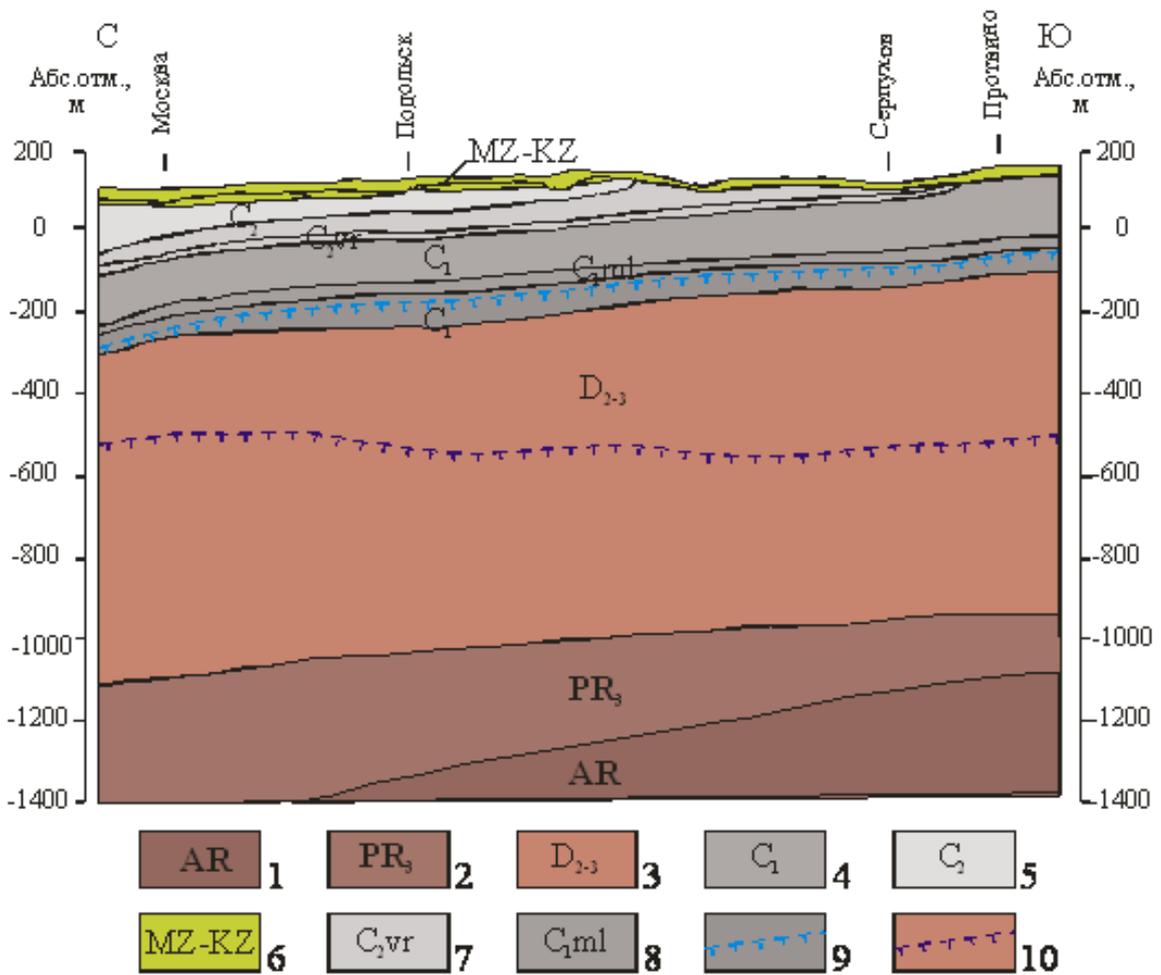


Рисунок 3.17 - Гидрогеологический разрез по линии Москва-Протвино с зонами водообмена (1-6 – породы: 1 – архея; 2 – протерозоя; 3 – среднего-верхнего девона; 4 – нижнего карбона; 5 – среднего карбона; 6 – мезо-кайнозоя; 7-8 – региональные водоупоры: 7 – верейские глины среднего карбона; 8 – малевские глины нижнего карбона; 9-10 – нижние границы зон водообмена: 9 – активного, 10 – затрудненного)

Водовмещающие породы сложены известняками неравномерно трещиноватыми с прослоями доломита, мергеля, глины. Уровневые поверхности основных водоносных горизонтов разобщены и характеризуются различным положением относительно кровли пород карбона, определяя переход гидрогеологического режима от напорного к безнапорному и распространение участков сдренированных (осушенных) пород [Горбунова, 2006].

В верхней части подземный сток зависит от гидрографической и эрозионной расчлененности современного рельефа, направлен от водоразделов к долинам малых рек (рисунок 3.18а). Поверхность грунтовых вод, в целом, соответствует современному рельефу местности. Питание подземных вод происходит на междуречных пространствах и за счет нисходящей фильтрации из вышележащих водоносных горизонтов. В нижней части подземный

Согласно принципам гидрогеологического районирования, территория ГФО «Михнево» относится к провинции сезонного (преимущественно весеннего и частично осеннего) питания подземных вод и области умеренного дренирования с глубиной эрозионного вреза до 200 м [Ковалевский, 2001]. Основное распространение в зоне активного водообмена получают каширский водоносный горизонт и тарусско-окский водоносный комплекс (верхняя часть представлена алексинско-протвинским горизонтом), разделенные региональным водоупором – верейскими глинами среднего карбона. Водовмещающими породами являются неравномерно трещиноватые известняки с подчиненными прослоями доломитов и мергелей.

Каширский водоносный горизонт развит повсеместно за исключением долин реки Оки и ее крупных притоков (Лопасня, Скнига), в пределах которого отложения среднего карбона размыты (рисунок 3.18б,в). В пределах каширского горизонта выделены два подгоризонта – лопасненский и нарский, разделенные между собой глинистой хатунской толщей. Протвинский горизонт и тарусско-окский водоносный комплекс разделены относительным водоупором, сложенным стешевскими глинами.

Нижезалегающие водоносные горизонты не связаны с местной эрозионной сетью, имеют низкие фильтрационные свойства и формируют зону затрудненного водообмена мощностью 300-400 м. Эта зона отличается пониженными значениями скоростей движения подземных вод в связи с большой глубиной залегания водовмещающих доломитизированных отложений верхнего девона, незначительной трещиноватостью пород, отсутствием влияния речных дрен.

К зоне замедленного водообмена приурочена нижняя пачка терригенно-осадочных отложений верхнего девона, породы среднего девона и протерозоя. В зонах затрудненного и замедленного водообмена движение подземных вод преимущественно латеральное, соответствующее общим условиям залегания пород, с вертикальными перетоками восходящего типа на участках несогласного стратиграфического залегания и литологического выклинивания отложений за счет роста гидростатического напора с глубиной.

3.2.2. Детализация инженерно-геологического разреза

В 2003 г. в рамках постановочных работ по изучению изменения проницаемости пород под воздействием низкоамплитудных сейсмических колебаний на массив [Кочарян и др., 2004] был пробурен ряд скважин. С мая 2004 г. одна из скважин глубиной 32 м использовалась для наблюдений за уровнем верхнего безнапорного водоносного горизонта, приуроченного к лопасненской толще каширского горизонта среднего карбона.

Для стратиграфо-литологического расчленения разреза, определения геофизических и гидрогеологических параметров основных водоносных горизонтов, изучения сезонных вариаций уровня алексинско-протвинского водоносного горизонта в период с 14 ноября по 2 декабря 2006 г. была пройдена экспериментальная скважина № 2 (рисунок 3.19) на расстоянии 5 м от скважины № 1 [Кочарян и др., 2008]. В марте 2013 г. дополнительно для организации стационарных наблюдений за режимом верхнего безнапорного водоносного горизонта, приуроченного к нарской толще каширского горизонта среднего карбона, была пробурена скважина № 3 глубиной 60 м на расстоянии 20 м от скважины № 1.

Полученные экспериментальные данные по скважинам №№ 1-3, использованы при стратиграфо-литологическом описании разреза и геолого-геофизической характеристике горизонтов, вскрытых на территории ГФО «Михнево» [Горбунова, 2007б]. С поверхности распространены дисперсные грунты - среднечетвертичные водно-ледниковые и моренные отложения мощностью 10.2 м (Q). Водно-ледниковые отложения времени отступления московского ледника представлены маломощным (до 0.4 м) слоем долинного зандрового песка желтовато-серого мелкого, покрывающим московскую морену.

Отложения морены московского оледенения мощностью 9.8 м залегают на сильно эродированной поверхности скальных грунтов и сложены суглинком красным, с глубины 5 м - коричневым с дресвой и щебнем известняка белого выветрелого и кристаллических пород до 10%. По данным физико-механического опробования грунт рыхлый, водопроницаемый, средней степени водонасыщения, реакция среды - кислая. Гамма-активность среднечетвертичных отложений составляет 10 мкр/ч.

Скальные грунты представлены карбонатно-терригенной толщей средне- и нижнекаменноугольного возраста. В разрезе скважины сверху вниз вскрыты отложения каширского и верейского горизонтов среднего карбона, протвинского, стешевского горизонтов и тарусско-окского комплекса нижнего карбона.

Каширский горизонт среднего карбона ($C_2k\check{s}$) по геолого-геофизическим признакам разделен на лопаснинскую, хатунскую и нарскую толщу.

Лопасненская толща (C_2lp) развита в интервале 10.2-26.5 м, представлена известняком серым, желтовато-белым трещиноватым, с глубины 16.6 м – светло-коричневым кавернозным с подчиненными прослоями мергеля розового, доломита и глин мощностью от 0.5-0.9 м до 1.3 м. В интервалах 12.7-13 м и 22-22.4 м известняк окремнен, в интервале 23-24 м выделена крупная каверна. Гамма-активность известняка невысокая 4-6 мкр/ч, в глине - возрастает до 7-8 мкр/ч. В подошве слоя с глубины 25.8 м лопасненская толща обводнена. Подстилающим водоупором в интервале 26.5-32.1 м являются глины *хатунского горизонта (C_2ht)* пестроцветные мощностью 5.6 м. Гамма-активность однородной глинистой толщи достигает 20 мкр/ч.

Глубина, м	Геологический индекс		Глубина залегания подошвы слоя, м	Мощность слоя, м	Краткое описание пород	Литологическая колонка	Уровень воды, м	Геофизическая характеристика пород	
								Гамма-активность, мкр/час	Скорость пластовая, км/с
5	Q	fgls-IIIm	0.4	0.4	Песок желтовато-серый				0.3
10		gIIIn	10.2	9.8	Суглинок красный, плотный, с глубины 5м-коричневый			10	0.75
15			16.6	6.4	Известняк серый, желтовато-белый		25.8м	4-6	1.85
20									
25		C ₂ lp	26.5	9.9	Известняк серый, желтовато-белый		46.0м	4-6	1.6
30		C ₂ ht	32.1	5.5	Глина пестроцветная			20	
35					Известняк, мергель серый неравномерно трещиноватый кавернозный с прослоями глин		46.0м	3.8-6	2.2
40			44.0	11.9					
45			49.3	5.3	Глина пестроцветная с прослоями известняков		68.0м	5.8-9.2	1.7
50					Известняк светло-серый розовый, белый, трещиноватый				
55	C ₂ ks	C ₂ nr	56.6	7.3	Известняк светло-серый розовый, белый, трещиноватый		68.0м	4.2-5.7	1.7
60					Глина красная плотная с подчиненными прослоями мергеля, известняка глинистого, песчаника			19-28	
65							68.0м	5.8-7.2	2.1
70					Известняк коричневый, зеленоватый с прослоями глины, мергеля, разной крепости и трещиноватости				
75		C ₂ yr	76.1	19.5	Известняк коричневый, зеленоватый с прослоями глины, мергеля, разной крепости и трещиноватости		68.0м	12-20	2.1
80		C ₁ pr	81.8	5.7	Глина зеленовато-коричневая с подчиненными прослоями мергеля синевато-серого, известняка мергелеподобного и глинистого				
85							68.0м	8-13	2.1
90		C ₁ st	92.0	10.2	Известняк мергелеподобного и глинистого				
95							68.0м		2.1
100					Известняк коричневатосерый и серый неравномерно трещиноватый, кремнистый, доломитизированный, с прослоями доломита, мергеля, глин				
105							68.0м		2.1
110		C ₁ al	115.0	23.0	Известняк коричневатосерый и серый неравномерно трещиноватый, кремнистый, доломитизированный, с прослоями доломита, мергеля, глин				

Рисунок 3.19 - Геолого-геофизический разрез

Нарская толща (C_{2nr}) мощностью 24.5 м представлена известняком светло-серым, розовым, белым неравномерно трещиноватым с подчиненными прослоями доломита, мергеля, глины мощностью от 1.1 м до 2.4 м. Повышенная кавернозность пород приурочена к приконтактным зонам (глина-известняк) в интервалах 38.3-39.6 м, 41.2-42.5 м, 49.3-50.6 м и магистральным трещинам в интервалах 43.5-43.9 м, 44.7-45.2 м, 47.7-48 м. Выделенные зоны повышенной трещиноватости пород соотносятся с интервалами поглощения промывочной жидкости и зарегистрированных «провалов» снаряда в интервалах 45-45.3 м и 51.7-52 м в процессе бурения.

Гамма-активность известняков изменяется от 3.8 до 6 мкр/ч, глины - от 5.8 до 9.2 мкр/ч. В интервалах распространения кавернозных пород гамма-активность снижается до 2.4-3.0 мкр/ч, к подошве толщи – возрастает.

Верейский горизонт (C_{2vr}) среднего карбона мощностью 19.5 м сложен глиной красной плотной с подчиненными прослоями известняка глинистого, мергеля мощностью 0.5-2.0 м. Гамма-активность основной толщи глины высокая от 19 до 28 мкр/ч, для прослоев – понижена от 11 до 20 мкр/ч. Породы верейского горизонта с размывом залегают на отложениях нижнего карбона и служат основным водоупором, разделяющим средне- и нижнекаменноугольные водоносные горизонты.

В разрезе нижнекаменноугольной толщи сверху вниз вскрыты отложения протвинского, стешевского горизонтов и алексинского горизонтов.

Протвинский горизонт (C_{1pr}) нижнего карбона мощностью 5.7 м представлен известняком коричневым, зеленоватым, сиреневым с прослоями глины мощностью 0.4-1.7 м. Гамма-активность известняков составляет 5.8-7.2 мкр/ч, глины – 8.2-9.8 мкр/ч.

Стешевский горизонт (C_{1st}) нижнего карбона мощностью 10.2 м сложен глиной зеленовато-коричневой с маломощными прослоями мергеля синевато-серого, известняка мергелеподобного, глинистого и представляет относительный водоупор. Гамма-активность пород к подошве слоя возрастает от 12 до 20 мкр/час.

Алексинский горизонт нижнего карбона (C_{1al}) вскрыт скважиной № 2 в интервале 92-115 м. Выполнен известняком коричневатого-серым, серым, неравномерно трещиноватым, кавернозным в интервалах 92.2-93.5 м, 95.2-96.3 м, 105.2-107.5 м (рисунок 3.20), частично окремненным в интервалах 98.7-99.7 м, 101.8-103 м.

Гамма-активность пород изменяется от 8 до 13 мкр/ч, в кавернозных зонах - снижается до 4.6-6.3 мкр/ч. В связи с невыдержанным залеганием и мощностью вышелегающего относительного водоупора – стешевской глины на территории, прилегающей к ГФО «Михнево», протвинский и алексинский водоносный горизонт имеют единую уровенную поверхность и далее рассматриваются как алексинско-протвинский водоносный горизонт.

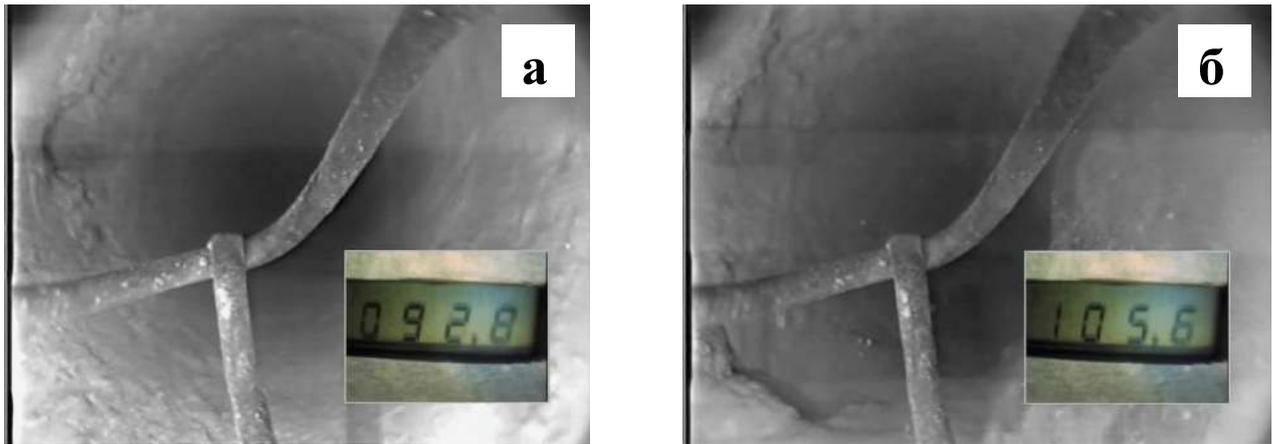


Рисунок 3.20 - Телеметрия ствола скважины на глубине 92.8 м (а) и 105.6 м (б)

По результатам сейсмических исследований, проведенным в скважине № 2, определены значения пластовых скоростей. В четвертичных отложениях значение пластовой скорости увеличивается от 0.3 км/с в интервале 0.0-3.5 м до 0.75 км/с в интервале 3.5-11.5 м. В сдренированной толще известняков среднего карбона значение пластовой скорости варьирует от 1.6 до 1.85 км/с, в обводненной - возрастает до 2.2 км/с. В пределах основного водоупора - верейских глин значение пластовой скорости уменьшается до 1.7 км/с. В нижележащем алексинско-протвинском водоносном горизонте нижнего карбона составляет 2.1 км/с.

В процессе бурения скважин № 2 и № 3 были отобраны образцы пород из каширского и алексинско-протвинского горизонтов для петрографического описания опорных горизонтов и анализа структуры порово-трещинного пространства.

Известняк нарской толщи тонкозернистый оолитовый с пустотами выщелачивания неправильной формы. Порода неравномерно унифицирована в виде полос, решеток. В нарской толще каширского горизонта по данным петрографического анализа шлифов, изготовленных из керна, выделяются 2 пачки, верхняя и нижняя, разделенные прослоем глины мощностью до 2 м. В соответствии с петрографическим описанием сверху вниз в доломитизированном известняке, отобранном с глубины 39 м, наряду с порами размером до 0.1 мм отмечены каверны неправильной удлиненно-овальной формы размером до 0.5 мм (рисунок 3.21а). Порода состоит из кальцита с небольшой примесью доломита, которые образуют тонкокристаллические агрегаты с размером частиц 10-15 мкм.

В тонкозернистом пористом известняке на глубине 42.8 м размер частиц тонкоагрегатного кальцита уменьшается до 5 мкм (рисунок 3.21б). В породе и частично в кавернах присутствуют реликтовые скелеты радиолярий, замещенных халцедоном. Образец с глубины 44 м сложен микрозернистым кальцитом с преобладающим размером частиц до 2-

3 мкм на 85% площади шлифа (рисунок 3.21в). Ограниченно распространены скелеты фораминифер, выполненные кальцитом и, реже, радиолярий, замещенных халцедоном.

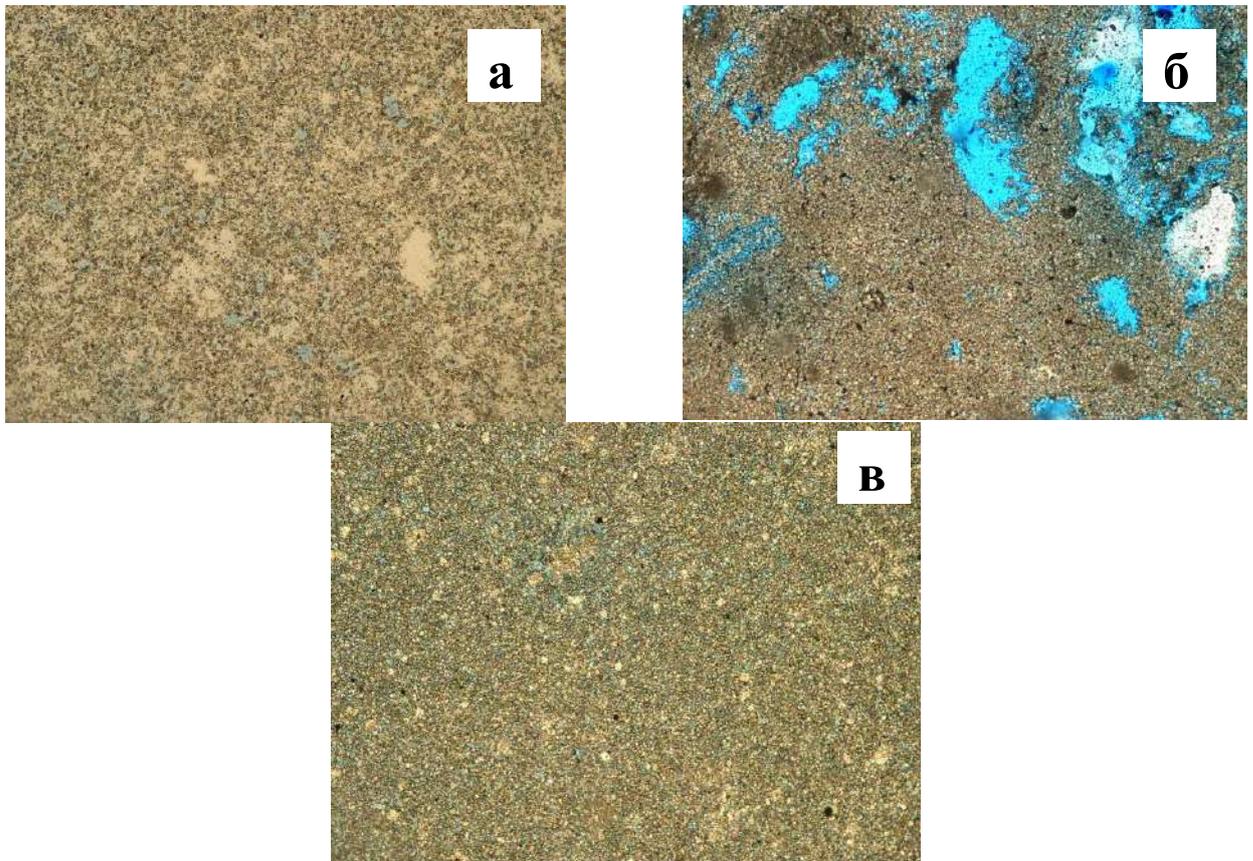


Рисунок 3.21 - Фотографии прокрашенных шлифов, отобранных из верхней пачки нарской толщи каширского горизонта среднего карбона с глубины 39.0 м (а), 42.8 м (б) и 44.0 м (в)

В нижней пачке согласно петрографическому описанию шлифов общая видимая пористость также закономерно уменьшается с глубиной от 35% до 15-20% и 10%. В шлифе с глубины 49.5 м прослежен контакт между микрозернистым известняком пористо-кавернозным и доломитом известковистым (рисунок 3.22а). В микроагрегатном кальците сохранились реликтовые скелеты микроорганизмов, замещенные кальцитом или силикатным материалом. В доломите криптокристаллическом отмечено отсутствие пор.

В микрозернистом пористо-кавернозном известняке, отобранном с глубины 51.5 м, размер частиц тонкодисперсного кальцита составляет 1-3 мкм (рисунок 3.22 б). В породе присутствуют множественные реликты микроорганизмов, поры и каверны размером от 0.05 до 0.5 мм, частично инкрустированные халцедоном. В микрозернистом известняке на глубине 53.5 м размер частиц, сложенных тонкокристаллическим кальцитом, составляет 3-5 мкм (рисунок 3.22в). В породе отмечаются редкие скелеты иглокожих и губок, которые занимают около 5-7% объема породы, поры и каверны неправильной формы размером 0.2-0.5 мм, частично заполненные халцедоном.

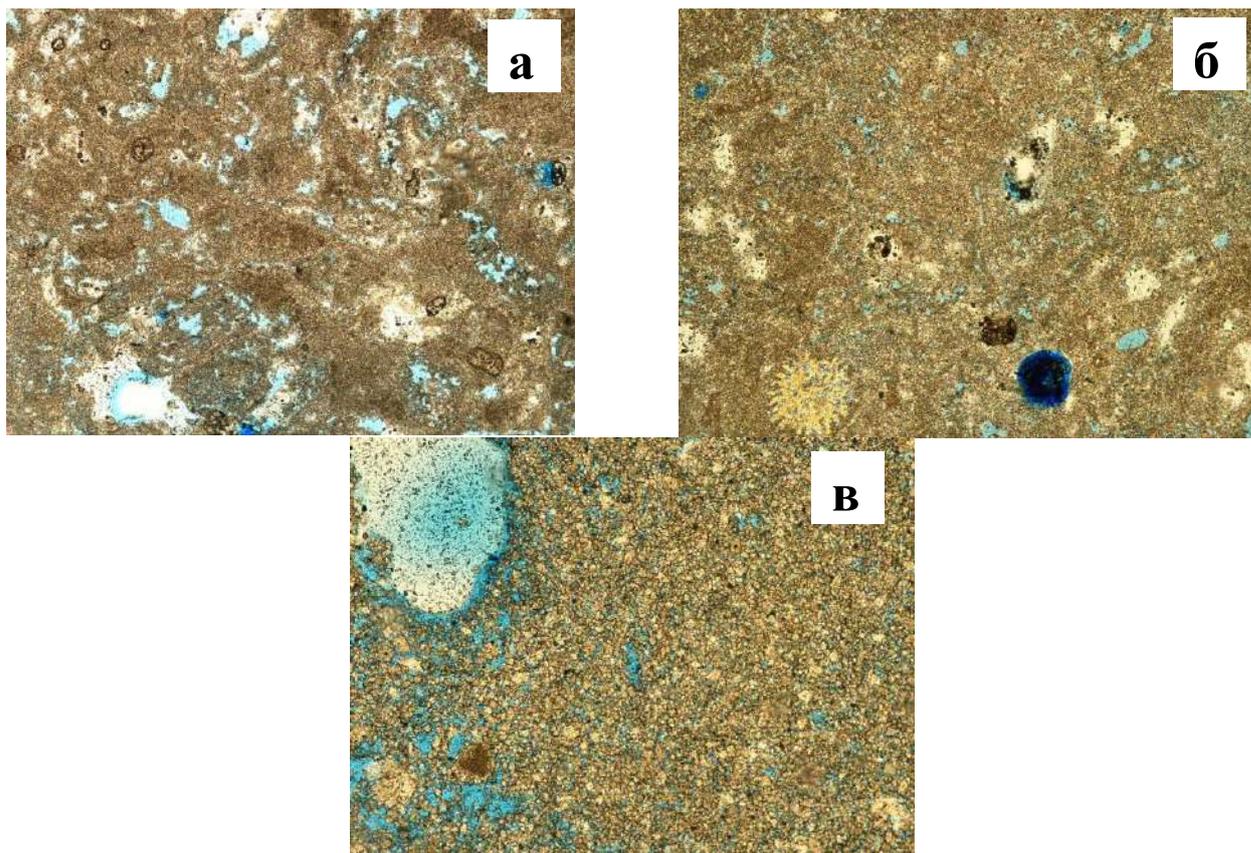


Рисунок 3.22 - Фотографии прокрашенных шлифов, отобранных из нижней пачки нарской толщи каширского горизонта среднего карбона с глубин 49.5 м (а), 51.5 м (б) и 53.5 м (в)

Данные петрографического описания образцов керн, совмещенные с результатами геофизических исследований, проведенных в скважине, позволяют получить наиболее полное представление об изменении фильтрационных параметров в разрезе.

3.2.3. Основные гидрогеологические параметры

По результатам бурения скважин №№ 1-3 на территории геофизической обсерватории «Михнево» грунтовые воды в среднечетвертичных отложениях мощностью 10.2 м не вскрыты. Верхняя часть лопасненской и нарской толщ каширского горизонта среднего карбона мощностью 12-14.6 м, представленная известняком неравномерно трещиноватым кавернозным, сдренирована. Уровни водоносных горизонтов, приуроченных к лопасненской и нарской толщам, соответственно, залегают на глубине 25.8 м и 44 м (рисунок 3.13). Алексинско-протвинский напорный водоносный горизонт вскрыт в интервале 92-115 м. Величина напора достигает 23 м, уровень устанавливается на глубине 68 м.

По данным стационарных наблюдений за режимом подземных вод в 2005 г. и 2007 г. определены значения инфильтрационного питания безнапорного и напорного горизонтов по

графикам прослеживания за восстановлением (Δh) и снижением уровня (ΔZ) [Ковалевский, 1986]. Основные параметры - питание подземных вод (W), толщина слоя воды, поступающая в водоносный горизонт (y), и модуль подземного стока (M_c) приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.2 - Основные параметры питания водоносных горизонтов

№ скв.	μ (μ^*)	Год (месяц)	$\Delta h + \Delta z$, м	Δt , сут	W , м/сут		y , мм	M_c л/сек/км ²
					паводок	в годовом разрезе		
1	0.02	2005	1.1	25	$2.2 \cdot 10^{-3}$	$1.5 \cdot 10^{-4}$	22	0.7
		2007	1.1	30	$1.8 \cdot 10^{-3}$			
2	$(2.3 \cdot 10^{-4})$	2007 (03-06)	3.2	90	$8.2 \cdot 10^{-6}$	$4.2 \cdot 10^{-6}$	0.74	$2.3 \cdot 10^{-2}$
		2007 (09)	1.2	30	$9.2 \cdot 10^{-6}$		0.28	$8.92 \cdot 10^{-3}$
		2007 (11-12)	2.2	60	$8.4 \cdot 10^{-6}$		0.51	$1.6 \cdot 10^{-2}$

Установлено, что величина инфильтрационного питания по площади распространения для верхнего горизонта в среднем на 2 порядка выше по сравнению с залегающим ниже напорным водоносным комплексом.

По результатам предварительного опробования скважин №№ 1-3 (налив, прокачка и расходомерия) определены основные гидрогеологические параметры (таблица 3.3).

Таблица 3.3 - Основные параметры водоносных горизонтов

Индекс горизонта	Интервал водопримемой части скважины, м	Интервал обводненной части скважины, м	Интервал водопритока по расходомерии, м	Уровень появившийся, м Установившийся, м	Величина напора, м	Результаты опробования						
						Дебит Q , л/с Понижение, м	Удельный дебит q , л/с	Водопроницаемость km , м ² /сут		Коэффициент фильтрации K_f , м/сут		
								По данным прокачки	По наливу	По данным прокачки	По наливу	По расходомерии
C_{2p}	21.5-31.5	25.8-26.5	-	$\frac{25.8}{25.8}$	-	-	-	1.35	-	1.92	-	
C_{2nr}	48.5-60.5	44.0-56.2	48.5-52.0	$\frac{46.0}{44.0}$	-	$\frac{0.5}{3.3}$	0.15	15.0	-	1.2	-	
C_{1ok-tr}	91-115	76.1-115	92-94 99-100	$\frac{92}{68}$	24	$\frac{0.5}{11.5}$	0.04	4.0	2.1	0.12	0.06	0.16

Водопроницаемость обводненной верхней лопасненской толщи каширского водоносного горизонта мощностью 1 м, вскрытого в скважине № 1, составляет $1.3 \text{ м}^2/\text{сут}$,

коэффициент фильтрации – 1.9 м/сут. По восстановлению уровня после налива коэффициенты уровнепроводности и водоотдачи равны $4.7 \cdot 10^2$ м²/сут и 0.02 соответственно [Боревский Б.В. и др., 1979]. Водопроницаемость обводненной нижней нарской толщи каширского водоносного горизонта в скважине № 3, составляет 15.0 м²/сут, коэффициент фильтрации – 1.2 м/сут.

В нижнем алексинско-протвинском водоносном горизонте, вскрытом в скважине № 2, величина напора достигает 24 м, водопроницаемость не превышает 3 м²/сут, коэффициент фильтрации – 0.13 м/сут, коэффициенты пьезопроводности и упругой водоотдачи равны $1.3 \cdot 10^4$ м²/сут и $2.3 \cdot 10^{-4}$. По данным расходомерии выделены основные интервалы водопритоков на глубинах 92-94 м и 99-100 м, в пределах которых водопроницаемость пород возрастает до 5 м²/сут.

Нижний алексинско-протвинский водоносный горизонт характеризуется относительно невысокими значениями коэффициента фильтрации и упругой водоотдачи по сравнению с обводненными лопасненской и нарской толщами каширского водоносного горизонта. Результаты резистивиметрии подтверждают наличие двух основных интервалов водопритока в нарской толще каширского горизонта и алексинско-протвинском горизонте, соответствующих наиболее обводненным трещиноватым зонам, которые различаются по интенсивности водопритока в 1.5 раза.

3.2.4. Режим подземных вод

В зоне активного водообмена режим верхнего безнапорного водоносного горизонта, приуроченного к лопасненской толще каширского водоносного горизонта среднего карбона, близок к естественному. Амплитуда весеннего подъема уровня поверхности обводненной лопасненской толщи, вскрытой в скважине 1 на глубине 25.8 м, за период наблюдений изменяется от 0.2 до 0.6 м. Постепенное снижение уровня прослежено в меженный осенне-зимний период.

Режим нижней толщи каширского горизонта - нарской техногенно нарушен из-за повсеместной эксплуатации многочисленными скважинами и колодцами. Тем не менее, в вариациях уровня прослеживается годовая цикличность в виде интенсивного подъема уровня в паводок (весенний период) с амплитудами 1.3 м (осень 2013 г.) и 1.7 м (весна 2016 г.). Эпизодический кратковременный подъем уровня на 0.4 м зарегистрирован в мае 2015 г. По данным мониторинга 2013-2017 гг. региональный тренд снижения уровня верхнего безнапорного каширского горизонта составил 3.8 м (рисунок 3.23).



Рисунок 3.23 - Диаграммы вариаций уровней водоносных горизонтов (каширского – нарская толща и алексинско-протвинского) на территории ГФО «Михнево»

В напорном алексинско-протвинском водоносном горизонте сезонные вариации уровня более выражены. Максимально высокое положение уровня зафиксировано в июне 2018 г. на глубине 64.8 м. Минимально низкое положение пьезометрической поверхности алексинско-протвинского водоносного горизонта отмечено на протяжении всего 2011 г. и связано с предшествующим маловодным (засушливым) 2010 г. с минимальным среднегодовым количеством осадков и наиболее низким гипсометрическим положением уровня в реке Ока (рисунок 3.16).

Скорости изменения уровня подземных вод варьируют в пределах ± 5 см/сут. В периоды сезонного питания водоносного горизонта превышают ± 10 см/сут. Амплитуда годовых изменений уровня достигает 4.3 м и обусловлена наличием гидравлической связи с рекой, расположенной на расстоянии 14 км южнее ГФО «Михнево» (рисунок 3.18б). Долина реки Оки эродирована кровлю отложений нижнего карбона (рисунок 3.18в). Алексинско-протвинский водоносный горизонт реагирует на изменение гидрологического режима с запаздыванием до 1.5-2 месяцев. Продолжительность питания подземных вод растянута во времени, выделяются периоды весеннего и менее выраженного осеннего подъема уровня.

В режиме каширского и алексинско-протвинского водоносных горизонтов наблюдается сдвиг в наступлении экстремумов с увеличением глубины их залегания. Основное питание водоносных горизонтов происходит в период весеннего половодья (март - апрель). Невысокие значения проницаемости водовмещающей среды и водопроницаемости водоносного горизонта обуславливают постепенное снижение уровня при завершении паводка.

Выводы к главе 3

В качестве природно-техногенных геосистем рассмотрены площадки «Балапан» и «Дегелен» СИП и площадка разрабатываемых железорудных месторождений КМА.

В пределах площадок «Балапан» и «Дегелен» преимущественно распространены подземные воды трещинно-пластового и трещинно-жильного типов. Скорость подземного потока изменяется от первых см/сут в зоне экзогенного выветривания до первых десятков см/сут вблизи дизъюнктивов. Дренаживание трещинно-жильных вод горными выработками, пройденными в массиве Дегелен, приводит к формированию техногенно-нарушенного режима подземных вод. Частично разгрузка гидрогеологически активных разрывных нарушений происходит преимущественно через штольни вместо существовавших ранее родников.

По данным стационарных пунктов наблюдений, оборудованных у выходов родников, порталов горных выработок и в скважинах режим подземных вод в саях и ущельях массива Дегелен – преимущественно предгорного типа, на выположенных склонах мелкосопочника и в долине площадки «Балапан» – близок к равнинному типу. В горном массиве Дегелен преобладает радиальный тип подземного стока на абсолютных отметках от 720 до 550 м. В равнинной местности площадки «Балапан» движение подземного потока латеральное, абсолютные отметки уменьшаются в северо-восточном направлении от 370 до 280 м.

Сложные гидрогеологические условия железорудных месторождений КМА обусловлены литолого-стратиграфической неоднородностью разреза, наличием разрывных нарушений, участков повышенной трещиноватости пород, сопряженных с проходкой горных выработок и отработкой рудных залежей. Изменение гидрогеодинамической обстановки зависит как от процесса разработки железорудных месторождений, так и от комплекса выполняемых дренажных мероприятий.

К природной геосистеме отнесена территория геофизической ГФО «Михнево» с слабоизмененным природным ландшафтом, расположенная в пределах Москворецко-Окской равнины, расчлененной овражно-балочной сетью. Своеобразие местного ландшафта определяет условия формирования поверхностного и подземного стоков. В верхней части гидрогеологического разреза в интервале абсолютных отметок 120-130 м преобладает радиальный тип подземного стока по направлению от водоразделов к эрозионной сети, который присущ каширскому водоносному горизонту и частично соответствует современному рельефу местности. В нижней части разреза в интервале абсолютных отметок 90-110 м прослежен латеральный тип подземного стока, который определяет режим алексинско-протвинского водоносного горизонта.

Природно-техногенные и природная геосистемы характеризуются значительной неоднородностью эффективных характеристик (физико-механических и фильтрационных параметров) по площади и в разрезе, наличием областей сдренированных пород и гидрогеологических «окон» - участков эрозионного размыва водоупорных горизонтов. На территории площадок «Дегелен» и «Балапан», в пределах шахтного поля Коробковского месторождения и Лебединского карьера отмечена гидравлическая взаимосвязь между трещинно-пластовыми и трещинно-жильными водами, на территории ГФО «Михнево» - прослежена взаимосвязь между режимами нижнего алексинско-протвинского водоносного горизонта и поверхностным водотоком – рекой Окой.

Рассматриваемые водоносные горизонты, приуроченные к водонасыщенным коллекторам, представленным песчаными отложениями альб-сеномана нижнего и среднего мела, сланцами и кварцитами архей-протерозоя в пределах разрабатываемых железорудных месторождений КМА, известняками неравномерно трещиноватыми среднего и нижнего карбона на территории ГФО «Михнево», характеризуются относительно невысокими значениями коэффициента фильтрации, упругой водоотдачи и являются информативными для постановки и проведения прецизионного гидрогеологического мониторинга.

Результаты комплексного изучения природно-техногенных и природной геосистем использованы в дальнейшем для анализа последствий крупномасштабного техногенного воздействия на массив горных пород и влияния квазистационарных и периодических факторов на водонасыщенный коллектор соответственно.

Глава 4. Последствия крупномасштабного техногенного воздействия на массив горных пород

На ряде объектов СИП в период 1970-1980-х гг. проводились работы, связанные с изучением строения фильтрационной структуры центральной зоны ПЯВ [Ядерные., 1997], включающие бурение вертикальных и горизонтальных скважин, вскрытие и проходку горных выработок, геолого-геофизические исследования в скважинах (гамма-каротаж, поинтервальное гидрогеологическое опробование), отбор проб керна и воды для определения содержания радионуклидов.

По результатам повторных исследований, проведенных в скважинах и штольнях, выделены основные зоны необратимого деформирования массива: полость (I), столб обрушения (II), зона дробления (III), зона интенсивной трещиноватости (IV), зона блоковой трещиноватости (V) и зона откола (VI) (рисунок 4.1).

Максимальное значение радиуса полости взрыва ($R_{ПВ}$) зависит от свойств грунта, энергии взрыва и глубины заложения заряда и рассчитывается как:

$$R_{ПВ} = \frac{Kq^{1/3}}{(\rho_0 H 10^{-3})^\alpha}, \quad (4.1)$$

где ρ_0 – средняя плотность грунта, г/см³; H – глубина заложения заряда, м; α – показатель, зависящий от эффективной массовой влажности грунта $\eta_{эф}$ вблизи центра взрыва [Механическое., 2003]. Эффективная массовая влажность сухой карбонатной породы составляет 11 %. Коэффициент K для влажного грунта при $\eta_{эф}$ 5-20% составляет ~ 10, для прочной скальной породы при $\eta_{эф} \leq 1$ % $K \sim 5.5$.

Столб обрушения достигает дневной поверхности при мощном взрыве в скальном грунте и приводит к образованию в эпицентральной зоне провальной воронки с зоной проседания. Радиус столба обрушения превышает радиус полости взрыва на 5-20%, высота столба обрушения составляет (4-6) $R_{ПВ}$.

Каждая из зон наведенной трещиноватости характеризуется определенным диапазоном фильтрационных характеристик. Наиболее высокие значения проницаемости, достигающие десятки-сотни квадратных микрометров, зафиксированы в пределах столба обрушения. Проницаемость пород на границе столба обрушения превышает естественную примерно на 2-

3 порядка, уменьшаясь за его пределами по экспоненциальному закону.

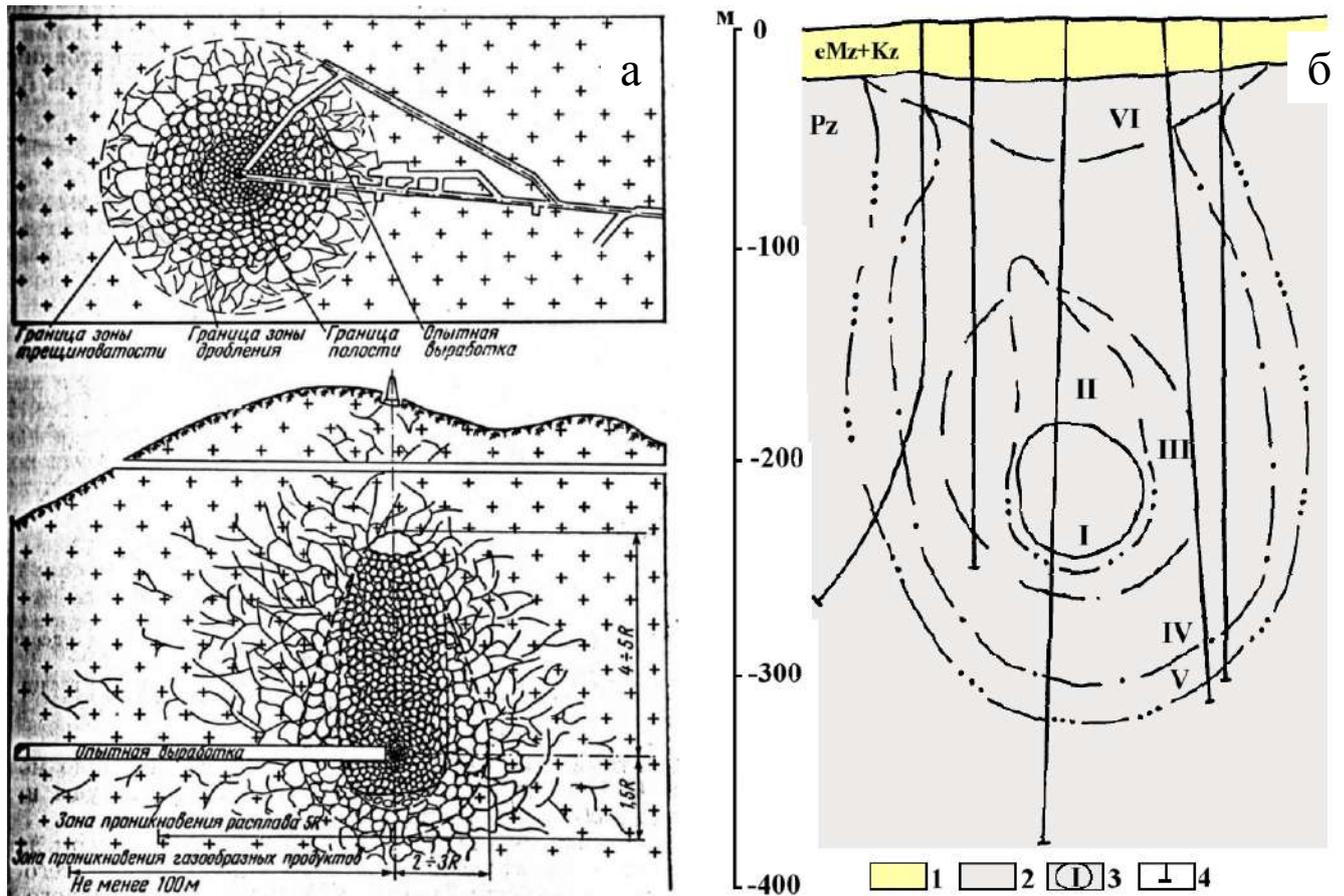


Рисунок 4.1 – Схема строения центральной зоны после проведения ПЯВ: а – в шtolьне по данным [Атомные, 1970]; б – скважине по данным [Ядерные., 1997]; 1 – отложения мезокайнозоя; 2 – породы палеозоя; 3 - зоны необратимого деформирования массива: I – полость, II – столб обрушения, III – зона дробления, IV – зона интенсивной трещиноватости, V – зона блоковой трещиноватости, VI – зона откола; 4 - основной ствол, обходные выработки и пробпоотборные скважины

Максимальные размеры зон разрушения относительно радиуса полости взрыва и сведения об изменении основных физико-механических параметров представлены в таблице 4.1.

Профиль проницаемости центральной зоны ПЯВ характеризуется фильтрационной неоднородностью и асимметричностью. Размеры зоны техногенной трещиноватости зависят не только от параметров заряда, но и от физико-механических свойств горных пород и геологоструктурных условий [Адушкин, 2000; Механический, 1971; Gorbunova, 2008].

В период с 1983 г. по 1991 г. на отдельных объектах СИП с участием автора выполнялись комплексные геолого-геофизические и гидрогеологические работы по изучению последствий влияния ПЯВ на массив горных пород и подземные воды [Горбунова, 2004]. Для анализа изменений эффективных характеристик водонасыщенного коллектора при динамическом воздействии проведена актуализация результатов экспериментальных

исследований на ряде участков, расположенных в условиях низкогорья (площадка «Дегелен») и равнинной местности (площадка «Балапан») СИП.

Таблица 4.1 – Краткая характеристика зон необратимого деформирования массива горных пород [Механическое., 2003]

Зоны разрушения (скальный грунт)	Радиус зоны	Изменения физико-механических параметров, %			
		прочность	общая пористость	скорость распространения продольных волн	проницаемость
Зона дробления	(1.5-2.5) $R_{ПВ}$	- (30-50)	10-30	- 10	500-1000 раз
Зона интенсивной трещиноватости	(3 - 5) $R_{ПВ}$	- (15-20)	3-7	- (7-12)	100-200 раз
Зона подновления естественных трещин	(5 - 7) $R_{ПВ}$	- (7-15)	2-4	-	10-20 раз

4.1. Выделение зон необратимого деформирования в пределах горного массива «Дегелен»

Горный массив «Дегелен» характеризуется высокой степенью изученности геолого-структурных и гидрогеологических условий по результатам комплексных работ, включающих документацию пройденных горных выработок - штолен, обследование участков дневной поверхности, геофизические методы исследований и гидрогеологические наблюдения при ПЯВ. Реакция дискретно-блоковых участков на высокоинтенсивное воздействие проявилась в изменении состояния водораздельных поверхностей, физико-механических и геофизических параметров горных пород и фильтрационной структуры массива.

4.1.1. На дневной поверхности

Массив «Дегелен» до проведения ПЯВ имел среднегорный рельеф с абсолютными отметками от 600 до 1100 м и малоосвоенный хозяйственной деятельностью ландшафт. На топографической карте, составленной по материалам съемки 1958-1959 гг. масштаба 1:100000, водораздельная часть представлена скальными гребнями и гольцовыми вершинами. Склоновые поверхности крутизной от 45-60° до 15-20° сильно расчленены эрозионными врезами.

Проведение ПЯВ в горизонтальных горных выработках – штольнях, пройденных в пределах области распространения практически безводных пород, в период с 1962 г. по 1989 г.,

в целом, способствовало «старению» местности, выраженному в разрушении скальных выступов, гребней, обрывов. Отмечено увеличение площади распространения глыбово-щебенистых осыпей у подножий крутых склонов и образование новых (рисунок 3.5). Над концевыми боксами штолен прослежены поствзрывные деформации дневной поверхности в виде воронок проседаний, серий разноориентированных зияющих трещин, нарушений сплошности почвенно-растительного покрова [Горбунова, Иванченко, 2015].

Изменение рельефа предопределило интенсификацию развития денудационно-гравитационных процессов. Увеличение границ площади водосбора привело к активизации водообмена, усилению нисходящей фильтрации и частичному переводу поверхностного стока в подземный. По результатам повторных гидрогеологических обследований было прослежено уменьшение числа сезонных и круглогодично действующих родников, смещение выходов родников и источников ручьев с сокращением общей протяженности поверхностных водотоков [Горбунова, 2000].

В частности, в пределах юго-западного склона массива «Дегелен» в естественных условиях до проходки штолен и проведения ПЯВ родники являлись истоками ручья Тахтакушук и ручья Байтлес (рисунок 4.2). Выходы родников имели высокие абсолютные отметки ~880 м и ~750 м, соответственно, так как были приурочены к участкам эрозионного вреза приповерхностной зоны системы субширотных разрывных нарушений.

По результатам повторной гидрогеологической съемки в 1983 г. отмечено исчезновение родников, которое связано с вскрытием горными выработками трещинно-жильных вод, приуроченных к рассматриваемой системе субширотных разломов, на более низких гипсометрических уровнях [Горбунова, 2016]. Дренаживание субширотных дизъюнктивов серией штолен, в которых были проведены ПЯВ, привело к техногенному изменению условий разгрузки подземного потока.

В естественных условиях уклон подземного потока по простиранию дизъюнктива в восточном направлении в створе двух родников достигал 0.04, в техногенно-нарушенных - уменьшился до 0.007 в створе штолен 165-609. В западной части системы субширотных разломов уклоны подземного потока в створах штолен 8-11 и 8-165 не превышают 0.004, в восточной части в створе штолен 608-18 - до 0.001.

Неоднократные проведения подземных взрывов в штольнях, пройденных в нижней части гор, приводят к повышению проницаемости массива за счет подновления естественной и развития техногенной трещиноватости. Повышенная проницаемость пород в пределах тектонически и техногенно ослабленных участков, тяготеющих к разрывным нарушениям и литологическим контактам, способствует вертикальной миграции атмосферных осадков, талых вод и контролирует формирование емкостных запасов трещинно-жильных вод.

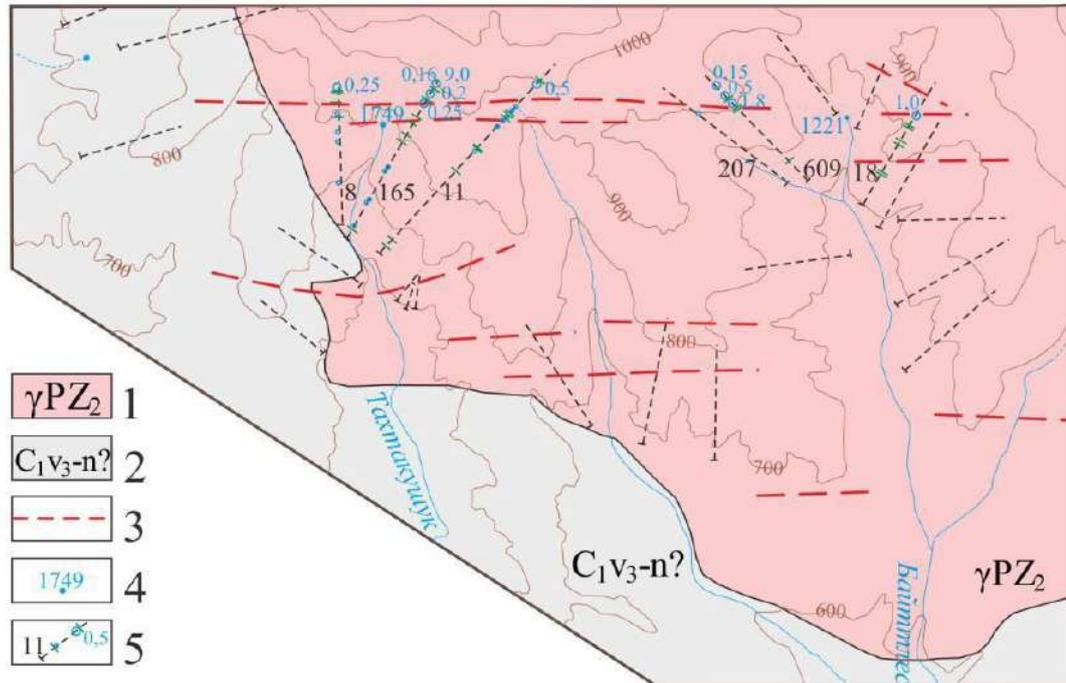


Рисунок 4.2 – Геолого-структурная схема юго-западного склона массива «Дегелен»: 1 – верхнепалеозойский интрузивный массив; 2 – нижнекаменноугольные эффузивно-осадочные образования; 3 – разрывное нарушение; 4 – родник и его номер; 5 – горная выработка и ее номер, маленький кружок – капез, большой кружок – струйное высачивание, цифра – водоприток, л/мин, зеленый штрих – место вскрытия дайки

В свою очередь существование сложной пространственной сети каналов преимущественной фильтрации, характеризующихся повышенной водопроницаемостью, но малой емкостью, исключает в целом изолированность отдельных обводненных интервалов, предопределяя формирование единой гидрогеологической системы.

4.1.2. В массиве и зонах влияния разрывных нарушений

В результате высокоинтенсивного воздействия ПЯВ на массив по данным сейсмодослеживания и сейсмопрофилирования выделены области необратимого деформирования массива горных пород, которые характеризуются интервалами уменьшения и увеличения скорости распространения продольных волн. Проследим изменения на примере одной из штолен, расположенной в западной части массива «Дегелен». В выработке граниты в зонах экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости характеризуются средней прочностью. Модуль трещиноватости пород достигает 20, пористость - 4.1-4.3%. В массиве граниты прочные и очень прочные, среднетрещиноватые. Модуль трещиноватости составляет 3-10, пористость не превышает 3.7%. Скорость продольной волны в зонах влияния экзогенной

и тектонической трещиноватости в выработке в среднем составляет 3-4.5 км/с, в массиве – изменяется от 4.5 до 6.5 км/с (рисунок 4.3). Пониженные значения продольных скоростей и резкие изменения косвенно подтверждают наличие тектонически ослабленных зон.

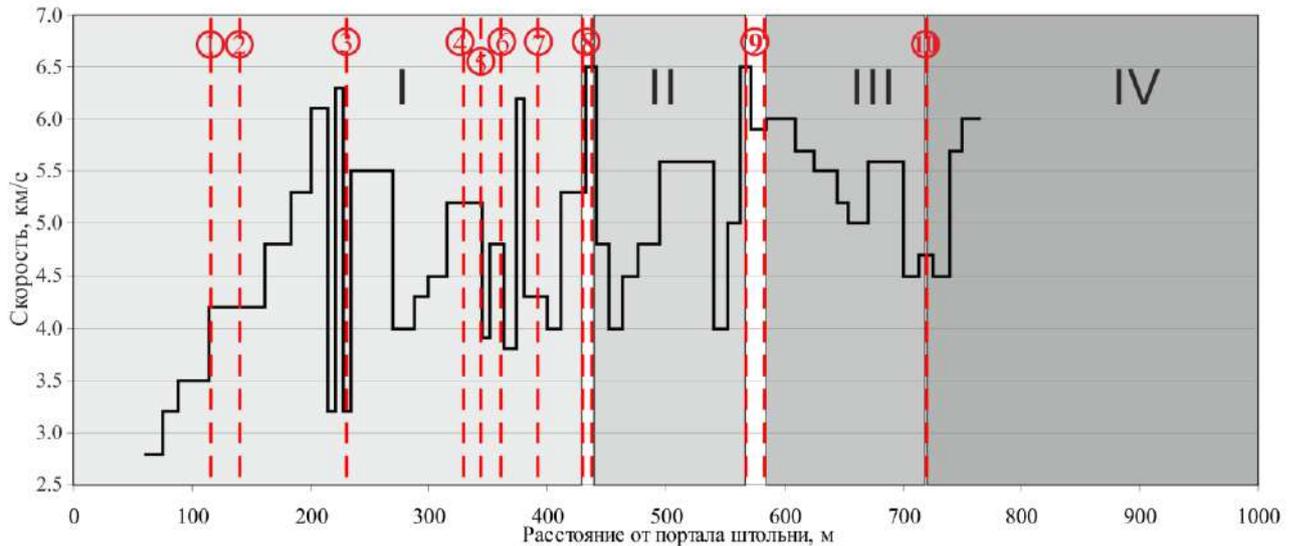


Рисунок 4.3 – Изменение скоростей распространения продольных волн вдоль границы выветрелых и относительно монолитных пород: здесь и далее на рисунках 4.4 и 4.5 разрывные нарушения показаны красным пунктиром, номера разломов - арабские цифры, номера блоков - римские цифры

При геологическом обследовании разрывные нарушения выделяются по наличию глинки трения с включениями вмещающих пород в заполнителе. Серия разломов V порядка преимущественно субмеридиональная протяженностью от 0.3 до 0.9 км (№№ 1-7 на рисунке 4.3). Мощность зоны сместителя изменяется от 1 до 12 см, зоны влияния разломов – от 15 до 100 см.

На расстоянии 430-437, 568 и 583 м от портала в штольне прослежены дайки диоритовых порфиритов, которые являются заполнителем разломов преимущественно субширотного простирания и рассматриваются в качестве границ блоков I – III (рисунок 4.3). Разлом северо-восточного простирания, вскрытый горной выработкой в интервалах 568 и 583 м, отмечен на поверхности в виде уступа. Для блоков I-IV проведена оценка средневзвешенных значений геолого-геофизических параметров (таблица 4.2).

Значения модуля трещиноватости и коэффициента трещинной пустотности пород уменьшаются по направлению от устья выработки вглубь массива при увеличении мощности перекрывающих пород. Значения скорости продольных волн возрастают от 4.5 км/с до 5.5 км/с.

Таблица 4.2 – Средневзвешенные значения геолого-геофизических параметров

Блоки (расстояние от портала, м)	I (0-430)	II (430-568)	III (583-720)	IV (720-1238)
Мощность перекрывающих пород, м	0-80	85-125	125-170	170-253
Модуль трещиноватости	10.1	10.5	7	8
Коэффициент трещинной пустотности	0.056	0.047	0.035	0.027
Скорость продольной волны	4.5	5.1	5.5	5.2

По результатам сейсмопрофилирования дневной поверхности в интервале 0-210 м от портала в выветрелой зоне прослежены слои со значительными вариациями значений пластовых скоростей, зависящими от интенсивности развития процессов экзогенного выветривания (таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Результаты сейсмопрофилирования вдоль оси выработки

Номер границы, м	Глубина залегания, м	В зоне экзогенного выветривания			
		Пластовая скорость		Граничная скорость	
		до	после	до	после
I	10	0.7-1.2	0.55-0.95	-	-
II	20	1.8-2.1	1.5-1.9	-	-
III	25-40	2.3-2.4	2.6-2.7	3.4-4.0	3.5-4.2

На примере обработки данных годового цикла гидрогеологического мониторинга этой штольни до и после проведения взрыва получены результаты, свидетельствующие о неоднозначных изменениях проницаемости массива и межблоковых зон. До проведения ПЯВ в выработке основные водопроявления в виде интенсивного увлажнения стенок и кровли выработки, капежа, реже – струйного высачивания тяготеют преимущественно к зонам влияния разрывных нарушений субмеридионального простирания субвертикальным (угол падения 80°), выполненным глиной трения (разломы № 3 и № 10 на рисунке 4.4). В зонах влияния субвертикальных разломов субширотного простирания, залеченных диоритовым порфиритом, водопроявления слабо выражены (разломы №№ 8, 9 на рисунке 4.4).

Анализ влияния ПЯВ на дискретно-блоковый массив горных пород проводился путем сопоставления результатов гидрогеологических обследований, близких по метеорологическим условиям. До взрыва в зимний период в пределах блоков I и II водопроявления отмечались только в виде неравномерного увлажнения стенок и кровли выработки.

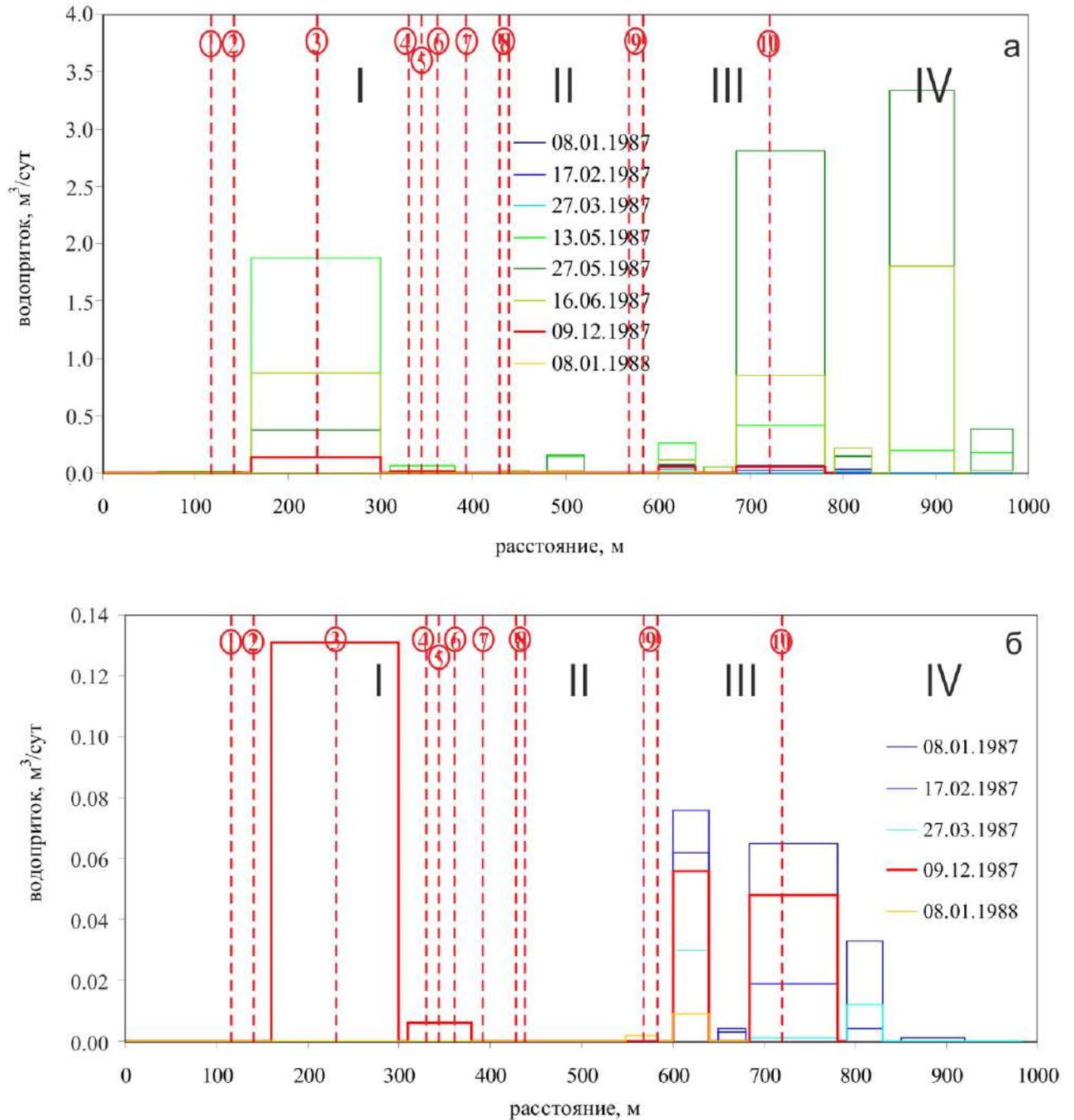


Рисунок 4.4 – Данные мониторинга водопритока вдоль оси горной выработки за весь период наблюдений (а) и в зимний период (б)

После взрыва в интервалах 160-300 м и 310-380 м блока I прослежен слабый капеж с интенсивностью $0.13 \text{ м}^3/\text{сут}$ и $0.006 \text{ м}^3/\text{сут}$ соответственно (рисунок 4.4б). Полученные данные гидрогеологических наблюдений косвенно свидетельствуют об изменении проницаемости пород в зонах влияния разрывных нарушений, выполненных глиной трения, в том числе и с крупными включениями водовмещающих пород. Ранее водоприток в этих

интервалах был зарегистрирован только в период максимальной инфильтрации атмосферных осадков в весенне-летний период (рисунок 4.4а).

Увеличение проницаемости подтверждено результатами сопоставления со средневзвешенными значениями коэффициента трещинной пустотности пород (рисунок 4.5а).

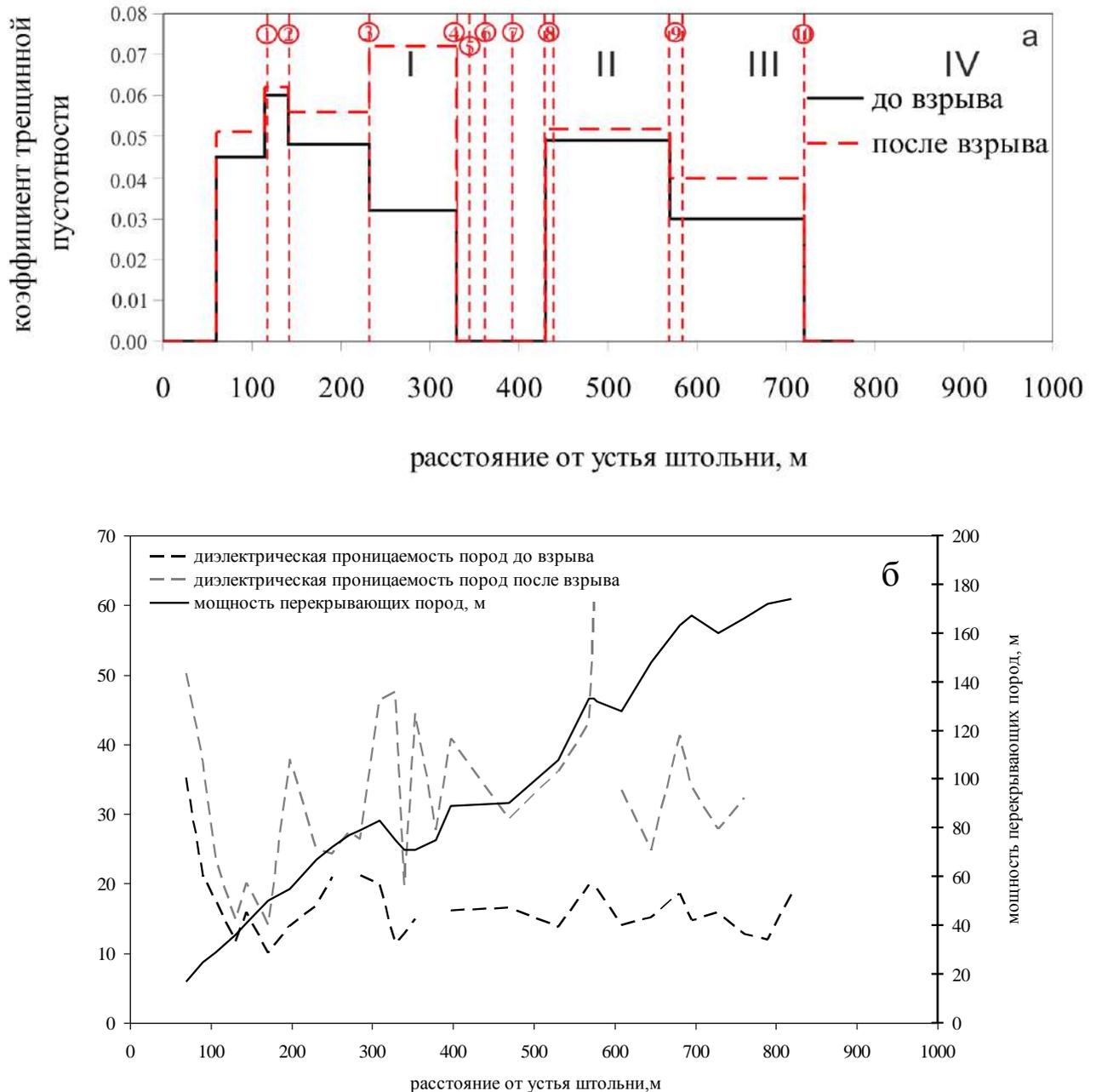


Рисунок 4.5 – Изменение коэффициента трещинной пустотности (а) диэлектрической проницаемости пород вдоль оси выработки (б)

В интервале 231-329 м установлено максимальное увеличение коэффициента трещинной пустотности в 2.2 раза. Для сравнения отметим, что в наиболее приближенном к эпицентру взрыва блоке IV в интервале 583-720 м коэффициент трещинной пустотности увеличился только в 1.3 раза. В интервалах 600-640 м и 684-780 м блока III интенсивность

водопроявлений после ПЯВ не изменилась (рисунок 4.4). Но в зоне влияния разлома III порядка, залеченного диоритовым порфиритом (№ 9), в интервале 548-583 м через 1.5 месяца после взрыва отмечен капезж. Полученные значения сопоставимы по интенсивности с водопроявлениями, зарегистрированными в период максимальной инфильтрации атмосферных осадков, что также указывает на изменение проницаемости в бортах разлома № 9, которое подтверждено увеличением коэффициента трещинной пустотности в 1.1 раза (рисунок 4.5а).

Результаты мониторинга водопроявлений согласуются с данными измерений диэлектрической проницаемости вдоль оси выработки (рисунок 4.5б). До взрыва прослежено закономерное уменьшение значений диэлектрической проницаемости в соответствии с увеличением прочностных характеристик пород. После взрыва разброс значений связан с изменением состояния и степени водонасыщенности зон влияния разрывных нарушений.

Изменения массива горных пород и разрывных нарушений, установленные по результатам гидрогеологического обследования штольни, подтверждены и на поверхности по результатам мониторинга уровня подземных вод в скважинах 1-3 и расхода на портале штолен А и В (рисунок 4.6).

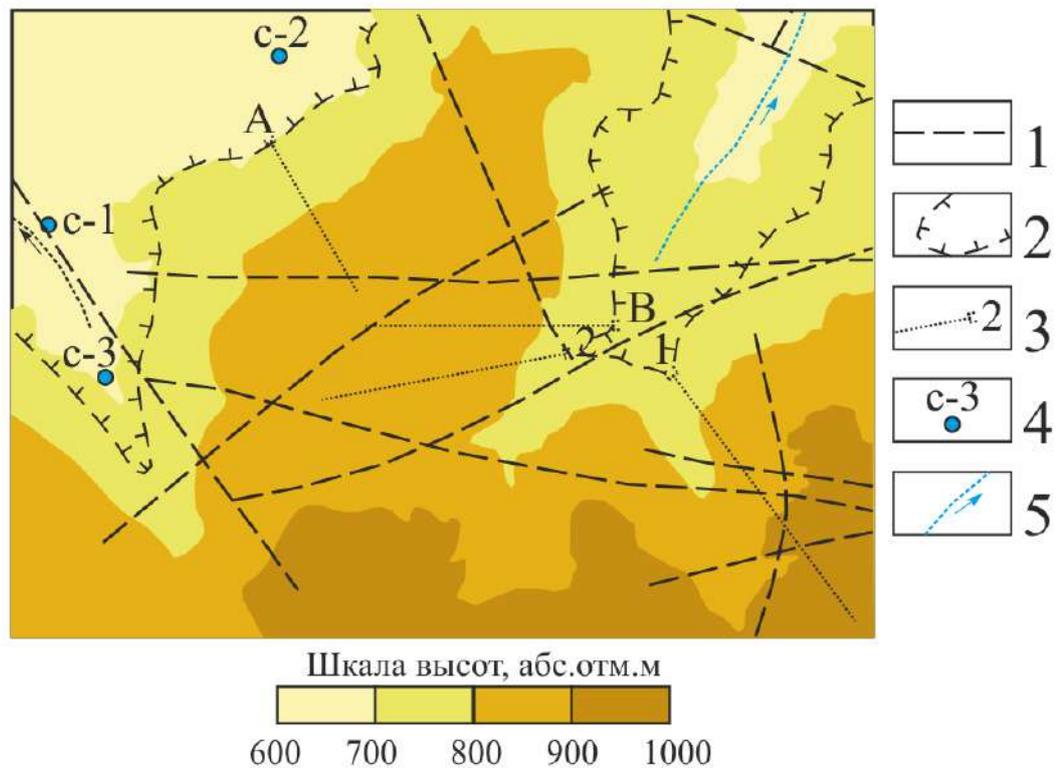


Рисунок 4.6 – Гипсометрическая схема участка исследований: 1 – разрывное нарушение; 2 – граница трещинно-пластовых вод, бергштрихи направлены в сторону распространения; 3 – штольня и ее номер; 4 – скважина и ее номер; 5 – поверхностный водоток, стрелка – направление движения

В момент взрыва в штольне № 1 на северо-востоке участка зарегистрирован подъем уровня в скважине 2 и увеличение водопритока из штольни А (рисунок 4.7а). На протяжении первых суток после взрыва максимальные снижения уровня подземных вод зафиксированы в скважинах 1 и 3, расположенных в пределах разлома северо-западного простирания, гидравлически взаимосвязанного с северо-восточным дизъюнктивом, который находится в зоне техногенного влияния от взрыва, проведенного в выработке № 2 (рисунок 4.7б).

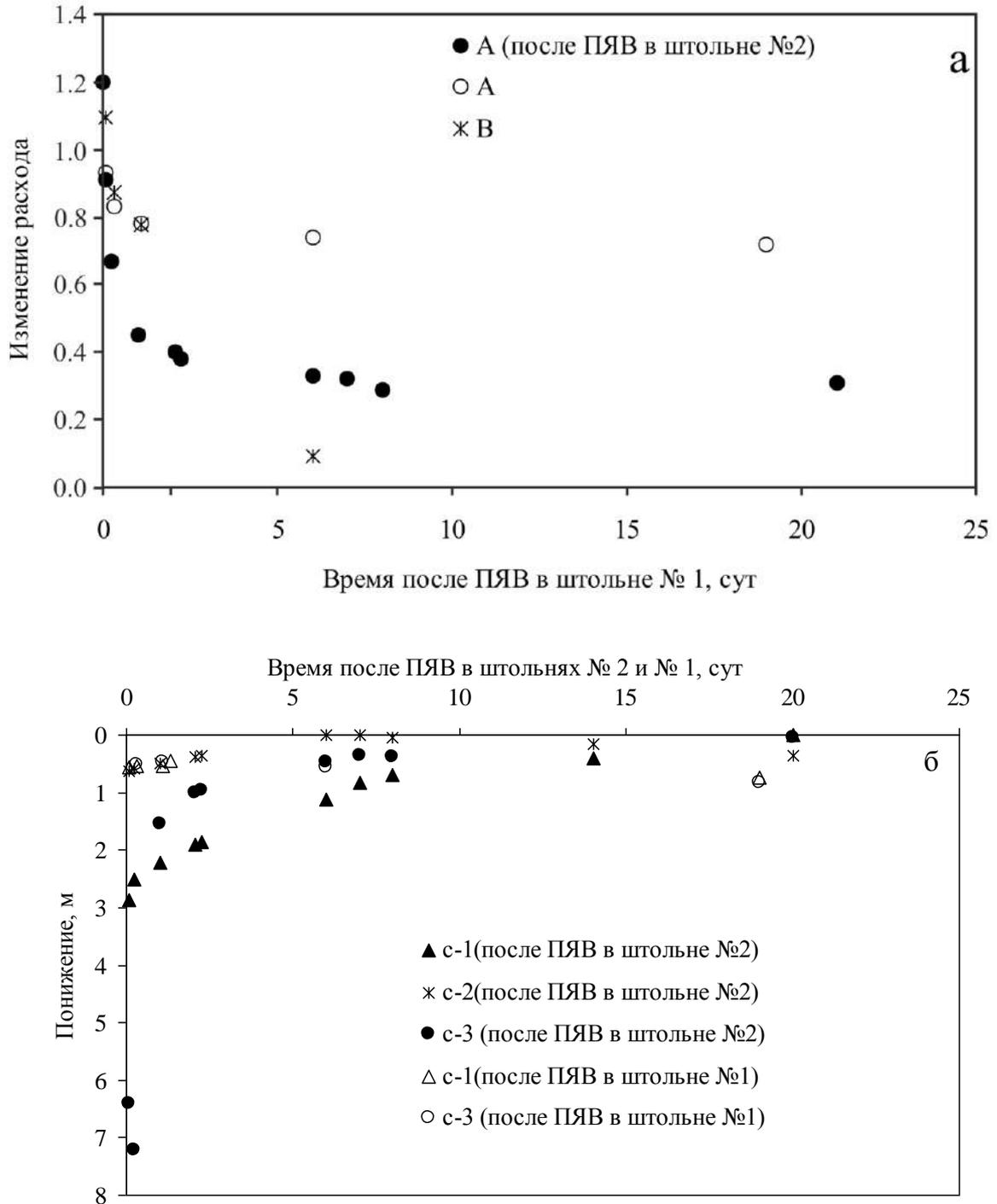


Рисунок 4.7 – Диаграммы изменения водопритока из штолен №№ А, В (а) и уровня в наблюдательных скважинах (б)

В последующие сутки режимных наблюдений прослежен общий тренд восстановления уровенной поверхности до первоначального положения в скважинах. Напротив, за этот период наблюдений отмечено снижение интенсивности водопритоков на портале штолен А и В.

Уклон подземного потока в северном направлении в створе скважин 3–1 после ПЯВ в штольне № 2 на протяжении первых суток уменьшился на 0.009. В юго-западном направлении в створе скважин 2-1 увеличился на 0.002, что косвенно свидетельствует об изменении положения подошвы трещинно-пластовых вод (границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами). После ПЯВ в штольне № 1 изменение уклонов подземного потока менее выражено.

Полученные данные подтверждают необратимые изменения состояния массива и разрывных нарушений в зоне влияния ПЯВ, вызывающие дренирование трещинно-пластовых и трещинно-жильных вод, получающих преимущественное развитие в зонах повышенной трещиноватости пород. Режим трещинно-пластовых вод, приуроченных к зоне экзогенного выветривания, за счет привлечения дополнительных природных ресурсов постепенно в течение месяца наблюдений восстанавливается. Продолжительность процесса восстановления уровенной поверхности зависит от эпицентрального расстояния и близости области питания подземных вод, приуроченной к водораздельной части массива.

4.1.3. По изменению режима подземных вод

Имеющийся фрагментарный ряд наблюдений за подземным стоком со склонов горного массива «Дегелен» свидетельствует о техногенной нарушенности режима. Годовые вариации расхода родников характеризуются асимметричным распределением с преобладанием продолжительных участков уменьшения расходов (рисунок 4.8), косвенно подтверждающих региональный тренд снижения уровенной поверхности.

Гидрогеодинамическая обстановка вдоль южного склона горного массива «Дегелен» изменена под влиянием серии крупномасштабных экспериментов (рисунок 4.9). По штольням 165 и 609 осуществляется техногенная разгрузка протяженной системы разрывных нарушений субширотного простирания, барражирующих поверхностный и подземный стоки южного склона (рисунок 3.5, 3.6).

Проведение ПЯВ на эпицентральных расстояниях от 800 м до 5.6 км привело к формированию депрессионных воронок и перераспределению подземного потока. В 1983-1986 гг. основная разгрузка подземных вод осуществлялась через штольню 165, пройденную в зоне влияния интрузивного контакта, с июня 1987 г. – через штольню 609. Относительная

стабилизация гидрогеологической ситуации зарегистрирована в ноябре-декабре 1986 г. на момент окончания моратория на проведение испытаний и ноябре 1988 г.

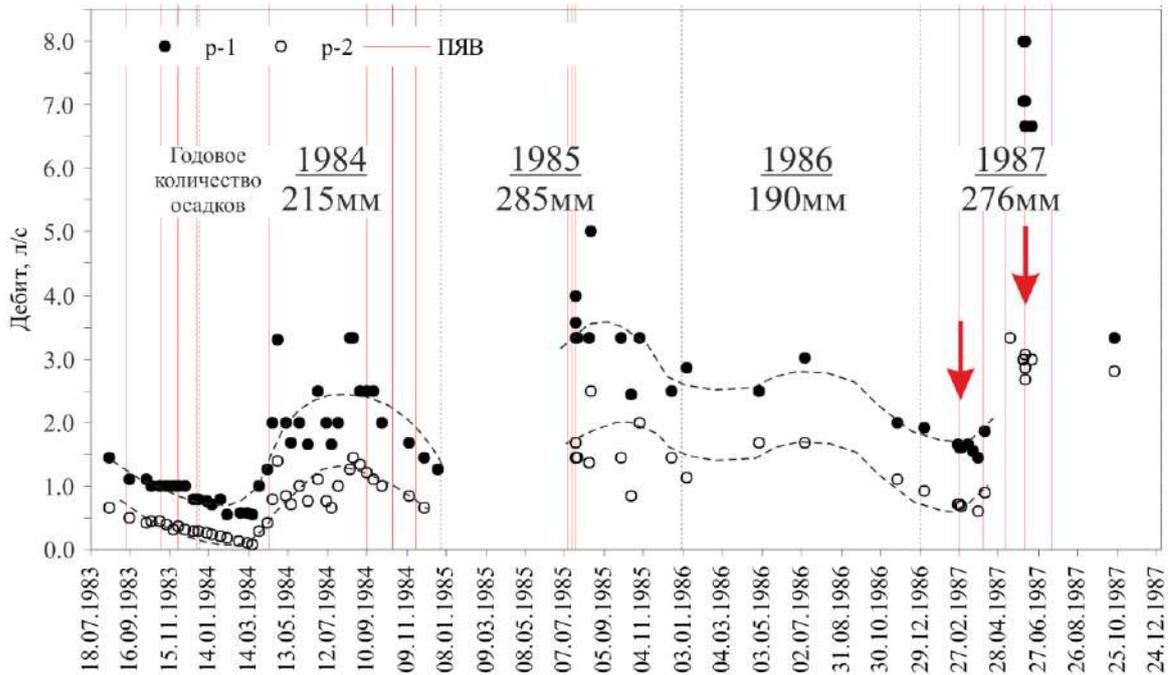


Рисунок 4.8 – Вариации расхода родников: стрелка - ПЯВ, повлиявший на гидрогеологический режим

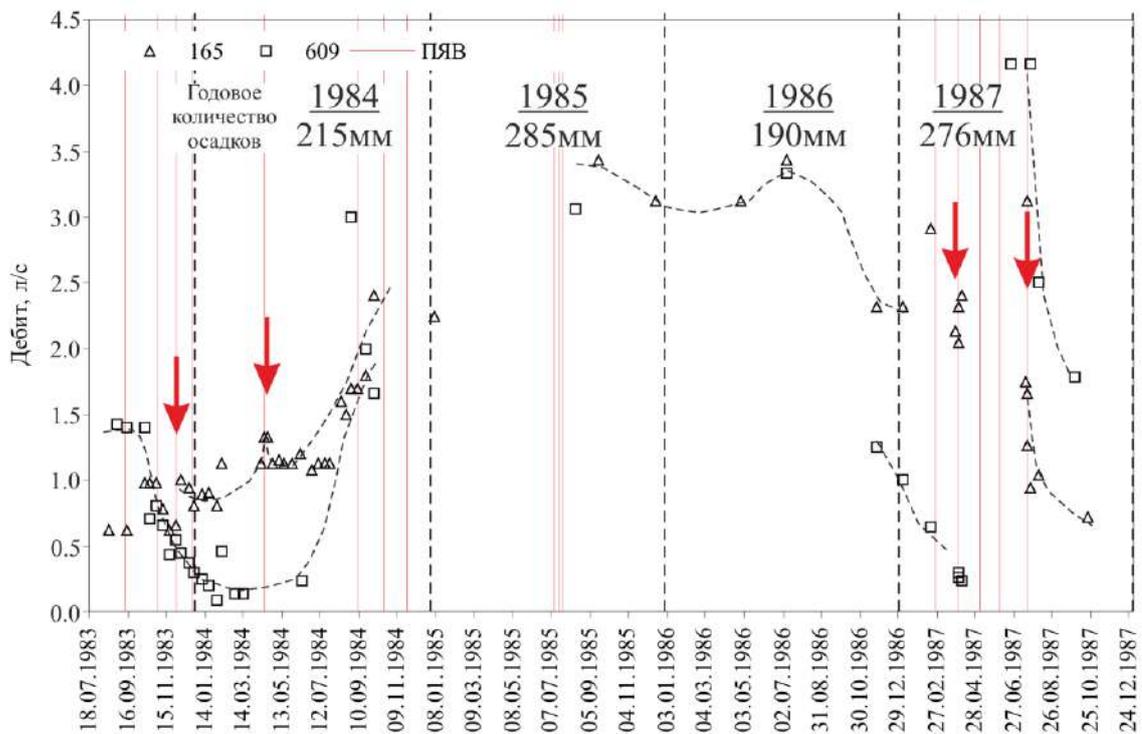


Рисунок 4.9 – Вариации водопритоков из штолен южного блока массива «Дегелен»: стрелка - ПЯВ, повлиявший на гидрогеологический режим

За время режимных наблюдений в период с сентября 1983 г. по август 1987 г. в пределах горного массива «Дегелен» было проведено 15 ПЯВ. Изменения гидрогеодинамической обстановки зарегистрированы при 9 крупномасштабных экспериментах в пунктах наблюдений – родниках, штольнях и скважинах, расположенных на расстоянии от 0.8 км до 8.4 км от эпицентра взрывов. Значимые вариации уровней и расходов подземных вод прослежены при ПЯВ, произведенных в выработках, вскрывающих системы субширотных разрывных нарушений. В северном блоке к ним относятся эксперименты в штольнях 130 (V) и 138 (I) (рисунок 4.10), в южном – в выработках 164 (2) и 168 (1) (рисунок 4.6), которые рассмотрены выше.

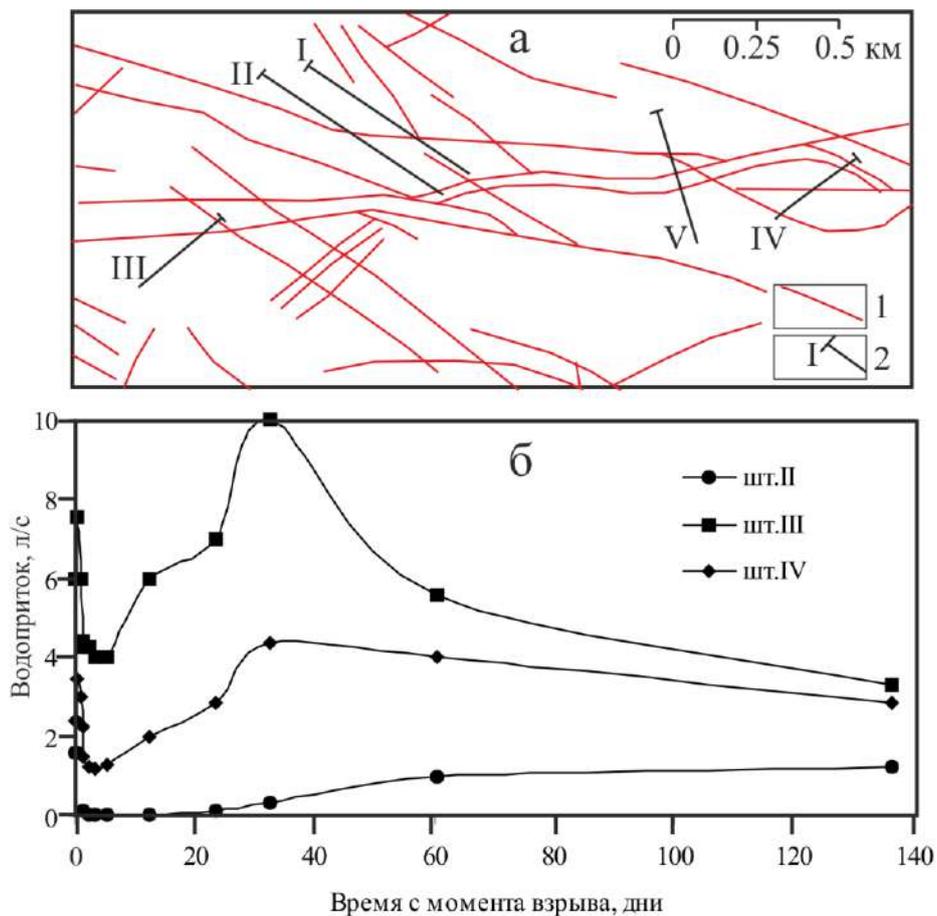


Рисунок 4.10 – Схема расположения горных выработок (а) и изменение водопритоков в наблюдательных выработках после ПЯВ в штольне I (б): 1 – разрывное нарушение; 2 – выработка и ее номер

При ПЯВ в штольне 130 (V) 26.02.1987 г., пройденной на абсолютной отметке 635 м [Шпаковский и др., 2000], наблюдения за изменением гидрогеодинамической обстановки проведены по штольням 143 (III) и 511 (II). Штольни дренируют трещинно-жильные воды, приуроченные к зоне влияния разрывных нарушений субширотного простирания, на абсолютных отметках 625 м и 600 м соответственно. При проведении ПЯВ зафиксировано

значимое увеличение водопритоков из штолен – в 2.7 – 3.3 раза, которое сохранялось на протяжении первых суток в ближней зоне на расстоянии 1.3 км (рисунок 4.11а). В течение последующих суток отмечено уменьшение водопритока из штолен 143 и 511 (в 0.6 – 0.7 раз). Водоприток из штольни 504 (IV), вскрывающей на абсолютной отметке 617 м гидрогеологически активный дизъюнктив с востока, полностью прекратился на четвертые сутки после ПЯВ. Общее снижение уровня поверхности трещинно-жильных вод превысило 18 м. Водоприток из штольни 504 возобновился только через месяц в период интенсивного снеготаяния.

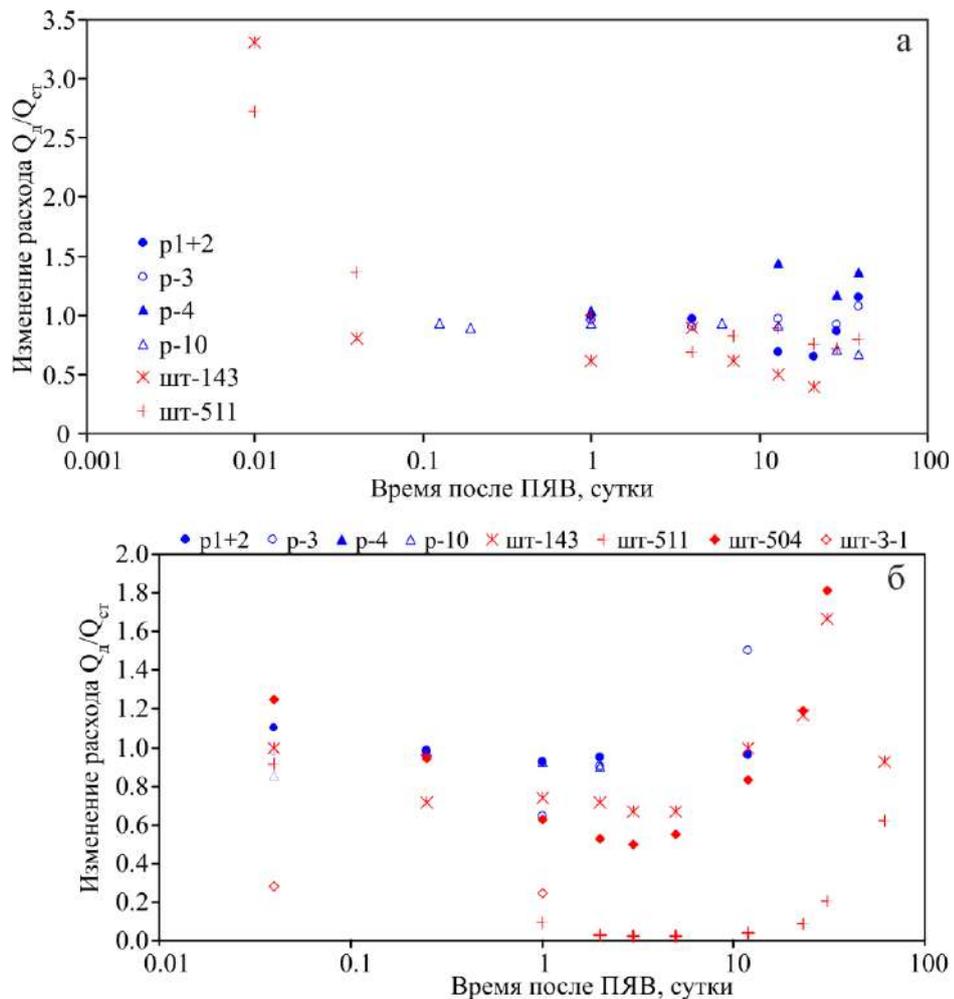


Рисунок 4.11 – Изменение расхода подземных вод после ПЯВ в штольне 130 (а) и штольне 138 (б)

Проведение ПЯВ в штольне 130 на режим подземных вод родников 1-4 и p-10 (на расстоянии от 4.4 км до 5.4 км) не повлияло. На графиках временного прослеживания в течение месяца отмечен сезонный тренд уменьшения расхода в родниках, наиболее выраженный для родника 4 предгорного типа. Максимальное влияние депрессионной воронки, связанной с проведением ПЯВ в штольне 130, установлено на четвертые сутки и обусловлено, вероятно,

оттоком подземных вод при ПЯВ и постепенным заполнением зон наведенной и подновленной трещиноватости. Через 13 суток после ПЯВ прослежена тенденция постепенного восстановления водопритока из штолен 143 и 511. Последующее устойчивое уменьшение расхода на 21 и 29 сутки после ПЯВ связано с региональным сезонным трендом, зарегистрированным по родникам 1-4 и роднику 10, обусловленным минимальным количеством атмосферных осадков (март 1987 г.).

Последующее проведение 06.06.1987 г. ПЯВ в штольне 138, дренирующей систему субширотных разрывных нарушений на абсолютной отметке 600 м, привело к повторному нарушению гидрогеодинамической обстановки (рисунок 4.11б). При ПЯВ в период максимального питания подземных вод атмосферными осадками (июнь 1987 г.) также зафиксировано увеличение водопритоков из штолен 143 и 504 в 1.2 – 1.4 раза соответственно. Припортальная часть штольни 511 оказалась подпруженной. Однако, через сутки гидрогеологическая ситуация кардинально изменилась. В течение последующих 3 дней после ПЯВ водоприток из штолен 511, 504 и 143 уменьшился до минимальных значений, косвенно свидетельствующих о значимой сработке трещинно-жильных вод. Графики временного прослеживания за изменением расхода свидетельствуют об установлении квазистационарного режима фильтрации, который подтверждается скоростью уменьшения водопритока, сопоставимой по всем трем выработкам (рисунок 4.11б).

Изменение суммарного расхода по родникам 1, 2 не превышает фоновые значения. По графикам площадного прослеживания на протяжении последующих 12 суток прослеживается общий тренд восстановления водопритоков на периферии депрессионной воронки. Относительная стабилизация режима трещинно-жильных вод в ближней зоне фиксируется только через два месяца после ПЯВ в штольне 138.

ПЯВ в штольнях 130 и 138 могут рассматриваться в качестве однотипного источника нарушения режима подземных вод, которые различаются по интенсивности воздействия на водоносный горизонт трещинно-жильных вод. В обоих случаях ПЯВ повлиял на состояние гидрогеологически активного субширотного разрывного нарушения. ПЯВ в штольне 130 проведено в условиях сдренированной толщи, ПЯВ в штольне 138 - на уровне обводненной зоны дизъюнктива.

По визуальным наблюдениям, проведенным в одной из штолен после ее вскрытия, техногенные изменения в виде раскрытия старых и образования новых трещин на доступном для обследования участке ограничены зоной влияния разрывного нарушения. Техногенная трещиноватость проявилась унаследовано по существующим поверхностям ослабления в виде подновления отдельных трещин, образования заколов и вывалов пород. По геофизическим

данным поствзрывные изменения в массиве прослежены на расстоянии 450 м от портала и выражены в чередовании значений скоростей от 3.6 до 6.5 км/с на малых интервалах.

Полученные данные по продолжительности дренирования подземных вод депрессионными воронками, сформированными при ПЯВ, привлечены для оценки основных гидрогеологических параметров: коэффициентов пьезопроводности, водопродимости и упругой водоотдачи пласта. При ПЯВ в штольне 130 на фоне сезонного истощения ресурсов подземных вод в меженный период время развития депрессионной воронки на расстоянии 1.9 км от эпицентра составило 4 суток. При ПЯВ в штольне 138 в период интенсивного инфильтрационного питания трещинно-жильных вод продолжительность ее формирования на расстоянии 1.95 км не превысила 3 суток (рисунок 4.12)

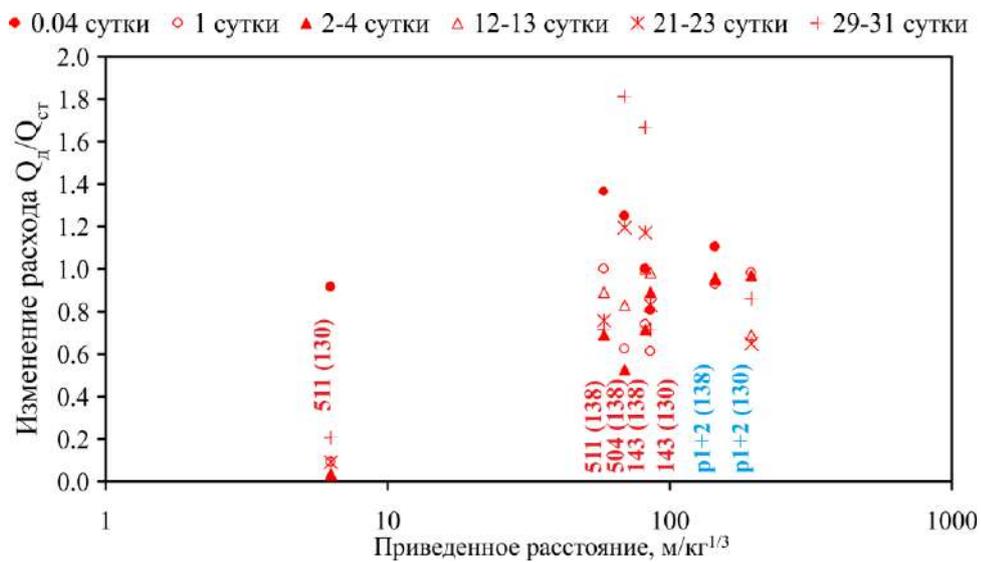


Рисунок 4.12 – Изменения расхода подземных вод после ПЯВ в штольнях 130 и 138

Прослеженный тренд восстановления расходов на протяжении 12 – 21 суток после ПЯВ косвенно свидетельствует о влиянии граничных условий и привлечении естественных ресурсов трещинно-пластовых вод. Время наступления квазистационарного режима фильтрации подземных вод в штольнях 130 и 138 на четвертые и третьи сутки после ПЯВ, соответственно, подтверждается графиками временного и площадного изменения расходов (рисунок 4.12). На представленных диаграммах в указанный период прослежен одинаковый темп уменьшения водопритока. В пределах рассматриваемых депрессионных воронок отмечается синхронное снижение расходов на протяжении первых суток после ПЯВ.

В условиях установившегося квазистационарного режима коэффициент пьезопроводности (α), характеризующий скорость развития депрессионной воронки, может быть оценен по формуле:

$$a = \frac{R^2}{2.25t}, \quad (4.2)$$

где R – радиус влияния депрессионной воронки, м, t – время ее существования, сутки [Боревский и др., 1979]. Тогда для ПЯВ, проведенного в штольне 130, значение a составит $4.0 \cdot 10^5$ м²/сут при $R = 1.9$ км и $t = 4$ суток. При ПЯВ в штольне 138 и параметрах депрессионной воронки $R = 1.95$ км и $t = 3$ суток значение a равно $5.6 \cdot 10^5$ м²/сут. Соответственно, проведение ПЯВ в штольне 138 привело к увеличению фильтрационных и емкостных свойств водовмещающих пород в зоне влияния субширотной системы разрывных нарушений в 1.4 раза.

Результаты наблюдений за изменением гидрогеодинамической обстановки при ПЯВ в штольне 138 привлечены для оценки коэффициентов водопроницаемости (km) и упругой водоотдачи пласта (μ^*) с использованием следующих формул:

$$km = \frac{0,183}{cS} \quad \text{и} \quad (4.3)$$

$$\mu^* = \frac{km}{a}, \quad (4.4)$$

где c – угловой коэффициент на графике временного прослеживания изменения расходов, равный 0.025, S – снижение пьезометрической поверхности, м. В связи с максимальным уменьшением водопритока из выработки 511 (до 0.03 л/с) после ПЯВ в штольне 138, расположенной на 4 м выше пункта регистрации, снижение пьезометрической поверхности составит 4 м, водопроницаемость равна 1.38 м²/сут, упругая водоотдача – $2.5 \cdot 10^{-6}$.

Полученные значения гидрогеологических параметров трещинно-жильных вод, свидетельствуют о необратимых изменениях в зоне влияния системы гидрогеологически активных разрывных нарушений субширотного простирания и в дальнейшем могут быть использованы при выполнении расчетов по моделированию миграции радионуклидов с подземным потоком применительно к условиям северного блока интрузивного массива [Gorbunova, Subbotin, 2011].

4.2. Исследование структурно-нарушенных зон на площадке «Балапан»

Детальные работы по изучению изменения состояния массива при высокоинтенсивном воздействии проводились на отдельных участках площадки «Балапан», которые характеризуются различными геолого-структурными и гидрогеологическими условиями (рисунок 3.3). На основе полученных данных в пределах участков проведения ПЯВ могут быть определены границы областей необратимого и квазиобратимого деформирования массива горных пород.

4.2.1. Поствзрывные деформации дневной поверхности

По результатам инженерно-геологического обследования и данным профильного нивелирования по ряду объектов площадки «Балапан» составлены карты-планы нарушений дневной поверхности. При обследовании поверхности объектов выделены типичные, наиболее крупные формы проявления остаточных деформаций, которые фиксируются на дневной поверхности [Горбунова, 2018а]. Основное количество нарушений приурочено к центральной зоне, но отдельные виды деформаций прослежены и на значительном удалении от эпицентра.

Для анализа поствзрывных деформаций дневной поверхности привлечены данные геоморфологического обследования и топогеодезического нивелирования, выполненного по профилям длиной от 1.8 до 4.6 км - до и после ПЯВ в два этапа на различных участках площадки «Балапан» Семипалатинского полигона (рисунок 3.2). Разбивка профилей на местности осуществлялась для геолого-геофизических работ и привязки наблюдательных скважин. Амплитуды подъема и снижения грунта рассчитаны как разница абсолютных отметок изменения положения дневной поверхности после взрыва при составлении планов и профилей. За «ноль» на каждом профиле принято наиболее низкое положение поверхности. Смещение грунта по вертикали на ± 0.2 м и более рассматривается как внешняя граница области развития поствзрывных деформаций. В эпицентральной зоне выполнен расчет естественного уклона каждого профиля.

Для сравнения значений вертикальных смещений грунта, установленных при различных ПЯВ, рассчитаны скорости смещения грунта (U_m) на основе имеющихся данных по взрывам (раздел 2.1).

Поствзрывные деформации дневной поверхности – остаточные изменения состояния грунтов отмечены в почвенно-растительном покрове в виде техногенных микроформ рельефа по результатам визуального геоморфологического обследования и инструментальных измерений, выполненных на участке до и после проведения ПЯВ (рисунок 4.13).

Основные техногенные микроформы рельефа представлены:

- интенсивным взрыхлением грунта;
- вспучиванием грунта со стенкой срыва 0.2-0.7 м и с разрывом сплошности протяженностью до 20 м;
- провальными понижениями радиусом от 2 до 10 м и глубиной 0.5-0.7 м;
- протяженными извилистыми зияющими трещинами длиной от первых метров и более 10-20 м с шириной раскрытия обычно 3-4 см, реже - до 10 см.

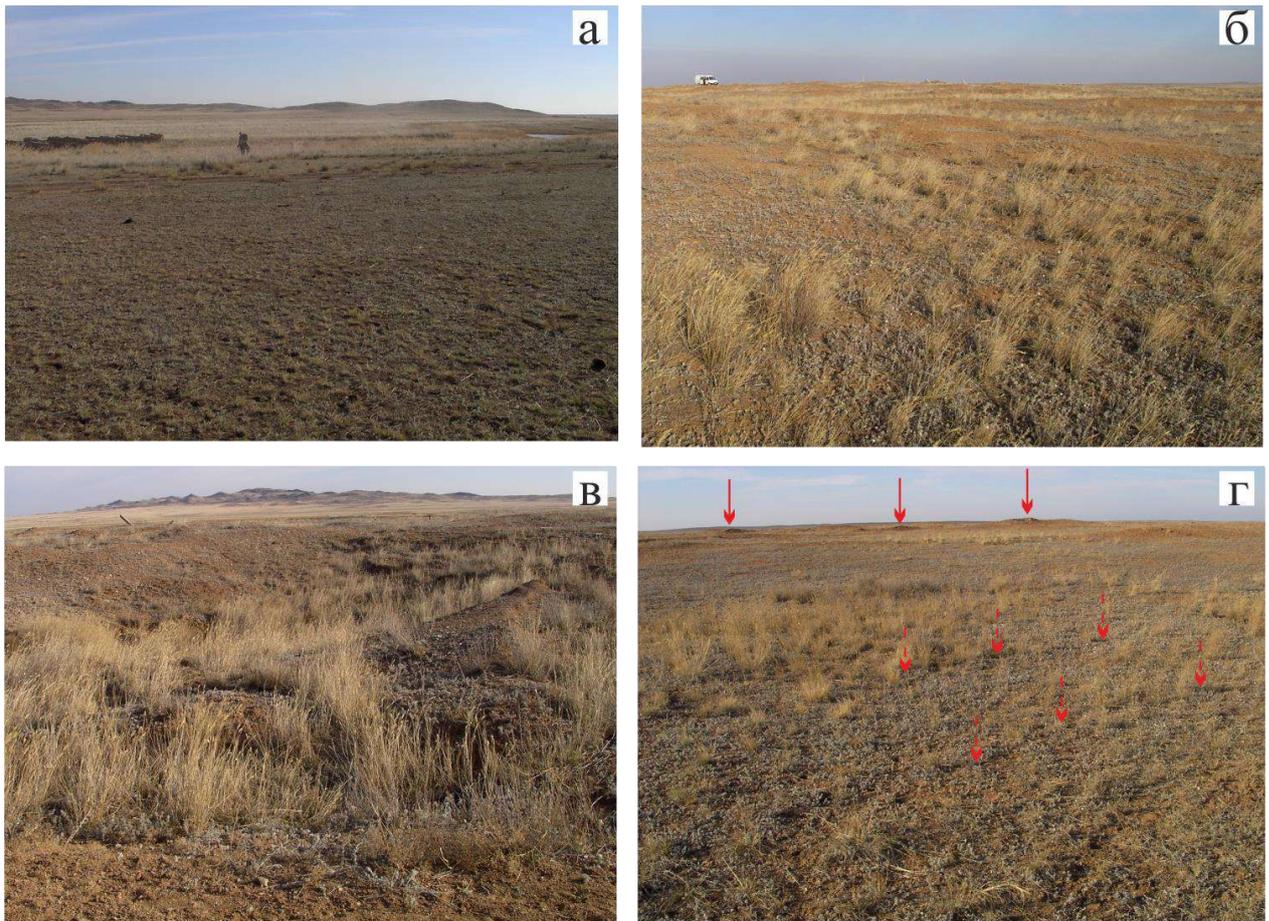


Рисунок 4.13 – Общий вид неизменной дневной поверхности (а) и поствзрывных деформаций (б-г) по состоянию на осень 2003 г.: а – равнина и долина реки; б – бугры и вытянутые валы без разрыва сплошности грунта; в – провальное понижение; г – зияющие трещины на переднем плане, простираение трещин обозначено штрих-пунктирными стрелками, сбросы с разрывом сплошности грунта на заднем плане выделены стрелками

Пучения имеют вид бугров и вытянутых валов протяженностью от первых метров до 15-20 м, шириной 1-2 м, высотой от 0.5 до 1.5 м без разрыва сплошности грунта (рисунок 4.13б) и с разрывом (рисунок 4.13г). Провальные понижения глубиной до 1 м с разрывом и без разрыва сплошности грунта выделяются овальной формой длиной до 10 м, реже - округлой радиусом до 3 м (рисунок 4.13в). Извилистые трещины прерывистые и протяженные – от первых метров и более до 10-20 м с шириной раскрытия 3-4 см, реже до 10 см, разноориентированные относительно эпицентра взрыва (рисунок 4.13г).

В окрестности боевой скважины условно выделяются зоны, различающиеся по степени выраженности поствзрывных деформаций (рисунок 4.14). В эпицентральной зоне I развита интенсивно деформированная, перепланированная поверхность с системой трещин. Относительное превышение дневной поверхности над первоначальным положением может

достигать 1 м и более. Для рассматриваемого участка зона преимущественного развития техногенных микроформ рельефа смещена на северо-восток относительно эпицентра взрыва.

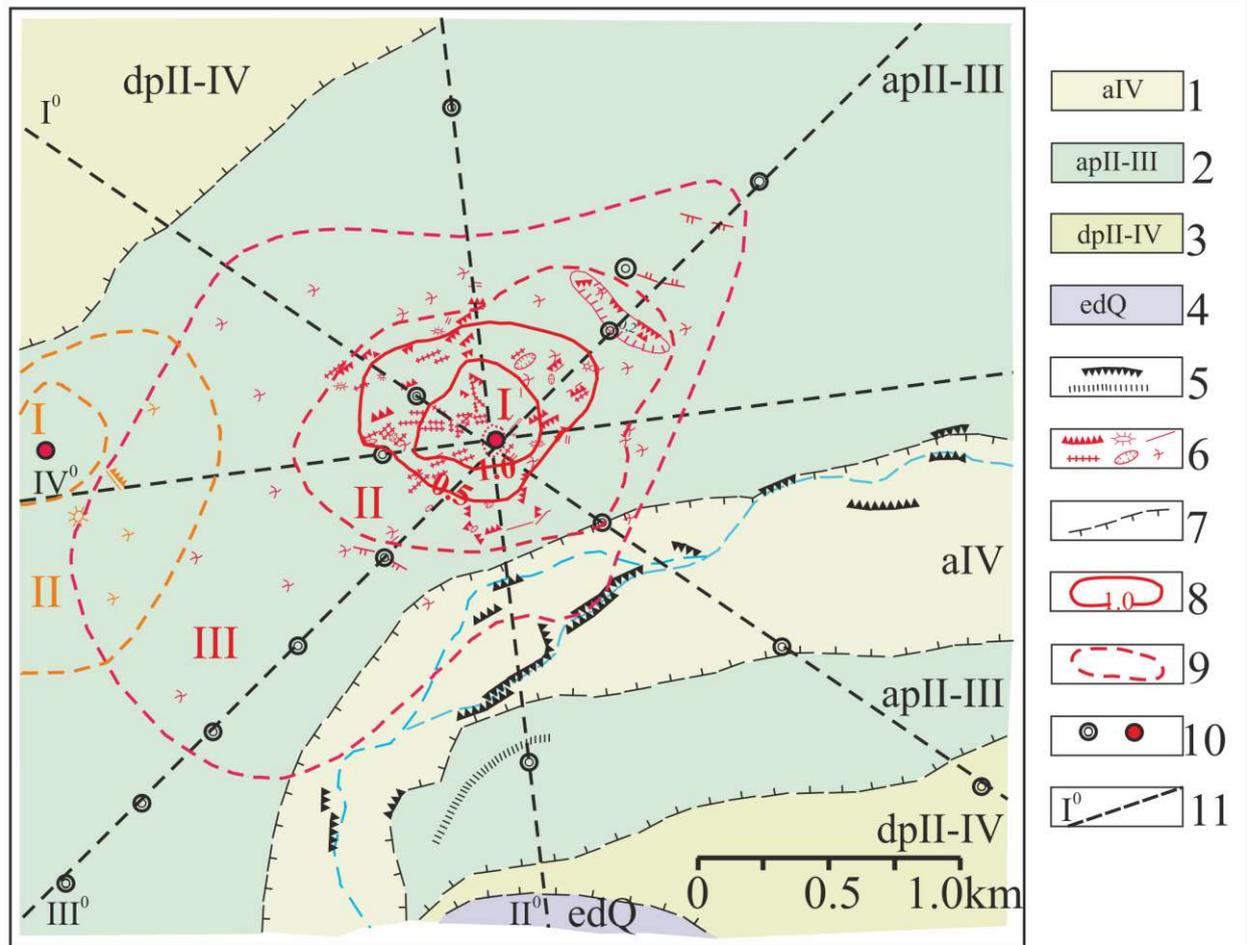


Рисунок 4.14 – Схема поствзрывных деформаций поверхности в пределах юго-западного участка, показанного на рисунке 3.2 (1-4 – отложения: 1 – современные аллювиальные, 2 – средне-верхнечетвертичные аллювиально-пролювиальные, 3 – среднечетвертичные-современные делювиально-пролювиальные, 4 – элювиально-делювиальные нерасчлененные; 5 – естественные формы рельефа; 6 - техногенные микроформы; 7 - граница распространения разновозрастных отложений; 8 - изолинии изменения высоты поверхности (через 0.5 м); 9 - граница между участками поверхности с разной степенью деформации; 10 – скважина: боевая – красный кружок, наблюдательная - черный; 11 - профиль и его номер

В зоне II дневная поверхность деформирована локально, характеризуется развитием непротяженных техногенных микроформ рельефа с относительными превышениями от 0.4 м до 1 м над первоначальной поверхностью. В зоне III почвенно-растительный покров осложнен развитием единичных извилистых трещин, относительные превышения составляют 0.2-0.4 м. За ее пределами распространена территория, ненарушенная проведением ПЯВ (рисунок 4.13а).

На основе обработки экспериментальных данных остаточные вертикальные смещения грунта, установленные вдоль профиля с небольшим уклоном до 0.002 в пределах относительно

ровной дневной поверхности, могут быть отнесены к косейсмическим (первичным), обусловленным проведением ПЯВ и прохождением сейсмических волн (рисунок 4.15б).

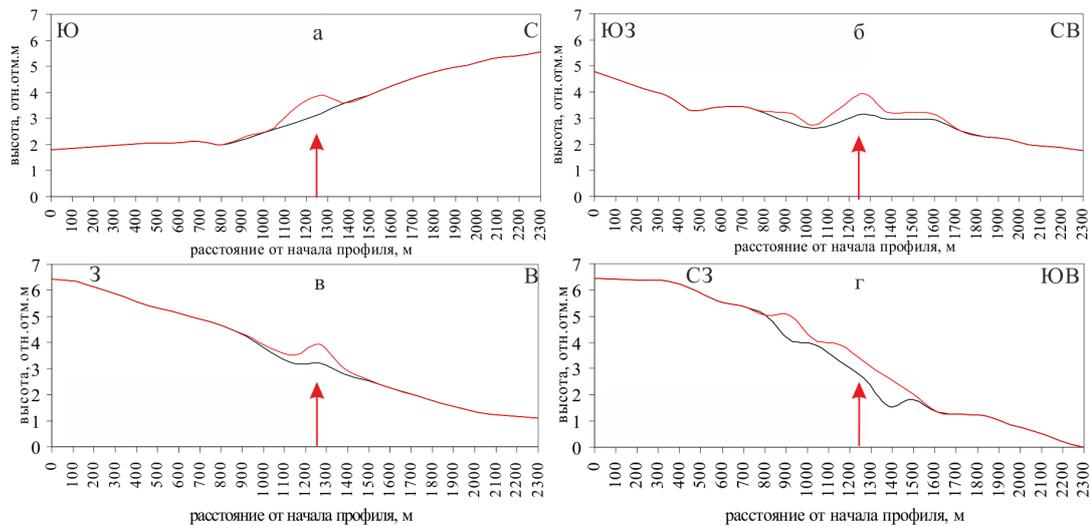


Рисунок 4.15 – Остаточные смещения грунта вдоль профилей на восточном участке, показанного на рисунке 3.2. Профиль до проведения взрыва обозначен черной линией, после - красной, место проведения крупномасштабного взрыва в скважине показано внемасштабно стрелкой

Значения амплитуд смещений грунта, зафиксированные в техногенных микроформах рельефа, соотнесены со скоростью смещения грунта. Формирование поствзрывных деформаций, выделенных вдоль профилей с уклоном более 0.002, может быть обусловлено постсейсмическими (вторичными) гравитационными процессами (обвальными-осыпными, склоновыми и др.) (рисунок 4.15а,в,г).

В пределах зоны интенсивных изменений дневной поверхности максимальные значения вертикального смещения грунта установлены у подошвы склонов, в ложбинах, расположенных на более низких гипсометрических отметках. Подобные техногенные подъемы грунта имеют смешанный тип, так как могут быть связаны не только с взбросом грунта, но и смещением грунта по склону с последующим заполнением понижений рельефа (рисунок 4.15а,в,г). Напротив, установленные амплитуды взбросов грунта в эпицентральной зоне по профилям с уклонами до 0.002 соотносятся с рассчитанными значениями скорости движения дневной поверхности (рисунок 4.15б).

На относительно ровных участках профилей протяженность зон техногенных изменений не превышает 0.7-0.8 км, вдоль склонов межсочных понижений и речной долины остаточные деформации поверхности протягиваются на расстояние от 0.9 до 1.4 км. Снижение дневной поверхности на участках проведения крупномасштабных взрывов по профилям, пройденным по внешней бровке террасы, до 1.3 м может быть вызвано своеобразным «срезом» склона из-за обвальными-осыпными процессами.

Ассиметричность области проявления поствзрывных деформаций на участках проведения взрывов зависит от современного рельефа и геолого-структурных условий. Пониженные значения амплитуд подъема грунта от 0.4 до 1 м отмечены в пределах боевых скважин, пройденных в осадочно-терригенных отложениях (при расчетной скорости движения грунта от 260 до 400 см/с).

После взрыва в скважине, расположенной в алевропелитах углистых, в эпицентральной зоне сформирована провальная воронка овальной формы с максимальным снижением до 0.8 м, наиболее отчетливо выраженная по простиранию пород. Вкрест простирания пород по бортам воронки относительно эпицентра взрыва образованы бугры вспучивания высотой до 0.4 м.

Повышенные амплитуды смещения грунта установлены при проведении взрывов в туфах и туфопесчаниках по сравнению с поствзрывными деформациями, отмеченными при проведении взрывов в песчаниках с прослоями сланцев углистых. Максимальный подъем грунта до 3.1 м прослежен при взрыве в боевой скважине, пройденной в гранитном массиве.

Поствзрывные деформации грунта не выявлены при невысоких значениях мощности ПЯВ менее 20 кт и низких расчетных значениях скорости распространения продольных волн на уровне гипоцентра взрыва 4.6-4.9 км/с [Ан и др., 2014].

4.2.2. Изменение эффективных параметров водонасыщенного коллектора

Сравнительный анализ результатов профильных топогеодезических и геолого-геофизических исследований, выполненных до и после проведения ПЯВ в скважине 1410, позволил выделить и оконтурить зоны поствзрывных деформаций поверхности и техногенно-измененных пород (рисунок 4.16) [Горбунова, 2015а].

В эпицентральной зоне и в пределах участков ранее проведенных ПЯВ прослежено увеличение глубины залегания структурной границы раздела выветрелых и относительно монолитных пород до 10 м и более. Наибольшие изменения состояния толщи водовмещающих пород приурочены к погребенному водоразделу, разрывным нарушениям и участкам проведения ПЯВ в скважинах 1204 и 1228. В зоне экзогенного выветривания и ниже прослежено увеличение мощности интервалов водопритоков от 2-4 м до 8-30 м, водопроницаемость пород увеличилась в 1.5 раза по данным гидрогеологического опробования скважины 95. Амплитуда подъема уровня при взрыве по направлению движения подземных вод составила 6.2 м.

Максимальное снижение уровня на 2.8 м было установлено в первые сутки после эксперимента на участке максимального снижения структурной границы раздела трещиноватых и относительно монолитных пород по результатам режимных наблюдений в скважине 96. В

разрезе скважины 96 отмечено увеличение водопродимости пород и мощности основных интервалов водопритока в 1.1 раза по данным расходомерии.

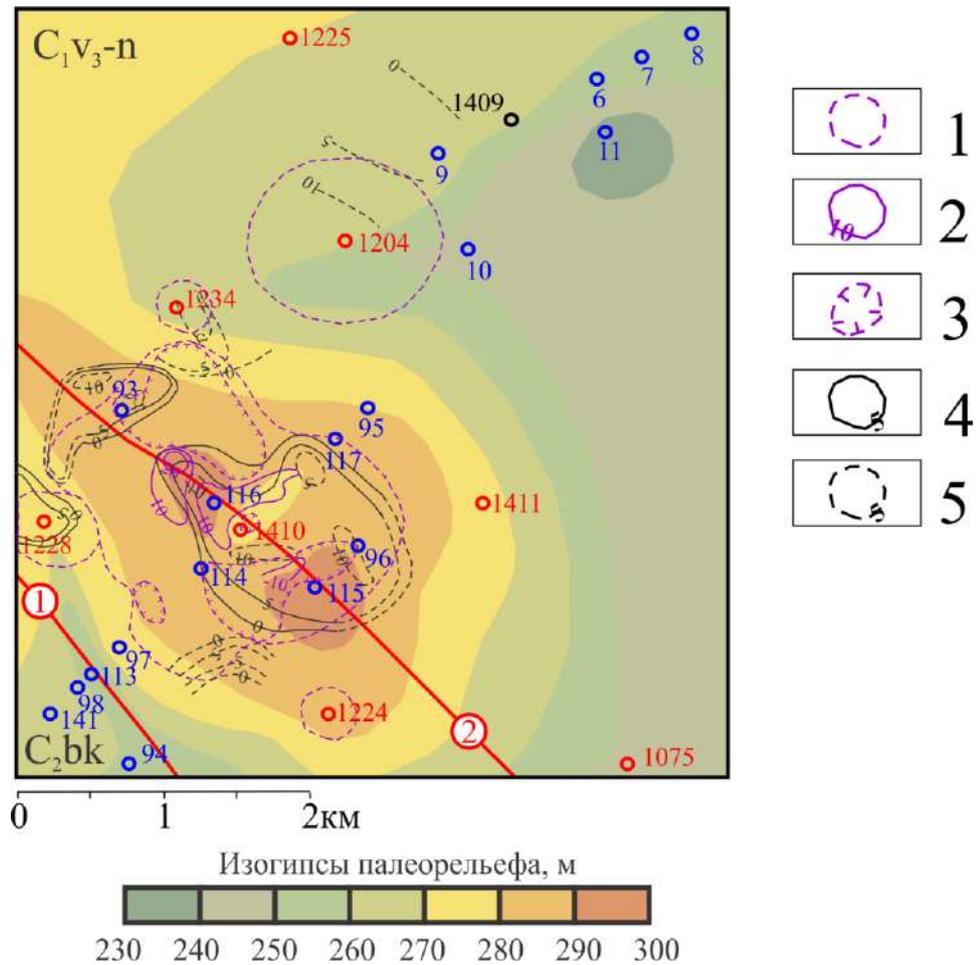


Рисунок 4.16 – Схема поствзрывных деформаций поверхности и в массиве: изолинии деформаций: 1-3 – поверхности, цифра – амплитуда, мм: 1 – контур поствзрывных изменений, 2 - подъем, 3 - понижение; 4-5 – в массиве, цифра – изменение глубины залегания структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами, м: 4 – установленная по данным обработки двух и более профилей, 5 – предполагаемая, выделенная по данным обработки одного профиля

Вдоль разрывного нарушения (2) глубина залегания границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами изменяется неравномерно. Фрагментарно глубина залегания сеймопреломляющей границы южнее эпицентра ПЯВ в скважине 1410 возрастает до 10 м и более. В зоне влияния разлома (2) зарегистрировано уменьшение мощности и интенсивности основного интервала водопритока в 0.9 раз по скважине 93. Вдоль ствола скважины 93 установлено сдвижение основного интервала водопритока на 8 м. Полученные данные по расходомерии скважины соотносятся с зарегистрированным снижением структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами на 5 м и более по результатам сеймопрофилирования.

В зоне влияния регионального разлома (1), являющегося границей раздела между разновозрастными отложениями карбона, отмечено неоднозначное изменение фильтрационных свойств массива. В южном борту разлома, сложенного осадочными отложениями среднего карбона, прослежено увеличение водообильности и водопроницаемости пород в 1.1-1.2 раза, появление новых интервалов водопритока ниже зоны экзогенного выветривания, которые выделены в разрезе дополнительно пробуренной скважины 113.

В северном борту регионального разлома (1) (вниз по направлению подземного потока) водообильность и водопроницаемость пород нижнего карбона в зоне экзогенного выветривания уменьшилась по скважине 97, ниже - изменилась неравномерно. В верхней части разреза установлено снижение интенсивности водопритока, в нижней – увеличение. Водоприток в скважине 97 в интервале 121.5-122.5 м не отмечен, вероятно, из вскрытия гидрогеологически активной зоны выше по направлению подземного потока в интервале 108-122 м в скважине 113, пробуренной после ПЯВ в скважине 1410. Водообильность пород в зоне влияния разлома (2) не высокая до 0.02 л/с, водопроницаемость ниже зоны экзогенной трещиноватости не превышает 0.01-0.04 м²/сут по данным гидрогеологического опробования скважин 116 и 115, пробуренных после ПЯВ. В пределах водораздела вне зоны поствзрывных деформаций поверхности и массива прослежено закономерное уменьшение интенсивности водопритока с глубиной в скважинах 114 и 117.

Область поствзрывной деформации дневной поверхности, в целом, соответствует выделенному контуру техногенно-измененных пород. Наряду с выраженным подъемом дневной поверхности с амплитудой до 10 мм установлено формирование понижений глубиной до 10 мм. Наибольшие значения амплитуд изменения дневной поверхности прослежены вдоль зоны влияния разрывного нарушения (2)

В южной части площадки «Балапан», на участке «Заречье» по результатам сейсмического профилирования, проведенного до и после ПЯВ в скважине 1348 по профилю, ориентированному по направлению ЮЗ-СВ, выделены интервалы снижения положения границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами (рисунок 4.17).

Участки массива, подверженные техногенному изменению, сопряжены не только с эпицентральной областью, но с зонами влияния разрывных нарушений северо-западного простирания. Следует отметить, что максимальное снижение сейсмической преломляющей границы с амплитудой до 15 м приурочено к северной ветви регионального Калба-Чингизского разлома, на участке выклинивания водоупора в зоне перехода напорного режима фильтрации подземных вод на безнапорный. Косвенно, изменение проницаемости массива под влиянием ПЯВ в скважине 1348 подтверждено увеличением водопроницаемости водовмещающих пород в 1.2 раза по результатам гидрогеологического опробования, проведенного в скважине 53.

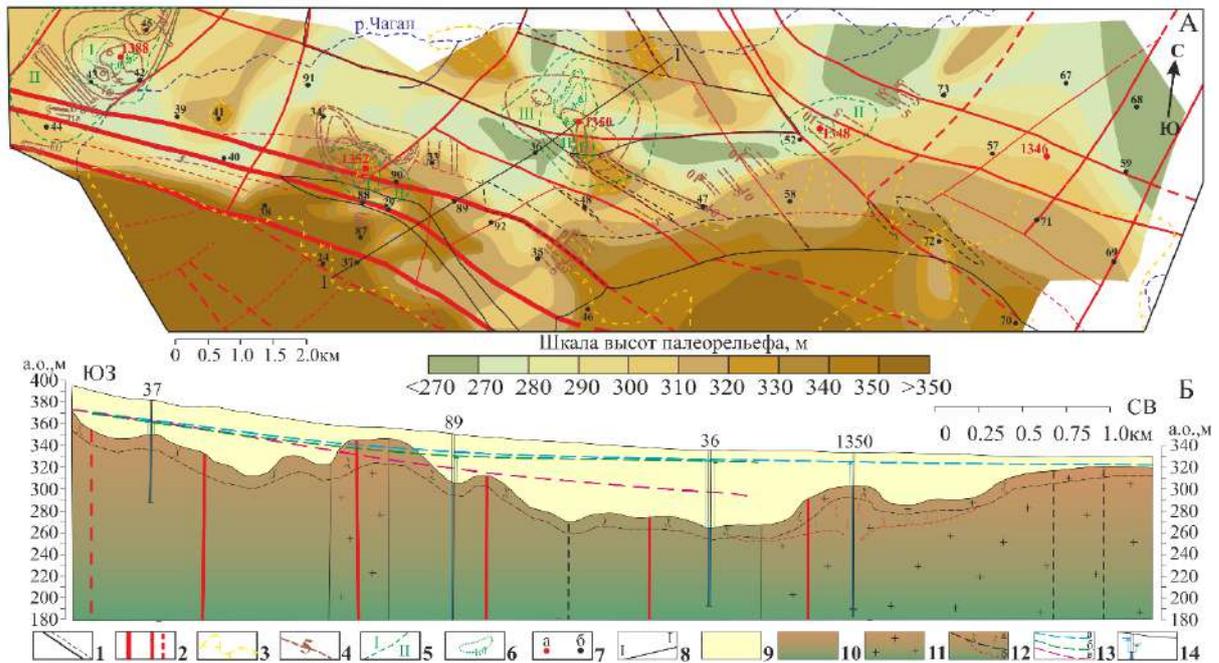


Рисунок 4.17 – Схема палеорельефа площадки «Заречье» (А) и разрез по линии I-I (Б) (1-8 – на карте: 1 – геологическая граница (пунктир – граница малых интрузий); 2 – разломы разного ранга; 3 – граница распространения глин неогена, бергштрихи направлены в сторону распространения отложений; 4 – изолинии изменения глубины залегания структурной границы между выветрелыми и относительно монолитными породами, м; 5 – граница между участками с разной степенью измененности дневной поверхности: I – интенсивно деформированная, II – локально деформированная, III – слабодеформированная; 6 – изолинии изменения высоты дневной поверхности по данным нивелирования, м; 7 – скважина и ее номер: а – боевая, б – наблюдательная; 8 – линия разреза; 9-14 – на разрезе: 9-11 – отложения: 9 – мезо-кайнозой, 10 – палеозой, 11 – интрузивные образования; 12 – граница зоны экзогенной (а) и техногенной (б) трещиноватости пород; 13 – уровень подземных вод по состоянию: а – 11.03.1987 г., б – 06.1989 г., в – максимального снижения; 14 – скважина)

Последующее проведение ПЯВ в скважине 1388 оказало дополнительное влияние на изменение гидрогеологической ситуации в пределах территории исследований. Результаты геофизических исследований, проведенных в скважине 44, свидетельствуют об уменьшении значений пластовых скоростей в 1.5 раза после крупномасштабного взрыва, которые сопоставимы с изменениями геолого-геофизических параметров слоев в эпицентральной зоне. По данным сейсмопрофилирования в районе расположения скважины 44 снижение положения сейсмической преломляющей границы, приуроченной к границе раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами, составило 10 м и сопоставимо со значениями, прослеженными в центральном блоке. Соответственно, выделенный участок сдренированных пород может быть отнесен к потенциально неустойчивому.

По данным расходомерии после проведения ПЯВ в скважине 1388 наибольшее увеличение водопроницаемости водовмещающих пород зарегистрировано по скважинам, расположенным в пределах центрального блока (таблица 4.4) [Горбунова и др., 2015б]. До

взрыва основной водоприток прослеживался преимущественно в зоне экзогенного выветривания пород. После ПЯВ выделен дополнительный интервал водопритока мощностью 2.5 м в относительно монолитных породах в скважине 45, приуроченной к северному склону борта палеодолины. В данной скважине в первые сутки после взрыва мощность сдренированных водовмещающих пород составила более 20 м. Процесс восстановления гидростатического напора на участке расположения скважины начался только через 10 месяцев после ПЯВ.

Таблица 4.4 – Результаты расходомерии по скважинам

№ скв.	Расстояние от 1388, км	До ПЯВ		После ПЯВ		Общие значения (в числителе – до ПЯВ, в знаменателе – после ПЯВ)		Изменение водопроницаемости
		Интервал водопритока, м	Водопроницаемость, м ² /сут	Интервал водопритока, м	Водопроницаемость, м ² /сут	Мощность, м	Водопроницаемость, м ² /сут	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Центральный блок								
42	0.5	-	-	86.0-88.5	0.60	- 2.50	- 0.60	
43	0.55	78.5-82.0 92.0-109.0	0.06 0.25	78.5-104.0	6.05	<u>20.5</u> 25.5	<u>0.31</u> 6.05	19.5
45	0.65	41.0-53.0	3.06	41.0-61.0 73.5-76.0	4.84 9.1	<u>12.0</u> 22.5	<u>3.06</u> 13.94	4.6
Северный блок								
54	1.45	41.0-58.0	0.69	39.0-57.5	0.79	<u>17.0</u> 18.5	<u>0.69</u> 0.79	1.1
Восточный блок								
39	1.35	39.0-50.0 56.0-57.5 63.0-66.0	0.44 0.06 0.51	39.0-50.0 56.0-59.0 62.0-65.0	0.35 0.14 0.45	<u>15.5</u> 17.0	<u>1.01</u> 0.94	0.9
41	1.85	30.0-41.0 87.5-90.5	0.95 1.10	29.0-41.5 85.0-90.5	1.26 0.80	<u>14.0</u> 18.0	<u>2.05</u> 2.06	1.0
В зоне влияния регионального разлома								
44	1.5	45.0-58.0	1.61	43.0-44.5 48.0-58.0	1.98 1.52	<u>13.0</u> 11.5	<u>1.61</u> 3.50	2.0
38	3.2	11.0-32.0	2.77	11.0-24.0 29.5-33.0	2.17 0.82	<u>21.0</u> 16.5	<u>2.77</u> 2.99	1.1

Влияние ПЯВ на изменение мощности и водопроницаемости водовмещающих пород в пределах северного и восточного блоков незначительное, отмечается сдвигание интервалов водопритоков. В зоне влияния регионального разлома в верхней части разреза выделяются основные интервалы водопритоков. В осевой части регионального разлома, залеченного гранодиоритом, прослежены необратимые изменения фильтрационных свойств

водовмещающих пород. По результатам гидрогеологического опробования в скважине 29 водопроницаемость пород увеличилась в 3 раза до 6.5 м²/сут.

Данные сейсмопрофилирования подтверждены результатами геофизических исследований в скважинах [Горбунова, 2002; 2003а; Gorbunova, 2005]. В эпицентральной зоне взрыва и в зоне влияния регионального разлома зарегистрировано уменьшение значений пластовых скоростей и увеличение водопритоков. По данным гидрогеологического опробования водопроницаемость пород возросла в 1.5 раза от 2 м²/сут до 3.2 м²/сут. Вкрест простирания основных I структур в зоне экзогенной трещиноватости зафиксировано преимущественно разуплотнение пород: снижение значений пластовых скоростей и увеличение водопроницаемости. В верхней части разреза отмечено смещение интервалов и отклонение величин основных водопритоков (таблица 4.5).

Таблица 4.5 – Результаты гидрогеологических и геофизических исследований в скважинах

Номер скважины	Расстояние, км	Изменение водопроницаемости k_{mII}/k_{mI}		Значения пластовых скоростей, V км/с (по данным МСК)				
				I этап		II этап		$\Delta V, \%$
		по откачке	по расходомерии	интервал, м	V_I	интервал, м	V_{II}	
Подземные воды отложений нижнего карбона (C ₁) (в зоне экзогенного выветривания)								
42	0.5	0.1		70-73	1.85	70-75.5	2.5	35
				73-86	5.2	75.5-92	5.2	0
43	0.55	31	19.5	76-110	5.3	76-88.5	2.2	-58
						88.5-98	4.8	-9
45	0.65		4.6	42-86	5	46-62.5	3.2	-36
						62.5-78	4.5	-10
54	1.45	2		39.5-50	3.2	39.5-50	2.9	-9
				50-98	5.6	50-98	5	-11
39	1.35	0.8	0.9	36-46	3.6	36-54	3.8	0.6
				46-84	5.5	54-84	5.5	0
41	1.8	1	1	6.0-12.0	2.15	6.0-14	2.2	1
				12.0-54	4.6	14-54.5	4.8	4
Подземные воды отложений среднего кембрия (C ₂) (в зоне экзогенного выветривания)								
44	1.55	3.9	2	39.5-52.5	3	39.5-52.5	2	-33
				52.5-88	4.9	52.5-88	4.5	-8
55	2.35	0.8		78-100	5	78-100	5	0
38	3.2	1	1	7.5-16	2	7.7-16	2	0
				16-42	4.3	16-42	4.3	0
				42-65	3.3	42-65	3.3	0

4.2.3. Реакция водонасыщенного коллектора на периодическое крупномасштабное техногенное воздействие

Специальные наблюдения за вариациями уровня подземных вод выполнены при 30 ПЯВ из 42 ПЯВ, проведенных в период 1983-1989 гг. На северо-восточном участке при 5 ПЯВ, в пределах центрального участка - при 19 ПЯВ, на юго-западе площадки «Балапан» - при 2 ПЯВ, на площадке «Заречье» – 4 ПЯВ. При организации измерений выбирались участки с относительно неизменными геологическими и гидрогеологическими условиями. Но как показал дальнейший анализ, в ряде случаев (например, на объектах 1314 (скважины 1-3), 1348 – скважина 52, 1388 – скважины 44, 45; 1350 – скважины 80-84 и др.) отдельные наблюдательные скважины находятся в зоне влияния ранее проведенных взрывов, которые необходимо учитывать при рассмотрении последствий изменения гидрогеодинамической обстановки.

Обработка результатов мониторинга режима подземных вод при ПЯВ в пределах Семипалатинского испытательного полигона направлена на выделение участков нарушения гидрогеодинамической обстановки. Размеры области пространственно-временного перераспределения подземного потока зависят не только от параметров эксперимента, но и от геолого-структурных и гидрогеологических условий участка. Дренажное водонасыщение происходит за счет формирования техногенной трещиноватости как в эпицентре взрыва, так и вдоль структурных границ раздела выветрелых и относительно монолитных пород. Постдинамическое снижение уровня подземных вод прослежено в зонах влияния разрывных нарушений и на участках расположения ранее проведенных крупномасштабных экспериментов.

На территории Семипалатинского испытательного полигона (СИП) в период 1983 - 1990 гг. была организована стационарная сеть наблюдений за режимом подземных вод. Основная направленность полевых гидрогеологических работ заключалась в изучении влияния отдельных крупномасштабных экспериментов на гидрогеодинамическую обстановку участков в радиусе до 1.5 – 2.0 км. Однако, в процессе создания банка данных и обработки результатов мониторинга установлено, что область техногенно-нарушенного режима подземных вод распространяется на расстояние до 7 км. Формирование депрессионной воронки связано с дренажным водонасыщением за счет заполнения зон наведенной трещиноватости и подновления существующей в массиве. В зонах динамического влияния разрывных нарушений, подверженных необратимым техногенным изменениям, проявляются эффекты барражирования подземных вод.

В пределах площадки «Балапан» СИП мониторинг подземных вод выполнялся на трех опорных участках – в центре, на юго-западе и северо-востоке. Створы наблюдательных

скважин были расположены с учетом регионального северо-восточного направления движения подземного потока. Основные водоносные горизонты – трещинно-пластового и трещинно-жильного типов приурочены, соответственно, к зонам экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости разновозрастных пород палеозойского фундамента. На всех участках зафиксированы динамические и постдинамические изменения гидрогеодинамической обстановки, связанные с проведением ПЯВ.

Гидрогеодинамическая обстановка на северо-восточном участке площадки «Балапан» за период наблюдений 1983-1990 гг.

По данным мониторинга в пределах северо-восточного участка могут быть выделены периоды естественного и техногенно-нарушенного режима подземных вод, связанные с проведением ПЯВ (рисунок 4.18). Вариации уровня подземных вод при ПЯВ в скважинах 1235 и 1308, произведенных на эпицентральных расстояниях 2.6 и 5.5 км севернее наблюдательных скважин ниже по направлению подземного потока, не превысили 0.1 – 0.2 м. С 26.09.1983 г. по 25.05.1984 г. прослежен устойчивый тренд подъема пьезометрической поверхности.

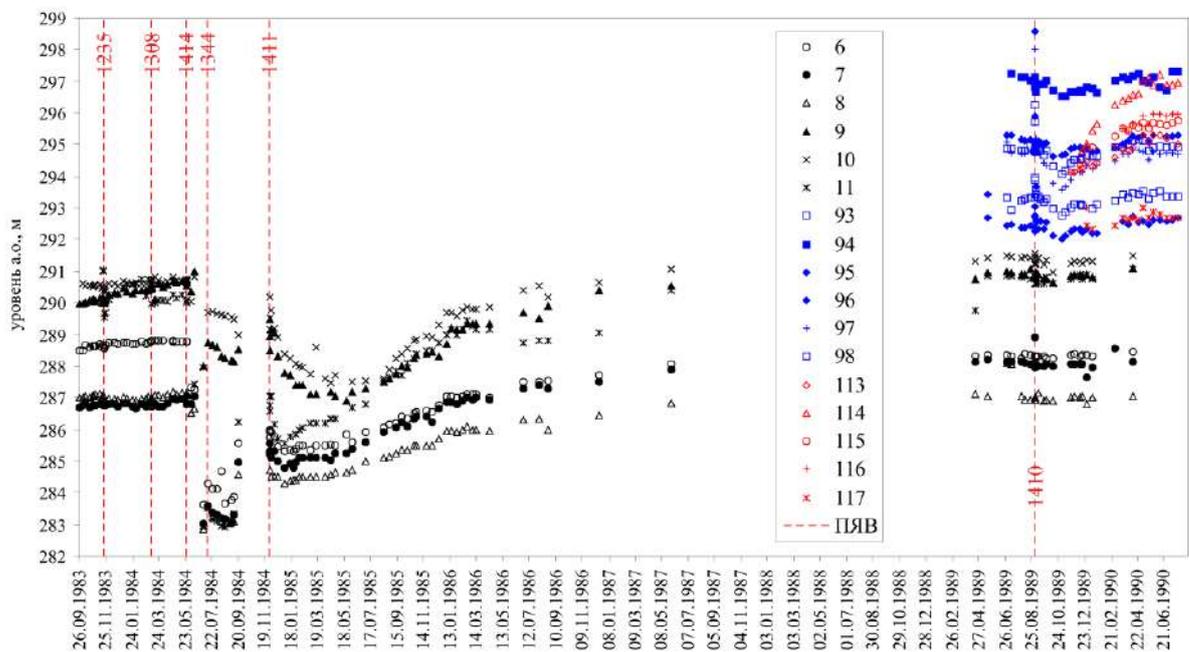


Рисунок 4.18 – Изменение уровня подземных вод на участке

Наиболее значимые изменения гидрогеодинамической обстановки установлены после ПЯВ в скважине 1414, расположенной на расстоянии 2.1 км юго-западнее скважины 1075. В ближней зоне в прободоотборной скважине, пройденной для изучения строения центральной зоны ПЯВ 1053, на расстоянии 1.5 км восточнее скважины 1414 в момент эксперимента зарегистрировано фонтанирование скважины с высотой столба до 10 м и последующей

Отмеченная асинхронность снижения уровня на фоне общего тренда восстановления уровня поверхности, косвенно свидетельствует о расположении наблюдательных скважин 9 и 10 в зоне необратимого деформирования, сформированного ПЯВ в скважине 1204. Это также подтверждается увеличением глубины залегания преломляющей (структурной) границы до 10 м в ближней зоне боевой скважины 1204 по одному из геолого-геофизических профилей.

Проведение ПЯВ в скважине 1411 через 5 месяцев после эксперимента в скважине 1414 вызвало подъем уровня подземных вод в наблюдательных скважинах, расположенных ниже по направлению подземного потока на расстоянии 2.4-3.6 км, до 1.3 м (рисунок 4.18). Избыточный гидростатический напор сохранялся на протяжении двух суток. Повторное снижение пьезометрической поверхности на протяжении 18 дней в створе наблюдательных скважин 6 - 8 и 11 не превысило 1 м. В дальнейшем в связи с мораторием на проведение ПЯВ уровень подземных вод в пределах северо-восточного участка восстановился до первоначального положения и выше.

Проведение ПЯВ в скважине 1410 привело к формированию купола избыточного напора асимметричной формы над эпицентральной частью, вытянутого вдоль направления движения подземных вод, на протяжении первых суток после ПЯВ (рисунок 4.20). Максимальная амплитуда подъема уровня изменялась от 3.3 м (скважина 97) до 6.2 м (скважина 95) на расстоянии до 1.2 км, вкrest направления движения подземных вод в зоне влияния разрывного нарушения (2) не превысила 0.9 – 2.4 м (скважины 93, 96). На юго-западе участка в южном борту разлома (1) вдоль направления подземного потока амплитуда подъема уровня составила 1.4 м (скважина 98), вкrest – не более 0.2 м (скважина 94) (рисунок 4.21).

Через 26 дней после ПЯВ в скважине 1410 на фоне относительной стабилизации режима подземных вод зарегистрирован «срыв» уровней подземных вод, свидетельствующий, вероятно, о дренировании водоносного горизонта за счет заполнения наведенной техногенной трещиноватости (рисунок 4.21). Процесс формирования депрессионной воронки продолжался в течение месяца, максимальное постдинамическое снижение было зарегистрировано в зоне влияния регионального разрывного нарушения (1), трассируемого палеодолиной. Снижение уровня в северном борту разлома составило 1.1 м (скважина 97), в южном – 0.8 м (скважина 98). В течение последующих 11 месяцев прослежен постепенный подъем пьезометрической поверхности (рисунок 4.20). На юге и северо-востоке участка уровень подземных вод восстановился до первоначального положения и выше на 0.1-0.4 м (рисунок 4.18).

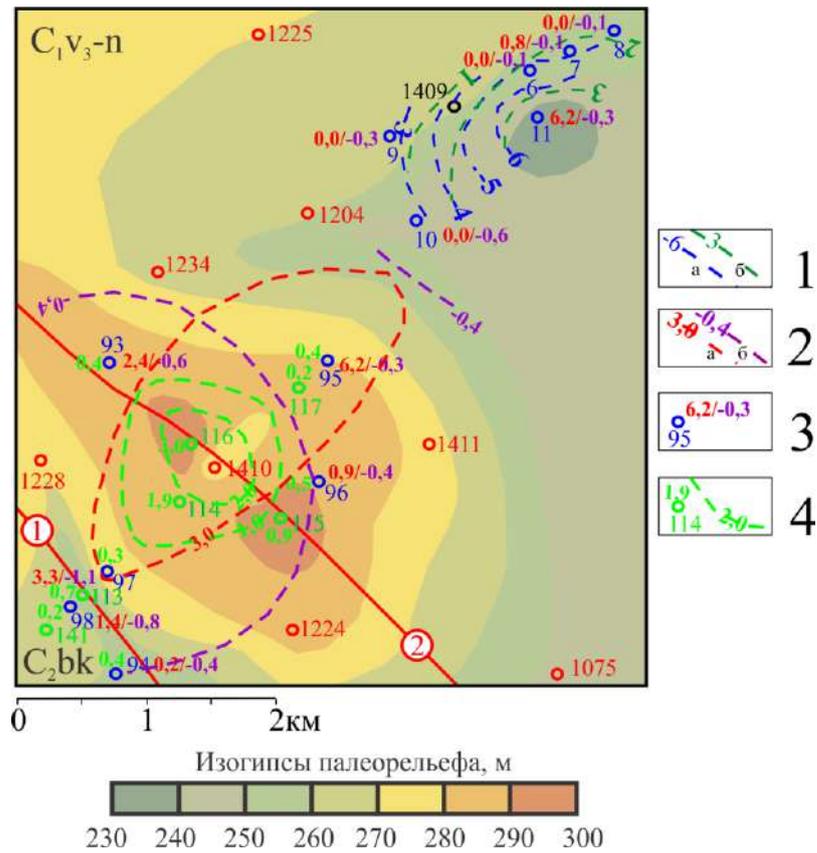


Рисунок 4.20 – Схема изменения уровня подземных вод при ПЯВ в скважинах 1414 и 1410:
 1, 2 – изолинии изменения уровня, цифра – амплитуда, м: 1 – при ПЯВ в скважине 1414:
 а – максимальное снижение уровня с 25.05.84 по 03.07.84, б – восстановление уровня с 03.07.84 по 01.12.84; 2 – при ПЯВ в скважине 1410: а – максимальный подъем уровня 02.09.89, б – максимальное снижение уровня с 02.09.89 по 02.11.89; 3, 4 – наблюдательная скважина и ее номер, цифры рядом - амплитуда, м: в числителе – подъема, в знаменателе – снижения; 4 – восстановление уровня с 27.12.1989 по 24.07.1990 и дополнительно пробуренные скважины обозначены зеленым цветом

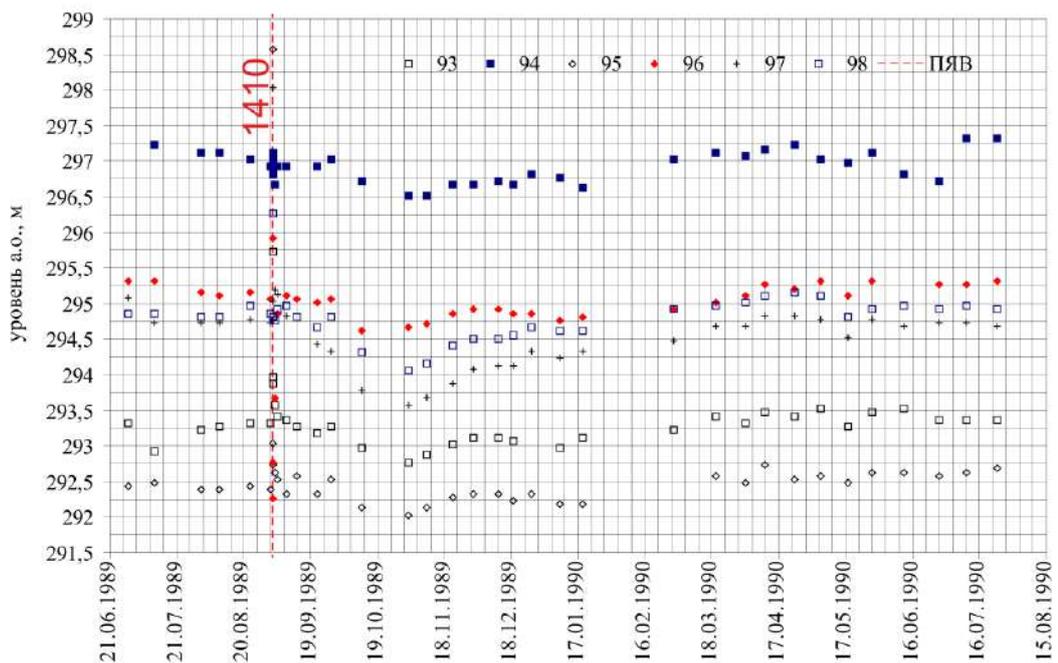


Рисунок 4.21 – Изменение уровня подземных вод при ПЯВ в скважине 1410

*Гидрогеодинамическая обстановка в центре площадки «Балапан»
за период наблюдений 1983-1990 гг.*

Наблюдения за реакцией водонасыщенного коллектора на высокоинтенсивное воздействие в центре площадки «Балапан» проводились в 11 скважинах, расположенных на эпицентральных расстояниях от 0.4 до 8.7 км от боевых скважин (рисунок 4.22). Дневная поверхность частично осложнена поствзрывными деформациями в виде валов, понижений с перепадами высот до $\pm 1-2$ м, протяженных трещин в радиусе до 1 км от эпицентров 4 ПЯВ, выполненных в период с 1972 г. по 1981 г. (до начала стационарных наблюдений).

Изменчивость литологического состава и физико-механических свойств пород предопределяет значительную изрезанность поверхности палеорельефа с перепадами высот до 30 м (рисунок 4.23). В пределах палеодолины напоры подземных вод достигают 10 и более метров, в бортах – уменьшаются, на востоке участка развиты безнапорные подземные воды (скв.22, 23). Вдоль разрывного нарушения северо-западного простирания величина напора увеличивается от 3.6 м (скв.25) до 7.5 м (скв.2).

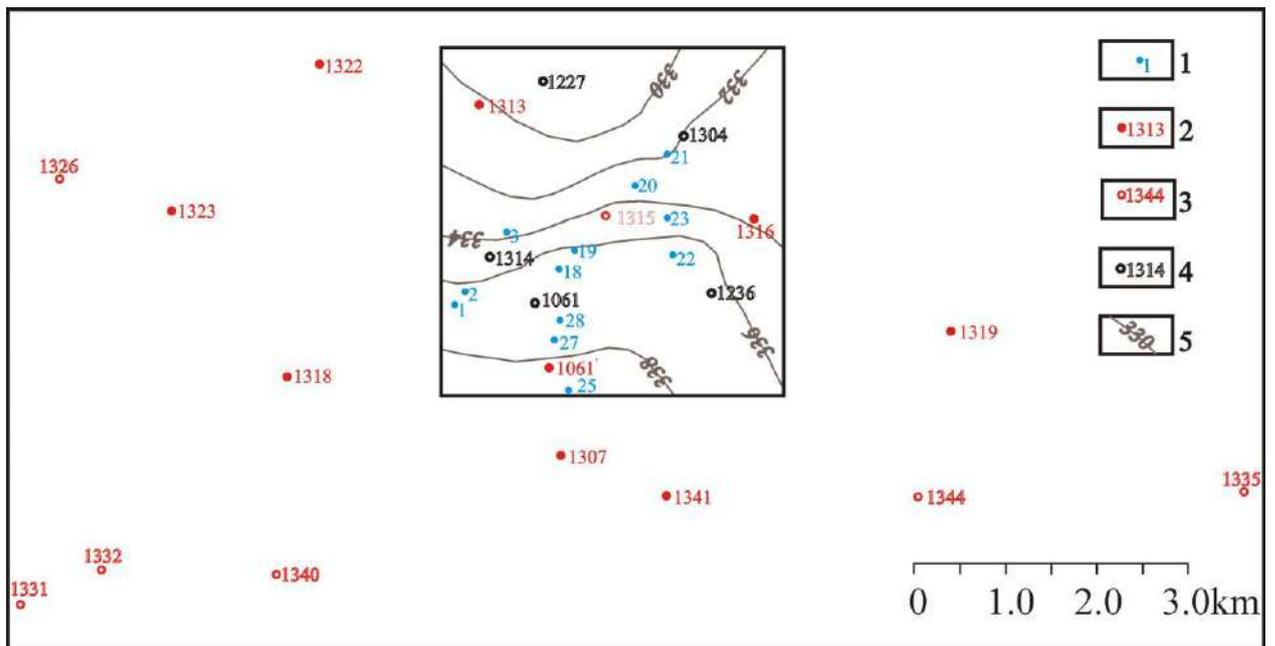


Рисунок 4.22 – Схема расположения участка исследований (1-3 – скважины: 1 – наблюдательные, 2-3 – боевые, в которых проведение ПЯВ оказало интенсивное (2) и кратковременное (3) воздействие на гидрогеодинамическую обстановку; 4 – скважины, в которых ПЯВ выполнены до начала наблюдений; 5 – изогипсы рельефа, м)

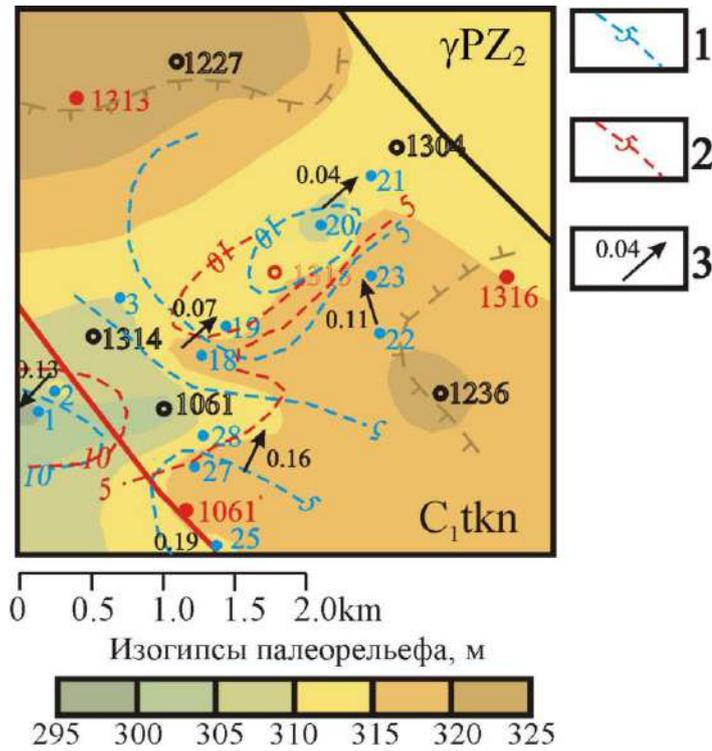


Рисунок 4.23 – Схема распределения напоров (1, 2 – изолинии напора подземных вод: 1 – в естественных условиях, 2 – техногенно-нарушенных при проведении ПЯВ в скважине 1318; 3 – основное направление движения подземных вод и скорость снижения уровня в естественных условиях, см/сут)

Гидрогеологическая ситуация рассматриваемого участка нестабильна в связи с эпизодическим проведением ПЯВ. Данные автоматической регистрации подъема уровня подземных вод при ПЯВ свидетельствуют о различной продолжительности подъема уровня (рисунок 4.24, таблица 4.6). Амплитуда возмущения зависит и от локальных гидрогеологических условий. В частности, при ПЯВ в скважине 1318 на расстоянии 2-4.5 км юго-западнее участка (рисунок 4.22) отмечен подъем пьезометрической поверхности с амплитудой более 5 м. Значимое приращение напора установлено в пределах палеодолины, вдоль разрывного нарушения влияние ПЯВ ослаблено.

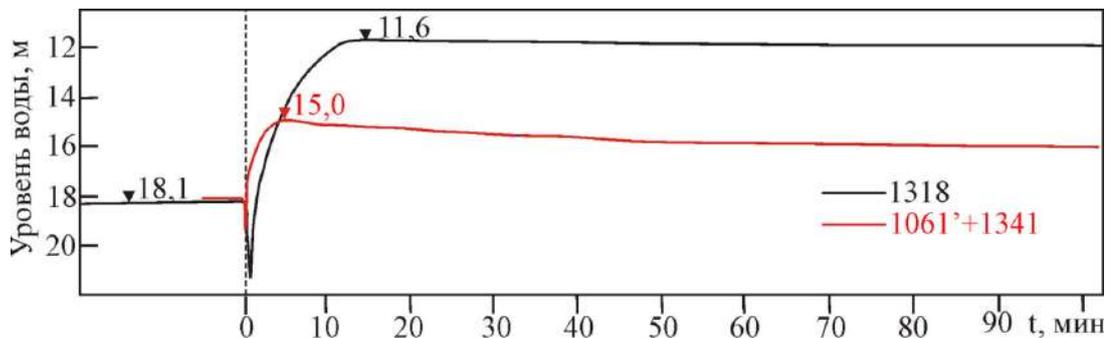


Рисунок 4.24 – Данные регистрации вариаций уровня в скважине 2 при ПЯВ

Таблица 4.6 – Амплитуда и время подъема уровня, зарегистрированные в скважинах при ПЯВ

№ скв	Скважина 1		Скважина 2			Скважина 3		
	1340	1331	1318	1061'+1341	1331	1322	1323	1326
Магнитуда	5.9	5.9	6.2	6.1	5.9	6.0	6.2	6.1
Расстояние, км	3.6	5.8	2.1	2.1*	6.0	2.9	3.8	5.2
Амплитуда, м	1.8	1.6	6.5	3.0	2.0	1	0.5	0.2
Время, мин	6.0	20	13	5	2	3	2	2

* Среднее расстояние

В ближней зоне в радиусе 0.3-0.6 км отмечено снижение уровня в наблюдательных скважинах 1, 2 после проведения ПЯВ в скважине 1314, в скважинах 27, 28 после ПЯВ в скважинах 1061'+1341, в скважине 20 после ПЯВ в скважине 1315 (рисунок 4.25а, б, г). Скорость восстановления уровня подземных вод изменялась от 0.3 до 1.3 см/сут и сопоставима со значениями скорости снижения при ПЯВ. Продолжительность восстановления уровня до первоначального уровня различна, после ПЯВ в скважинах 1314 и 1061'+1341 составила 6.5 месяцев. Установить продолжительность восстановления уровня поверхности после остальных ПЯВ не представляется возможным из-за периодически проводимых ПЯВ на разных эпицентральных расстояниях.

За период наблюдений 1983 – 1987 гг. прослежен общий тренд снижения уровня подземных вод, осложненный кратковременными подъемами, вызванными проведением 15-ти ПЯВ (рисунок 4.25) [Горбунова, Свинцов, 2010]. В период моратория (запрета на проведение ПЯВ) отмечается уменьшение скорости снижения уровня подземных вод по скважинам 1-2, 18-19, 22-23 с января 1986 г. по февраль 1987 г. (рисунок 4.25а,в,д). В скважинах 20-21 зарегистрирован «срыв» уровня на 0.3-0.6 м (рисунок 4.25г). В скважине 25, расположенной в зоне влияния гидрогеологически активного разрывного нарушения, установлено увеличение наклона пьезометрической поверхности (рисунок 4.25б).

Вариации значений разрыва между уровнями в створах скважин указывают на изменение уклона пьезометрической поверхности под влиянием ПЯВ. По состоянию на июнь-сентябрь 1983 г. разрыв уровней подземных вод в створе скважин 1-2 составлял 0.3 м. На протяжении 1984-1987 гг. неравномерно изменялся от 0.1 до 0.3 м. После ПЯВ в скважине 1318, расположенной юго-западнее створа скважин на расстоянии 2.0 км, разрыв между уровнями достиг 0.5 м (рисунок 4.25а). Аналогичный эффект увеличения разрыва между уровнями прослежен и в области распространения безнапорных вод в створе скважин 22-23, но выражен слабее (рисунок 4.25д).

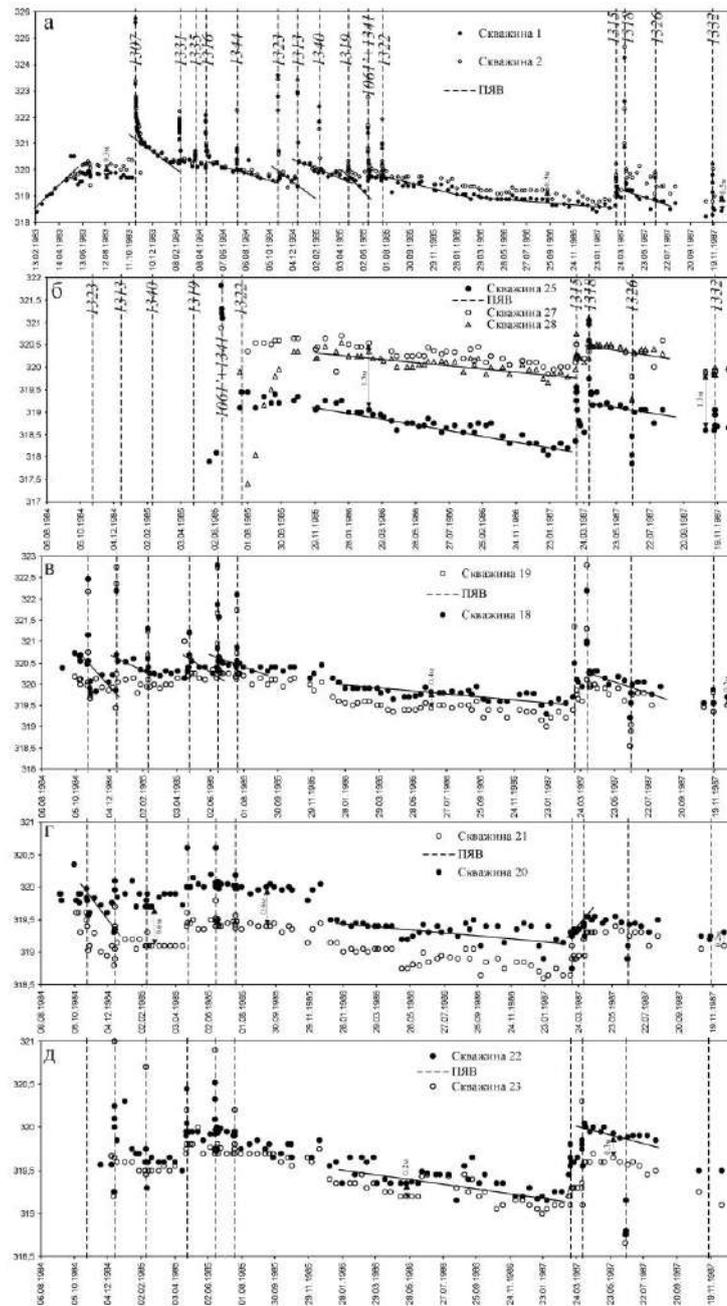


Рисунок 4.25 – Диаграммы уровня подземных вод

На протяжении моратория разрыв уровня между скважинами 27-28 составлял 0.2 м, после ПЯВ в скважине 1315 положение пьезометрической поверхности выровнялось (рисунок 4.25б). На северо-востоке участка прослежено выполаживание пьезометрической поверхности. В течение 1985 г. в створе скважин 18-19 отмечены вариации разрыва уровня от 0.2 м до 0.45 м, указывающие на неравномерное изменение уклона подземного потока под влиянием ПЯВ (рисунок 4.25в). Во время моратория разрыв уровня в створе скважин 18-19 относительно

стабилизировался и не превышал 0.4 м, после проведения ПЯВ в скважине 1315 уменьшился до 0.2 м.

В створе скважин 20-21 разрыв уровня на протяжении 1984 – 1985 гг. достигал 0.6 м, во время моратория в 1986 г. уменьшился до 0.45 м, после ПЯВ в скважине 1315 в 1987 г. не превышал 0.2 м (рисунок 4.25г). На востоке участка на протяжении 1985 - 1986 гг. уклон подземного потока, направленного на северо-восток, сохранялся относительно стабильным, но после ПЯВ в скважине 1315 разрыв между уровнями и, соответственно, уклон подземного потока увеличился в 2 раза (рисунок 4.25д). В целом скорость снижения уровня в относительно ненарушенных условиях в 2 и более раз ниже по сравнению со значениями, определенными после ПЯВ (таблица 4.7). В створе скважин, по-разному ориентированному относительно эпицентра ПЯВ, скорость снижения уровня может изменяться от 0.37 до 1.37 см/сут.

Таблица 4.7 – Скорость снижения уровня после ПЯВ, проведенных в центре площадки «Балапан»

ПЯВ		Положение ПЯВ относительно скважины	Скорость снижения уровня, см/сут					
№№	Магнитуда (Ан и др., 2014)		Напорный горизонт					Безнапорный горизонт
			Скв.1, 2	Скв.18, 19	Скв.20, 21	Скв.25	Скв.27, 28	
1307	6.1	ЮВ	0.85	-	-	-	-	-
1318	6.2	ЮЗ	0.37	0.41	-	-	-	0.28
1323	6.2	З-СЗ	0.95	1.22	1.26	-	-	-
1322	6.0	СЗ	0.42	0.49	-	-	-	-
1313	6.1	С	0.59	0.53	-	-	-	0.28
1316	6.0	СВ	0.33	-	-	-	-	-
1319	5.9	В	1.37	0.81	-	-	-	-
1061' +1341	6.1	Ю	-	-	-	-	-	0.25
В период моратория на проведение ПЯВ (01.1986-02.1987)			0.13	0.07	0.04	0.19	0.16	0.11

По состоянию на декабрь 1986 г., который характеризовался небольшим годовым количеством осадков (до 180 мм) и наиболее низким положением пьезометрической поверхности, скорость снижения уровня вдоль зоны разрывного нарушения закономерно уменьшается от 0.19 см/сут (скв.25) на склоне палеодолины до 0.13 см/сут (скв.1-2) в пределах дна. В северо-восточном направлении отмечено постепенное выполаживание пьезометрической поверхности, скорость снижения уровня в створе скважин 27-18-20 уменьшается от 0.16 см/сут до 0.04 см/сут. В безнапорных условиях в скважинах 22 и 23 скорость снижения уровня не превышает 0.11 см/сут.

*Гидрогеодинамическая обстановка на юго-западе площадки «Балапан»
и юге - площадке «Заречье» за период наблюдений 1983-1990 гг.*

Режим подземных вод площадки «Заречье» был осложнен проведением 5 ПЯВ в скважинах 1348, 1388, 1350, 1346 и 1352 (рисунок 4.26) [Горбунова, 2003б, 2018б]. Наблюдения за реакцией водоносного горизонта при ПЯВ в скважине 1348 выполнялись на протяжении первых двух суток по 6 скважинам (скважины 35, 36, 46-48, 53), расположенным на расстоянии от 2.2 до 4.4 км. В ближней зоне в первые часы после взрыва снижение уровня составило 0.4-0.6 м на расстоянии 2.2-4 км. В дальней зоне на протяжении последующих 5 месяцев прослежено плавное синхронное снижение уровня по скважинам 33, 34, 36 и 48 по направлению к боевой скважине 1348.

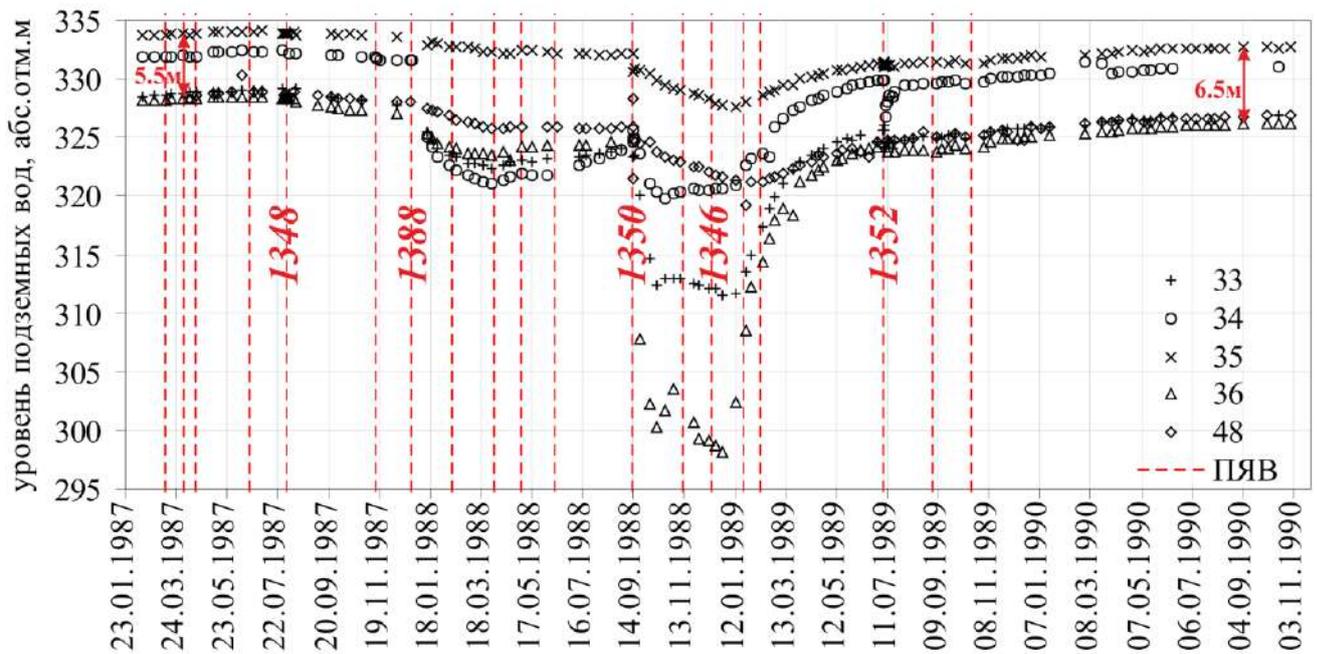


Рисунок 4.26 – Вариации уровня подземных вод на территории площадки «Заречье»

«Разрыв» в створе скважин 35-36 увеличился на 1.0 м (от 5.5 м до 6.5 м). Дренирующее влияние сформированной при взрыве воронки депрессии протягивалось на расстояние свыше 4 км вдоль днища палеодолины (рисунок 4.27). В ближней зоне снижение уровня подземных вод превышало 10 м. Это подтверждено данными наблюдений за уровнем подземных вод, зарегистрированным на глубине 24.9 м в скважине 52, пробуренной на расстоянии 300 м от эпицентра через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1348.

Последующее проведение ПЯВ в скважине 1388 оказало дополнительное влияние на изменение состояния массива горных пород и гидрогеологической ситуации в пределах территории исследований [Горбунова, Спивак, 2000; Горбунова, 2015б]. В течение первых четырех суток измерения уровня проводились в 12 скважинах на эпицентральной расстоянии от 0.5 до 4.4 км. Через 18 суток сеть наблюдательных скважин была увеличена вдвое. Полученные данные позволили отследить снижение уровня подземных вод более чем на 50 м в эпицентральной зоне (скважины 42, 43) и до 1.4 м на периферии на расстоянии 7.2 км (скважина 35) через три месяца после ПЯВ (рисунок 4.28).

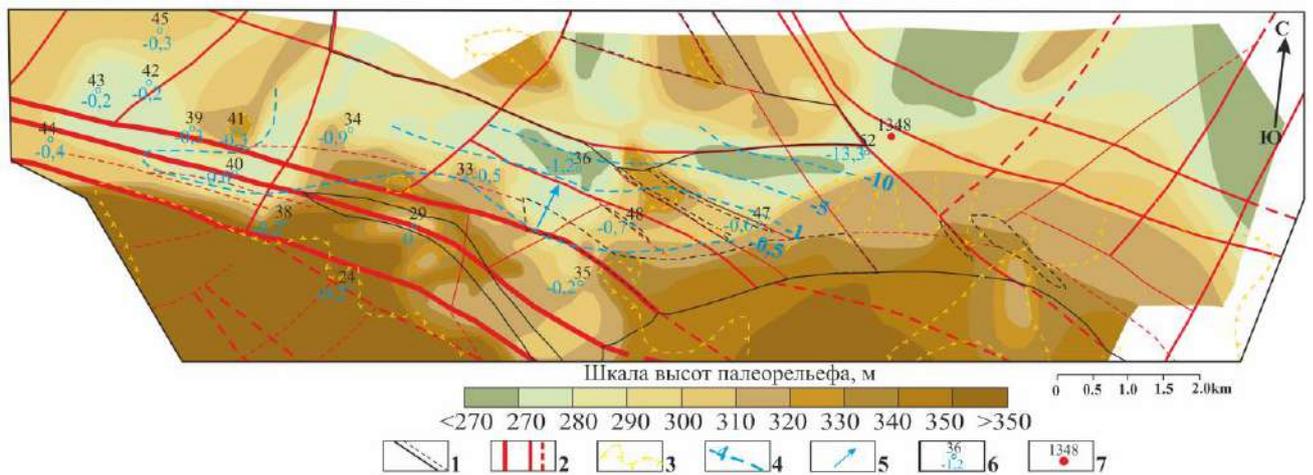


Рисунок 4.27 – Схема изменения уровня подземных вод после ПЯВ в скважине 1388 за период с 28.07.1987 г. по 09.12.1987 г. Здесь и далее на рисунках 4.25-4.27: 1 – геологическая граница интрузивных образований (пунктир – граница малых интрузий); 2 – разрывные нарушения разного ранга; 3 – граница распространения отложений миоцена, бергштрихи направлены в сторону развития отложений – глин неогена; 4 – изолинии амплитуд максимального снижения уровня (голубой) и восстановления (зеленый); 5 – основное направление движения подземных вод; 6-7 – скважина и ее номер: 6 – наблюдательная, цифра внизу – амплитуда максимального снижения уровня, м; 7 - боевая

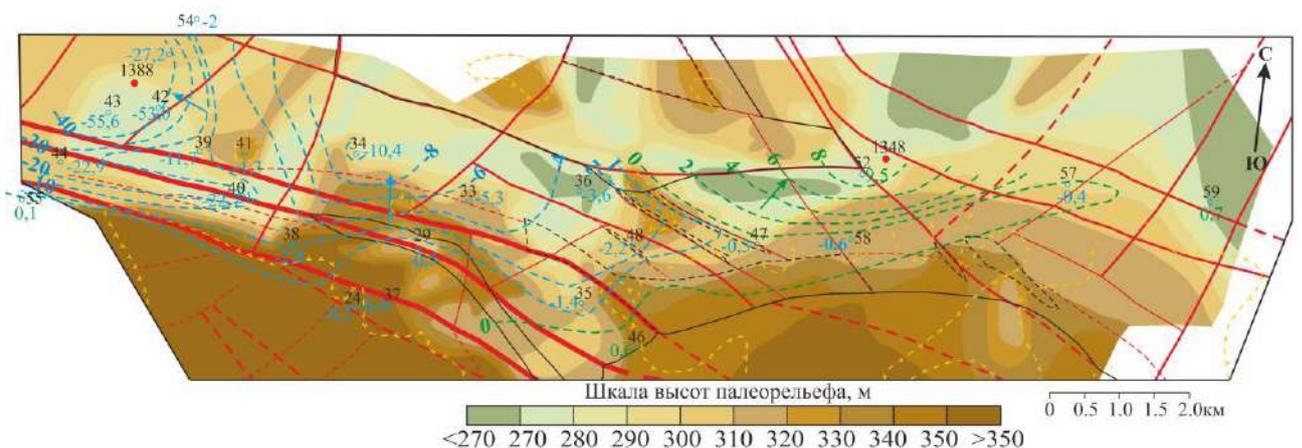


Рисунок 4.28 – Схема изменения уровня подземных вод после ПЯВ в скважине 1388 за период с 25.12.1987 г. по 31.03.1988 г.

Исключение составила эпицентральная зона ранее проведенного ПЯВ в скважине 1348, в пределах которой в скважине 52 прослежено восстановление уровня на 0.5 м через 18 дней после ПЯВ в скважине 1388 со скоростью 2.8 см/сут. В ближней зоне отмечено фонтанирование скважин на протяжении первых 5 часов после ПЯВ в скважине 1388 и последующее снижение уровня подземных вод со скоростью более 30 м в первые сутки, на 10-13 м – во вторые, до 4-6 м – в третьи. Подобная реакция подземных вод указывает на наличие гидравлической связи с зонами наведенной трещиноватости и изменение фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора на эпицентральном расстоянии 0.5-0.6 км [Volkova et al., 2004].

Рисунок изолиний снижения уровня через 18 суток после ПЯВ в скважине 1388 подтверждает наличие депрессионной воронки в эпицентральной зоне в радиусе до 1.2 км (рисунок 4.28). В скважинах 43 и 44 на эпицентральном расстоянии 0.6-1.5 км через 3 месяца после ПЯВ отмечено осушение кровли коренных пород из-за сработки гидростатического напора.

На эпицентральных расстояниях от 1.3 до 2.2 км амплитуда снижения уровня в первые сутки после ПЯВ изменялась от 8.8 до 0.4 м, через 18 суток после ПЯВ – от 23 до 3 м (рисунок 4.28). Исключение составил участок расположения скважины 41, в пределах которого из-за выклинивания относительного водоупора – глин неогена – трещинно-пластовые воды взаимосвязаны со спорадически распространенными в аллювиальных отложениях грунтовыми водами. Режим напорного горизонта сменяется на безнапорный. В безнапорном водоносном комплексе, вскрытом в скважине 41 на глубине 2.1 м, снижение уровня через 18 суток после ПЯВ в скважине 1388 не превысило 0.8 м на эпицентральном расстоянии 1.8 км.

Выделенный участок расположения скважины 41 представляет собой гидрогеологический водораздел, севернее которого отмечено существование депрессионной воронки, обусловленной ранее проведенным ПЯВ 15.11.1987 г. в скважине 1332, расположенной на расстоянии 3 км. Это подтверждается изменением направления подземного потока. До проведения ПЯВ в скважинах 1332 и 1388 абсолютные отметки уровней уменьшались в восточном направлении в створе скважин 34-33-36, на протяжении последующих месяцев, напротив, в западном направлении в створе скважин 36-33-34 (рисунок 4.26).

Изолинии снижения уровня асимметричны и вытянуты в восточном направлении вдоль северной границы регионального Калба-Чингизского разлома. Фрагментарно скальные породы в осевой части разлома через 10 дней после ПЯВ были осушены. В скважине 44, расположенной на расстоянии 1.5 км юго-западнее эпицентра ПЯВ в скважине 1388, мощность сдренированных пород составила 3 м. Через 3 месяца после ПЯВ зарегистрировано последующее снижение уровня в скважине 44 на 5 м на протяжении 9 месяцев (со скоростью

1.8 см/сут). В зоне влияния регионального разлома в скважине 40 на эпицентральной расстоянии 2.2 км напор подземных вод уменьшился на 22 м через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1388.

В остальных скважинах, расположенных на расстоянии от 3.2 до 7.5 км юго-восточнее и восточнее эпицентра ПЯВ в скважине 1388, отмечено плавное снижение уровня в течение 3 месяцев на 1.4-2.2 м в центральной части южного борта палеодолины. Вблизи области питания в скважинах 24 и 37 снижение уровня не превысило 0.2-0.4 м. На эпицентральной расстоянии от 8.2 до 14.6 км уровень подземных вод в течение месяца практически не изменился (рисунок 4.28). Прослежен естественный подъем уровня на 4 м в марте 1988 г. в паводковый период в скважине 46 и техногенное восстановление уровенной поверхности в скважине 52 (рисунок 4.26).

Таким образом, на схеме изменения уровня подземных вод через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1388 выделены 2 участка (рисунок 4.28). В пределах восточного участка установлено постепенное восстановление уровня после ПЯВ в скважине 1348. Западный участок характеризуется максимальным дренированием массива после ПЯВ в скважинах 1332 и 1388. Разрывное нарушение северо-западного простирания, расположенное в центре площадки «Заречье», к которому приурочена малая интрузия порфириров верхнего палеозоя, выступает в качестве гидрогеологически активной границы, контролирующей режимы снижения и восстановления уровня подземных вод.

Через 8 месяцев после ПЯВ в скважине 1388 в центральной части площадки «Заречье» прослежена относительная стабилизация гидрогеологической ситуации (рисунок 4.29).

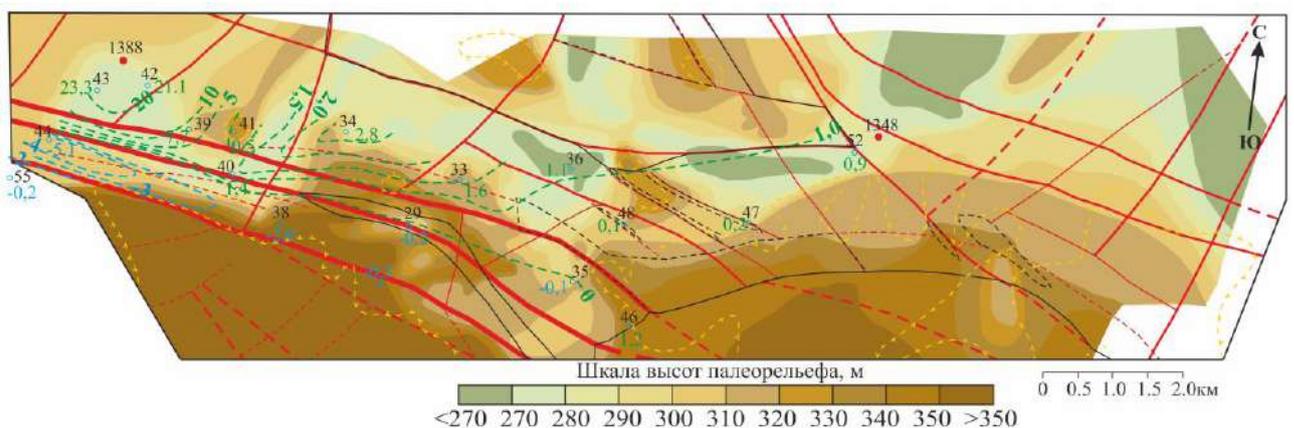


Рисунок 4.29 – Схема изменения уровня подземных вод после ПЯВ в скважине 1388 за период с 31.03.1988 г. по 31.08.1988 г.

Максимальный подъем уровня на 20 м и более отмечен на западе в эпицентральной зоне ПЯВ в скважине 1388. В пределах южной зоны влияния регионального разлома

сохраняется режим дренирования водоносного горизонта. Процесс восстановления техногенно нарушенного режима подземных вод после ПЯВ в скважинах 1348 и 1388 на площадке «Заречье» осложнен проведением последующей серии ПЯВ в скважинах 1350, 1346 и 1352 (рисунок 4.26). Максимальные снижения уровня на 16-35 м зарегистрированы через 4-7 дней после высокоинтенсивного воздействия на массив на расстоянии от 0.5 до 0.9 км от эпицентров ПЯВ.

Выводы к главе 4

Необратимое деформирование водонасыщенного коллектора при высокоинтенсивном воздействии и формирование природно-техногенной геосистемы подтверждено изменением физико-механических и геофизических параметров пород, фильтрационной структуры массива и образованием техногенных микроформ рельефа. По материалам повторной документации горизонтальных горных выработок установлено изменение модуля трещиноватости и коэффициента трещинной пустотности, наиболее значимо выраженное для интервалов распространения относительно монолитных пород. Прослежено изменение положения структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами в плане, мощности и интенсивности водопритоков в разрезе скважин.

Поствзрывные деформации массива горных пород сопряжены не только с эпицентральной зоной ПЯВ, но и приурочены к границам разного ранга (разрывным нарушениям, литологическим контактам, структурным границам, участкам, осложненным ранее проведенными ПЯВ).

Техногенное перераспределение направлений подземного потока и уклонов в пределах горного массива «Дегелен» связано с дренированием разрывных нарушений серией штолен, пройденных в нижней части гор. Повышению проницаемости массива и интенсификации вертикальной миграции атмосферных осадков и талых вод способствовали неоднократные проведения ПЯВ в штольнях. Продолжительность процесса восстановления уровня поверхности зависит от эпицентрального расстояния и близости области питания подземных вод, приуроченной к водораздельной части массива.

В результате относительного выравнивания крутизны подошвы водоупорного ложа слабо трещиноватых пород отмечено сглаживание и общий тренд снижения уровня поверхности. Формирование техногенно-нарушенной гидрогеодинамической обстановки прослежено в вариациях водопритоков в горных выработках и уровня в наблюдательных скважинах, изменении основных параметров подземного потока – расходов, уклонов, скорости, превышающих фоновые (сезонные) вариации этих значений на порядок.

Пространственно-временное перераспределение подземного потока на площадке «Балапан» происходит за счет формирования наведенной трещиноватости в эпицентре взрыва и вдоль структурных границ разного ранга, прослеженной в плане и разрезе скважин за счет сдвигания интервалов водопритоков и изменения их интенсивности. Размеры области нарушения гидрогеодинамической обстановки зависят не только от параметров эксперимента, но и от геолого-структурных и гидрогеологических условий участка. Разрывные нарушения могут рассматриваться в качестве границ, контролирующих условия формирования техногенно-нарушенного режима подземных вод и участков сдренированных (осушенных) пород.

Вариации уровня подземных вод являются одной из характеристик изменения свойств массива горных пород, позволяющей оценить степень взаимосвязи распространенных водоносных горизонтов с центральной зоной ПЯВ. Размеры сформированной при взрывном воздействии дополнительной гидрогеологической емкости (техногенной трещиноватости), приуроченной к структурным границам, определяют глубину развития и время существования воронки депрессии. В качестве основных критериев режима деформирования водонасыщенного коллектора рассматриваются вариации основных параметров подземного потока – изменение водопритоков в горных выработках и уровня в наблюдательных скважинах, уклонов, скорости, превышающие фоновые (сезонные) значения на порядок.

На основе сравнительного анализа натуральных наблюдений, полученных до и после крупномасштабного техногенного воздействия, установлено, что режим деформирования гидрогеологически активных зон разрывных нарушений в дальней зоне сопоставим с реакцией массива горных пород на крупномасштабное техногенное воздействие, зарегистрированное в ближней зоне.

Представленные результаты исследований имеют прикладное значение и могут быть привлечены для анализа изменения эффективных характеристик водонасыщенного коллектора, вмещающего объекты повышенного риска, при динамическом воздействии на массив горных пород.

Глава 5. Влияние квазистационарных и периодических факторов на водонасыщенный коллектор

В результате прецизионного мониторинга уровня подземных вод в асейсмичном регионе вне зоны активного техногенеза на территории ГФО «Михнево» и в промышленном регионе в зоне разрабатываемых железорудных месторождений КМА вблизи г. Губкин Белгородская область выделены основные гидрогеологические эффекты, которые проявились при динамическом деформировании водонасыщенного коллектора в разных диапазонах частот под воздействием квазистационарных и периодических факторов.

5.1. В условиях природной геосистемы (территория геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево»)

С февраля 2008 г. на территории ГФО «Михнево» проводится прецизионный мониторинг уровня алексинско-протвинского водоносного горизонта нижнего карбона, с июля 2013 г. – высокоточные наблюдения за уровнем каширского водоносного горизонта среднего карбона. Вариации уровня в недренируемых условиях рассматриваются в качестве индикатора состояния водонасыщенного коллектора карбонатной толщи, представленного известняком неравномерно трещиноватым, кавернозным с подчиненными прослоями глины, мергеля.

5.1.1. Анализ гидрогеологического отклика на земные приливы

ГФО «Михнево» расположена в платформенных условиях в центральной части Русской плиты [Горбунова и др., 2007, 2011]. В геофизических полях, регистрируемых на территории ГФО «Михнево», прослежен устойчивый отклик на лунно-солнечные приливы. Приливы, выделенные в уровне подземных вод и в смещении грунта, могут рассматриваться в качестве зондирующего сигнала, для диагностики состояния водонасыщенного коллектора [Виноградов и др., 2011а; 2013; Беседина и др., 2012; 2015].

Для выделения приливов из данных регистрации вариаций уровня подземных вод удалено влияние атмосферного давления и проведена фильтрация в диапазоне 13-15 суток, 22-

26 и 13-15 часов. Гармоника приливной волны M_f с периодом 13.66 суток, прослеженная в уровне подземных вод, приуроченных к коллектору трещинно-порового типа, изменчива по форме и интенсивности сигнала (рисунок 5.1).

Амплитуда приливов в уровне напорного водоносного горизонта плавно уменьшается от 2.2 см в сентябре 2013 г. до 1.5 см и ниже в зимний период 2014 г. и соответствует сезонным вариациям приливов, прослеженным в скорости смещения грунта на территории ГФО «Михнево» [Адушкин и др., 2012; Спивак и др., 2004]. Приливная волна M_f в уровне слабонапорного водоносного горизонта выражена слабее, амплитуда прилива изменяется от 0.5 см до 0.9 см.

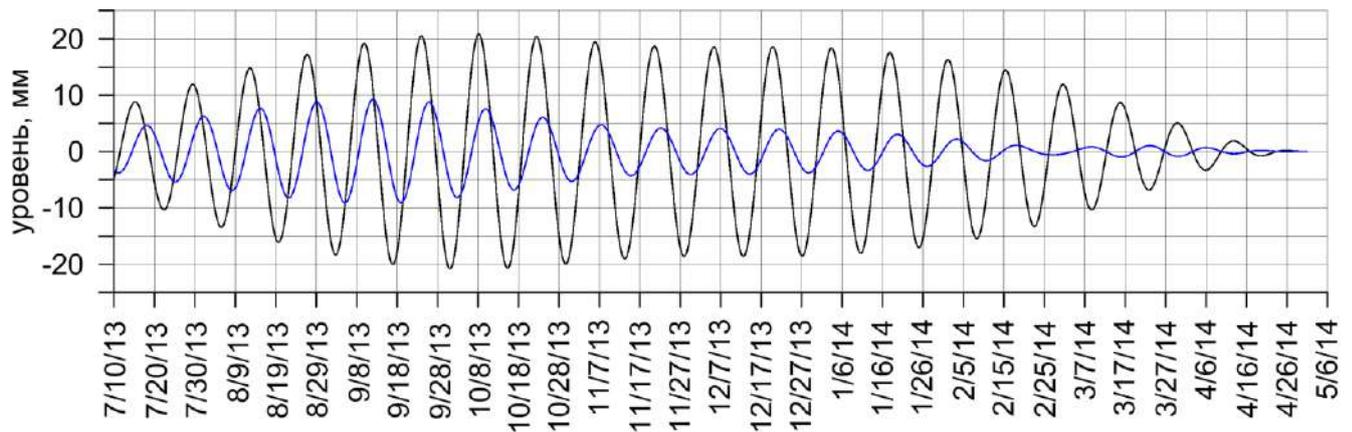


Рисунок 5.1 - Диаграмма приливной волны M_f в уровне подземных вод, очищенном от атмосферного давления для напорного (черный) и слабонапорного (синий) горизонтов

Для определения основных типов приливных волн по выбранным гидрогеологическим и сейсмическим рядам построены амплитудные спектры за периоды наблюдений 01.01.2011-31.05.2013 гг. и 01.07.2013 г.-30.04.2014 г. (рисунок 5.2).

В исходных данных наблюдений за уровнем напорного горизонта и сейсмических рядах устойчиво прослеживаются основные типы приливных волн – суточные (K_1 , O_1) и полусуточные (S_2 , M_2). В амплитудном спектре слабонапорного водоносного горизонта слабо выражена только суточная волна K_1 , значение которой находится на уровне шума (рисунок 5.2). Зашумленность амплитудного спектра, вероятно, связана с влиянием техногенной помехи. На это косвенно указывает общий тренд увеличение амплитуд уровня на периодах свыше 30 часов. Анализ вариаций уровня, обусловленных техногенной помехой, использован для оценки фильтрационных свойств коллектора трещинно-порового типа и представлен в разделе 5.1.3.

Амплитудный фактор оценен по отношению амплитуд приливов, выделенных в уровне напорного водоносного горизонта к теоретической деформации. Угол наклона линейной

зависимости между амплитудами приливов в уровне подземных вод на территории ГФО «Михнево» и теоретической деформации пород составляет $0.8 \text{ мм}/10^{-9}$ (рисунок 5.3).

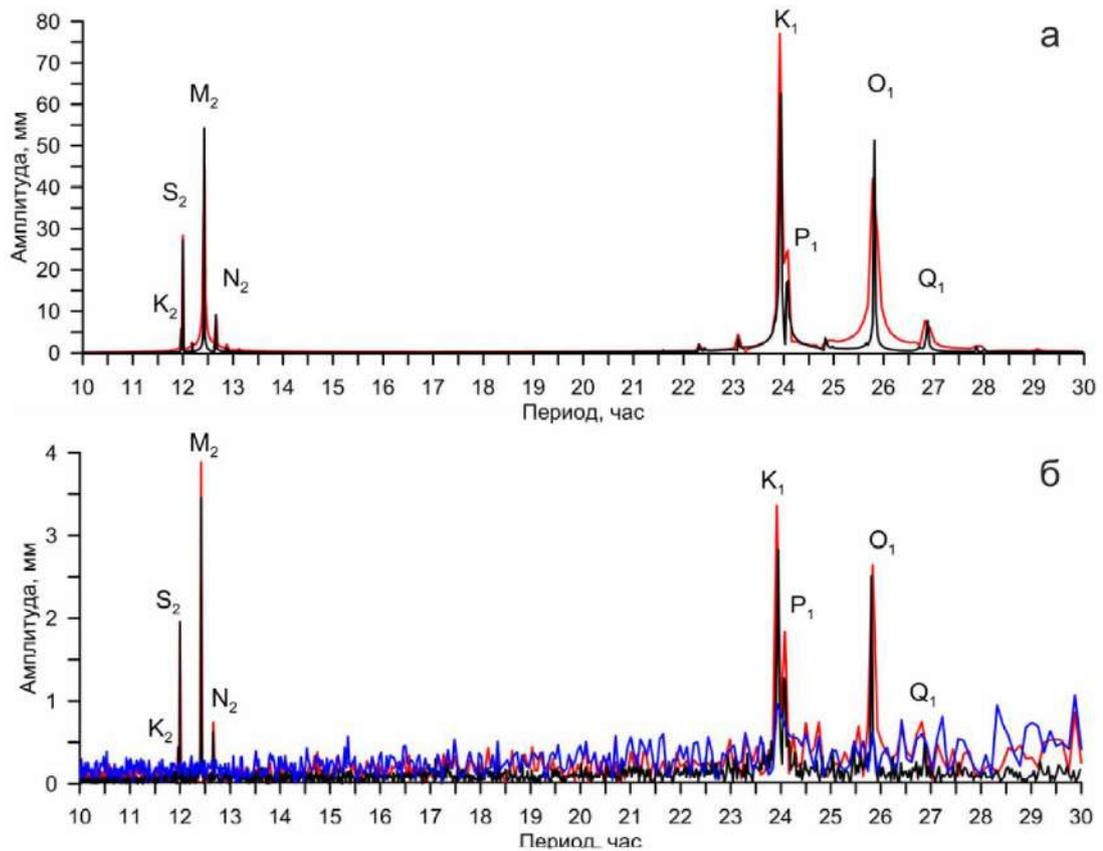


Рисунок 5.2 - Спектры приливов в смещении грунта (а), рассчитанном по программе ETERNA 3.0, уровне напорного водоносного горизонта (б) за периоды 01.01.2011-31.05.2013 гг. (черная линия) и 01.07.2013-30.04.2014 гг. (красная линия) и уровне слабонапорного водоносного горизонта (б) за период 01.07.2013-30.04.2014 гг. (синяя линия)

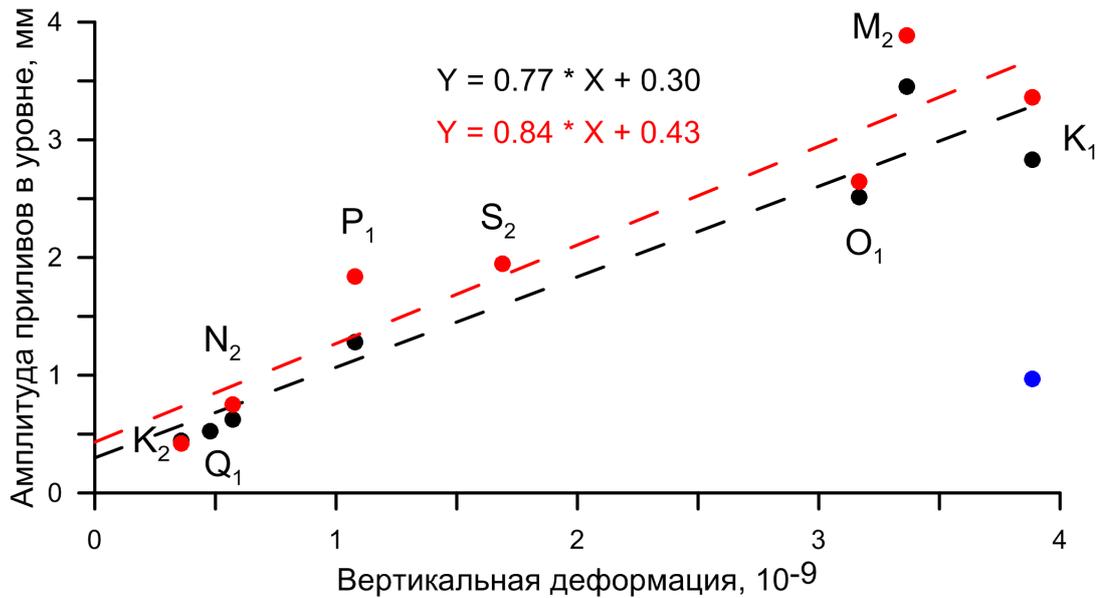


Рисунок 5.3 - Амплитудный фактор напорного водоносного горизонта за периоды 01.01.2011-31.05.2013 гг. (черная линия), 01.07.2013-30.04.2014 гг. (красная линия) и слабонапорного водоносного горизонта за период 01.07.2013-30.04.2014 гг. (синяя точка)

Ненулевой свободный член в линейной регрессионной функции указывает на завышение амплитуд приливов в воде в связи с наличием шума, либо на занижение значений теоретических деформаций относительно действительных параметров, характерных для рассматриваемого карбонатного коллектора трещинно-порового типа.

Предварительно годовой цикл амплитудно-частотных вариаций гидрогеологического отклика напорного горизонта, вызванного изменением объемной деформации водонасыщенного коллектора трещинно-порового под влиянием лунно-солнечных приливов, представлен на Т-Р спектрах в диапазоне периодов 5-35 часов для выбранных интервалов наблюдений февраль-март 2008 г, август-ноябрь 2008 г. и декабрь 2008 г. - март 2009 г. (рисунок 5.4).

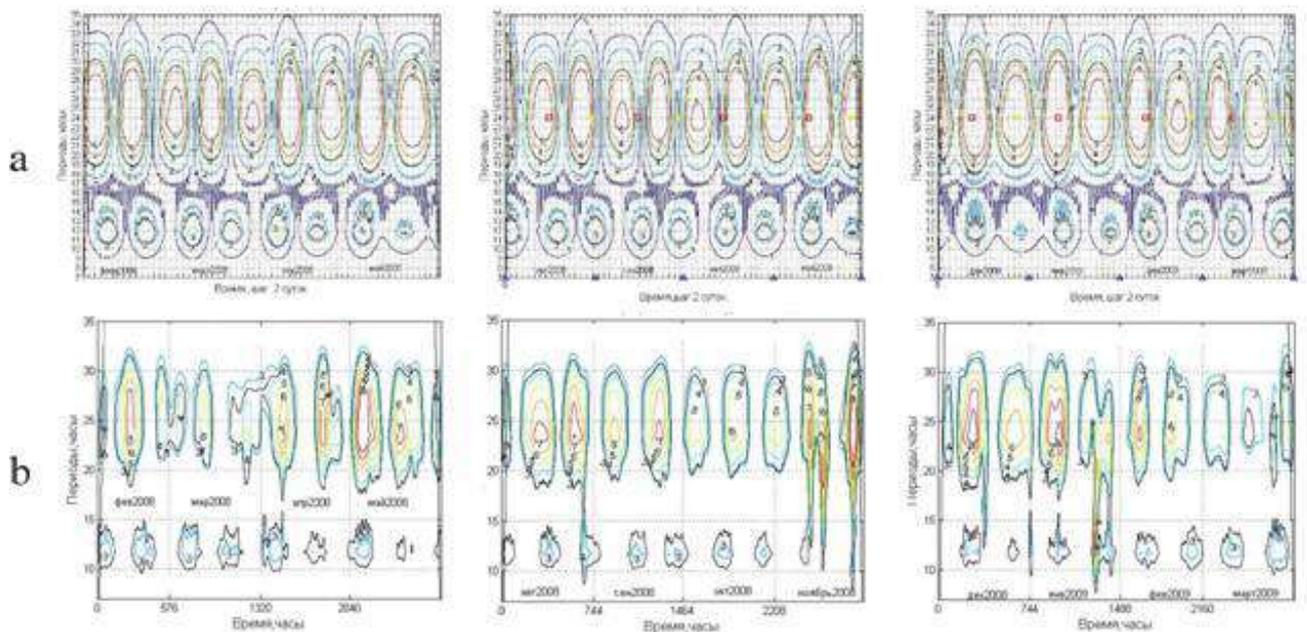


Рисунок 5.4 - Т-Р спектр: (а) – объемная деформация пород, обусловленная лунно-солнечными приливами, 10^{-9} ; (б) – приливы в уровне, мм

Полусуточные приливные гармоники, выделенные в объемной деформации пород и уровне напорного горизонта, выражены слабее в зимний период (декабрь 2008 г. - январь 2009 г.) по сравнению с весенне-осенним периодом (март-апрель 2008 г., сентябрь-октябрь 2008 г.). Максимальным суточным приливным гармоникам, прослеженным в объемной деформации пород летом (август 2008 г.) и зимой (декабрь 2008г. – январь 2009 г.), соответствуют экстремумы гидрогеологического отклика, превышающие 7 мм. Напротив, на рубеже март-апрель 2008 г. значение суточной приливной гармоники в объемной деформации водовмещающих пород минимально. Выраженность суточных приливов в вариациях уровня «размыта».

В течение апреля-мая 2008 г. отмечено расхождение между положением экстремумов приливных гармоник, выделенных в уровне и объемной деформации. Подобный «сдвиг», вероятно, указывает на наличие дополнительного фактора, присутствующего в составе выделенных гармоник приливных волн, несмотря на выполненную фильтрацию сигнала от влияния длиннопериодной составляющей и атмосферного давления. Например, «зашумленность» Т-Р спектра в ноябре 2008 г. обусловлена техногенным нарушением режима подземных вод в связи с проведением откачки и характеризуется наличием гармоник с амплитудами, перекрывающими значения полусуточных и суточных приливных вариаций, выделенных в уровне напорного горизонта (рисунок 5.4) [Горбунова и др., 2009; Kocharyan et al., 2010].

При квазистационарном режиме фильтрации приливы в уровне напорного водоносного горизонта соответствуют, в целом, вариациям приливов в смещении грунта, рассчитанным с использованием программного пакета ETERNA 3.0 (рисунок 5.5), и информативны для анализа проницаемости водонасыщенного коллектора.

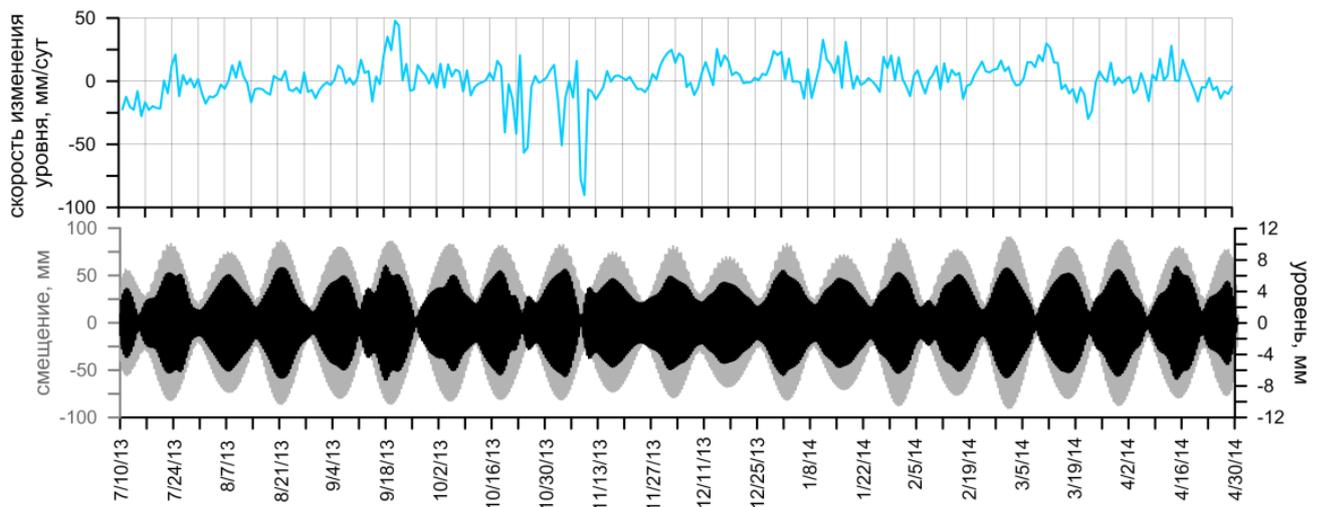


Рисунок 5.5 - Диаграммы скорости изменения уровня в напорном водоносном горизонте (голубая линия), полусуточных приливов в смещении грунта по вертикальной компоненте (серая линия), в уровне напорного (черная линия) водоносного горизонта

В периоды интенсивного подъема и снижения уровня напорного горизонта прослежено искажение амплитуд приливных волн (рисунок 5.5). Подобные участки являются недостоверными и в дальнейшем исключены из рассмотрения при диагностике состояния водонасыщенного коллектора трещинно-порового типа.

Суточные приливы в уровне слабонапорного горизонта, вскрытого в наблюдательной скважине, осложнены техногенным влиянием, связанным с эпизодическим водоотбором из технической скважины. Поэтому в отдельные периоды (7-8.09.2013 г., 2-8.02.2014 г.) амплитуда

суточной приливной волны в слабонапорном водоносном горизонте превышает значения, зарегистрированные в напорном горизонте, и не является информативной для оценки фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора (рисунок 5.6).

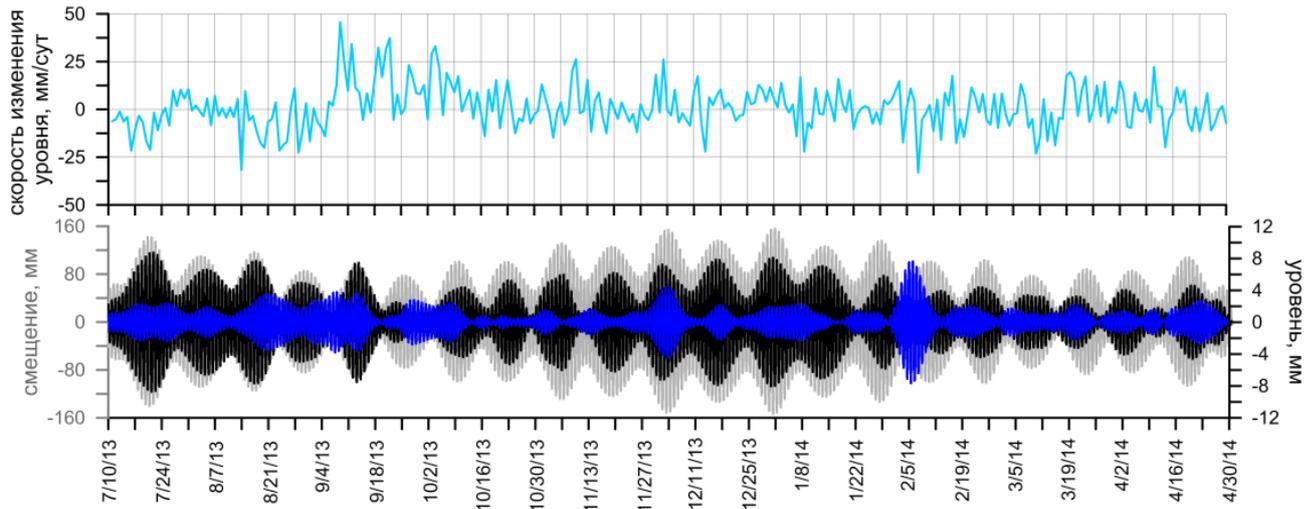


Рисунок 5.6 - Диаграммы скорости изменения уровня в слабонапорном водоносном горизонте (голубая линия), суточных приливов в смещении грунта по вертикальной компоненте (серая линия), в уровне напорного (черная линия) и слабонапорного (синяя линия) водоносных горизонтов

Применение предварительной визуализации огибающих приливов способствует идентификации участков, характеризующихся осложнением форм приливных компонент в уровне воды и смещении грунта, рассчитанном по экспериментальным данным, по сравнению с теоретическими значениями. В качестве примера комплексной обработки данных уровня напорного водоносного горизонта, очищенного от атмосферного давления, и смещения грунта выбран период наблюдений с 6.01.2011 г. по 31.05.2011 г.

За рассматриваемый период по полусуточной компоненте, выделенной в смещении грунта и уровне напорного горизонта полосовым фильтром 11-13 часов, прослежено усиление сигнала в марте относительно января и мая 2011 г. (рисунок 5.7). В период с 16 апреля по 14 мая суточная приливная компонента в уровне напорного горизонта выражена слабо. На участке квазистационарного режима фильтрации с вариациями уровня до ± 2 см/сут с 12 по 31 мая 2011 г. амплитуда суточных приливов в воде закономерно возрастает.

По суточной компоненте, отфильтрованной в диапазоне 23-25 часов, напротив, амплитуда отклика в смещении грунта и уровне напорного горизонта уменьшается (рисунок 5.8). Амплитуды полусуточной и суточной приливных волн в смещении грунта изменяются неравномерно относительно теоретических значений, рассчитанных с использованием программного пакета ETERNA 3.0. Для суточных приливов в зимний период

возрастают в 1.6 раз, весной – в 1.7 раз, для полусуточных – в среднем в 1.7 раз больше. Экстремумы приливов в смещении грунта, выделенные по сейсмическим данным, отстают на 1-2 дня по полусуточной компоненте и на 0.5-2.5 дней по суточной компоненте от экстремумов смещений, рассчитанных теоретически.

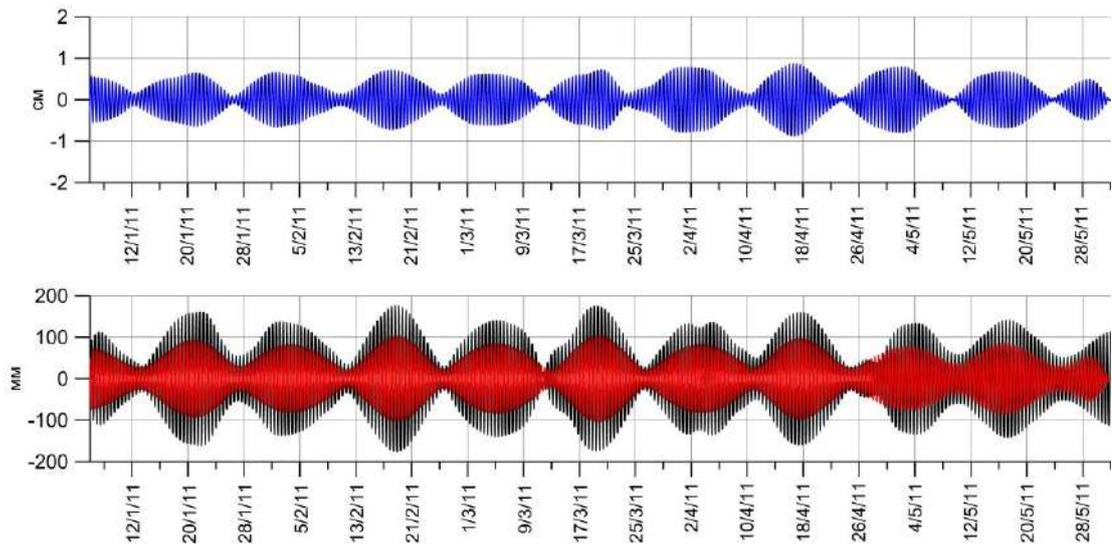


Рисунок 5.7 - Динамика полусуточной приливной компоненты в уровне напорного горизонта (синяя линия), смещении грунта, рассчитанного по данным STS-2 (черная линия) и по программе ETERNA 3.0 (красная линия)

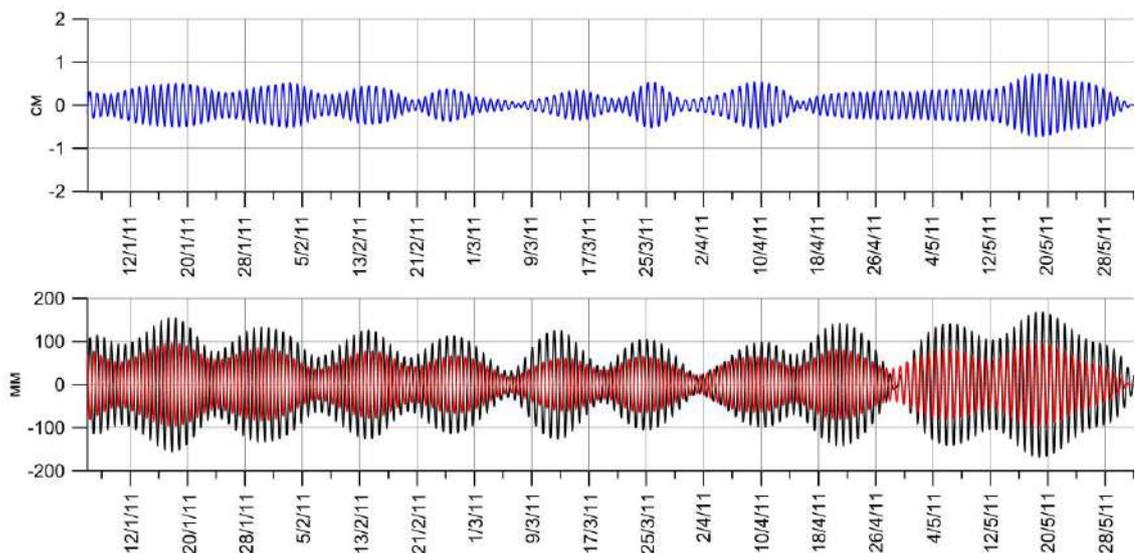


Рисунок 5.8 - Динамика суточной приливной компоненты в уровне напорного горизонта (синяя линия), смещении грунта, рассчитанного по данным STS-2 (черная линия) и по программе ETERNA 3.0 (красная линия)

В представленных рядах выделяются участки, в пределах которых прослеживается расхождение между экспериментальными (черная линия) и теоретическими значениями приливов (красная линия) в смещении грунта, как в усилении, так и ослаблении сигнала.

Фрагментарное «искажение» сигнала может быть связано с влиянием дополнительных факторов. Например, четко прослеживается отклик водонасыщенного коллектора на катастрофическое землетрясение с магнитудой M_w 9.1 Тохоку 11.03.2011 г. [Виноградов и др., 2011б]. Для полусуточной компоненты в период 11-12 марта 2011 г. зарегистрировано уменьшение амплитуд приливов в смещении грунта ниже теоретических значений с последующим незначительным увеличением с 13 по 15 марта 2011 г.

По полусуточной компоненте с 20 по 23 января и с 1 по 4 февраля 2011 г. выделяются участки с асимметричной формой сигнала в смещении грунта по вертикальной компоненте, которые, вероятно, указывают на изменение деформационных свойств коллектора. Гидрогеологический отклик на земные приливы отличается модуляцией сигнала. По полусуточной приливной компоненте наиболее выражено смещение экстремумов приливов в уровне напорного горизонта относительно огибающей, построенной по теоретически рассчитанным значениям смещения грунта по вертикальной компоненте.

Дополнительно выделяются участки рассинхронизации полусуточного и суточного гидрогеологических откликов на земные приливы относительно теоретических и экспериментальных гармоник приливов в смещении грунта, свидетельствующие о дополнительном влиянии локальных факторов, связанных с изменением условий питания и разгрузки подземных вод. В частности, суточная приливная волна в уровне напорного горизонта с 22 апреля по 8 мая 2011 г. (рисунок 5.8) в период максимально высокого положения уровня (рисунок 5.9) слабо выражена относительно приливной волны в смещении грунта.

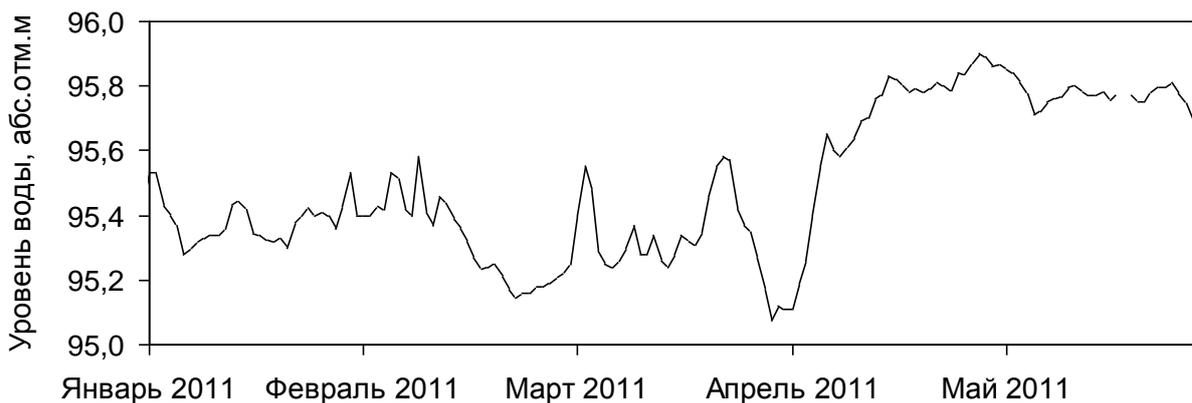


Рисунок 5.9 - Уровень напорного водоносного горизонта

Зарегистрированные значения максимальных амплитуд приливов в уровне и смещении грунта использованы дополнительно для построения временных диаграмм (рисунок 5.10). Амплитуда полусуточной приливной компоненты в смещении грунта изменяется от 70 до 100 мм до 117-175 мм, в уровне напорного горизонта - от 5 мм до 9 мм (рисунок 5.10а).

Амплитуда суточной приливной компоненты в смещении грунта варьирует от 60 до 90 мм, в уровне – от 3.3 до 7.3 мм. Для суточной компоненты в смещении грунта прослежено устойчивое снижение интенсивности сигнала в марте (до ± 60 мм) с закономерным увеличением значений в 1.5 и более раз в декабре 2010 г. и июне 2011 г. (до ± 90 мм) (рисунок 5.10б).

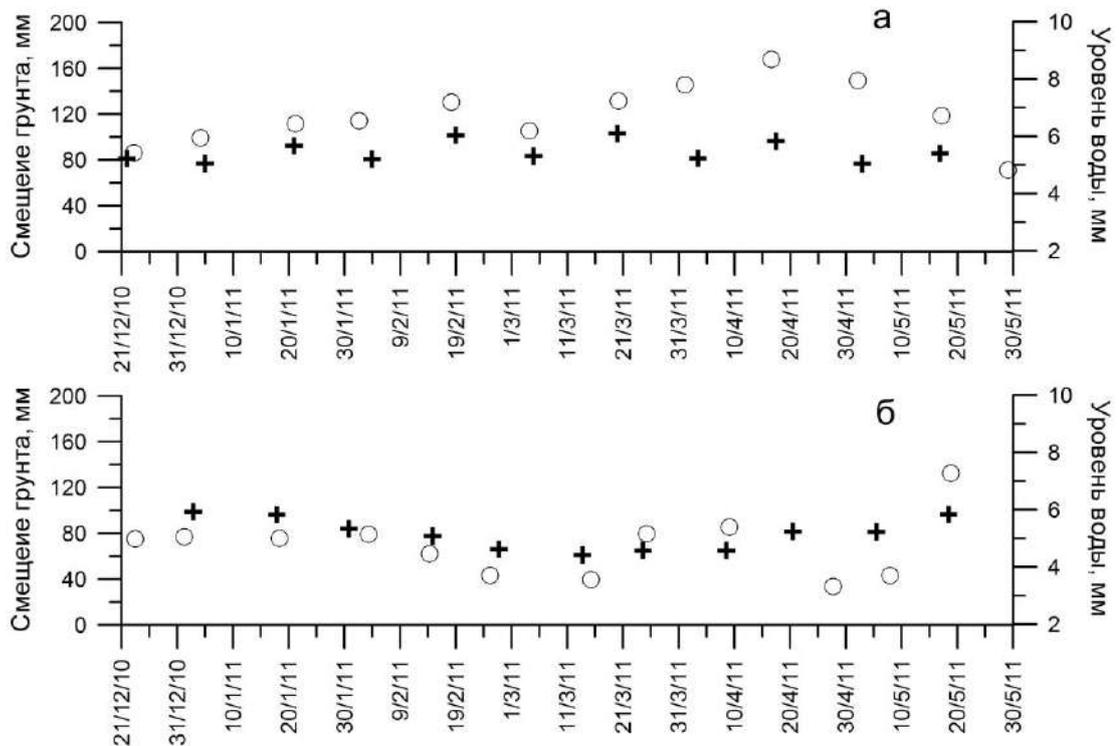


Рисунок 5.10 - Амплитуды полусуточной (а) и суточной (б) приливных компонент в уровне напорного горизонта (кружки) и смещении грунта (крестики)

Изменения полусуточной приливной компоненты в уровне напорного горизонта синхронны вариациям приливов в смещении грунта, но максимальное значение амплитуды гидрогеологического отклика зарегистрировано в апреле 2011 г. и, вероятно, связано с подъемом пьезометрической поверхности со скоростью более 5 см/сут (рисунок 5.9) [Горбунова и др., 2013].

Приливы в уровне подземных вод, в целом, соответствуют, вариациям приливов в смещении грунта [Besedina et al., 2014]. Для участков, не осложненных внешними помехами, в соответствии с теорией пороупругости запаздывание приливных волн в уровне подземных вод относительно смещения грунта может быть использовано для оценки водопроницаемости и проницаемости водонасыщенного коллектора.

Влияние земных приливов на состояние водонасыщенного коллектора рассмотрено для трех интервалов непрерывных измерений: январь 2011 г. - май 2013 г., июль 2013 г. - май 2014 г. и август 2014 г. - январь 2016 г. Отрицательный фазовый сдвиг между приливными

компонентами, выделенными в уровне напорного водоносного горизонта и смещении грунта, наблюдается при квазистационарном режиме фильтрации (аналогично [Hsieh et al., 1987]). Положительные значения косвенно указывают на влияние дополнительных эндогенных или экзогенных факторов, которые оказывают влияние на формирование режима напорного водоносного горизонта, и означают, что нельзя рассматривать реакцию водонасыщенного коллектора на земные приливы в рамках пороупругой модели.

Суточные изменения уровня определялись как разница между минимальными и максимальными значениями. Поскольку вариации приливных компонентов проявляются в диапазоне низких частот, то было проведено сглаживание суточных вариаций уровня с помощью рабочего окна в 28 дней (рисунок 5.11).

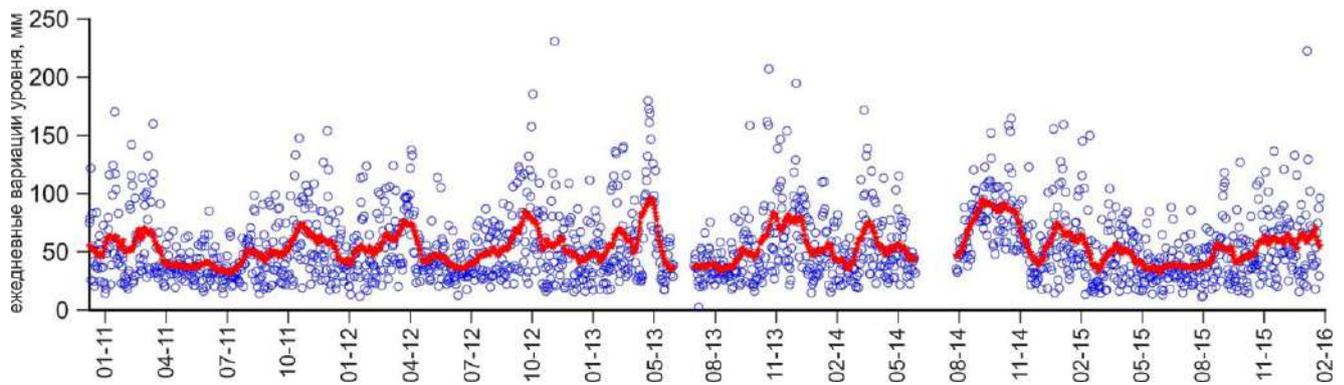


Рисунок 5.11 - Ежедневные вариации уровня напорного водоносного горизонта. Исходные ежедневные вариации уровня обозначены синими кружками, сглаженный ряд в окне 28 дней представлен красными кружками

Для удобства полученные сглаженные данные продублированы на рисунке 5.12 для сопоставления значений суточных вариаций уровня с фазовым сдвигом волны M_2 . Горизонтальная розовая линия соответствует медианному значению сглаженных данных, которое равно 51.35 мм.

Для выделения интервалов квазистационарного режима фильтрации из рассмотрения были исключены дни, когда вариации уровня превышали медианное значение сглаженных данных, которые обозначены красной заливкой на рисунке 5.12. Синими стрелками обозначены даты, которые соответствуют удаленным землетрясениям с расчетной плотностью сейсмической энергии на территории ГФО «Михнево» свыше $0.7 \cdot 10^{-4}$ Дж/м³. Гидрогеологические отклики на землетрясения, охарактеризованные этим значением и выше, привели к изменению фильтрационных свойств в зоне разлома Венчуанского землетрясения 12.05.2008 г. по данным мониторинга уровня подземных вод в скважине WFSD-1 [Xue et al., 2013].

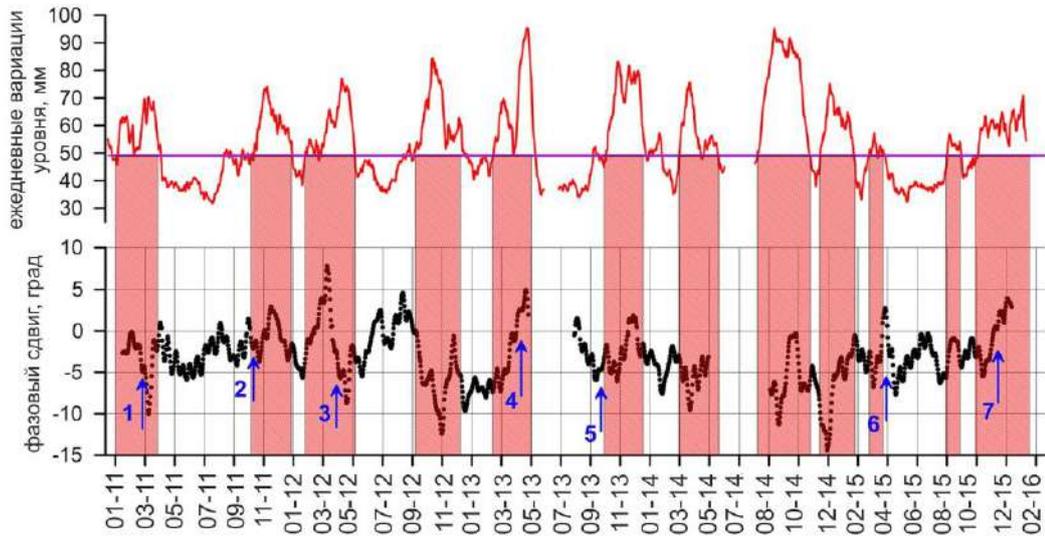


Рисунок 5.12 - Фазовый сдвиг (черные точки) между смещением грунта и вариациями уровня для волны M_2 . Ежедневные вариации уровня обозначены красной линией, показанной на рисунке 5.11. Розовая линия соответствует среднему значению сглаженного ряда. Красные области соотносены с днями значений вариаций уровня, превышающих медианное значение сглаженных данных. Синими стрелками обозначены удаленные землетрясения: 1 - 11.03.2011, M_w 9.1; 2 - 23.10.2011, M_w 7.1; 3 - 11.04.2012, M_w 8.6; 4 - 16.04.2013, M_w 7.7; 5 - 24.09.2013, m_b 7.7; 6 - 25.04.2015, M_w 7.9; 7 - 07.12.2015, M_w 7.2

На рисунке 5.13 показано распределение фазовых сдвигов между смещением грунта и изменением уровня воды. Красные прямоугольники соответствуют всем 1766 дням из трех рассматриваемых интервалов, полосатыми синими прямоугольниками обозначены 883 дня, лежащие вне интервалов, которые характеризуются суточными вариациями уровня более 51.35 мм (красные области на рисунке 5.12). Сплошными линиями отмечено соответствующее нормальное распределение Гаусса.

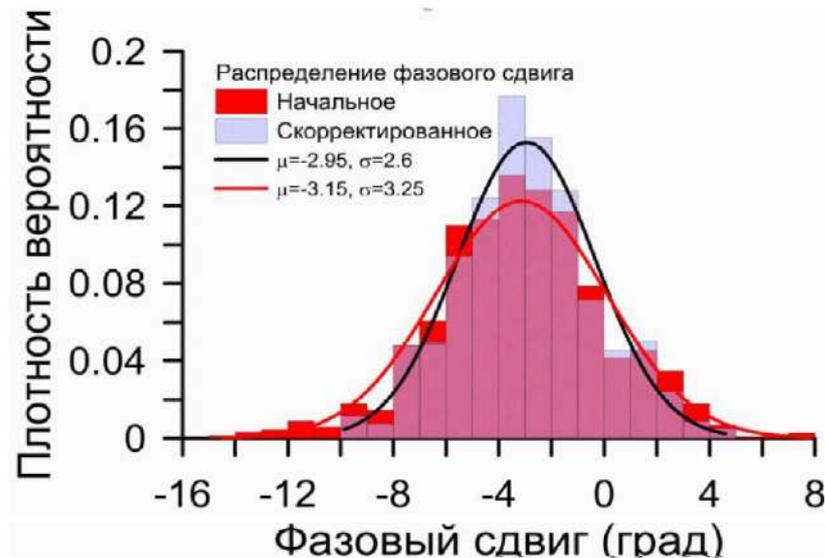


Рисунок 5.13 - Функция распределения фазового сдвига

Согласно графику, среднее значение фазового сдвига остается неизменным, в то время как стандартное отклонение скорректированных данных примерно на 20% меньше. Откорректированный диапазон остается отрицательным, хотя отмечаются и некоторые положительные значения.

Исследование влияния приливных волн на режим деформирования коллектора проведено на основе анализа фоновых фильтрационных характеристик водонасыщенного коллектора. С учетом зависимости между водопроницаемостью пласта и фазовым сдвигом (между приливными волнами, выделенными в смещении грунта и уровне подземных вод), предложенной в работе [Hsieh et al., 1987], выполнена оценка водопроницаемости водонасыщенного коллектора.

На рисунке 5.14 красная область соответствует оценке по всей выборке значений фазового сдвига. В средней розовой области исключены значения, полученные при вариациях уровня более 5.1 см/сут. Меньшая (зеленая) область соответствует оценкам, полученным при откачке напорного водоносного горизонта.

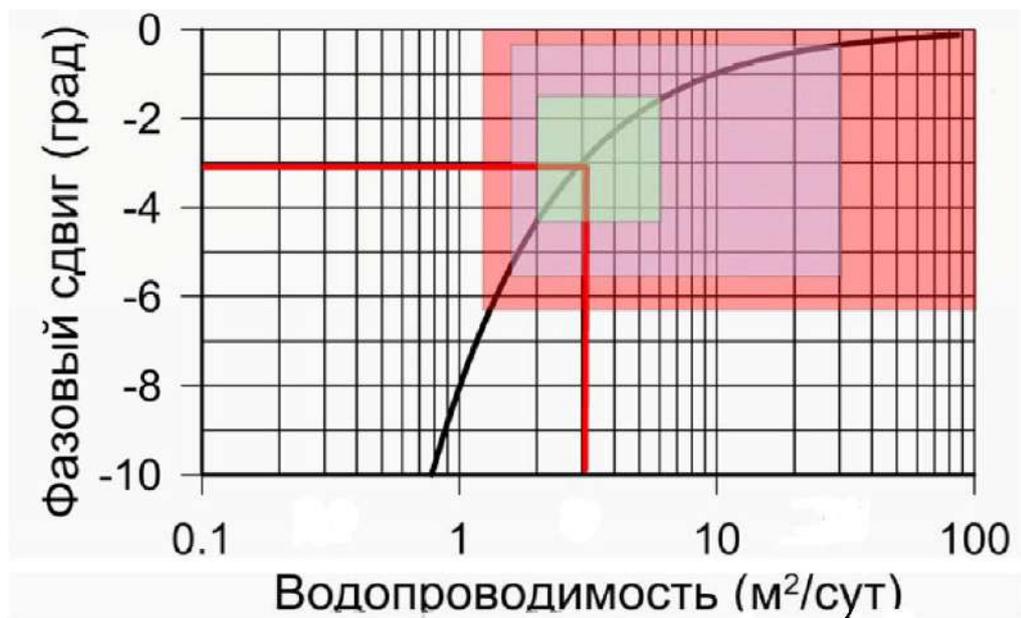


Рисунок 5.14 - Зависимость между водопроницаемостью и фазовым сдвигом в диапазоне приливной волны M_2 (черная линия - теоретическая зависимость [Hsieh et al., 1987], красные линии - средние значения фазового сдвига; большая красная область соответствует оценкам по всей выборке значений фазового сдвига, в средней области исключены значения, полученные при вариациях уровня более 5.1 см/сут, меньшая область соответствует оценкам, полученным при проведении откачки)

С 01.2011 г. по 01.2016 г. водопроницаемость вод насыщенного коллектора изменяется от 2 до 6 м²/сут (проницаемость от $8.2 \cdot 10^{-14}$ до $1.54 \cdot 10^{-12}$ м²) и, вероятно, взаимосвязана с динамическими вариациями упругой емкости пласта под влиянием земных приливов.

5.1.2. Исследование реакции водонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений

За период наблюдений 2010-2019 гг. в напорном водоносном горизонте зарегистрированы гидрогеологические отклики на 16 землетрясений M_w 7.1-9.1, произошедших на эпицентральных расстояниях от 1864 до 14862 км. В слабонапорном водоносном горизонте за период наблюдений 2013-2019 гг. гидрогеологические эффекты выделены от 59 землетрясений M_w 6.2-8.3 на эпицентральных расстояниях от 1863 до 16507 км (рисунок 5.15).

Результаты обработки экспериментальных данных, полученных на территории ГФО «Михнево», с учетом эпицентрального расстояния и приуроченности очагов к различным сейсмическим поясам представлены в таблице 5.1.

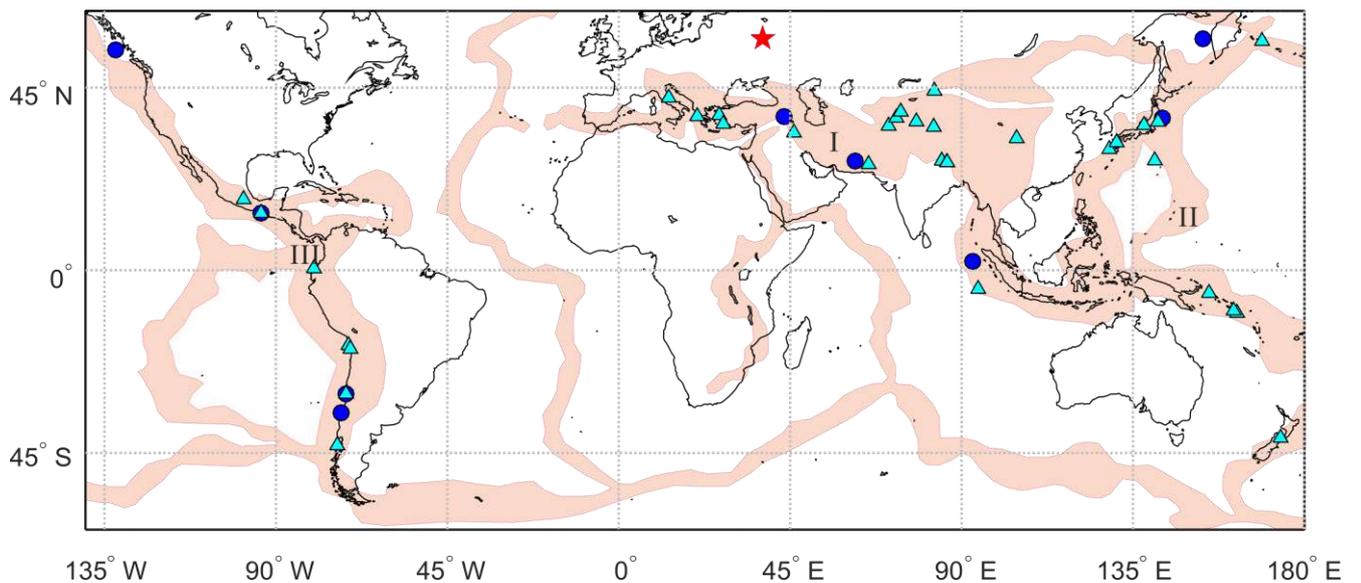


Рисунок 5.15 – Схема эпицентров землетрясений, которые зарегистрированы в вариациях уровня напорного (синие кружки) и слабонапорного (голубые треугольники) водоносных горизонтов на территории ГФО «Михнево» (МНВ) (звездочка) и сейсмические пояса Земли (розовый контур): I – Средиземноморско-Трансзиатский, II – Западно-Тихоокеанский, III – Восточно-Тихоокеанский

Таблица 5.1 – Список землетрясений, при которых зарегистрированы гидрогеологические эффекты в наблюдательных скважинах на территории ГФО «Михнево»

Дата	Время прихода продольной волны на станцию «Обнинск»	Глубина очага, км	Магнитуда M_w	Эпицентрально-расстояние r , км	Плотность сейсмической энергии $\epsilon \cdot 10^{-4}$ дж/м ³	Двойная амплитуда скорости смещения грунта U_p - r , мм/с по Z-компоненте	Уровень подземных вод, м	Двойная амплитуда уровня подземных вод, мм	Регион/ тип гидрогеологического отклика
Напорный водоносный комплекс									
I. Средиземноморско-Трансазиатский сейсмический пояс									
2011-10-23	10:45:18.6	15	7.1	1864	2.65	1.51	71.0	7.0	Турция/ II
2013-04-16	10:50:44.6	70	7.7	3563	2.73	1.01	70.9	6.3	Юго-Зап. Пакистан/ II
2018-10-25	22:59:29.6	10	7.1	2336	0.49	1.37	65.7	2.4	Ионическое море
II. Западно-Тихоокеанский сейсмический пояс									
2013-05-24	05:53:59.8	600	8.3	6492	3.26	0.77	68.3	3.5	Охотское море/ I
2011-03-11	05:57:17.2	20	9.1	7467	30.73	3.78	71.7	41.5	Вост. побережье о.Хонсю/ III
2012-04-11	08:49:41.1	25	8.6	7764	5.14	2.51	70.0	19.4	Зап. побережье Северной Суматры/III
2018-09-28	10:15:24.8	10	7.6	9523	0.10	0.12	65.6	5.4	Полуостров Минахаса, о. Сулавеси
2018-02-25	-	10	7.2	11521	0.01	0.08	65.5	2.4	Новая Гвинея, Папуа
2018-09-06	16:07:21.4	610	7.1	14826	0.005	0.15	65.7	2.2	О-ва Фиджи/ I
III. Восточно-Тихоокеанский сейсмический пояс									
2018-01-23	09:42:47.0	10	7.9	7684	0.51	0.30	65.7	2.4	Аляска
2018-11-30	17:39:53.5	33	7.1	7067	0.05	0.06	66.1	2.2	Аляска
2012-10-28	03:15:31.9	20	7.8	8029	0.32	0.39	70.4	6.0	Район о-ов Королевы Шарлотты/ I
2018-01-10	03:04:38.5	10	7.5	10271	0.06	0.12	65.7	2.2	Карибское море
2017-09-08	05:02:50.4	70	8.2	11024	0.47	2.46	66.4	8.0	Зап. побережье Чьяпас/ III
2015-09-16	23:13:29.5	25	8.3	14026	0.31	0.58	69.0	3.0	Побережье центр. Чили/ I
2010-02-27	06:53:19.7	23	8.8	14464	1.51	1.79	70.0	14.9	Побережье Центр. Чили/III
Слабонапорный водоносный горизонт									
I. Средиземноморско-Трансазиатский сейсмический пояс									
2014-05-24	09:28:51.4	10	6.9	1863	1.36	0.62	43.1	-	Эгейское море/ I

2017-06-12	12:32:43.7	12	6.3	1975	0.15	0.31	44.9	10.2	Эгейское море/ I
2019-11-26	02:58:14.9	20	6.4	2019	0.20	0.20	45.1	6.0	Албания
2017-07-20	22:35:34.3	10	6.6	2152	0.32	0.23	45.1	6.1	Острова Додеканес, Греция/ I
2015-11-17	07:14:34.7	10	6.5	2221	0.21	0.16	46.2	5.5	Греция/ I
2016-10-30	6:44:45.8	10	6.6	2237	0.29	0.25	45.6	8.2	Центральная Италия/ I
2018-10-25	22:59:29.6	10	7.1	2336	0.49	1.37	44.9	45.4	Ионическое море
2017-11-12	18:23:00.0	20	7.4	2315	3.73	0.52	45.4	18.3	Ирак/ II
2018-11-25	16:42:20.6	10	6.3	2377	0.09	0.07	45.1	2.4	п.о.Иран-Ирак
2016-06-26	11:23:10.6	15	6.4	3145	0.05	0.11	45.2	4.4	Таджикистан/ I
2015-12-07	07:56:09.0	33	7.2	3206	0.71	0.82	46.1	35.0	Таджикистан/ I
2015-10-26	09:15:19.7	215	7.5	3240	1.87	0.39	45.9	14.2	Гиндукуш, Афганистан/ II
2017-08-08	23:34:10.8	27	6.3	3395	0.03	0.33	45.4	13.7	Китай (около Казахстана)/ I
2015-07-03	01:14:20.4	20	6.4	3596	0.03	0.23	45.6	10.2	Южный Синьцзян, Китай/ I
2014-02-12	09:26:55.8	6.9	6.9	3978	0.14	0.14	42.9	6.0	Южный Синьцзян, Китай/ I
2017-08-08	13:28:51.8	16	6.5	5571	0.013	0.08	45.4	3.9	Китай/ I
2013-09-28	07:40:58	7.7	6.8	3802	0.11	0.34	43.4	10.7	Пакистан/ I
2015-04-25	06:19:30.5	13	7.9	4783	2.17	0.66	45.4	29.2	Непал/ I
2015-04-26	07:17:22.1	10	6.7	4897	0.04	0.22	45.4	10.3	Непал/ I
2015-05-12	07:13:32	15	7.2	4901	0.20	0.87	45.4	38.1	Непал/ I
II. Западно-Тихоокеанский сейсмический пояс									
2018-12-20	17:12:15.9	40	7.2	6915	0.07	0.25	45.2	9.6	Командорские острова/ I
2017-07-17	23:44:45.8	10	7.7	7082	0.34	0.34	45.1	13.2	Командорские острова/ II
2018-10-10	23:26:34.8	50	6.5	7145	0.01	0.08	45.1	2.1	Курильские острова/ I
2018-09-05	18:18:27.4	33	6.7	7034	0.01	0.19	45.0	6.5	о. Хоккайдо/ I
2016-04-15	16:35:52	10	7.0	7287	0.03	0.29	45.7	9.2	о. Кюсю/ I
2015-11-13	21:02:24.7	10	6.8	7309	0.02	0.33	46.2	12.6	Северо-зап. о-ов Рюкю/ I
2019-06-18	13:33:04.9	20	6.5	7241	0.01	0.08	45.5	3.4	о. Хонсю
2014-11-22	13:19:08.3	10	6.2	7351	0.002	0.11	44.5	4.8	Вост. побережье о.Хонсю/ I
2016-11-21	21:10:45.3	10	6.9	7482	0.02	0.25	45.9	9	Вост. побережье Хонсю/ I
2015-05-30	11:33:36.7	680	7.9	8279	0.41	0.11	45.1	3.8	р-он о-ва Бонин/ I
2016-03-02	13:01:35.8	10	7.8	8422	0.28	0.18	46.2	9	Суматра/ II
2018-12-29	03:51:38.4	60	7.0	9399	0.01	0.13	45.3	3.5	Минданао, Филиппины/ I
2018-09-28	10:15:24.8	10	7.6	9523	0.10	0.12	45.0	6.1	Полуостров Минахаса, о. Сулавеси/ I

2019-11-14	16:30:29.8	45	7.1	9761	0.02	0.07	46.0	3.0	Север Молуккского моря
2019-07-14	09:23:53.8	12	7.2	10096	0.02	0.05	45.7	3.0	Хальмахера, Индонезия
2018-02-25	-	10	7.2	11521	0.01	0.08	45.5	2.9	Новая Гвинея, Папуа/ I
2019-05-14	-	10	7.6	11931	0.05	-	45.0	9.0	Район Новой Британии
2017-01-22	04:48:37.0	150	7.9	12265	0.12	0.35	45.9	13.3	Суматра/ II
2016-12-08	17:57:29.1	33	7.8	13079	0.07	0.58	45.8	23	Соломоновы о-ва/ II
2014-04-12	20:33:26.9	10	7.6	13189	0.04	0.20	43.0	9	Соломоновы о-ва/ II
2018-09-06	16:07:21.4	610	7.1	14826	0.005	0.15	45.0	2.9	Острова Фиджи/ I
2018-08-19	00:37:48.9	560	8.2	14920	0.19	0.22	45.0	8.6	о. Тонго/ II
2016-11-13	11:22:33.8	10	7.8	16507	0.04	0.16	45.9	10.2	Южные о-ва, Новая Зеландия/ II
III. Восточно-Тихоокеанский сейсмический пояс									
2018-11-30	17:39:53.5	33	7.1	7067	0.05	0.06	45.3	2.2	Аляска/ I
2016-01-24	10:40:55.9	130	7.1	7260	0.04	0.055	46.3	3.5	Аляска/ I
2018-01-23	09:42:47.0	10	7.9	7684	0.51	0.30	45.1	11.6	Аляска/ II
2019-07-06	03:32:37.6	10	7.0	9656	0.01	0.12	45.6	7.6	Центр. Калифорния
2018-01-10	03:04:38.5	10	7.5	10271	0.06	0.12	45.1	5.0	Карибское море
2017-09-19	18:28:04.4	50	7.1	10873	0.012	0.15	45.4	7.7	Мексика/ I
2018-02-16	23:53:16.4	10	7.2	11023	0.02	0.11	45.5	5.3	Мексика/ I
2017-09-08	05:02:50.4	70	8.2	11024	0.47	2.46	45.3	110.6	Мексика/ III
2016-04-16	00:12:12.8	20	7.8	11698	0.10	0.21	44.5	3.8	Эквадор/ I
2019-02-22	-	120	7.5	11773	0.04	0.12	45.6	3.0	Перу-Эквадор
2019-05-26	-	100	8.0	11946	0.19	0.15	45.2	7.7	Северное Перу
2018-01-14	09:37:22.4	10	7.1	12874	0.01	0.09	45.2	5.0	Перу/ I
2014-04-02	00:05:29.2	20	8.1	12961	0.20	0.42	42.8	15.1	Побережье Сев. Чили/ II
2014-04-03	03:01:57.6	20	7.7	13009	0.05	0.32	42.8	13.3	Побережье Сев. Чили/ I
2015-09-16	23:13:29.5	25	8.3	14026	0.31	0.58	45.9	23.1	Побережье Центр. Чили / II
2016-12-25	14:41:41.0	33	7.6	15079	0.02	0.22	45.8	8.8	Южное Чили / II

Большинство землетрясений мелкофокусные с глубиной очага до 70 км. В отдельных случаях прослежены отклики на среднефокусные землетрясения в интервале глубин 120-215 км (в районах Южной Аляски 24.01.2016 г.; Гиндукуша, Афганистан 26.10.2015 г.; Перу 22.02.2019 и 26.05.2019) и глубоководные в интервале глубин 560-680 км (в Охотском море, вдоль западной гряды островов Бонин, Тонга и Фиджи в Тихом океане). При скорости смещения грунта (по вертикальной компоненте здесь и далее) от 0.05 до 3.78 мм/с амплитуды

гидрогеологических откликов слабонапорного водоносного горизонта варьируют от 2.1 до 110.6 мм, напорного - от 2.2 до 41.5 мм (рисунок 5.16). Зависимость динамических колебаний уровня подземных вод от скорости смещения грунта аппроксимируется степенной функцией. Для слабонапорного водоносного горизонта характеризуется относительно высокой коэффициентом корреляции по сравнению с напорным. Амплитуды гидрогеологических откликов слабонапорного и напорного горизонтов в среднем различаются на порядок в диапазоне зарегистрированных скоростей смещения грунта 0.6–1.3 мм/с при прохождении сейсмических волн от одного и того же землетрясения.

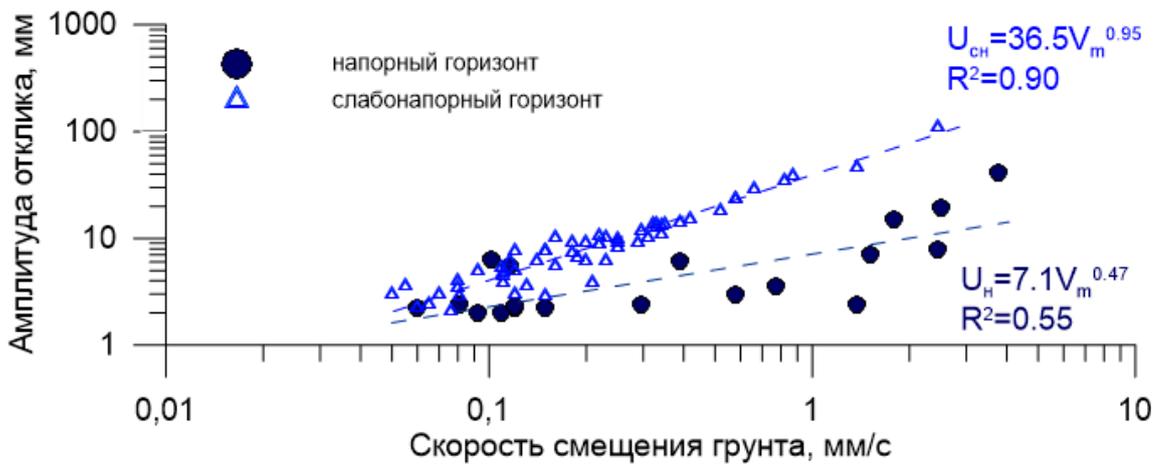


Рисунок 5.16 – Зависимость амплитуд уровней напорного и слабонапорного водоносных горизонтов от максимальной скорости смещения грунта по вертикальной компоненте от удаленных землетрясений на территории ГФО «Михнево»

Вариации уровня подземных вод преимущественно синхронны изменению скорости смещения грунта от удаленных землетрясений. Экстремумы в вариациях уровня напорного и слабонапорного водоносных горизонтов проявляются как одновременно (рисунок 5.17), так и с запаздыванием относительно вступления сейсмических волн (5.18).

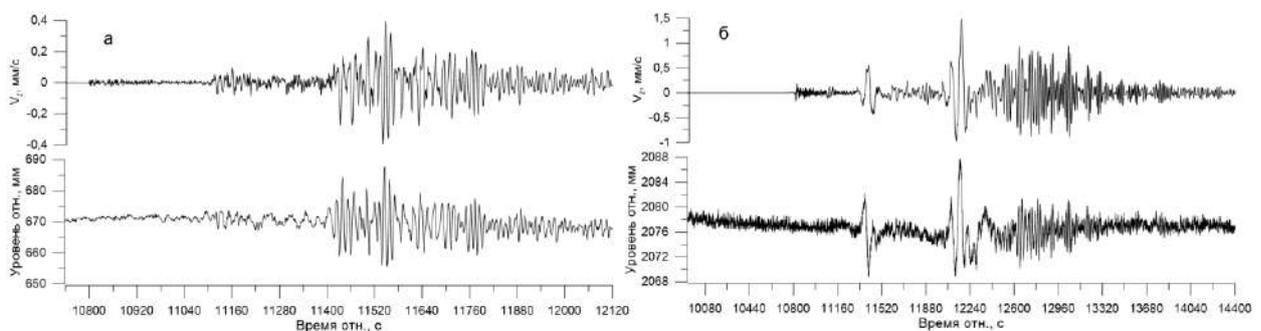


Рисунок 5.17 - Сейсмограммы по Z-компоненте (верхний ряд) и диаграммы вариаций уровня (нижний ряд) слабонапорного горизонта при землетрясении в Таджикистане 07.12.2015 M_w 7.2 (а) и напорного горизонта при землетрясении вблизи Северной Суматры 11.04.2012 г M_w 8.6

При скорости смещения грунта до 0.2 мм/с амплитуды гидрогеологических откликов разновозрастных горизонтов имеют близкие значения. Например, при максимальной скорости смещения грунта 0.12 мм/с на территории ГФО «Михнево» на эпицентральной расстоянии 9523 км от землетрясения 28.09.2018 М 7.0 вблизи полуострова Минахасса, Сулавеси амплитуды откликов составили 5.4-6.1 мм (рисунок 5.18). Экстремумы в вариациях слабонапорного и напорного водоносных горизонтов проявляются с запаздыванием после вступления S-волн, прослеженных по горизонтальным N- и E-компонентам. Максимальная амплитуда слабонапорного горизонта синхронна максимальному значению скорости смещения по Z-компоненте в группе поверхностных волн.

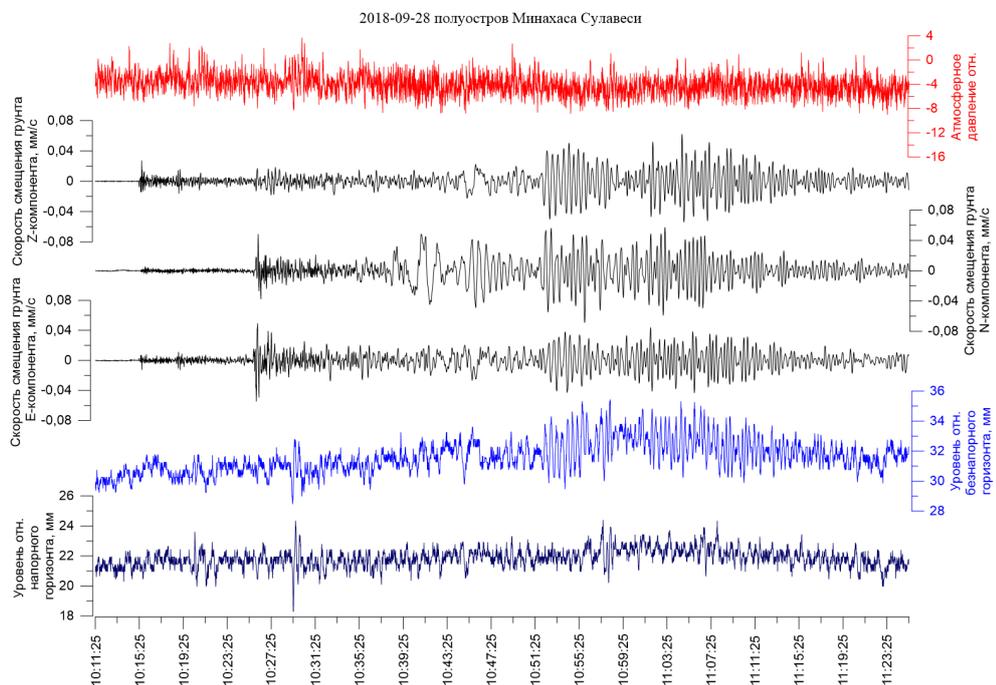


Рисунок 5.18 - Вариации атмосферного давления, скорости смещения грунта по Z-, N- и E-компонентам, уровня слабонапорного и напорного водоносных горизонтов при прохождении группы сейсмических волн от землетрясения 28.09.2018 М 7.0 полуостров Минахасса, Сулавеси

Сравнение амплитудных спектров, построенных по сейсмическим и гидрогеологическим данным до и после прихода сейсмических волн от землетрясений, направлено на выделение событий, при которых вариации уровня после землетрясения превышают фоновые значения до землетрясения. Для дальнейшего анализа использованы нормированные спектры скорости смещения грунта и уровней напорного и слабонапорного горизонтов, рассчитанные для каждого параметра отдельно в виде отношений спектров в интервалах 3 часа после прихода сейсмических волн от удаленных землетрясений к фоновым параметрам до события.

Общий вид рассматриваемых диаграмм различается. В частности, отклик напорного горизонта на землетрясение, произошедшее в Чили 16.09.2015 г. M_w 8.3, зарегистрирован в узком диапазоне частот 0.01-0.02 Гц в виде единичного пика (рисунок 5.19а). В слабонапорном водоносном горизонте выделяются экстремумы в окрестности частот 0.01-0.02 Гц и 0.04-0.06 Гц, которые соответствуют широкой полосе сейсмических колебаний в диапазоне 0.01-0.06 Гц при скорости смещения грунта 0.58 мм/с.

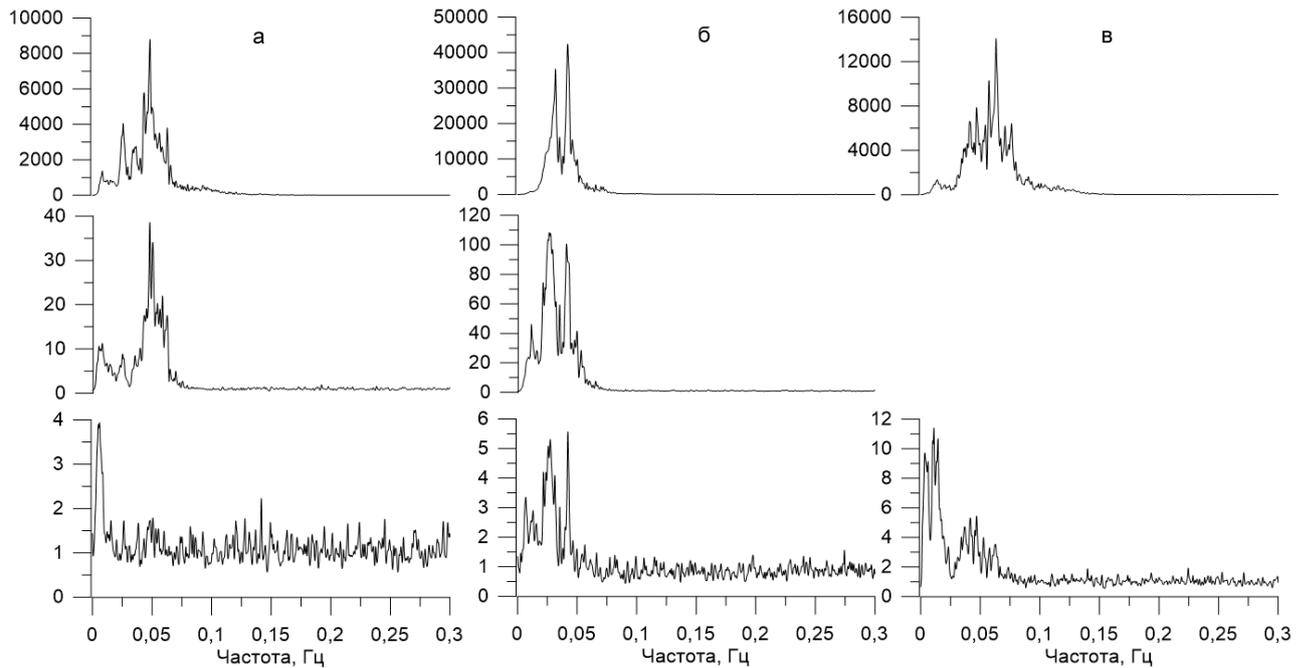


Рисунок 5.19 - Нормированные спектры скорости смещения грунта (верхний ряд), уровней слабонапорного (средний ряд) и напорного (нижний ряд) водоносных горизонтов от землетрясений, произошедших в Чили 16.09.2015 г. M_w 8.3 (а), Мексике 08.09.2017 г. M_w 8.2 (б) и вблизи Северной Суматры 11.04.2012 г. M_w 8.6 (в)

Реакция напорного горизонта на землетрясение в Мексике 08.09.2017 г. M_w 8.2 при амплитуде скорости смещения грунта 2.46 мм/с проявляется в полосе частот 0.01-0.05 Гц и характеризуется наличием нескольких пиков на нормированном спектре (рисунок 5.19б). Основные вариации уровня слабонапорного горизонта и сейсмические колебания прослежены в диапазоне 0.01-0.075 Гц. Экстремумы скорости смещения грунта и уровней напорного и слабонапорного горизонтов отмечены в области высоких частот и совпадают на частоте 0.03 и 0.04 Гц. В низкочастотной области в диапазоне 0.01-0.02 Гц в вариациях уровней проявляются дополнительные экстремумы, которые отсутствуют в скорости смещения грунта.

Нормированные спектры сейсмических колебаний и вариаций уровня напорного горизонта при землетрясении в Северной Суматре 11.04.2012 г. M_w 8.6 различаются (рисунок 5.19в). Сейсмические колебания при амплитуде скорости смещения грунта 2.51 мм/с прослежены в диапазоне частот 0.01-0.12 Гц, экстремум отчетливо выделяется на частоте

0.06 Гц. Напротив, экстремумы уровня напорного горизонта фиксируются в низкочастотной области в диапазоне 0.01-0.02 Гц. В высокочастотной области в окрестности частоты 0.04 Гц слабо выражены. Подобный асимметричный вид спектров уровня напорного горизонта со смещением максимумов амплитуд уровня в область низких частот присущ спектрам откликов напорного горизонта на землетрясения 27.02.2010 г. Чили M_w 8.8 и 11.03.2011 г. Тохоку M_w 9.1 при скорости смещения грунта 1.79 и 3.78 мм/с соответственно. Экстремумы скорости смещения грунта на спектрах трех вышеперечисленных землетрясений выделяются на частоте 0.06 и 0.09 Гц.

Нормированные спектры скорости смещения грунта и уровня слабонапорного горизонта преимущественно совпадают при значениях скорости смещения грунта 0.09-0.58 мм/с (рисунок 5.20а). Экстремумы значений проявляются в диапазоне частот 0.04-0.12 Гц от землетрясений, произошедших в Средиземноморско-Трансазиатском сейсмическом поясе, 0.03-0.06 Гц – от землетрясений в Западно- и Восточно-Тихоокеанском поясах.

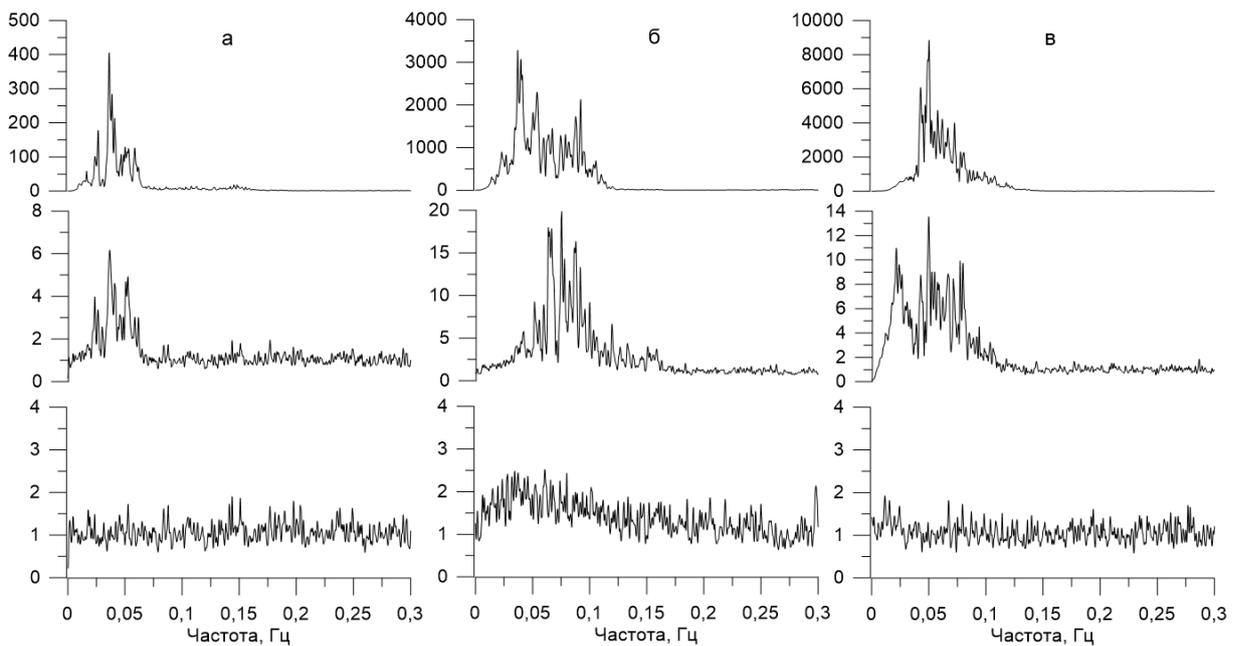


Рисунок 5.20 - Нормированные спектры скорости смещения грунта (верхний ряд), уровней слабонапорного (средний ряд) и напорного (нижний ряд) водоносных горизонтов от землетрясений, произошедших вблизи Соломоновых островов 08.12.2016 г. M_w 7.8 (а), в Таджикистане 07.12.2015 г. M_w 7.2 (б) и в районе Командорских островов 17.07.2017 г. M_w 7.7 (в)

Нормированные спектры скорости смещения грунта и уровня слабонапорного горизонта различаются при значениях скорости смещения грунта 0.31-1.37 мм/с от землетрясений в Средиземноморско-Трансазиатском сейсмическом поясе и 0.12-0.33 с – от землетрясений в Западно- и Восточно-Тихоокеанских поясах. Максимальные амплитуды отклика слабонапорного горизонта прослеживаются в окрестностях частот 0.04-0.08 Гц и

смещены в область высоких частот на 0.02-0.04 Гц относительно экстремума, выделенного в нормированном спектре скорости смещения грунта (рисунок 5.20б), реже - отмечено смещение в область низких частот на 0.02 Гц. В ряде случаев, например, при землетрясениях в Афганистане 26.10.2015 г., в районе Командорских островов 17.07.2017 г. и других в низкочастотной области спектра 0.01-0.02 Гц отмечен тренд увеличения интенсивности отклика слабонапорного горизонта относительно фона 1.5 и более раз (рисунок 5.20в).

Сравнительный анализ данных регистрации гидрогеологических откликов в высокочастотной и низкочастотной области позволил выделить 3 типа гидрогеологических эффектов, связанных с прохождением сейсмических волн [Горбунова и др., 2018а] (рисунок 5.21).

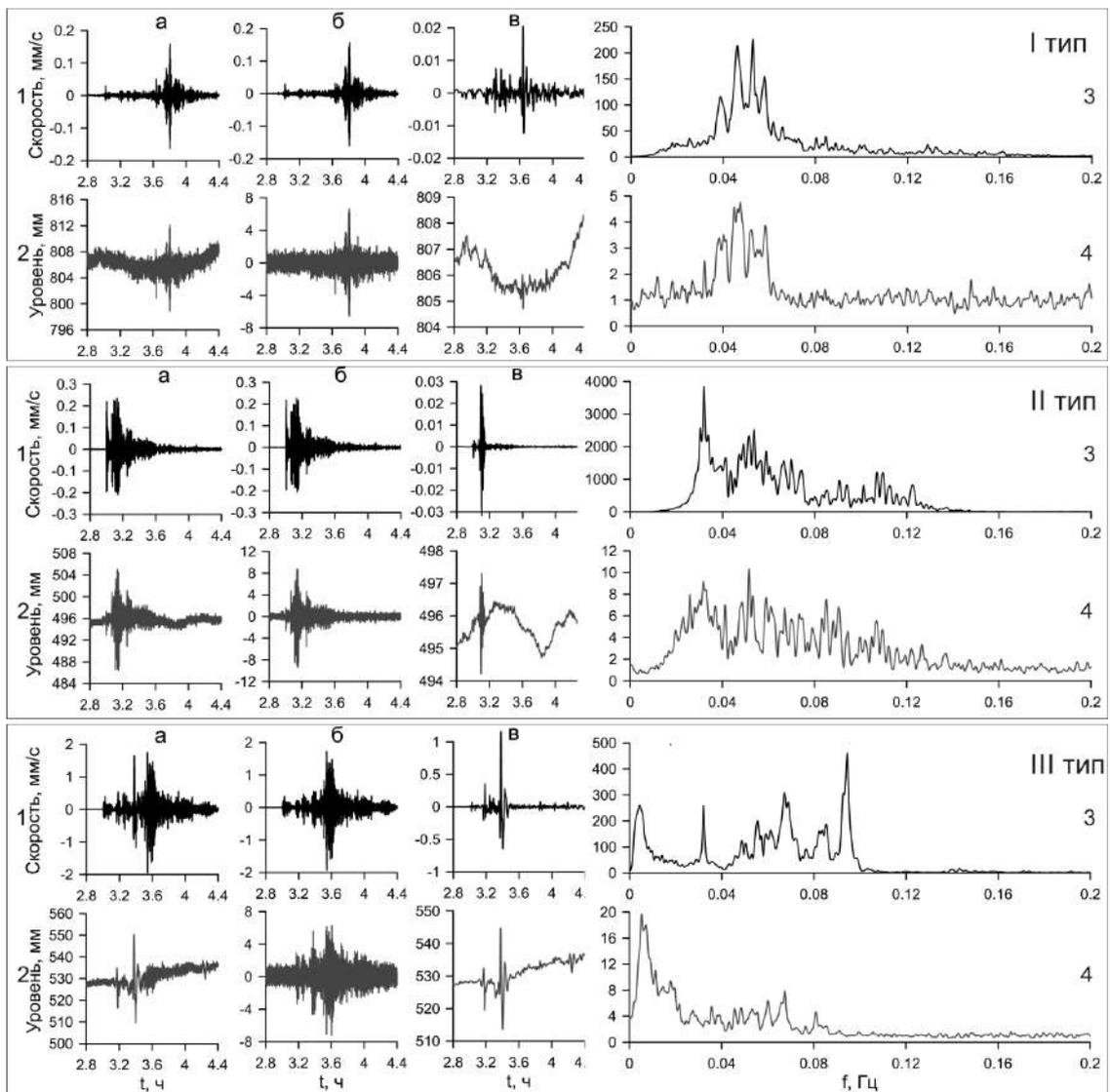


Рисунок 5.21 - Сейсмограммы (1), диаграммы уровня (2) слабонапорного (I и II тип) и напорного (III тип) водоносных горизонтов, нормированные спектры скорости смещения грунта по вертикальной компоненте (3) и уровня (4) при землетрясениях (сверху вниз): побережье Северного Чили 03.04.2014 г. M_w 7.7; Ирак 12.11.2017 г. M_w 7.4; Тохоку, Япония 11.03.2011 г. M_w 9.1 (а – исходные данные; б – в диапазоне периодов меньше 60 с; в – в диапазоне периодов больше 60 с)

Первый тип представлен вариациями уровня, которые ограниченно выделяются на фоне шума преимущественно в низкочастотной области (в напорном водоносном горизонте) или в высокочастотной области (в слабонапорном водоносном горизонте) (рисунок 5.21, I тип). Ко второму типу отнесены динамические вариации уровня, проявляющиеся в широком диапазоне частот (рисунок 5.21, II тип). Первый и второй типы соответствуют косейсмическим вариациям уровня и синхронны колебаниям грунта, вызванным прохождением сейсмических волн. Третий тип гидрогеологических эффектов представлен в виде плавного постсейсмического подъема уровня, устойчиво выраженного в низкочастотном диапазоне, наряду с косейсмическими вариациями уровня (рисунок 5.21, III тип).

В напорном водоносном горизонте первый тип гидрогеологического отклика отмечен при скорости смещения грунта 0.12–0.77 мм/с и проявился преимущественно в низкочастотной области в диапазоне периодов более 60 с. Второй тип гидрогеологического отклика напорного горизонта с амплитудами вариаций уровня 6.3 – 7.0 мм зарегистрирован при скорости смещения грунта 1.01–1.51 мм/с. Третий тип гидрогеологического отклика выделен при скорости смещения грунта 1.79–3.78 мм/с после вступления поверхностных волн от 4 катастрофических землетрясений Mw 8.3–9.1 и проявился в области низких частот в виде подъема уровня. Максимальная амплитуда постсейсмического подъема уровня напорного горизонта составила ~15 мм для землетрясения 11.03.2011 г. Тохоку, Япония Mw 9.1. Подобные эффекты также прослежены в вариациях уровня в диапазоне низких частот после землетрясений у побережий Северной Суматры 11.04.2012 г. Mw 8.6, Центрального Чили 27.02.2010 г. Mw 8.8 и Мексики 08.09.2017 г. Mw 8.2. После Суматранского землетрясения установлен подъем уровня в течение ~23 мин, после Чилийского - на протяжении 18 мин (рисунок 5.22а) [Виноградов и др., 2011в].

Вейвлет-анализ отчетливо демонстрирует вступление и вариации амплитуд и периодов сейсмических волн и уровня напорного горизонта (рисунок 5.22б,в). В период 1:35-1:50 от момента вступления РKiKP для события отмечается отклик на низкочастотный цуг колебаний, который может быть связан с мантийными волнами, регистрируемыми при сильных землетрясениях.

В слабонапорном водоносном горизонте гидрогеологические отклики первого типа на землетрясения с амплитудами 3.0–13.7 мм выделены в высокочастотной области при скорости смещения грунта 0.08–0.34 мм/с. Гидрогеологические отклики второго типа с амплитудами 6.1–18.3 мм в слабонапорном горизонте в широком диапазоне частот вызваны прохождением сейсмических волн от землетрясений со скоростью смещения грунта 0.23–0.62 мм/с (рисунок 5.23).

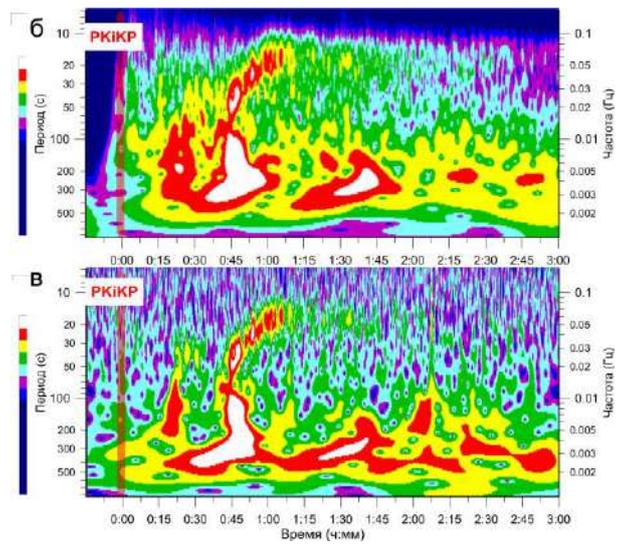
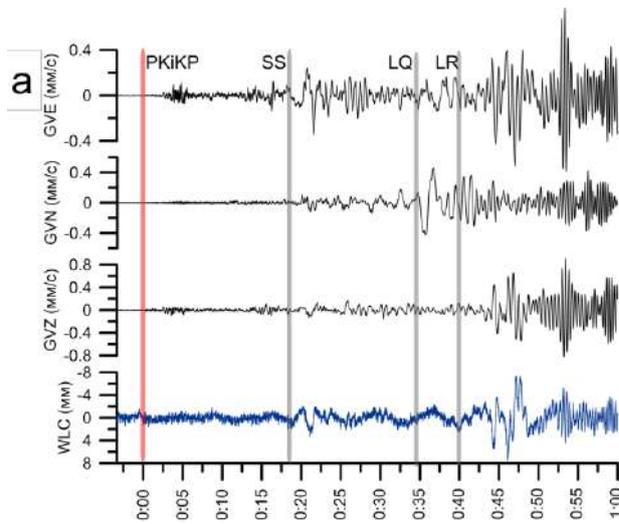


Рисунок 5.22 - Сейсмограммы землетрясения 27.02.2010 M_w 8.8 и изменения уровня напорного горизонта (а), частотно-временные диаграммы вариаций скорости смещения грунта (б) и уровня напорного горизонта (в). Красной линией обозначено время прихода волны РКіКР на станцию OBN, которое принято за нулевое значение.

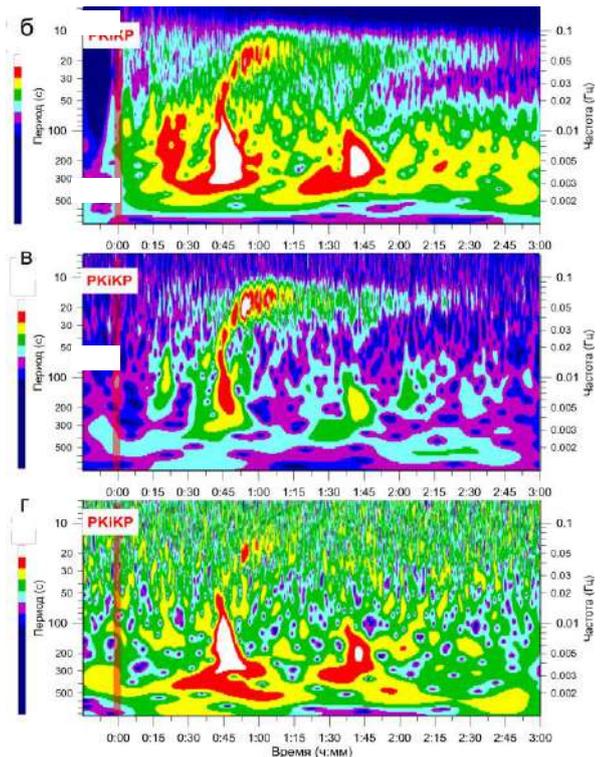
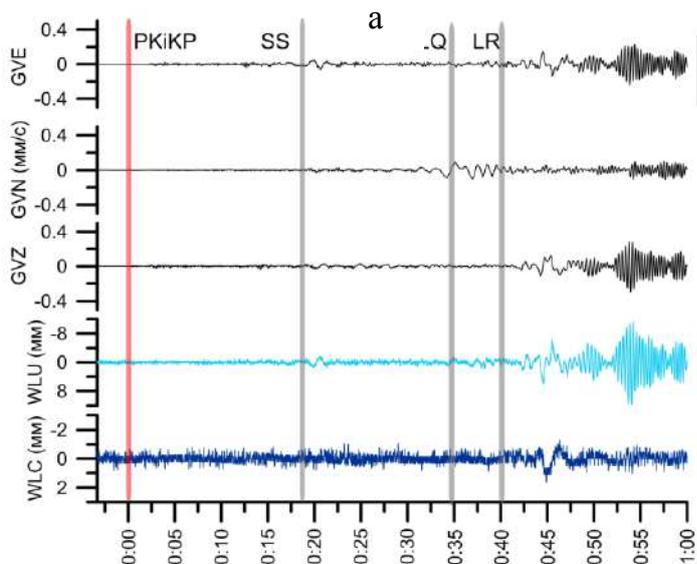


Рисунок 5.23 - Сейсмограммы сверху вниз по горизонтальным компонентам восточной (GVE) и северной (GVN), вертикальной (GVZ) и вертикальной и диаграммы вариаций уровня слабонапорного (WLU) и напорного (WLC) водоносных горизонтов (а). Частотно-временные диаграммы вариаций скорости смещения грунта (б), уровня слабонапорного (в) и напорного (г) горизонтов от землетрясения, произошедшего 16.09.2015 г. Красной линией обозначено время прихода волны РКіКР на станцию OBN, которое принято за нулевое значение

Вариации уровня слабонапорного водоносного горизонта на землетрясение 16.09.2015 г. синхронны колебаниям грунта, связанным с прохождением цуга поверхностных волн. Напротив, в напорном горизонте колебания уровня слабо выражены в виде одного длиннопериодного цикла (рисунок 5.23а). На частотно-временных диаграммах диапазон периодов колебаний уровня напорного горизонта сужается до интервала 100-300 с (рисунок 5.23г) по сравнению с вариациями скорости смещения грунта (рисунок 5.23б) и уровня слабонапорного водоносного горизонта (рисунок 5.23в). В период 1:35-1:45 от момента вступления РКiKP для события 16.09.2015 г. также, как и при землетрясении, произошедшем 27.02.2010 г., отмечается отклик на низкочастотный цуг колебаний (рисунок 5.22).

Реакция слабонапорного горизонта на прохождение сейсмических волн от землетрясения в Эгейском море 25.04.2014 г. Mw 6.9 на минимальном эпицентральной расстоянии 1863 км отличается от остальных зарегистрированных гидрогеологических эффектов и прослеживается в виде скачкообразного подъема уровня в низкочастотной области. Амплитуды вариаций уровня слабонапорного водоносного горизонта на прохождение сейсмических волн с близкими значениями скорости смещения грунта преимущественно совпадают (рисунок 5.16).

Подобие гидрогеологических эффектов от разных землетрясений свидетельствует об относительной стабильности фильтрационных параметров обводненной толщи. Например, вариации уровня слабонапорного горизонта при землетрясениях вблизи побережья Центрального Чили 16.09.2015 г. и в районе Соломоновых островов 08.12.2016 г. составили 23 мм при одинаковой скорости смещения грунта 0.58 мм/с и глубине залегания уровня 45.9 м. Амплитуды гидрогеологического отклика на землетрясения 22.01.2017 г. и 17.07.2017 г. в районе Соломоновых и Командорских островов составили 13.2-13.3 мм при максимальных амплитудах скорости смещения грунта 0.34-0.35 мм/с.

Для гидрогеологических откликов на удаленные землетрясения, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево», определен амплитудный фактор на основе отношения нормированных амплитудных спектров, рассчитанных по сейсмическим и гидрогеологическим данным, на частотах, соответствующих синхронизации пиковых значений [Горбунова и др., 2018а]. Распределение амплитудного фактора напорного и слабонапорного горизонтов за рассматриваемый период наблюдений является частотно независимой функцией.

При сопоставлении амплитудных и нормированных спектров, построенных по сейсмическим и гидрогеологическим данным до и после прихода сейсмических волн от землетрясений, выделены события, при которых вариации уровня после землетрясения в 3 и более раз превысили фоновые значения. Вероятно, параметр изменения интенсивности спектра

может быть использован для определения нижнего порога чувствительности водонасыщенного коллектора при прохождении сейсмических волн от землетрясений.

На построенных нормированных спектрах скорости смещения грунта и уровня для I и II типов гидрогеологических эффектов установлено как совпадение экстремумов скорости смещения грунта и амплитуд уровня слабонапорного водоносного горизонта, так и смещение максимумов амплитудных спектров на 0.01–0.05 Гц для ряда землетрясений (рисунок 5.21-I-II) [Батухтин и др., 2020a]. Для гидрогеологических эффектов III типа на нормированных спектрах отчетливо выражены изменения в распределении экстремумов уровня воды относительно экстремумов скорости смещения грунта по частоте и интенсивности (рисунок 5.21-III).

Отмеченные различия в нормированных спектрах подтверждают корректность использованного ранее подхода анализа полученных экспериментальных данных в высоко- и низкочастотных областях для типизации косейсмических вариаций и выделения постсейсмических изменений по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод, проводимого на территории геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» [Besedina et al., 2016].

5.1.3. Техногенно нарушенный режим слабонапорного водоносного горизонта

Данные высокоточных наблюдений за уровнем подземных вод позволяют отслеживать стационарные и эпизодические гидрогеодинамические изменения, связанные с эксплуатацией подземных вод. Слабонапорный водоносный горизонт, вскрытый в скважине глубиной 60 м на территории ГФО «Михнево», подвержен техногенному влиянию, связанному с региональным водоотбором и эпизодической работой технической скважины (через каждые 3-5 суток), расположенной на расстоянии 0.3 км от наблюдательной.

На прецизионной записи уровня зарегистрированы мини воронки в виде снижения уровня при включении насоса и последующего восстановления после остановки насоса (рисунок 5.24), подобные стандартным депрессионным воронкам, которые формируются при эксплуатации водоносного горизонта.

Максимальное снижение уровня при техногенном воздействии на пласт составило 48 мм, максимальная продолжительность откачки из технической скважины достигала 5.9 часов. Предварительная обработка зарегистрированных параметров техногенного влияния указывает на наличие зависимости между амплитудой снижения уровня и продолжительностью возмущения слабонапорного водоносного горизонта, близкой к линейной (рисунок 5.25) [Vinogradov et al., 2016].

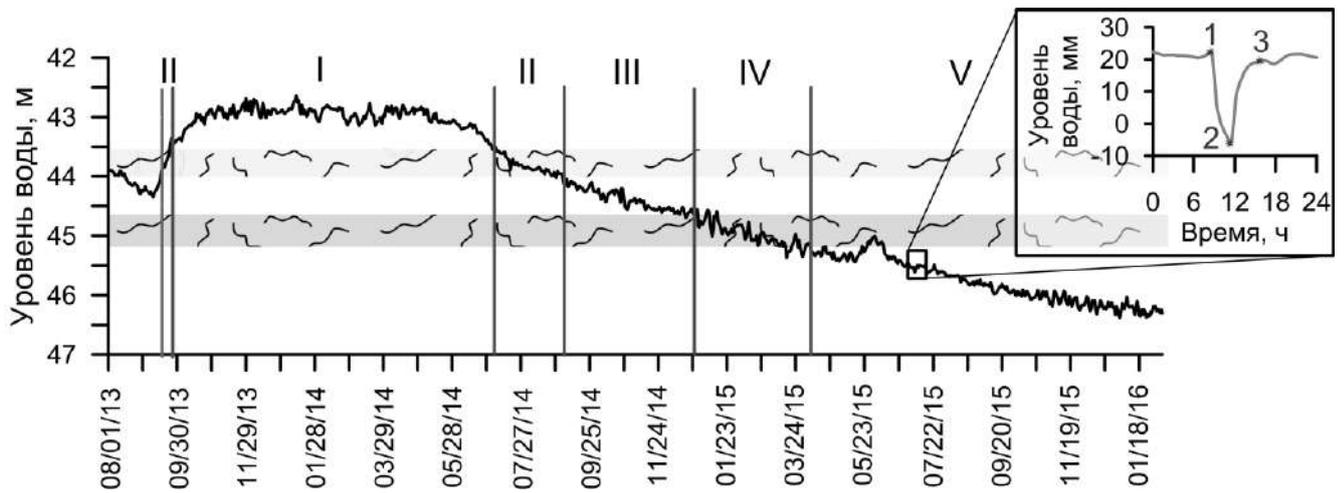


Рисунок 5.24 - Диаграмма уровня каширского водоносного горизонта: I-V - интервалы с разной мощностью обводненных пород, м: I – 12.7-13.5, II – 12.3-12.7, III – 11.5-12.3, IV – 11.0-11.5, V – менее 11. Серые полосы соответствуют положению магистральных трещин, выделенных по результатам бурения и геофизических исследований. На квадратной врезке показан фрагмент суточной записи с мини депрессионной воронкой (04.07.2015 г.), сформированной при откачке из технической скважины. Арабские цифры соответствуют: 1 - началу формирования воронки, 2 - минимальному значению уровня, 3 - полному восстановлению уровня после откачки.

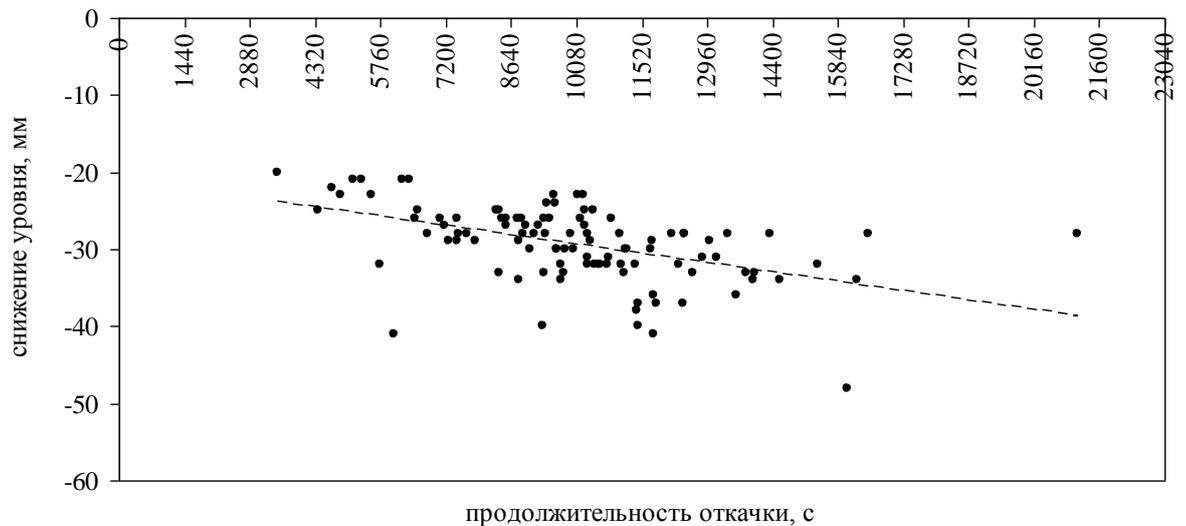


Рисунок 5.25 - Зависимость между снижением уровня слабонапорного водоносного горизонта в наблюдательной скважине и продолжительностью откачки из технической скважины

По амплитуде зафиксированные изменения уровня подземных вод, обусловленные техногенной помехой, на порядок больше значений амплитуд суточных приливов, выделенных в гидрогеологических данных (раздел 5.1.1), и сопоставимы с вариациями гидрогеологического отклика на прохождение сейсмических волн от землетрясений (раздел 5.1.2) (рисунок 5.26) [Горбунова и др., 2016б].

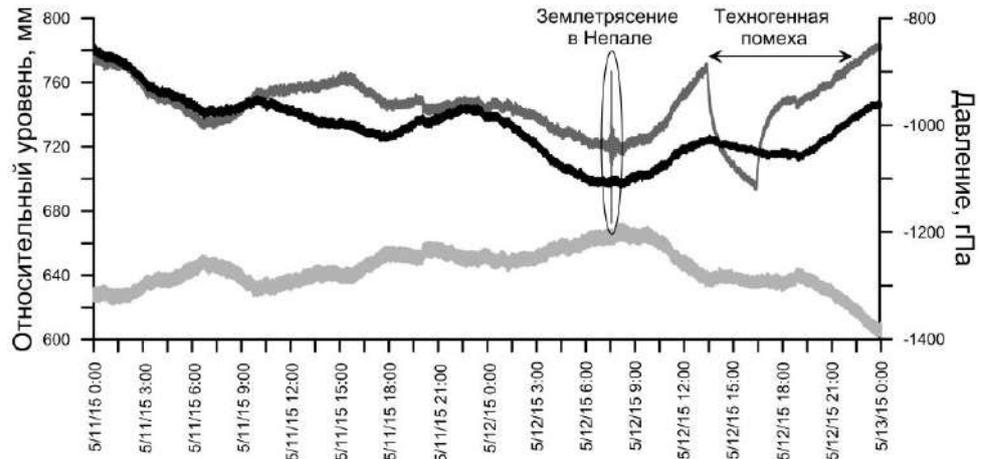


Рисунок 5.26 - Диаграммы изменения уровня напорного (черный), слабонапорного (темно-серый) водоносных горизонтов и атмосферного давления (серый)

Депрессионная воронка имеет ассиметричную форму с относительно стабильными значениями скорости снижения и восстановления уровня. В течение первого получаса откачки скорость изменения уровня составляет 0.4 мм/мин и характеризует мини сработку уровня подземных вод в околоскважинном пространстве.

На протяжении последующего часа эксплуатации водоносного горизонта скорость снижения уровня уменьшается до 0.2 мм/мин и соответствует мини сработке статических запасов слабонапорного водоносного горизонта. Общий тренд снижения уровня направлен к выполаживанию графика и установлению гидродинамического равновесия.

На графиках временного прослеживания восстановления уровня подземных вод выделяются участки, которые различаются по углу наклона (рисунок 2.5). Первый участок характеризует изменение уровня в околоскважинном пространстве. Второй и третий участки могут быть связаны с перетоком по магистральным трещинам в процессе восстановления гидростатического режима.

Форма мини воронки зависит не только от технических параметров проводимой откачки (н., продолжительности), но и от вариаций уровня под влиянием экзогенных факторов (условий питания/разгрузки, атмосферного давления). В условиях квазистационарного режима фильтрации при суточных вариациях уровня, не превышающих ± 5 см, мини воронки характеризуются практически полным восстановлением уровня до первоначального положения после остановки откачки (рисунок 5.27а).

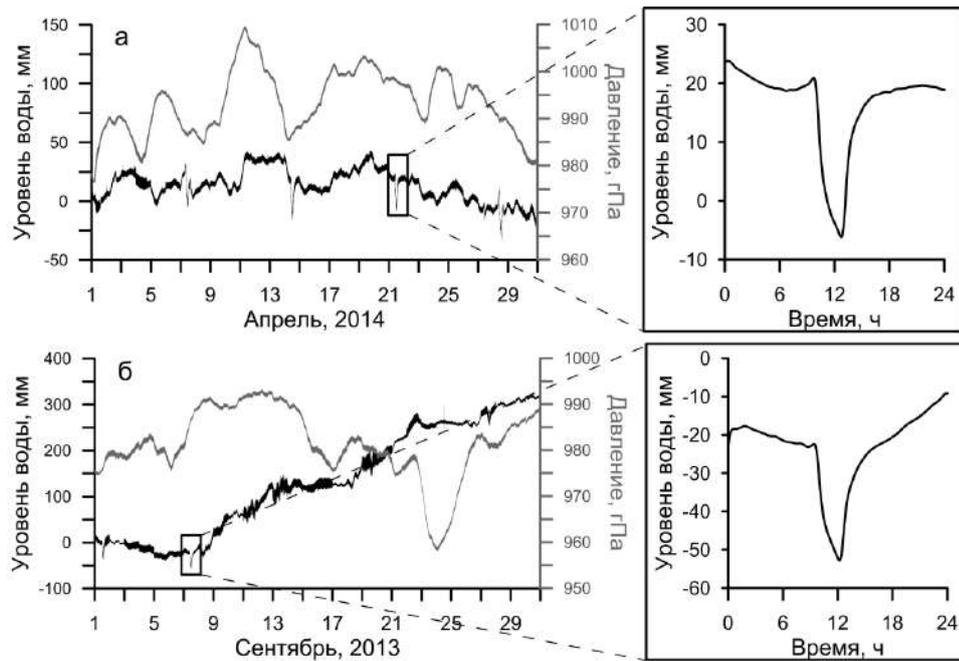


Рисунок 5.27 - Общий ход уровня, очищенный от влияния атмосферного давления (черная линия), и давления (серая линия) за апрель 2014 г. (а) и сентябрь 2013 г. (б). На квадратных врезках показаны мини депрессионные воронки

Напротив, при сопоставимом изменении атмосферного давления восстановление уровня после откачки может быть осложнено из-за изменения условий питания (например, в осенний паводок 2013 г.) и определение «первоначального» статического положения уровня затруднено (рисунок 5.27б). Поэтому выборка мини депрессионных воронок для последующей обработки выполнена с учетом данных бурения, результатов геофизических исследований, проведенных в скважине, пробной откачки и наблюдений за изменением уровня слабонапорного водоносного горизонта.

По данным мониторинга режима подземных вод с 01.08.2013 г. по 31.12.2016 г. рассмотрено 200 эпизодов формирования депрессионных мини воронок из 262 (76 %), остальные не являются представительными преимущественно из-за помех, связанных с регистрацией уровня. На основе сравнения визуализированных мини воронок выделены основные типы воронок:

- правильной формы, которые характеризуются практически полным восстановлением уровня до первоначального положения (рисунок 5.28а);
- асимметричной формы из-за неполного восстановления уровня (рисунок 5.28б).

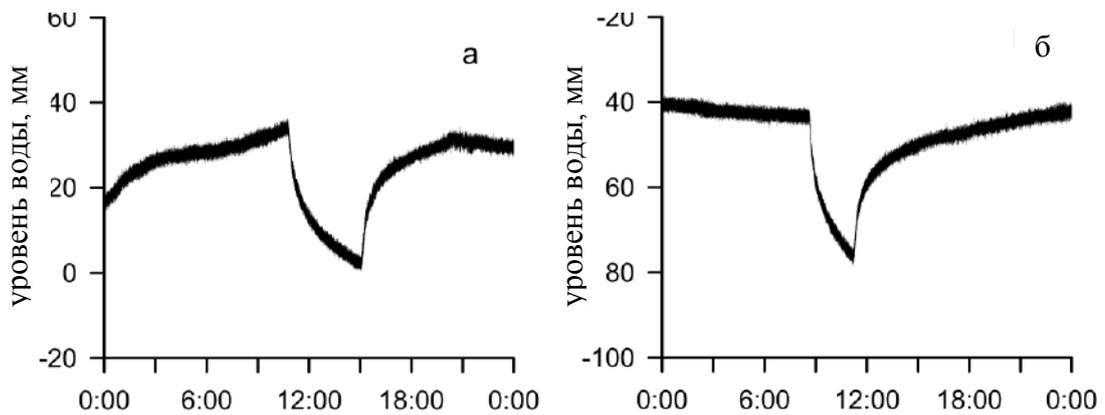


Рисунок 5.28 - Мини воронки правильной формы (02/03/2014) (а) и асимметричной формы, сформированной под влиянием вариаций атмосферного давления (10/18/2014) (б)

Первый тип мини воронок, для которых восстановление уровня после мини откачки не превышает ± 10 мм от первоначального положения, присутствует во всех выделенных зонах коллектора, различающихся по степени трещиноватости водовмещающих пород (рисунок 5.24). Подобный тип мини воронок формируется преимущественно в условиях квазистационарного режима фильтрации и был использован для анализа фильтрационной неоднородности свойств коллектора при уменьшении мощности обводненных пород из-за регионального тренда снижения уровня водоносного горизонта [Горбунова и др., 2016в].

Второй тип воронок имеет асимметричную форму и отличается частичным и продолжительным восстановлением уровня, превышающим продолжительность реакции водоносного горизонта на откачку из технической скважины в 1.2-1.5 и более раз. К основным факторам, влияющим на процесс восстановления уровня мини воронок, могут быть отнесены [Gorbunova et al., 2017]:

- проницаемость (фильтрационные свойства) коллектора в рассматриваемом интервале;
- региональный тренд вариаций уровня;
- перепады атмосферного давления;
- земные приливы.

Региональный тренд снижения уровня приводит к своеобразному «растягиванию» процесса восстановления уровня. Напротив, сезонный подъем уровня нарушает его восстановление и предопределяет значительное превышение уровня над первоначальным положением до откачки (рисунок 5.29а).

Влияние земных приливов, которое рассмотрено в разделе 5.1.1, также может осложнять процесс восстановления уровня мини воронки. На рисунке 5.29б представлен суточный ход приливной компоненты, техногенно измененный формированием мини воронки.

Восстановление уровня замедляется и сменяется на снижение уровня, вызванное не только приливной компонентой, но и общим трендом снижения уровня.

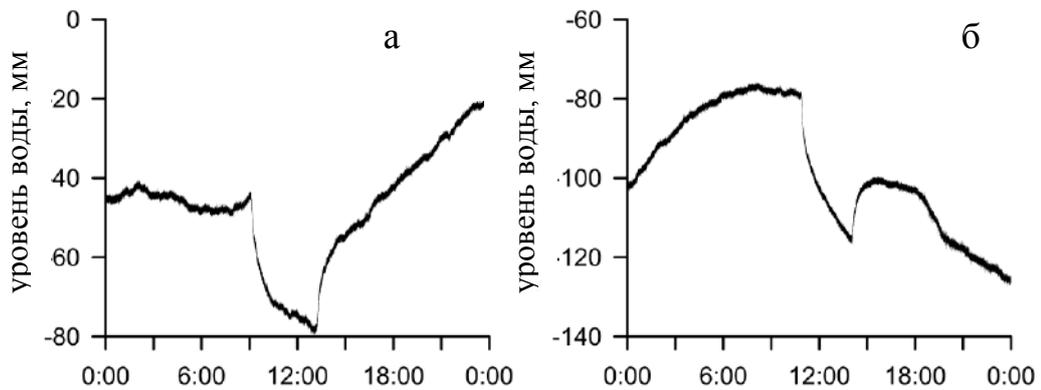


Рисунок 5.29 - Мини воронки асимметричной формы, сформированные в условиях регионального подъема уровня (а) и влияния суточного земного прилива (б)

Реакция слабонапорного горизонта на землетрясения в районе острова Бонин, Япония 30.05.2015 г. $M_w 7.9$ и вблизи острова Суматра 22.01.2017 $M_w 7.9$ прослежена в техногенно нарушенных условиях, на фоне мини депрессионных воронок. Первое событие – в условиях снижения уровня (рисунок 5.30а), второе – в процессе восстановления уровня (рисунок 5.30б). Гидрогеологический отклик на землетрясение в районе острова Бонин слабо выделяется в высокочастотной области в пределах точности регистрации уровня. Напротив, реакция слабонапорного горизонта на землетрясение вблизи острова Суматра отчетливо проявляется в высоко- и низкочастотном диапазоне.

Выше рассмотренные основные факторы проявляются как по отдельности, так и в совокупности, но каждый из перечисленных факторов в определенный период может играть роль ведущего, который влияет на восстановления уровня после мини откачки.

Экспериментальные данные прецизионного мониторинга уровня подземных вод использованы для анализа микротрещиноватости карбонатного коллектора. В процессе обработки имеющихся данных были выделены 14 мини воронок с отчетливо выраженными остаточными изменениями уровня. Все воронки относительно равномерно распределены в разрезе в интервале 42.7-46.2 м. Каждая из мини воронок была детально проанализирована с учетом влияния вышеперечисленных основных факторов. В 10 случаях остаточный эффект связан с выравниванием уровня в связи с компенсацией атмосферного давления. Эти случаи отнесены к артефактам (рисунок 5.31а).

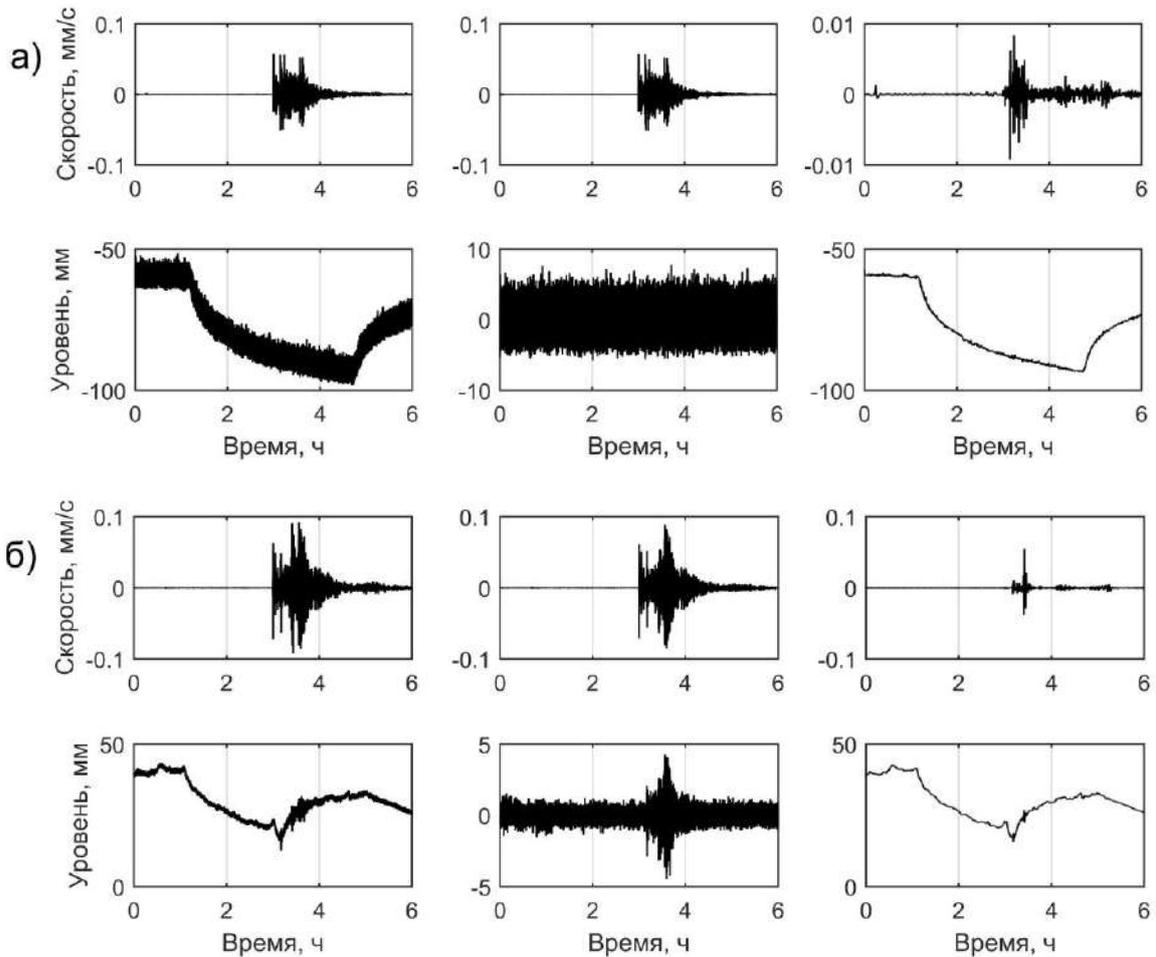


Рисунок 5.30 - Сейсмограммы и диаграммы уровня подземных вод при землетрясениях в районе острова Бонин, Япония 30.05.2015 г. M_w 7.9 (а) и вблизи острова Суматра 02.03.2016 г. M_w 7.8 (б). Слева – исходные данные, в центре – выделенные в диапазоне периодов до 60 с, справа – в диапазоне периодов более 60 с.

В остальных четырех случаях остаточный эффект относительной стабилизации уровня не связан с влиянием внешних факторов (рисунок 5.31б). Первые две мини воронки с остаточными изменениями уровня зарегистрированы в интервалах 42.9 м и 44.5 м, расположенных выше и ниже первой зоны, повышенной трещиноватости пород, выделенной в интервале 43.5-43.9 м (рисунок 5.24). Другие две мини воронки отмечены на фоне регионального снижения уровня. Эти мини воронки приурочены к подошве второй зоны повышенной трещиноватости пород в интервале 44.7-45.2 м. Относительная стабилизация уровня в обоих случаях косвенно подтверждает наличие микротрещин, сопутствующих второй зоне, повышенной трещиноватости пород.

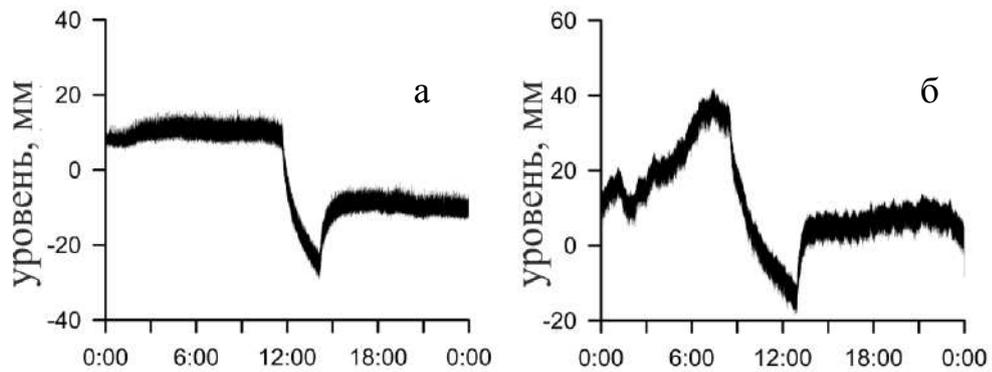


Рисунок 5.31 - Мини воронки с остаточным эффектом, связанным с компенсацией атмосферного давления – артефакт (01/09/2014) (а) и несвязанным с компенсацией атмосферного давления (04/03/2015) (б)

Отобранные воронки по описанным выше критериям составили статистически значимую выборку, для которой наблюдается общий тренд на снижение проницаемости обводненной части коллектора на фоне регионального снижения уровня (рисунок 5.32). Вариации значения проницаемости при полном восстановлении уровня в пределах погрешности измерений показаны черными крестиками (всего 17 воронок). Величины проницаемости, рассчитанные по воронкам, для которых разница уровня до начала формирования воронки и уровня после его восстановления находится в пределах ± 10 мм, показаны черными кружками. Для полностью восстановленных воронок тренд снижения проницаемости по мере уменьшения обводненной мощности пласта более выражен.

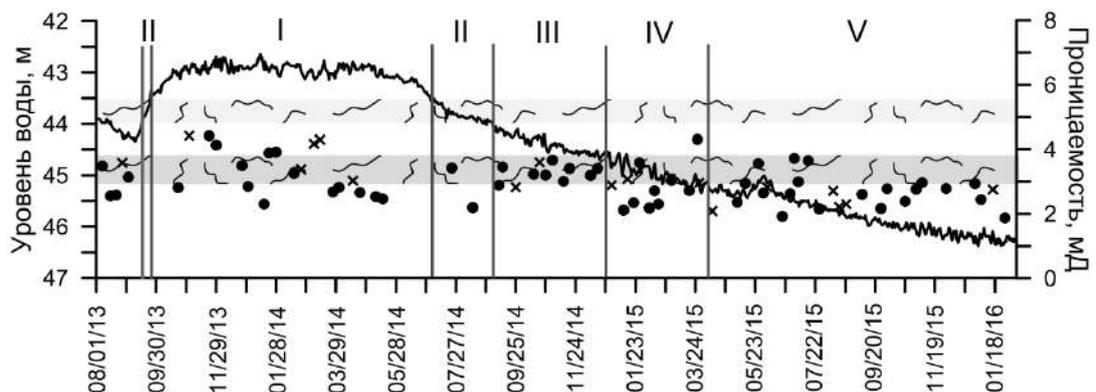


Рисунок 5.32 - Диаграмма уровня каширского водоносного горизонта. Значками показаны значения проницаемости при изменении общей мощности водонасыщенных пород: крестики соответствуют воронкам с полностью восстановленным уровнем в пределах точности измерений, черные кружки - воронкам, для которых разница уровня до начала формирования воронки и уровня после ее восстановления лежит в интервале ± 10 мм. Римские цифры и серые полосы соответствуют описанию, приведенному на рисунке 5.24

Средние в каждой зоне (I-V) значения проницаемости имеют тенденцию к понижению при уменьшении общей мощности обводненных пород (рисунок 5.33). При полном водонасыщении карбонатной толщи (зона I) проницаемость пород наибольшая, поскольку "работают" все рассматриваемые зоны I-V коллектора. При постепенном снижении уровня уменьшается мощность обводненных пород и в зоне V, которая характеризуется увеличением глинизации известняка по данным гамма-каротажа скважины (рисунок 5.33а), зарегистрированы наименьшие значения проницаемости. Стоит отметить, что, хотя и был проведен предварительный отбор воронок депрессии по заданным трем параметрам, вариации значений проницаемости имеют широкие пределы внутри каждой зоны. Для зоны V характерны более низкие погрешности, чем для остальных зон. В силу того, что внешнее техногенное воздействие (длительность и режим работы насоса) носит нестационарный характер отбор «правильных» воронок является необходимым.

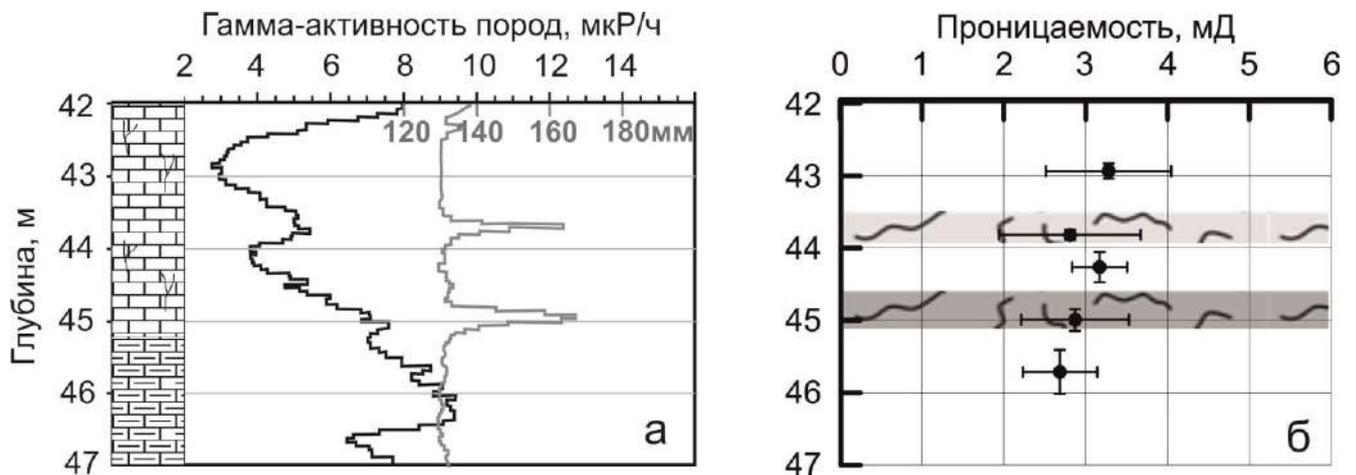


Рисунок 5.33 - Геолого-геофизический разрез с данными гаммаметрии (черная линия) и кавернометрии (серая линия) (а) и средние по зонам I-V значение проницаемости при уменьшении общей мощности водонасыщенных пород (б). Серым показаны области трещиноватости

Вариации значений проницаемости в пределах пяти выделенных интервалов, характеризующихся различной мощностью обводненных пород (рисунок 5.33), имеют широкие пределы. Полученные средние значения проницаемости по глубине варьируют в пределах 2.6-3.6 мД/ $(2.6-3.6) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ при общем тренде снижения уровня с 42.7 до 46.4 м и не противоречат результатам лабораторных определений. Проницаемость отобранных образцов керна в процессе бурения скважины № 3, определенная по газу, изменяется от $0.7 \cdot 10^{-15}$ до $5 \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$. Полученные данные соответствуют значениям проницаемости карбонатных пород $(6.79-9.96) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, сложенных преимущественно кальцитами [Гасеми, Баяк, 2020].

Водопроводимость верхнего каширского водоносного горизонта по результатам пробной откачки составила $15 \text{ м}^2/\text{сут}$, по графикам временного прослеживания восстановления уровня

при мини откачках, изменяется в пределах от 20 до 40 м²/сут. Для аналогичного коллектора, вскрытого в скважине в интервале 766-870 м на полигоне в Неваде, составляет 9 м²/сут по данным откачки [Cutillo, Bredehoeft, 2011]. Проницаемость толщи песчаников с подчиненными прослоями алевролита и сланца в скважинах, расположенных южнее зоны влияния разлома Сан-Андреас, по данным обработки откачки изменяется от $3 \cdot 10^{-14}$ до $9 \cdot 10^{-14}$ м², по результатам анализа гидрогеологического отклика на приливную волну M_2 – от $1 \cdot 10^{-15}$ до $3 \cdot 10^{-13}$ м² [Allegre et al., 2016].

Рассчитанные нами значения проницаемости карбонатного трещинно-порового коллектора в платформенных условиях по данным мини откачек находятся в пределах значений, полученных по результатам обработки откачки и приливной волны M_2 .

5.2. В пределах природно-техногенной геосистемы (площадка разрабатываемых железорудных месторождений)

За период наблюдений с июля 2019 г. по апрель 2021 г. в промышленном регионе вблизи г. Губкин Белгородской области сформирована уникальная база экспериментальных данных по прецизионным измерениям, проводимым в наблюдательных скважинах 1-1, 1-2 и 2-1, расположенных в зоне влияния разрабатываемого шахтного поля (рисунок 3.13). Полученные результаты гидрогеологического мониторинга использованы для дистанционной оценки фоновых параметров водонасыщенного коллектора надрудного комплекса, представленными песчаными отложениями нижнего-среднего мела, сланцами и кварцитами архей-протерозоя, и исследования реакции системы «пласт-скважина» на проведение массовых взрывов.

5.2.1. Определение фоновых параметров

Для оценки коэффициента барометрической эффективности выбран ряд синхронных измерений уровня в скважинах 1-1 и 1-2 и атмосферного давления в пункте I за период наблюдений с 01.09.2020 г. по 13.10.2020 г. При увеличении атмосферного давления на 0.02 бар (2 кПа) в верхнем водоносном горизонте прослежено снижение на 0.35 м, в нижнем – на 0.15 м (рисунок 5.34). В целом исходные вариации уровня подземных вод асинхронны изменению атмосферного давления.

После фильтрации исходных гидрогеологических данных от атмосферного давления в уровне нижнего горизонта более выражены суточные и полусуточные приливные вариации с амплитудами до 5–7 мм, слабо проявившиеся в уровне верхнего горизонта. Наибольшее значение коэффициента барометрической эффективности установлено для верхнего альб-

сеноманского водоносного горизонта, распространенного в песчаных отложениях, и составляет 0.84 см/гПа. Влияние атмосферного давления на нижний архей-протерозойский водоносный горизонт, приуроченный к сланцам, выражено слабее, коэффициент барометрической эффективности не превышает 0.48 см/гПа.

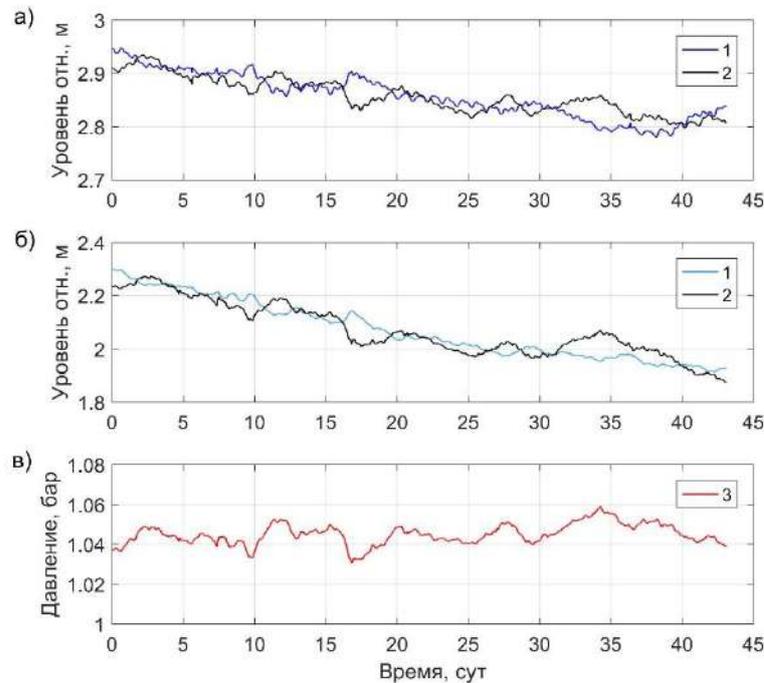


Рисунок 5.34 - Исходные вариации уровня нижнего (а) и верхнего (б) водоносных горизонтов (1) и отфильтрованные (2) от влияния атмосферного давления (3) в пункте наблюдений I за период 01.09.2020-13.10.2020 г.

На амплитудном спектре нижнего водоносного горизонта, построенном для выбранного интервала регистрации, устойчиво выделяются суточные и полусуточные приливы и экстремумы на периодах 4 и 7 суток (рисунок 5.35а). В амплитудном спектре верхнего горизонта влияние земных приливов слабо выражены на уровне шума, экстремумы отмечены на периодах 2.5, 3, 4 и 7 суток (рисунок 5.35б).

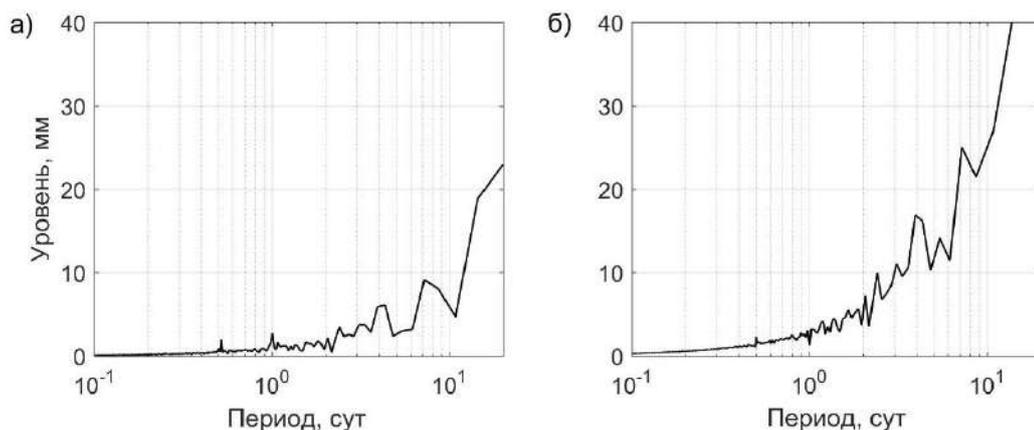


Рисунок 5.35 - Амплитудные спектры нижнего (а) и верхнего (б) водоносных горизонтов в пункте наблюдений I за период 01.09.2020–13.10.2020 г.

Имеющийся массив экспериментальных данных использован для анализа приливной чувствительности разновозрастных горизонтов. Подбирались интервалы наблюдений за вариациями уровня подземных вод, в пределах которых относительно устойчиво проявляются основные типы приливных волн. Из-за сильной зашумленности сейсмических данных для оценки смещения грунта использованы теоретические значения, рассчитанные с применением программы ETERNA 3.0.

Например, на рисунке 5.36 показаны приливные волны в диапазоне периодов 8-32 ч, выделенные в теоретически рассчитанном вертикальном смещении грунта и уровне нижнего водоносного горизонта в пункте наблюдений II с 12.12.2020 г. по 26.01.2021 г. Для всех подобных интервалов наблюдений были определены значения амплитуд в каждой приливной волне, которые затем усреднялись. Полученная линейная зависимость между спектральными амплитудами уровня воды и объемной деформации коллектора соответствует приливному отклику в диапазоне выделенных суточных и полусуточных приливных волн.

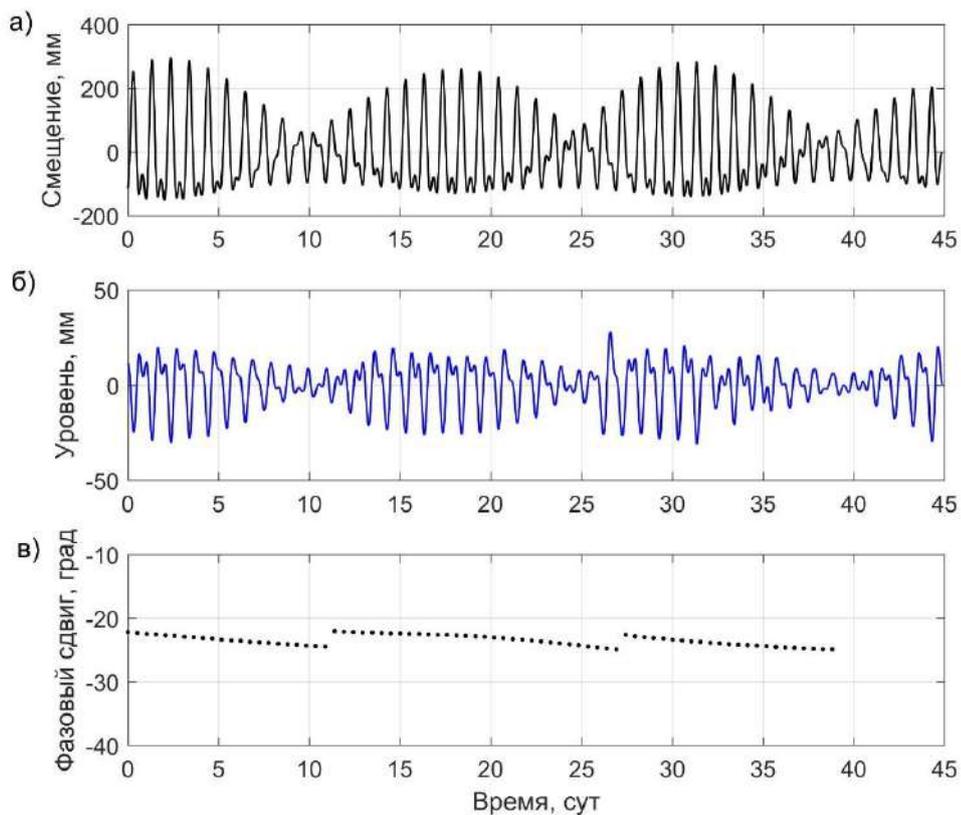


Рисунок 5.36 - Приливные волны в диапазоне периодов 8-32 ч, выделенные в теоретически рассчитанном вертикальном смещении грунта (а) и уровне нижнего водоносного горизонта в пункте наблюдений II (б) за 12.12.2020 – 26.01.2021. Фазовый сдвиг между теоретическим смещением грунта и уровнем нижнего горизонта, рассчитанный по волне M_2 (в) (минус означает «запаздывание» уровня относительно смещения)

Для нижнего водоносного горизонта, приуроченного к кристаллическим сланцам, вскрытого в скважине 1-1, приливной фактор не превышает $0.04 \text{ см}/10^{-9}$, для скважины 2-1,

пройденной в кварцитах, составляет $0.07 \text{ см}/10^{-9}$ (рисунок 5.37). Смещение линейной зависимости относительно нуля может быть связано с завышением амплитуд приливных волн в вариациях уровня из-за шума. В верхнем водоносном горизонте выделены только две волны: полусуточная волна солнечного типа S_2 и суточная волна смешанного лунно-солнечного типа K_1 , соответственно, приливная чувствительность не может быть оценена.

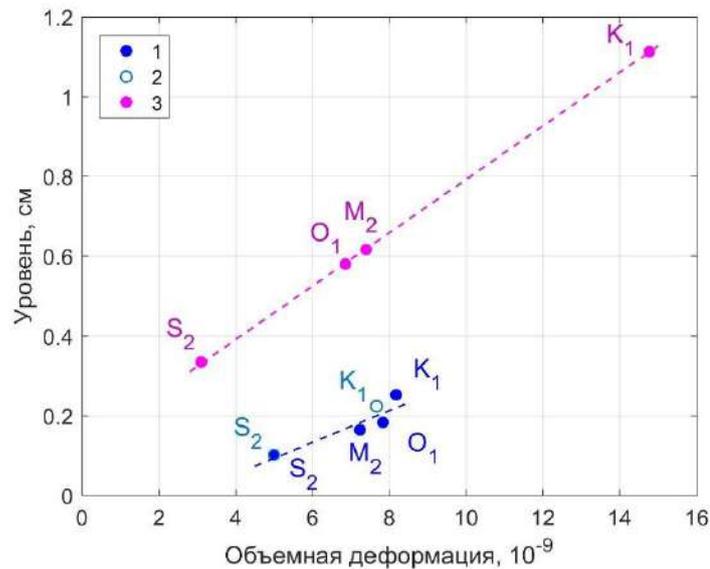


Рисунок 5.37 - Приливной фактор по данным скважины 1-1 (1) в пункте наблюдений I и скважины 2-1 (3) в пункте II. Пунктирные линии – линии регрессии; для скважины 1-1: $y = 0.04x - 0.11$ ($R^2=0.82$), для скважины 2-1: $y = 0.07x + 0.12$ ($R^2=0.99$)

Оценка проницаемости водонасыщенного коллектора на основе фазового сдвига по полусуточной приливной волне лунного типа M_2 , выделенной в вариациях уровня и смещении грунта, может быть выполнена только для нижнего горизонта (рисунок 5.36в). Скачкообразные изменения на рисунке возникают при расчете фазового сдвига методом «эллипсов» из-за дискретности данных. Для оценки водопроводимости и проницаемости водонасыщенного коллектора, представленного кварцитом, использованы параметры скважины 2-1, расположенной в пункте II:

- радиус обсаженной части ствола скважины r_c (м) составляет 0.06 м;
- радиус водоприемной части ствола скважины r_w (м) – 0.05 м;
- упругоёмкость пласта S для кварцитов – $(1-5) \cdot 10^{-5}$ [Гавич, 1988].

За период наблюдений коэффициент фильтрации архей-протерозойского горизонта при обводненной мощности пласта 32.7 м изменяется от 0.30 до 0.35 м/сут, проницаемость варьирует от $0.1-1.4 \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$. Полученные значения проницаемости по результатам приливного анализа соотносятся с данными, рассчитанными для карбонатного трещиноватого коллектора на территории ГФО «Михнево», которые определены в пределах $8.2 \cdot 10^{-14} - 15.4 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$

[Vinogradov et al., 2017], для песчаников $5.6\text{--}9.0\cdot 10^{-14}$ м², трещиноватых габбро от $1.5\text{--}2.2\cdot 10^{-15}$ м² до $1.6\cdot 10^{-14}$ м² [Allegre et al., 2016; Xue et al., 2013].

5.2.2. Реакция системы «пласт-скважина» на проведение массовых взрывов

В процессе обработки синхронных сейсмических и гидрогеологических данных выделяются серии отдельных пакетов колебаний в виде повторяющихся и постепенно затухающих импульсов. Формы сейсмических сигналов и гидрогеологических откликов, зарегистрированных при массовых взрывах, различаются и зависят от:

- неравномерности разработки массива горных пород;
- техногенно-нарушенного режима подземных вод;
- технологии проведения взрывных работ.

В качестве примера приведены волновые формы и вариации давления в системе «пласт-скважина», зарегистрированные в нижнем горизонте в пунктах II и I (рисунок 5.38), расположенных соответственно на приведенных расстояниях от 67 до 240 м/кг^{1/3} южнее места подрыва двух камер 19.12.2020 г.

Максимальные амплитуды скорости смещения грунта по вертикальной компоненте по направлению от места взрыва уменьшаются от 6 до 0.75 км/с, реакция нижнего горизонта на прохождение сейсмических волн – от 8.5 до 1.1 кПа. Разница между временем регистрации гидрогеологических откликов и сейсмических волн на поверхности не превышает 0.35 с и соответствует скорости распространения сигнала от взрыва 4.6 км/с.

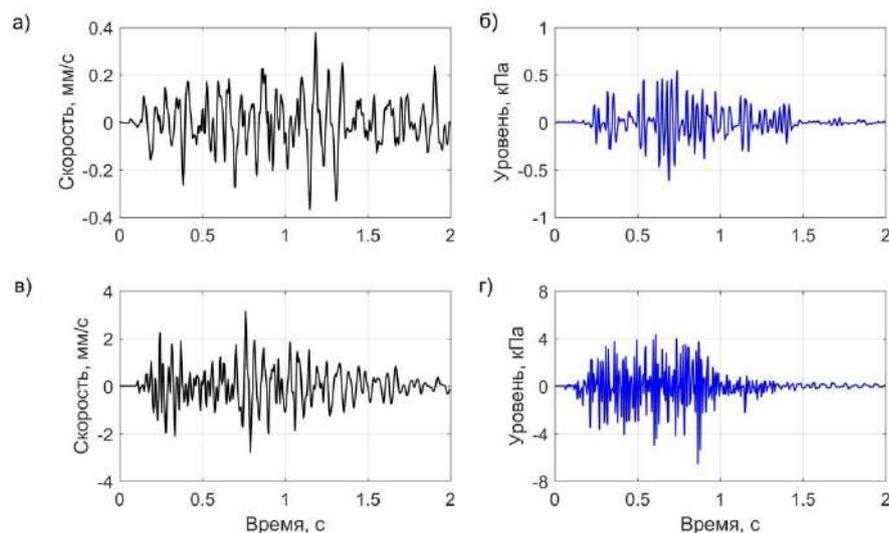


Рисунок 5.38 - Сейсмограммы по Z-компоненте (а, в) и диаграммы вариаций давления в системе «пласт-скважина» (б, г) в пунктах наблюдений I (а, б) и II (в, г) при одновременном подрыве двух камер 19.12.2020 г.

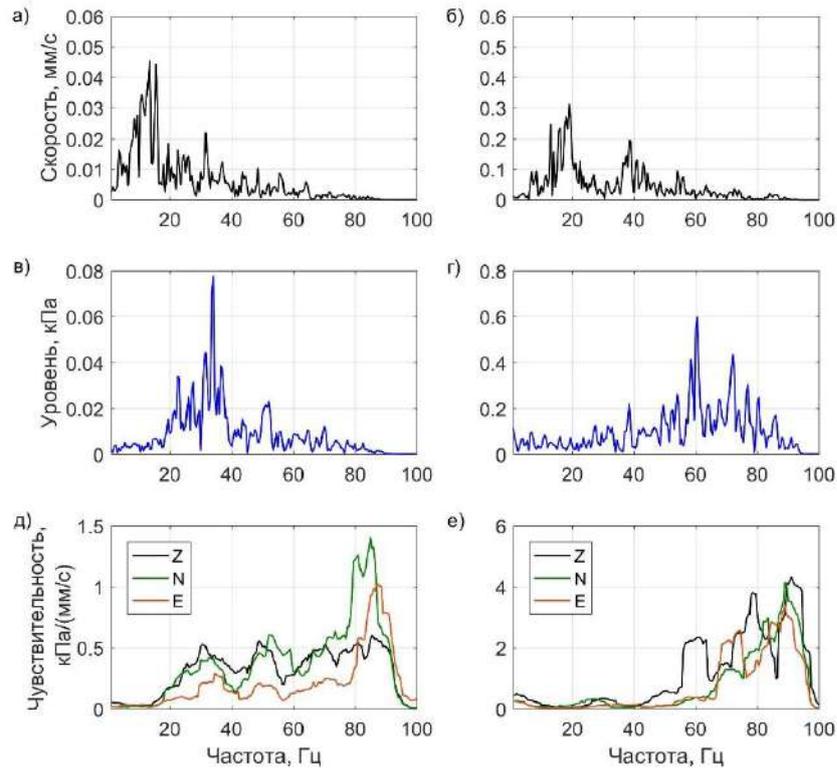


Рисунок 5.39 - Амплитудные спектры сейсмограмм (а, б), вариаций давления в системе «пласт-скважина» (в, г) и аппроксимированная чувствительность в пунктах наблюдений I (а, в, д) и II (б, г, е) при одновременном подрыве двух камер 19.12.2020 г.

Амплитудные спектры сейсмограмм и вариаций давления в системе «пласт-скважина» различаются (рисунок 5.39а–г). В ближнем к месту проведения подрыва в камерах пункте II максимум амплитудного спектра скорости смещения грунта проявляется на частоте 20 Гц, на удалении 1.6 км в пункте I – смещается на частоту 14–16 Гц (рисунок 5.39а,б). Экстремумы гидрогеологических откликов на прохождение сейсмических волн выделяются на частоте 60 Гц в пункте II и 32 Гц в пункте I (рисунок 5.39в,г).

Чувствительность системы «пласт-скважина» в «дальней» зоне – пункте I преимущественно выделяется в диапазоне частот 80–82 Гц по северной компоненте, что соответствует направлению на место проведения взрыва (рисунок 5.39д). В «ближней» зоне – пункте II максимальные значения чувствительности по вертикальной и горизонтальным компонентам отмечаются в диапазоне частот 84–86 Гц (рисунок 5.39е). По вертикальной компоненте отчетливо прослеживается периодичность (повторяемость) в распределении максимумов в диапазонах частот 58–62 и 78 Гц.

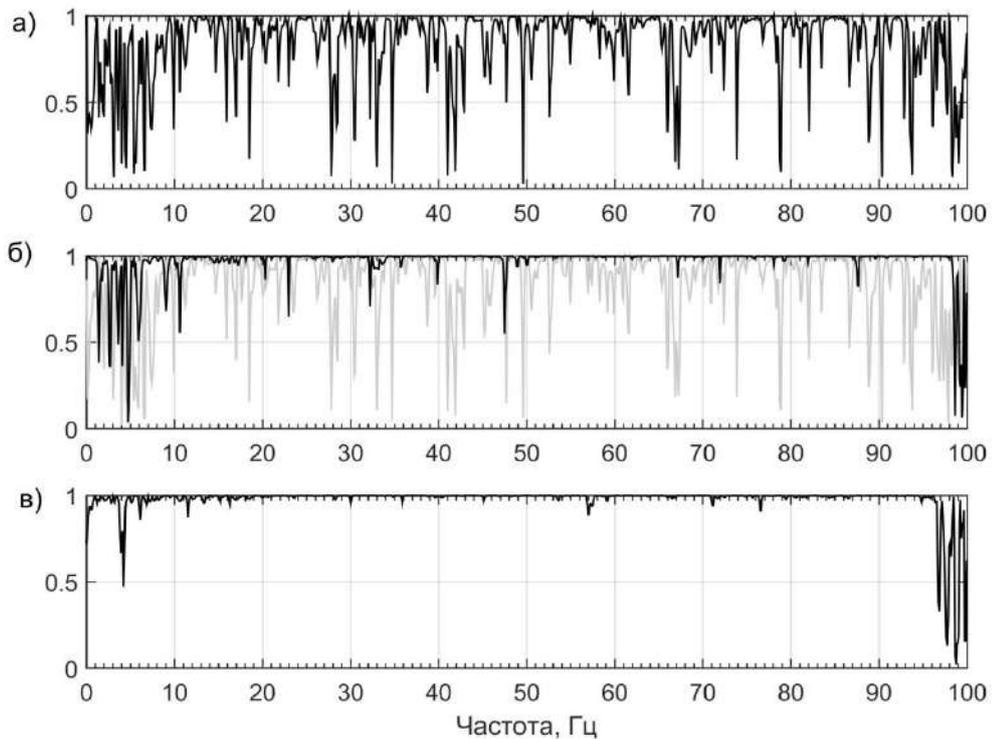


Рисунок 5.40 - Функции когерентности между сейсмическими сигналами, зарегистрированными в пунктах I и II (а), между вариацией давления в системе «пласт-скважина» и сейсмическим сигналом в пункте I (серая линия), в пункте II (черная линия) (б) и вариаций давления в системе «пласт-скважина» в пунктах I и II при одновременном подрыве двух камер 19.12.2020 г.

Чувствительность двух рассматриваемых систем «пласт-скважина» зависит не только от технических характеристик, но и может быть обусловлена различием в геологическом строении (рисунок 3.13). В пункте наблюдений II мощность осадочного чехла, залегающего над разрабатываемым массивом, достигает 106.1 м, в пункте I – не превышает 65.1 м.

Функция когерентности между данными регистрации сейсмических волн в приповерхностном слое в двух пунктах наблюдений неустойчива (рисунок 5.40а), что может также косвенно свидетельствовать о различии физико-механических параметров и обводненности участков. Коэффициент когерентности между распространением сейсмических волн и реакцией системы «пласт-скважина» в ближней зоне – пункт II характеризуется высоким показателем более 0.8 в широком диапазоне частот 10–100 Гц, за исключением отдельных интервалов (черная линия на рисунке 5.40б).

Напротив, функция когерентности между сейсмическими колебаниями и гидрогеологическим откликом системы «пласт-скважина» в пункте наблюдений I (при приведенном расстоянии большем в 3.5 раза) имеет более низкие значения (серая линия на рисунок 5.40б). Коэффициент когерентности близкий к 1 в диапазоне частот от 5 до 96 Гц отмечен при сопоставлении вариаций давления в системе «пласт-скважина» в пределах нижнего горизонта при проведении взрыва (рисунок 5.40в).

За период наблюдений 2019-2020 гг. зарегистрированы гидрогеологические отклики в виде вариаций давления в системе «пласт-скважина» на проведение 63 массовых взрывов в шахте на глубине ~300 м от поверхности и 17 массовых взрывах в разных бортах и центре Лебединского карьера на абсолютных отметках от 99 м до -285 м. Взрывы произведены в 33 камерах на эпицентральной дистанции от пунктов наблюдений 0.3-3.8 км с максимальной массой ВВ в одной ступени замедления от 0.4 до 2.5 т и при отработке бортов карьера на расстоянии от 1.9 до 4.6 км со средней массой ВВ в группе от 1 до 10.3 т.

В пределах разрабатываемых залежей рабочие камеры могут быть сгруппированы по 5 блокам, которые по-разному расположены относительно пункта наблюдений I и условно обозначены от восточного (В) до западного (З) (рисунок 5.41).

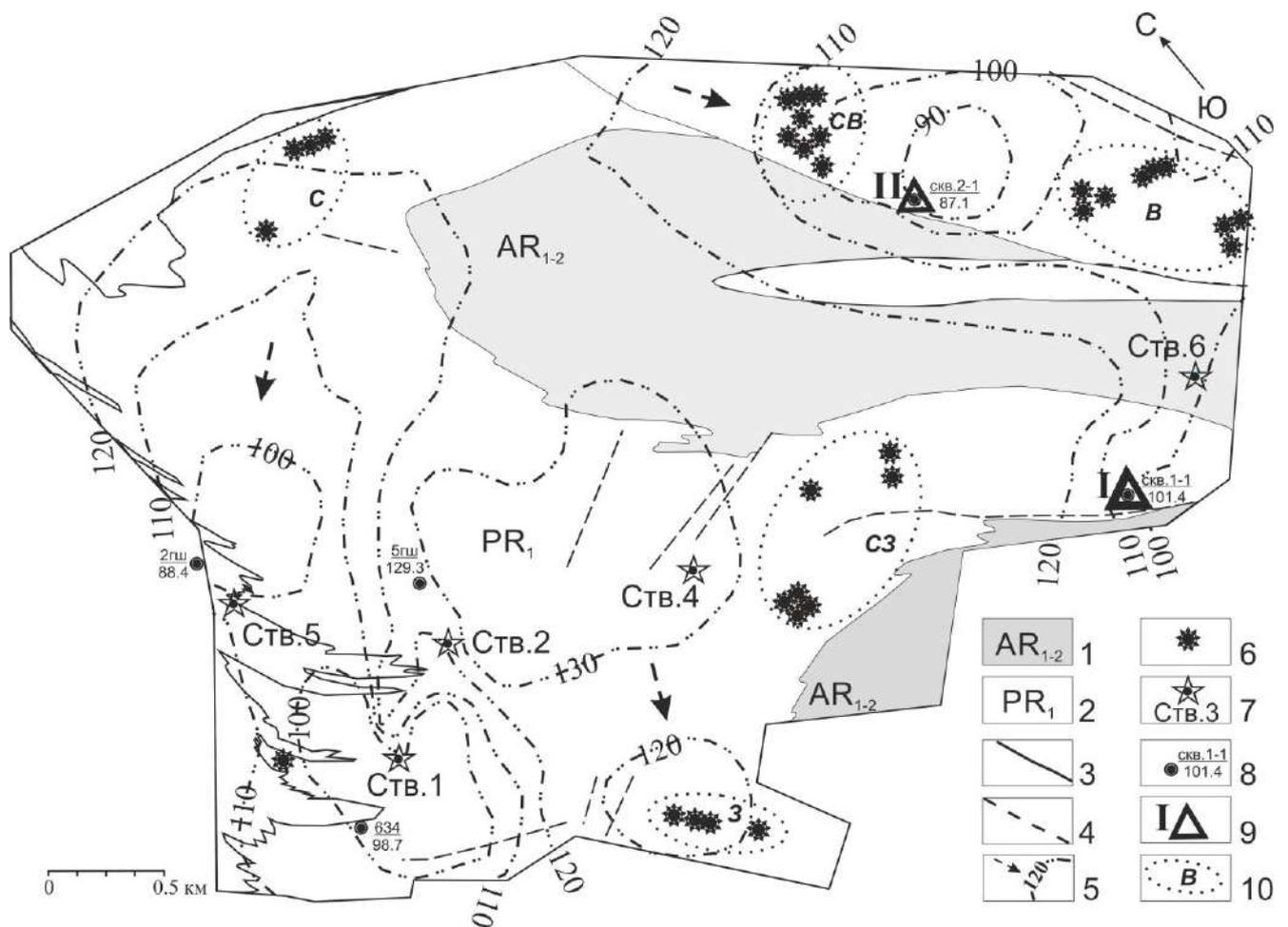


Рисунок 5.41 – Схема расположения камер, стволов шахт и пунктов наблюдений в пределах Коробковского месторождения КМА

(1-2 – породы фундамента: 1 - архей, 2 – протерозоя; 3 – геологические границы; 4 – разрывные нарушения; 5 – гидроизопьеза нижнего архей-протерозойского водоносного горизонта, цифра – абс.отм. уровня, м, стрелка – основное направление движения подземных вод; 6 - камера; 7 – ствол шахты и его номер; 8 – наблюдательная скважина, цифры сверху – номер, внизу – абс.отм. уровня, м; 9 – опорный пункт измерений ИДГ РАН и его номер; 10 – контур блока с условным обозначением положения относительно пункта наблюдений I)

Наиболее устойчивая степенная зависимость между максимальной скоростью смещения грунта, приведенным расстоянием и реакцией нижнего горизонта отмечается при проведении взрывов в восточном блоке. Массив горных пород, расположенный восточнее пункта наблюдений I, представлен преимущественно целиком с единичными горными выработками.

Различие в реакции верхнего и нижнего горизонтов на проведение взрывов в северо-западном блоке при изменении значений максимальной скорости смещения грунта и приведенного расстояния не прослеживается. Ослабление эффекта сейсмического воздействия на водонасыщенный коллектор, вероятно, обусловлено горно-технологическими условиями, так как отработанное пространство между действующими камерами северо-западного блока и пунктом наблюдений I заполнено пастообразной смесью технических отходов.

Амплитуды давления нижнего горизонта, приуроченного к коллектору трещинно-порового типа, на порядок выше значений, прослеженных в верхнем горизонте, распространенном в пределах коллектора порового типа, при максимальной скорости смещения грунта от 0.6 до 4 мм/с при взрывах в шахте и от 2 до 6 мм/с при взрывах на карьере (рисунок 5.42а).

При увеличении значений скорости смещения грунта до 10 мм/с и более расхождение между амплитудами вариаций давления в водонасыщенных коллекторах порового и трещинно-пластового типов при сейсмическом воздействии уменьшается. При взрывах в шахте верхний горизонт характеризуется большим диапазоном вариаций давления в системе «пласт-скважина» и невысоким коэффициентом корреляции по сравнению с нижним, которое может быть обусловлено слоисто-блоковым строением разрабатываемого месторождения, техногенно-нарушенным режимом подземных вод и технологией ведения работ [Беседина и др., 2020].

В нижнем горизонте зарегистрированы отклики на все взрывы, произведенные в шахте, с амплитудами давления от 40 Па до 7.3 кПа в пункте наблюдений I (13 кПа в пункте наблюдений II) на приведенных расстояниях от 404 до 68 м/кг^{1/3} (60 м/кг^{1/3}) (рисунок 5.42б). В верхнем горизонте вариации давления в системе «пласт-скважина» при взрывах в шахте в пункте наблюдений I изменяются от 23 Па до 12.2 кПа на приведенных расстояниях от 351 до 104 м/кг^{1/3}. Реакция водонасыщенных коллекторов порового и трещинно-пластового типов в пункте наблюдений I на взрывы в карьере регистрируется при больших значениях максимальной скорости смещения грунта от 1.2 до 14.4 мм/с при сохранении степенной зависимости. При проведении взрывов в разных камерах Коробковского месторождения и блоках Лебединского карьера амплитуды вариаций давления в системе «пласт-скважина» изменяются от 20 Па до 10 кПа при максимальной скорости смещения грунта от 0.3 до 12 мм/с (рисунок 5.42).

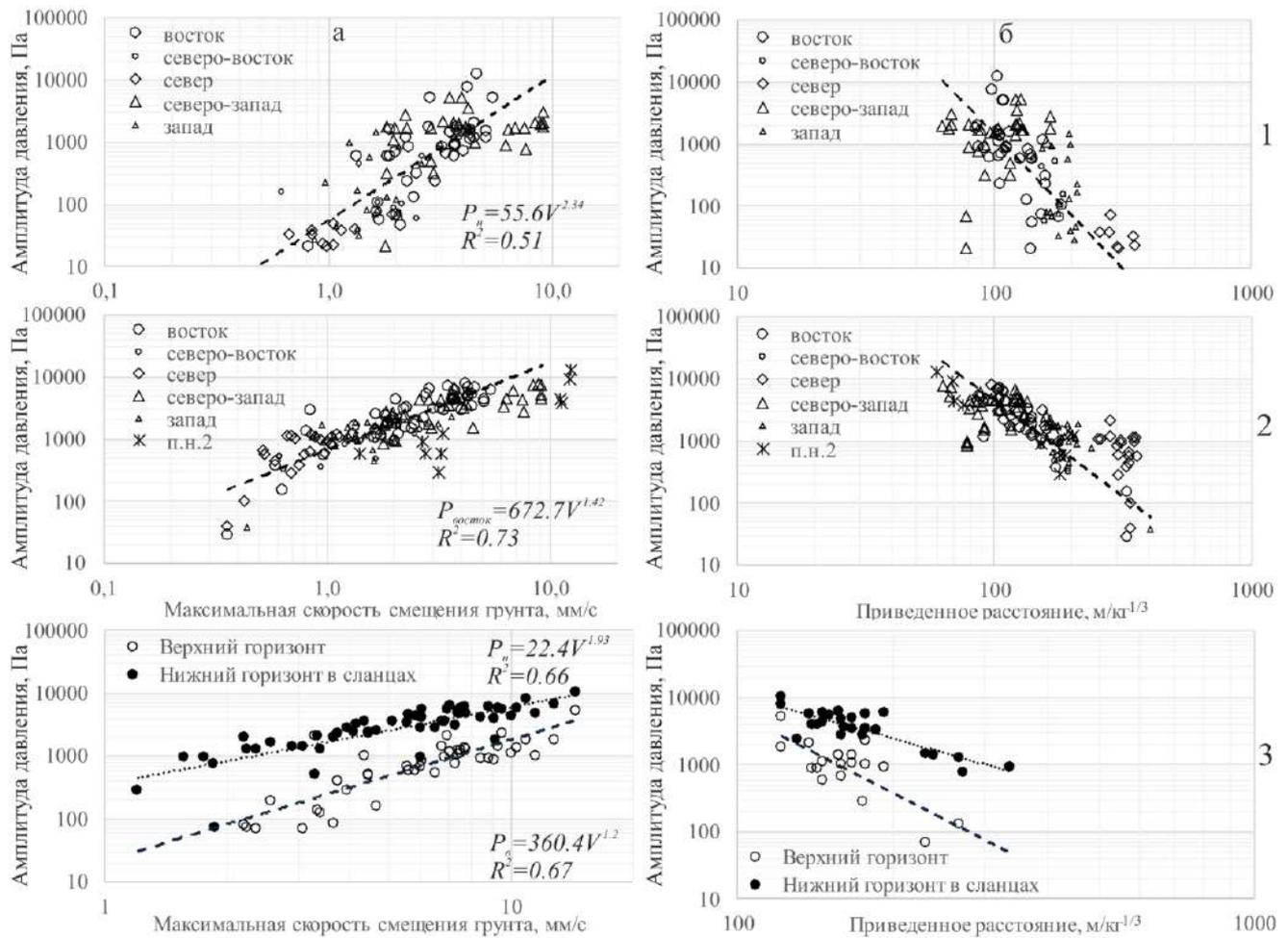


Рисунок 5.42 - Зависимость изменения давления воды в системе «пласт-скважина» от массовой скорости смещения грунта (а) и приведенного расстояния (б) в верхнем (1) и нижнем (2) горизонтах при взрывах в шахте и карьере (3) по пункту I, данные по регистрации в пункте II обозначены крестиками

По результатам анализа экспериментальных данных отмечено, что гидрогеологический отклик в ряде случаев опережает время вступления сейсмических волн от взрывов (рисунок 5.43) [Батухтин и др., 2020б]. При частоте опроса 200 Гц за достоверный интервал опережения приняты значения, составляющие от 4 и более отсчетов, т.е. от 0.02 с и выше.

В нижнем напорном водоносном горизонте опережение гидрогеологического отклика относительно сейсмического сигнала составляет 0.035 с при проведении взрывов на эпицентральной дистанции от 0.9 до 2.0 км, на расстоянии 1.8-3.2 км – не выражено. В верхнем слабонапорном горизонте подобный эффект зарегистрирован при проведении взрывов на эпицентральной дистанции до 1.0–1.1 км, в нижнем напорном горизонте – на расстоянии до 2.0 км. Это может быть связано с тем, что скважины вскрывают водоносные горизонты, которые характеризуются площадным распространением над всей системой подземных камер. Вероятно, сейсмозрывной импульс в водоносных горизонтах опережает распространение сейсмических волн в осадочном чехле [Беседина и др., 2019].

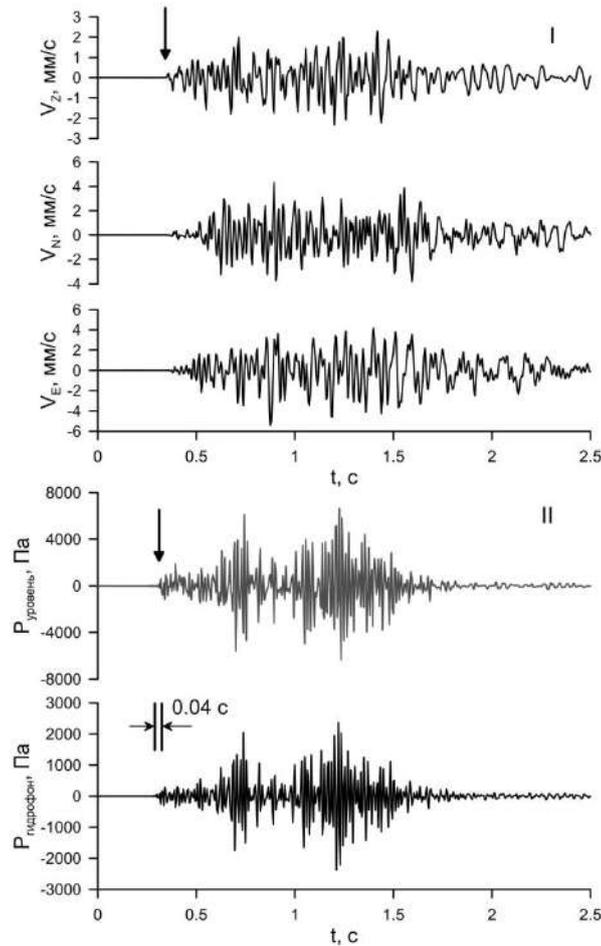


Рисунок 5.43 - Сейсмограммы (I), диаграммы вариаций давления в системе «пласт-скважина» (II) при одновременном подрыве в двух камерах, расположенных на приведенных расстояниях 190 и 234 м/кг^{1/3} от пункта наблюдений II (стрелками обозначены времена вступлений)

В пункте наблюдений I, оборудованном короткопериодным сейсмометром СПВ-3К, с июля 2019 г. по апрель 2021 г. зарегистрированы 5 землетрясений с плотностью сейсмической энергии более $0.1 \cdot 10^{-4}$ Дж/м³. Максимальная скорость смещения грунта при трех землетрясениях с магнитудами 6.4–7.0, произошедших на эпицентральных расстояниях 1450–1730 км в Средиземноморском поясе, составила 0.05–0.07 мм/с, для двух землетрясений с магнитудами 7.5–7.6, расположенных на эпицентральных расстояниях 7501–8146 км в пределах Тихоокеанского пояса, – не превысила 0.04–0.05 мм/с. Колебания рыхлой толщи грунта при землетрясении вблизи Кубы с магнитудой 7.7 на эпицентральном расстоянии 10077 км не прослежены. При проведении сейсмического мониторинга с 11.2019 г. по 02.2020 г. с использованием широкополосного сейсмометра Reftek-151-30 и датчика СМ-3КВ-кор, установленных на глубине ~70 м в тоннеле, пройденной в меловых отложениях и расположенной северо-западнее пункта наблюдений I на расстоянии ~6 км, зарегистрированы 7 землетрясений с Mw от 6.4 до 7.1 на эпицентральных расстояниях от 1400 до 10000 км

[Беседина и др., 2020]. Гидрогеологические отклики на все вышеприведенные землетрясения в сформированной базе данных не установлены (рисунок 5.44).

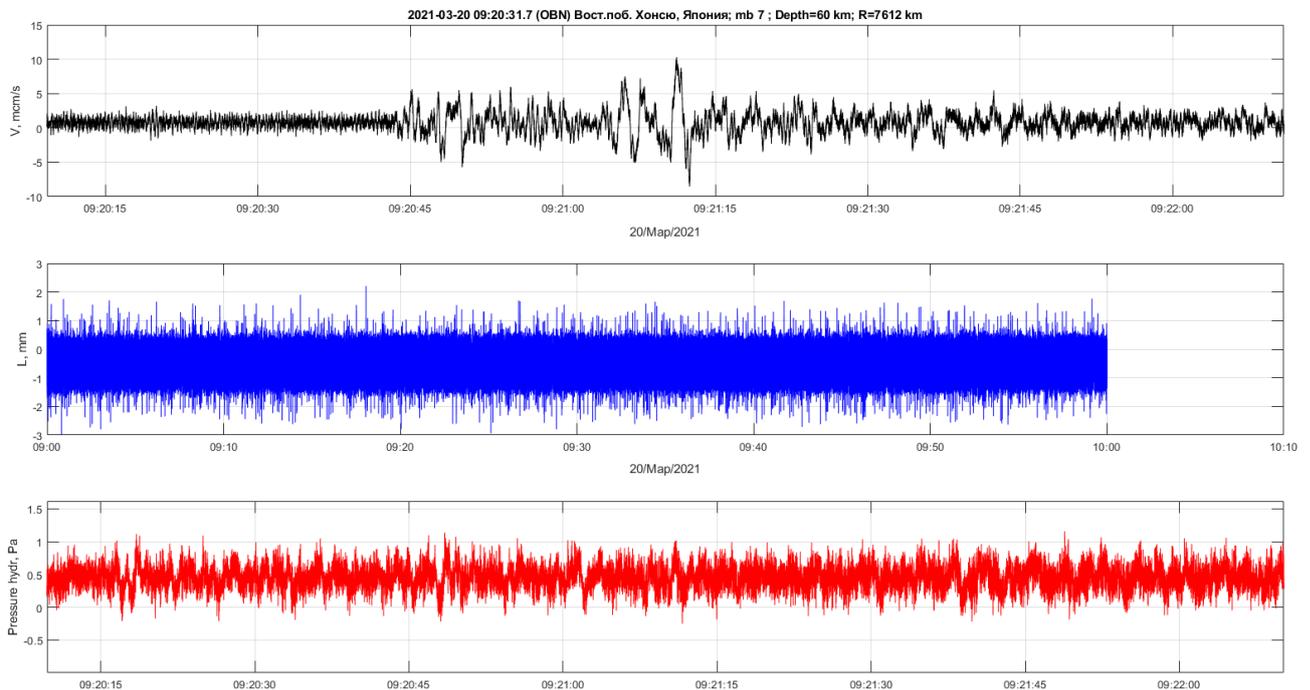


Рисунок 5.44 - Сейсмограмма (а), диаграммы уровня нижнего горизонта (б) и атмосферного давления (в) по данным регистрации в пункте наблюдений I землетрясения 20.03.2021 г. мб 7.0 вблизи восточного побережья о. Хонсю

Выводы к главе 5

В результате высокоточного гидрогеологического, барометрического и сейсмического мониторинга, проводимого в условиях природной геосистемы – ГФО «Михнево» и в пределах природно-техногенной геосистемы - зоне влияния разрабатываемых железорудных месторождений вблизи г. Губкин Белгородской области:

- выделены основные типы приливных волн в вариациях уровня карбонатного и надрудного массива и рассчитанном смещении грунта, определены амплитуды приливных волн и приливной фактор, который в напорном алексинско-протвинском водоносном горизонте, приуроченном к известнякам, составляет $0.8 \text{ мм}/10^{-9}$, альб-сеноманском горизонте, сложенном песками глинистыми, не превышает $0.27 \text{ мм}/10^{-9}$, архей-протерозойском горизонте изменяется от $0.42 \text{ мм}/10^{-9}$ (в сланцах) до $0.9 \text{ мм}/10^{-9}$ (в кварцитах).

- рассчитаны фоновые фильтрационные характеристики водонасыщенных коллекторов надрудного комплекса – водопроницаемость и проницаемость на основе анализа фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в смещении грунта по вертикальной компоненте и уровне подземных вод (проницаемость водонасыщенного коллектора, представленного

известняком, варьирует от $8.2 \cdot 10^{-14}$ до $1.54 \cdot 10^{-12}$, для песка глинистого составляет $(0.6-1.1) \cdot 10^{-14}$, кварцита - $(0.1-1.4) \cdot 10^{-14}$;

- определены амплитуды гидрогеологических откликов и скоростей сейсмических волн от удаленных землетрясений на территории ГФО «Михнево» и массовых взрывов, производимых при разработке железорудных месторождений;

- установлена степенная зависимость зарегистрированных гидрогеологических эффектов от максимальной скорости смещения грунта удаленных землетрясений и массовых взрывов;

- отмечено различие амплитудно-частотных параметров водонасыщенных коллекторов порового и трещинно-пластового типов на сейсмическое воздействие.

В пределах природной геосистемы вариации уровня слабонапорного водоносного горизонта регистрируются при скорости смещения грунта в группе поверхностных волн более 0.1 мм/с, напорного – при скорости смещения грунта более 0.4 мм/с. Выделены 3 типа гидрогеологических откликов на прохождение сейсмических волн в платформенных условиях. Первые два типа прослежены в ограниченном и широком диапазоне частот и соответствуют косейсмическим вариациям уровня, синхронным смещению грунта от землетрясений. Третий тип – постсейсмические необратимые изменения уровня подземных вод могут быть связаны с нарушением структуры трещинно-порового пространства при землетрясениях с $M_w > 8.3$. Определена фильтрационная неоднородность водонасыщенного коллектора в разрезе по реакции слабонапорного водоносного горизонта на локальную техногенную помеху.

В условиях природно-техногенной геосистемы в верхнем альб-сеноманском водоносном горизонте вариации давления в системе «пласт-скважина» при взрывах в шахте в пункте I изменяются от 23 Па до 12.2 кПа на приведенных расстояниях от 351 до 104 м/кг^{1/3}, в нижнем архей-протерозойском горизонте зарегистрированы отклики на все взрывы, произведенные в шахте, с амплитудами давления от 40 Па до 7.3 кПа в пункте наблюдений I (до 13 кПа в пункте II) на приведенных расстояниях от 404 до 68 м/кг^{1/3} (60 м/кг^{1/3} соответственно). Установлено, что реакция датчиков уровня, опущенных в скважины, опережает вступление сейсмометра, расположенного на поверхности, на 0.02–0.05 с при проведении взрывов. В верхнем слабонапорном горизонте подобный эффект зарегистрирован при проведении взрывов на эпицентральной расстоянии до 1.0–1.1 км, в нижнем напорном горизонте – на расстоянии до 2.0 км. Отмечено расхождение между основными частотами колебаний, связанными с проведением взрывов при сопоставлении амплитудных и нормированных спектров, построенных после высокочастотной фильтрации временных рядов сейсмических и гидрогеологических данных в диапазоне 1–100 Гц. Максимумы спектров гидрогеологических откликов верхнего и нижнего горизонта различаются и не совпадают с экстремумами спектров

скорости смещения грунта. Максимумы амплитудных спектров гидрогеологических откликов нижнего горизонта на взрывы находятся преимущественно в диапазоне частот 28–32 и 48–52 Гц, верхнего – регистрируются в диапазоне 50–75 Гц. При открытой разработке Лебединского железорудного месторождения прослежено более интенсивное динамическое воздействие на водонасыщенный коллектор надрудного комплекса по сравнению с результатами комплексных измерений, полученных в процессе подземной разработки Коробковского месторождения.

Наряду с исследованием гидрогеологических эффектов, зарегистрированных от периодических факторов – удаленных землетрясений и массовых взрывов, необходимо отметить, что при анализе фоновых параметров водонасыщенных коллекторов целесообразно проводить предварительную визуализацию огибающих приливов, выделенных в уровне и смещении грунта. Подобный подход способствует идентификации участков, характеризующихся осложнением форм приливных компонент в смещении грунта, рассчитанных по экспериментальным данным относительно теоретических значений, и уровне воды, которые могут быть связаны с изменением условий питания и разгрузки подземных вод, откликами на катастрофические землетрясения и другими.

Выделенные интервалы «искажения» коды приливов в уровне воды следует исключать из рассмотрения при оценке фильтрационных свойств флюидонасыщенных коллекторов на основе анализа сдвига фаз между приливной волной M_2 , определенной в смещении грунта и уровне напорного водоносного горизонта. В платформенных условиях установлена эффективность использования прецизионного мониторинга уровня подземных вод в качестве «невозмущающего» способа оценки фильтрационных параметров и проницаемости водонасыщенного коллектора.

Глава 6. Основные закономерности деформирования водонасыщенного коллектора

В качестве индикаторов изменения структуры порово-трещинного пространства и порового давления рассматриваются гидрогеологические эффекты, зарегистрированные в условиях природно-техногенных и природной геосистем при динамическом воздействии. К источникам динамического воздействия отнесены периодические факторы: крупномасштабные и промышленные взрывы (техногенный фактор), землетрясения (эндогенный фактор) и квазистационарные экзогенные факторы – земные приливы и атмосферное давление. Последние определяют пороупругое деформирование водонасыщенного коллектора, на фоне которого могут проявиться квазиупругий, квазиобратимый и необратимый режимы деформирования.

6.1. Изменение гидрогеодинамической обстановки

Исследование гидрогеодинамической обстановки после проведения ПЯВ и ее сопоставление с естественными ненарушенными гидрогеологическими условиями могут быть использованы для определения границ областей, которые различаются по режиму деформирования водонасыщенного коллектора. Анализ последствий изменения состояния массива горных пород, связанных с проведением ПЯВ, основан на обработке результатов наблюдений за вариациями уровня подземных вод в течение 1983-1987 гг. на разных участках площадки «Балапан» с учетом приведенных расстояний. Схематизация изменений гидрогеодинамической обстановки направлена на оценку динамики процессов, происходящих в эпицентральной зоне крупномасштабных взрывов.

Наиболее представительные результаты комплексных геолого-геофизических и гидрогеологических работ по изучению взрывного воздействия на массив горных пород получены в пределах северо-восточного, центрального и юго-западного участков площадки «Балапан», а также южной части площадки «Балапан» - «Заречье» (рисунок 3.3.).

Северо-восточный участок площадки «Балапан»

На северо-восточном участке в период 1972-1981 гг. проведено 6 ПЯВ мощностью до 150 кт с магнитудами от 5.3 до 6.0 [Ан и др., 2014] до начала стационарных наблюдений за уровнем подземных вод с июля 1983 г. (рисунок 6.1). При первом ПЯВ в скважине 1204 в декабре 1972 г. была зафиксирована нештатная ситуация, связанная с прорывом продуктов взрыва в процессе опускания купола раздробленной породы [Семипалатинский, 1997]. Режим подземных вод на участке техногенно нарушен. В районе проведения ПЯВ в скважине 1234 прослежено изменение северо-западного направления подземного потока на северо-восточное направление.

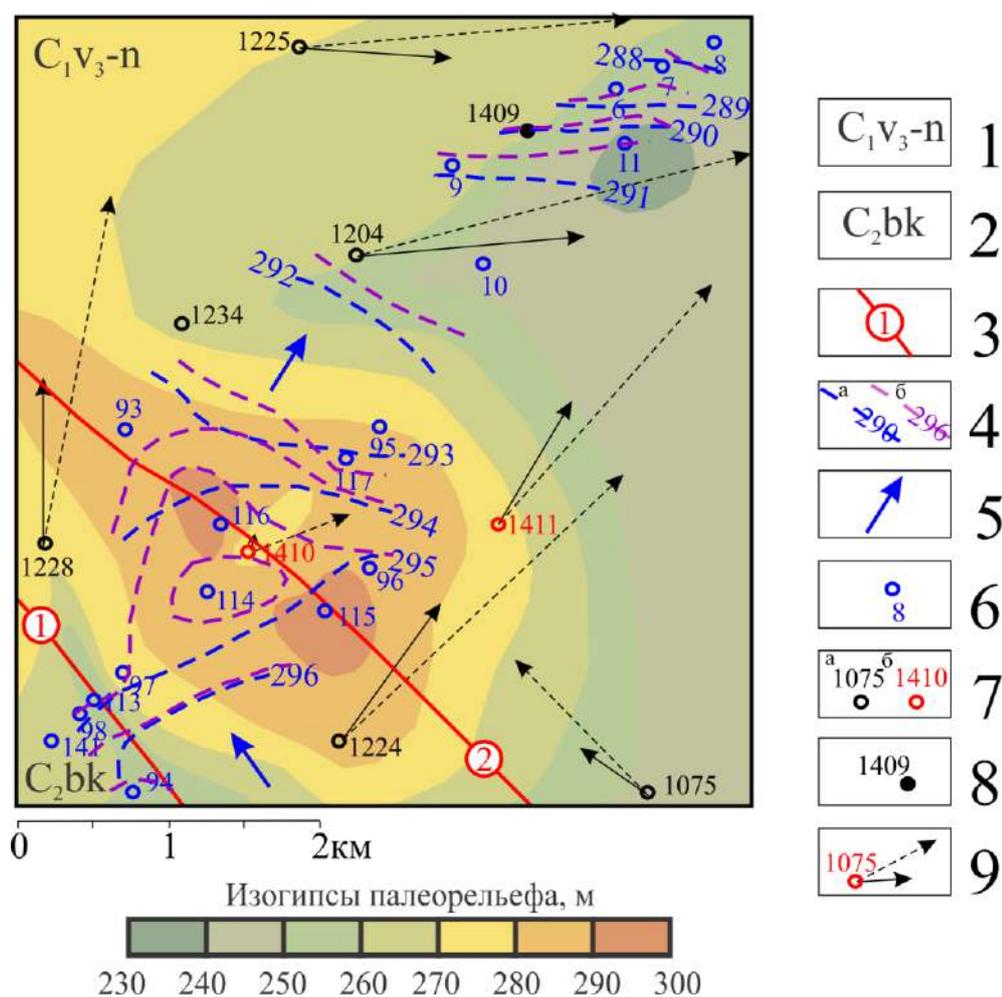


Рисунок 6.1 - Схема палеорельефа участка

- 1 – отложения нижнего карбона; 2 – отложения среднего карбона;
 3 – разрывное нарушение и его номер; 4 – гидроизопьезы, цифра - абс. отм. уровня, м (по состоянию на: а - 01.09.1989 г., б – 11.04.1990); 5 – направление движения подземных вод;
 6 - 8 – скважина и ее номер: 6 – наблюдательная, 7 – боевая, в которой проведено испытание до начала (а) и во время (б) мониторинга режима подземных вод, 8 – структурная;
 9 - максимальные расстояния зон необратимого и квазиобратимого деформирования водонасыщенного коллектора обозначены сплошной и штрих-пунктирной черными стрелками соответственно

В период мониторинга режима подземных вод с 27.12.1989 г. по 24.07.1990 г. максимальный подъем уровня на 1.9-3 м на протяжении 7 месяцев зарегистрирован в ближней зоне ПЯВ, проведенного в скважине 1410 (рисунок 4.21). Скорость восстановления уровня в скважинах 114 и 116, пробуренных после взрыва на эпицентральных расстояниях 250-275 м (приведенное расстояние 2.6-2.8 м/кг^{1/3}), составила 0.9-1.4 см/сут (рисунок 4.18). В скважине 115, удаленной от эпицентра на расстояние 730 м (приведенное расстояние 4.9 м/кг^{1/3}), - 0.4 см/сут. В остальных скважинах за этот же период времени скорость восстановлению уровня не превышала 0.2 см/сут. В створе скважин 116-117, расположенных на эпицентральной расстоянии до 0.9 км (приведенное расстояние до 6.7 м/кг^{1/3}), прослежено увеличение уклона подземного потока от 0.001 до 0.004 (рисунок 6.1).

Сопоставление диаграмм прослеживания восстановления уровня после ПЯВ, проведенных в скважинах 1414 и 1410 (рисунок 6.2), указывает на подобие процесса на протяжении от 10 до 110 суток, связанного с сохранением условий восполнения естественных ресурсов подземных вод в региональном плане после крупномасштабных экспериментов, проведенных с разницей в 5 лет.

Скорость восстановления уровня в ближней зоне достигает 1.4 см/сут (рисунок 6.2а), в дальней зоне - не превышает 0.5 см/сут на протяжении 150 суток после ПЯВ в скважине 1414 (рисунок 6.2б). В дальнейшем на северо-востоке участка прослежена стабилизация техногенно нарушенной гидрогеодинамической обстановки, уровни подземных вод в скважинах 6-8 и 11 восстанавливаются до первоначального положения.

В зоне влияния разрывного нарушения ② зарегистрированы наибольшие изменения гидрогеологических условий. Южнее эпицентра ПЯВ в скважине 1410 и вдоль осевой линии разлома ② уровень подземных вод поднялся в среднем на 1 м, что косвенно свидетельствует об изменении состояния водовмещающих пород, выраженном в увеличении барражирующего эффекта и пространственно-временным перераспределении подземного потока вдоль линии разлома по скважинам 93 и 96 (рисунок 6.1).

На основе анализа полученных экспериментальных данных, учета параметров проведенных взрывов, геолого-структурных и гидрогеологических условий для рассматриваемого участка могут быть определены значения максимальных приведенных расстояний, в пределах которых проявились различные режимы деформирования массива горных пород.

Формирование зоны необратимого деформирования массива горных пород на приведенном расстоянии до 2.8 м/кг^{1/3} подтверждено высокой скоростью восстановления уровня подземных вод, превышающей на порядок значения, зарегистрированные за выбранный период наблюдений в дальней зоне. Формирование локальных областей изменений уклонов и

направлений подземного потока указывает на наличие зоны квазиобратимого деформирования водонасыщенного коллектора на приведенном расстоянии до $6.7 \text{ м/кг}^{1/3}$ (рисунок 6.1).

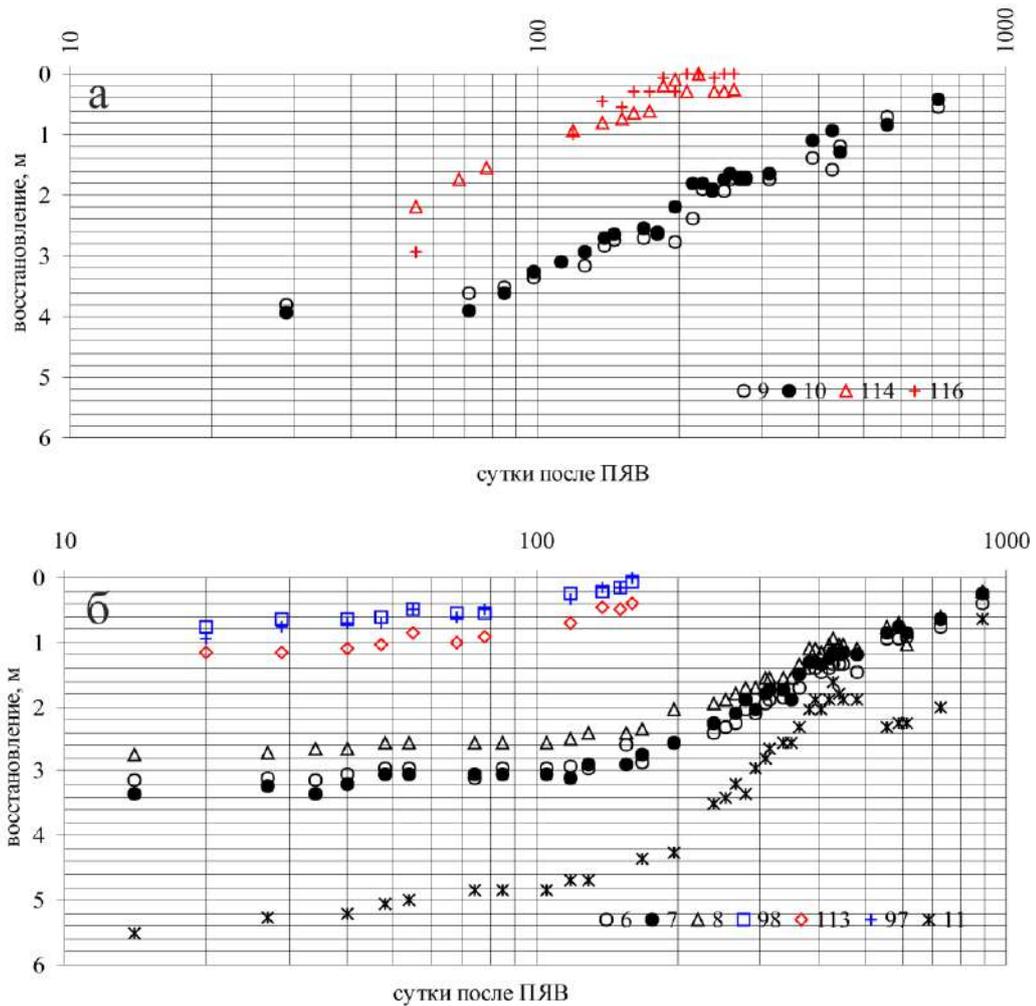


Рисунок 6.2 - Графики прослеживания восстановления уровня после ПЯВ в скважинах 1414 и 1410 в ближней (а) и дальней (б) зоне

Наблюдательные скважины 9, 10 и 93, 97 расположены в зоне необратимого деформирования водонасыщенного коллектора, связанного с ранее проведенными взрывами в боевых скважинах 1204 и 1228. По результатам гидрогеологического опробования после бурения в скважинах 93 и 97 были определены максимальные значения удельных дебитов 42 и 222 л/с соответственно. После проведения ПЯВ в скважине 1410 удельные дебиты уменьшились на 9-21 %.

Остальные скважины 6-8, 11, 94-96, 98, 113-117, 141 расположены в области квазиобратимого деформирования от ПЯВ за исключением скважины 8, находящейся в области динамического влияния, в которой прослежены фоновые вариации уровня подземных вод до 0.2 м (рисунок 4.18).

В центре площадки «Баланан»

В пределах рассматриваемого участка до начала стационарных наблюдений за уровнем подземных вод было проведено 4 ПЯВ с 1972 г. по 1981 г.: на юге в скважине 1061 - самое мощное испытание на СИП, на северо-востоке в скважине 1304 выполнен первый групповой ПЯВ [Испытания, 1996] (рисунок 6.3).

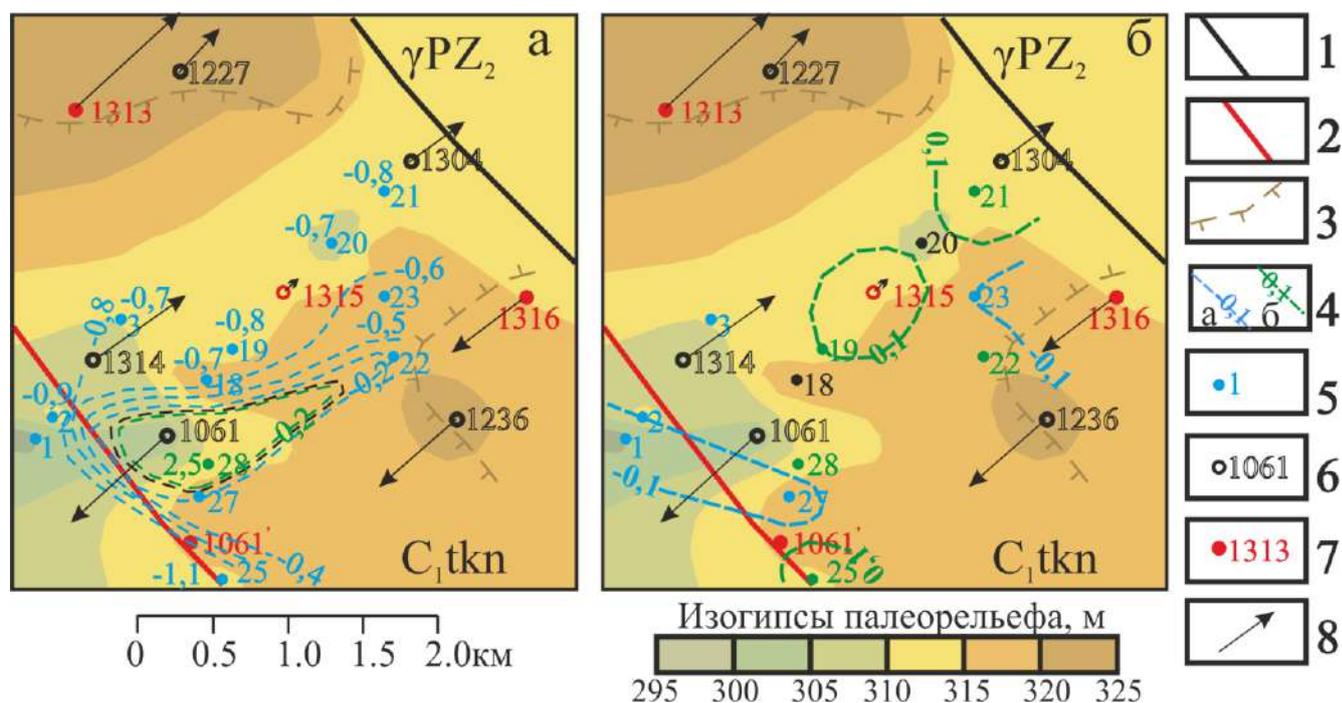


Рисунок 6.3 - Схема палеорельефа участка

- 1 – геологическая граница; 2 – разрывное нарушение; 3 – граница распространения водоупора, бергштрихи направлены в сторону развития отложений – глин; 4 – изолинии снижения (голубой цвет) и подъема (зеленый цвет) уровня подземных вод, цифра – амплитуда, м: а – за период моратория 08.1985 - 02.1987 г., б – 03 - 12.1987 г.; 5-7 – скважина и ее номер: 5 – наблюдательная, 6-7 – боевая, в которой проведено испытание до начала (б) и во время (7) мониторинга режима подземных вод; 8 - максимальное расстояние зон необратимого деформирования водонасыщенного коллектора

Первые наблюдательные скважины 1-3 были пробурены на участке за 1-3 месяца до ПЯВ в скважине 1314. Через 12 дней после взрыва установлено повреждение ствола наблюдательной скважины 2 на эпицентральной расстоянии 0.5 км (приведенном – $1.49 \text{ м/кг}^{1/3}$). В скважине 1, расположенной на расстоянии 0.7 км ($1.8 \text{ м/кг}^{1/3}$), прослежено снижение уровня на 35.5 м и постепенное восстановление в течение 3 месяцев. Через 0.5 года после ПЯВ уровень остался не восстановленным на 3.2 м (рисунок 6.4).

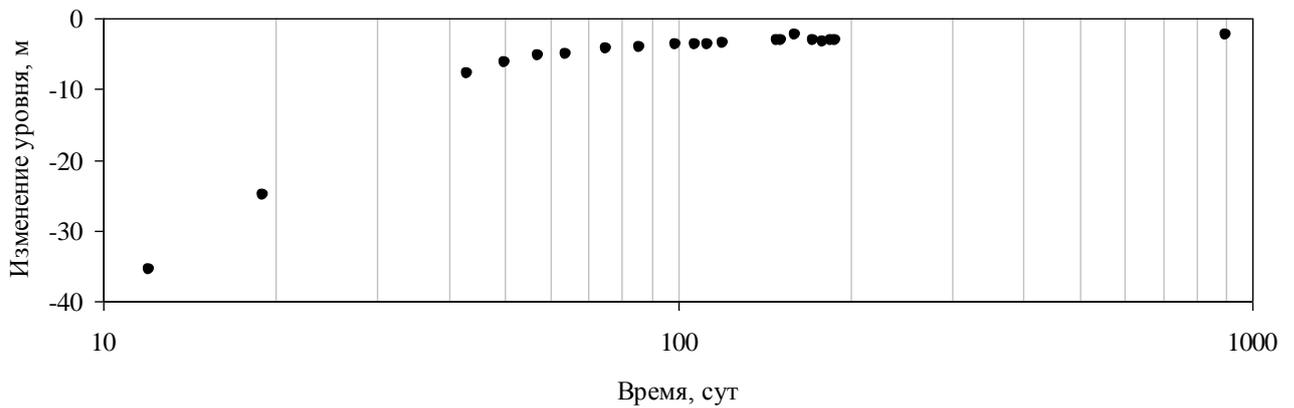


Рисунок 6.4 - Восстановление уровня в скважине 1 после ПЯВ в скважине 1314 на приведенном расстоянии $1.8 \text{ м/кг}^{1/3}$ (за «0» принято время проведения ПЯВ)

Остаточное снижение уровня поверхности косвенно свидетельствует об изменении свойств водонасыщенного коллектора и заверено результатами сейсмического профилирования, геофизических исследований в скважинах и гидрогеологического опробования (рисунок 6.5).

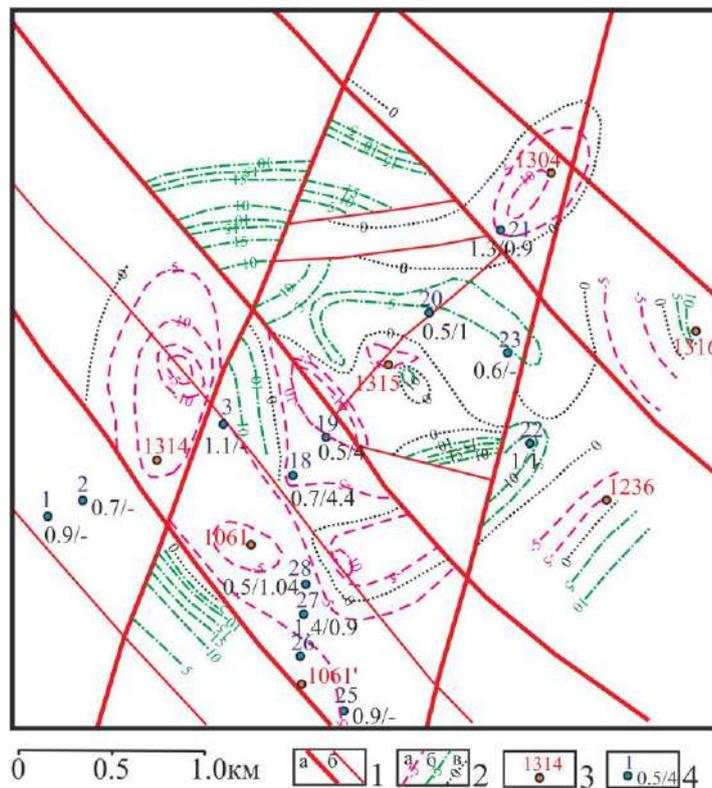


Рисунок 6.5 – Структурный план участка исследований
 (1 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 2 – изолинии изменения глубины залегания структурной границы между выветрелыми и относительно монолитными породами, м: а – снижение, б – подъем, в – без изменений; 3-4 – скважина и ее номер: 3 – боевая, 4 – наблюдательная, дробь – изменение основных параметров после ПЯВ по состоянию на 08.1987 г.: в числителе – водопроницаемости, в знаменателе – скорости)

Полученные результаты экспериментальных работ указывают на то, что приведенное расстояние до $1.8 \text{ м/кг}^{1/3}$ на участке исследований может быть принято за внешнюю границу области необратимого деформирования массива. Соответственно, проходка наблюдательных скважин на приведенном расстоянии до $1.8 \text{ м/кг}^{1/3}$ от эпицентра ранее проведенных ПЯВ осуществлялась в пределах техногенно измененного массива. К ним отнесены вновь пробуренная скважина 2 на приведенном расстоянии $1.4 \text{ м/кг}^{1/3}$ от боевой скважины 1314, скважины 18, 19, 27 и 28, находящие в радиусе до $1.6 \text{ м/кг}^{1/3}$ от боевой скважины 1061, скважина 21, расположенная на приведенном расстоянии $1.5 \text{ м/кг}^{1/3}$ от боевой скважины 1304, и скважина 22 - на приведенном расстоянии $1.6 \text{ м/кг}^{1/3}$ от боевой скважины 1236. В относительно ненарушенных естественных условиях пройдены скважины 20 и 23 (до проведения ПЯВ в скважине 1315) и скважина 25 (до проведения ПЯВ в скважине 1061').

Основные изменения водонасыщенного коллектора до проведения моратория сопряжены с взрывами в скважинах 1307 и 1313, при которых амплитуды подъема уровней на эпицентральных расстояниях от 1.4 до 2.4 км (приведенные расстояния $3.0\text{-}4.7 \text{ м/кг}^{1/3}$) достигали 4.2-5.9 м (рисунок 4.25). Прослежена разная скорость восстановления уровня подземных вод в створах скважин 3 и 2 после ПЯВ в скважинах 1307 и 1331, проведенных на эпицентральных расстояниях 2.2-2.4 км ($4.4\text{-}4.7 \text{ м/кг}^{1/3}$) и 5.8-6.8 км ($14\text{-}16.4 \text{ м/кг}^{1/3}$) (рисунок 6.6).

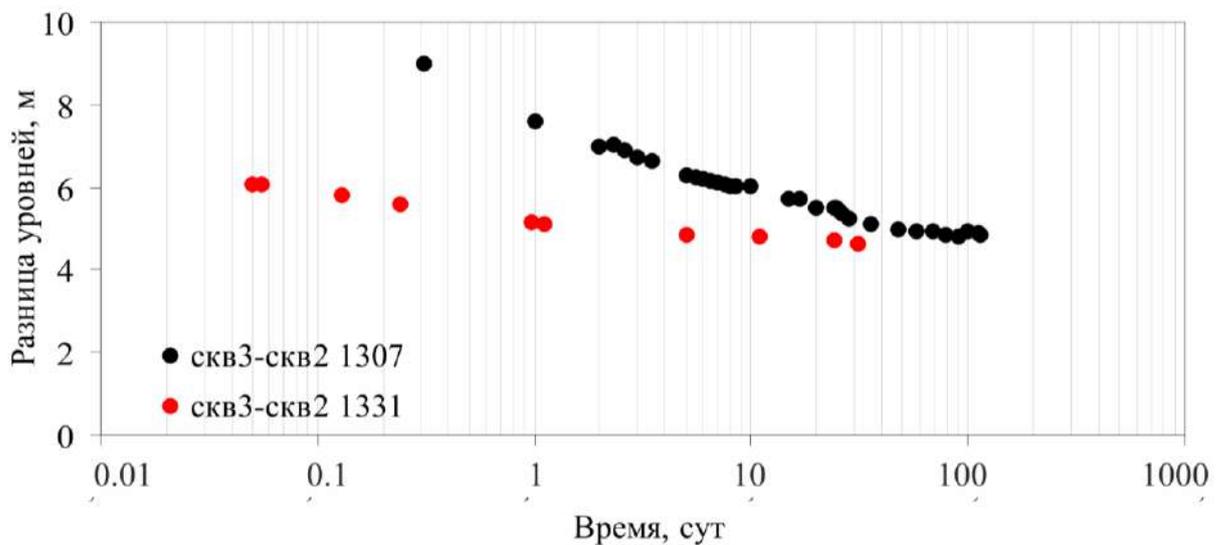


Рисунок 6.6 - Изменение уровней в створах скважин 3-2 и 2-1 после ПЯВ в скважинах 1307 и 1331 (за «0» принято время проведения ПЯВ)

До ПЯВ в скважине 1307 разрыв уровней в створе скважин 3-2 составлял 5.4 м, уклон подземного потока – 0.003, в момент взрыва – увеличился до 9 м и 0.005 соответственно. Через месяц после ПЯВ в скважине 1307 уровень подземных вод стабилизировался. После ПЯВ в скважине 1331 продолжительность относительного восстановления уровней и уклонов подземного потока до первоначального положения не превысила 5 дней.

Локальное изменение состояния зоны влияния гидрогеологически активного разлома северо-западного направления сопряжено с проведением ПЯВ в скважине 1061' и подтверждено изменением глубины залегания структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами (рисунок 6.5), уменьшением уклона подземного потока вдвое в северо-западном направлении от 0.001 до 0.0005 через двое суток после ПЯВ. Разрыв уровней в створах скважин 25-2, расположенных на расстоянии до 3.1 км (приведенном расстоянии $6.6 \text{ м/кг}^{1/3}$) от эпицентра ПЯВ составлял 2.1 м, после ПЯВ – уменьшился до 0.9 м.

В период относительной стабилизации гидрогеологической ситуации во время моратория на проведение испытаний с августа 1985 г. по февраль 1987 г. в пределах участка установлен общий тренд снижения уровня подземных вод. Максимальные амплитуды снижения уровня на 0.9-1.1 м отмечены в зоне влияния разрывного нарушения в скважинах 1, 2 и 25 (рисунок 6.3а). Во время моратория вдоль палеодолины прослежено равномерное снижение уровня поверхности на 0.7-0.8 м. В створе скважин 25-27, удаленных на расстояние 1.6-2.1 км от эпицентра ПЯВ в скважине 1341 (приведенные расстояния $3.4\text{-}4.5 \text{ м/кг}^{1/3}$) отмечено увеличение уклона подземного потока от 0.002 до 0.003 (увеличение разрыва уровней от 1.3 м до 1.8 м). В пределах палеосклона амплитуды снижения уровня не превышают 0.2-0.5 м. Максимальный подъем уровня на 2.5 м прослежен в скважине 28, расположенной в зоне необратимого деформирования массива, сформированной при ПЯВ в скважине 1061.

Зарегистрированное в скважине 20 на расстоянии 0.4 км ($2.2 \text{ м/кг}^{1/3}$) от эпицентра ПЯВ в скважине 1315 кратковременное снижение уровня на 1.3 м и его полное восстановление на следующий день характерно для области квазиобратимого деформирования водонасыщенного коллектора. В створах скважин, расположенных на расстоянии от 0.6 до 1.5 км ($2.8\text{-}5.9 \text{ м/кг}^{1/3}$), отмечено неравномерное изменение уклонов подземного потока. После ПЯВ в скважине 1315 разрыв в створе скважин 27-25, удаленных на эпицентрального расстояния 1.5-2.0 км ($5.9\text{-}7.6 \text{ м/кг}^{1/3}$), уменьшился от 1.7 до 1.6 м, в створе скважин 2-1, расположенных на расстоянии 1.9-2.1 км ($7.4\text{-}8.2 \text{ м/кг}^{1/3}$), остался без изменений. На эпицентральных расстояниях от 0.6 км ($2.8 \text{ м/кг}^{1/3}$) до 6.8 км ($16.4 \text{ м/кг}^{1/3}$) установлены только кратковременные подъемы уровня подземных вод с амплитудами от 0.2 до 8.8 м, вызванные ПЯВ (рисунок 4.25).

После ПЯВ в скважине 1318 в створе скважин 1-3 на расстоянии 1.8-2.9 км ($3.6-5.5 \text{ м/кг}^{1/3}$) прослежено незначительное уменьшение уклона подземного потока. В створах скважин 27-25 и 28-25, расположенных на эпицентральных расстояниях 2.9-3.0 км ($5.6-5.7 \text{ м/кг}^{1/3}$), разрыв уровней уменьшился от 1.6 м до 1.2-1.3 м после взрыва (рисунок 4.25). В створе скважин 18-19 на расстоянии 3.1-3.3 км от эпицентра ($5.9-6.3 \text{ м/кг}^{1/3}$), разрыв уровней изменился незначительно, от 0.4 м до взрыва, после – до 0.5 м. В скважинах 20-23, удаленных от эпицентра на расстояние 4.2-4.5 км ($8-8.5 \text{ м/кг}^{1/3}$), стабилизация уровня отмечена в течение первого дня. Анализ изменений гидрогеологической ситуации через 2 месяца после ПЯВ в скважине 1318 подтверждает наличие границы между зонами квазиобратимого и динамического деформирования водонасыщенного коллектора в техногенно нарушенных условиях на приведенном расстоянии $5.9 \text{ м/кг}^{1/3}$, в зоне влияния разлома – прослежена на расстоянии $6.6 \text{ м/кг}^{1/3}$.

В период завершения испытаний в пределах участка выделены области изменений уровенной поверхности. Снижение уровня на 0.1-0.2 м прослежено в зоне влияния разрывного нарушения и вдоль палеосклона (рисунок 6.3б). Подъем уровня на 0.3-0.5 м установлен в зонах необратимого деформирования массива горных пород, сформированных при ПЯВ в скважинах 1061' и 1304, в скважинах 25 и 21, расположенных на эпицентральных расстояниях до 260 м ($1.2 \text{ м/кг}^{1/3}$). Сравнительный анализ схем-диаграмм изолиний уровня подземных вод свидетельствует о неравнозначном изменении гидрогеологических условий в пределах участка исследований (рисунок 6.7а-г).

Локальное увеличение уклона пьезометрической поверхности в юго-западном направлении от гидрогеологически активного разрывного нарушения подтверждено увеличением уклона подземного потока от 0.0008 до 0.0028 в створе скважин 1-2 за весь период наблюдений. В северо-восточном направлении в напорных условиях уклон подземного потока в створе скважин 20-21 уменьшился от 0.0012 (декабрь 1985 г.) до 0.0004 (декабрь 1987 г.) (рисунок 6.7б-г). В безнапорных условиях отмечено незначительное увеличение уклона от 0.0004 (декабрь 1986 г.) до 0.0008 (декабрь 1987 г.) в створе скважин 22-23.

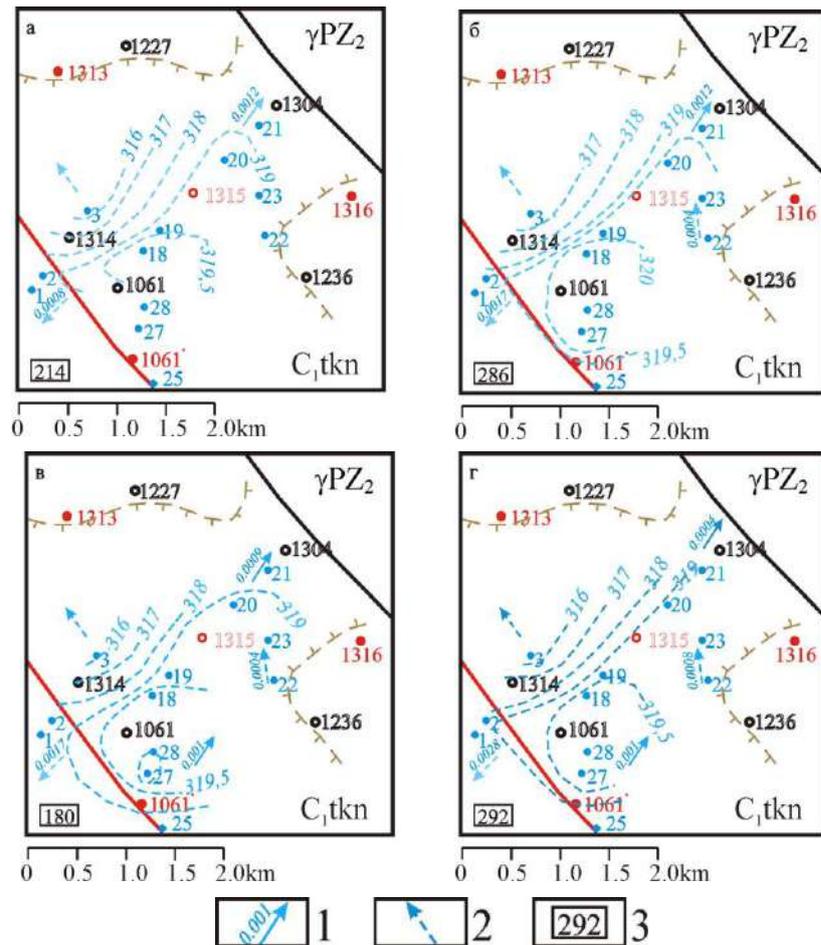


Рисунок 6.7 - Схема изолиний уровня подземных вод (по состоянию на: а – 15.12.1984 г.; б – 04.12.1985 г.; в – 30.12.1986 г.; г – 09.12.1987 г.; 1, 2 – направление движения и уклон подземных вод: 1 – региональное, 2 – локальное; 3 – годовое количество атмосферных осадков, мм)

На юго-западе и юге площадки «Балапан» (площадка «Заречье»)

Характер изменения пьезометрической поверхности после ПЯВ в скважине 1388, расположенной на юго-западе площадки «Балапан», подтверждает блоковое строение исследуемого массива горных пород (рисунок 4.28) [Горбунова, 2019]. Перепад уровней между центральным и северо-восточным блоками превышал 50 м, между центральным и восточным – составлял более 40 м, между зоной влияния Калба-Чингизского разлома и прилегающими с севера блоками – достигал порядка 20 – 30 м. В момент наибольшего снижения пьезометрической поверхности (март 1988 г.) воронка депрессии вдоль регионального разлома распространилась дальше, чем по восточному блоку.

После взрыва зарегистрирован «срыв» уровней подземных вод в центральном блоке на 50 м. В дальнейшем отмечено снижение на 5 - 6 м на протяжении 3-х месяцев (рисунок 6.8).

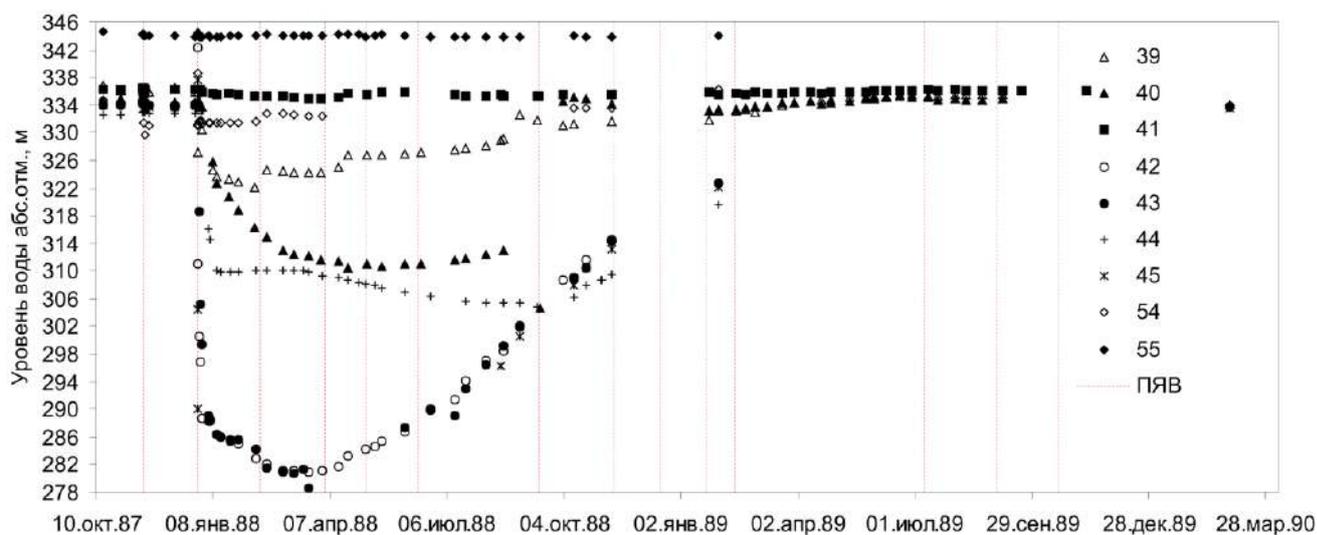


Рисунок 6.8 – Изменение уровня подземных вод при ПЯВ 1388

В течение следующих двух лет прослежено постепенное восстановление пьезометрической поверхности, причем выделенный линейный темп повышения уровня свидетельствует об установлении квазистационарного режима. В восточном блоке уровни снизились на 1 - 12 м (скв.39, 41), в зоне Калба-Чингизского разлома – на 23 - 37 м (скв.40, 44), в северном блоке – до 2 м (скв.54). Западный блок скважинами не охарактеризован.

В результате взрыва в пьезометрической поверхности центрального блока образовалась воронка депрессии за счет увеличения открытой трещиноватости скальных пород (рисунок 4.17). Графики площадного и временного прослеживания за снижением уровня после взрыва позволяют оценить величину водопритока во вновь образовавшиеся в результате взрыва трещины, пустоты и характеристику границ центрального блока (рисунок 6.9, 6.10) [Горбунова, Иванов, 2007].

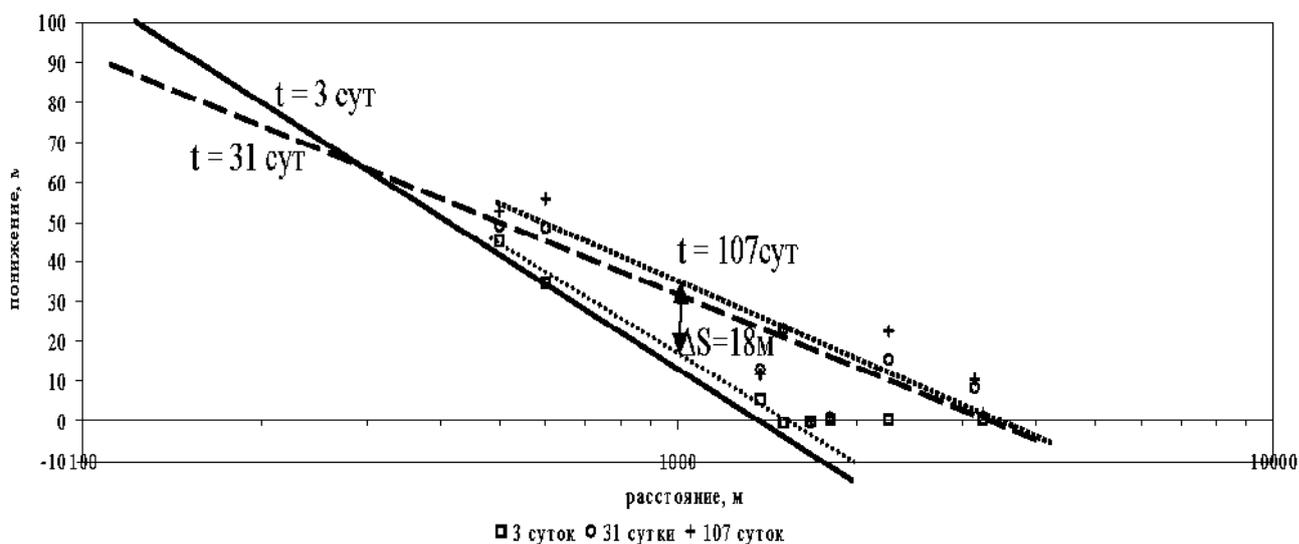


Рисунок 6.9 - Графики площадного прослеживания $S - f \lg r$ за снижением уровня после ПЯВ в скважине 1388

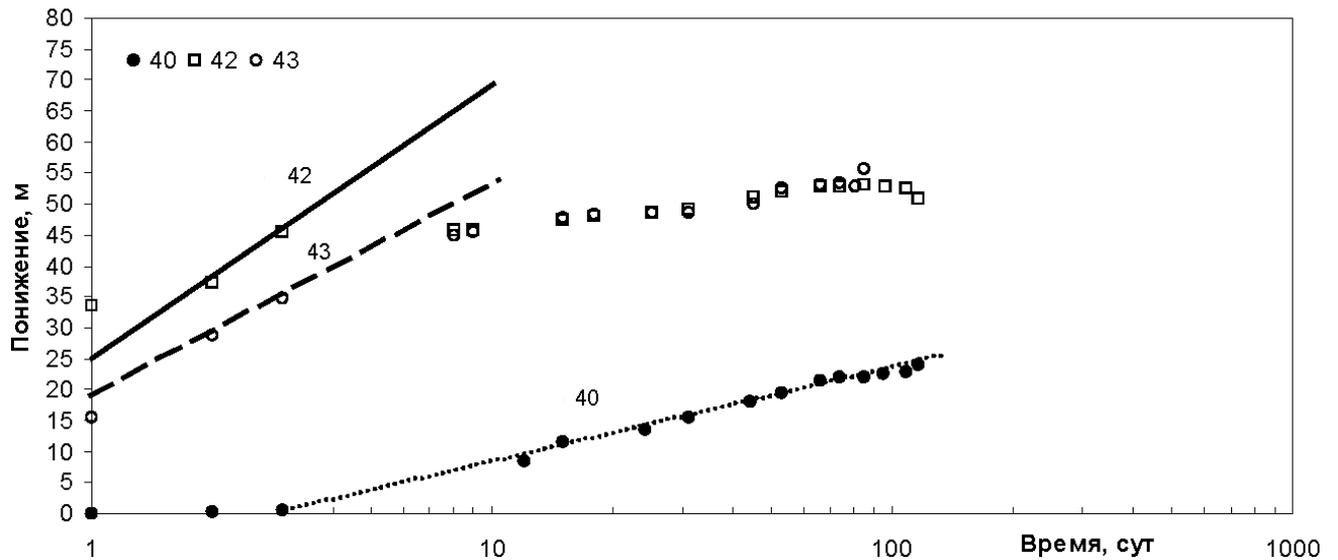


Рисунок 6.10 - Графики временного прослеживания $S - f \lg t$ за снижением уровня после ПЯВ в скважине 1388

Расчетные гидрогеологические параметры, полученные по графикам, приведены в таблицах 6.1 и 6.2.

Таблица 6.1 – Основные гидрогеологические параметры, рассчитанные по графикам площадного прослеживания снижения уровня в наблюдательных скважинах

$t_{\text{сут}}$	C ($S_2 - S_1 / \lg r_2 - \lg r_1$)	A (ордината при $r=1$)	Водоприток Q , м ³ /сут ($km \cdot C / 0.366$)	Пьезопроводность a , м ² /сут ($\lg a = 2A/C - \lg t - 0.35$)	Упругая водоотдача μ^*
3	81	262	1438	$4.4 \cdot 10^5$	$7.0 \cdot 10^{-6}$
31	53	194	470	$3.2 \cdot 10^5$	$1.0 \cdot 10^{-5}$
107	57	211	506	$1.0 \cdot 10^5$	$3.0 \cdot 10^{-5}$

Таблица 6.2 – Основные гидрогеологические параметры, рассчитанные по графикам временного прослеживания снижения уровня в наблюдательных скважинах

№ скв.	Участок графика	C	A	r , м	Водоприток Q , м ³ /сут ($km \cdot C / 0.183$)	Пьезопроводность a , м ² /сут ($\lg a = A/C + 2 \lg r - 0.35$)	Упругая водоотдача μ^*
42	I	43	33	530	764	$7.4 \cdot 10^5$	$4.0 \cdot 10^{-6}$
	II	6.5	48.5		115	$3.0 \cdot 10^{12}$	
43	I	35	34	610	350	$1.5 \cdot 10^6$	$2.0 \cdot 10^{-6}$
	II	8.0	53		142	$7.0 \cdot 10^{11}$	
40	-	6.2	-8.9	2250	177	$8.3 \cdot 10^4$	$4.0 \cdot 10^{-5}$

Водоприток подземных вод (Q) к центральной части воронки уменьшается во времени, достигая максимальной величины в первые 3 - 5 суток. Значение водопритока определяется

наиболее достоверно по графику площадного прослеживания и составляет 1438 м³/сут. На графиках временного прослеживания этот отрезок не представлен. После 3 - 5 суток происходит выполаживание временных графиков, скорее всего связанное с резким уменьшением притока в центральную часть воронки примерно до 500 м³/сут по графикам площадного прослеживания и до 100 - 200 м³/сут по графикам временного прослеживания.

Нереальные значения пьезопроводности (a), полученные при расчете по вторым участкам графиков временного прослеживания, не соответствуют действительным параметрам пласта. Эти участки отражают влияние слабопроницаемых северной и восточных границ центрального блока. Относительно низкое значение пьезопроводности по скважине 40, вероятно, связано с тем, что депрессионная воронка к ней распространяется по зоне Калба-Чингизского разлома и расчетное расстояние должно быть больше фактического радиуса. В целом, среднее значение упругой водоотдачи (μ^*) может быть принято $1.5 \cdot 10^{-5}$ м²/сут, но представляется несколько заниженным.

Большие значения водопритока в первые несколько суток, очевидно, объясняются заполнением сильно раздробленной центральной зоны ПЯВ, гидравлически взаимосвязанной через зоны наведенной трещиноватости с водоносным горизонтом трещинно-пластовых вод. Одновременно резкий перелом временных графиков на 3 - 5 сутки в той или иной степени может быть обусловлен влиянием границ блоков. Так, удвоенное расстояние от скважины 1388 до северо-восточного разлома составляет 2 км. Наблюдательные скважины 42 и 43 должны прореагировать через 4 сут согласно выполненному расчету ($t = R^2/2.25a = 4.0 \cdot 10^6/2.25 \cdot 4.4 \cdot 10^5$), что соответствует действительности.

Полученные данные подтверждаются графиками площадного прослеживания, на которых видно, что большая часть массива реагирует на увеличение трещиноватости, как относительно однородный горизонт. Большинство точек удовлетворительно ложится на осредняющую прямую. Исключение составляют скважины 39 и 41, расположенные в восточном блоке. Разница понижений по графику площадного прослеживания на рисунке 6.9 на расстоянии 1 км от скважины 1388 составляет 18 м и характеризует гидравлическое сопротивление восточной границы центрального блока при водопритоке в центре 500 м³/сут.

Выявленные участки нарушения гидрогеодинамической обстановки в зоне регионального разлома сопоставимы со сформировавшейся зоной необратимых изменений в центральном блоке (рисунок 6.11) [Расторгуев, Горбунова, 2005; Технический, 2004]. Наиболее значимые изменения фильтрационных параметров зафиксированы по скважинам, в которых установлены максимальные значения вариаций уровней подземных вод.

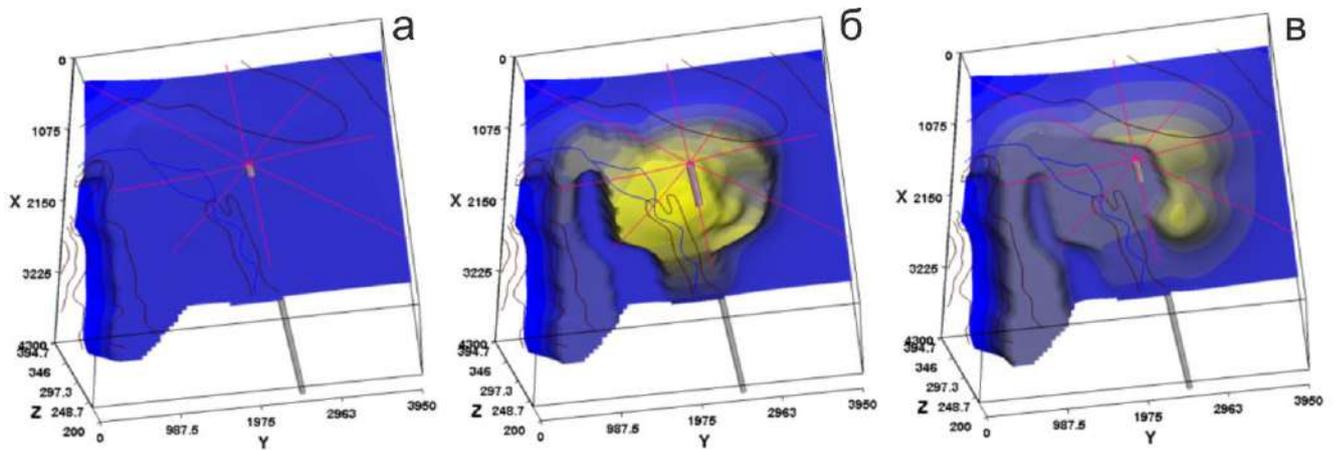


Рисунок 6.11 - Пьезометрическая поверхность до взрыва (а), через день (б) и год (в) после взрыва рассчитанная с использованием пакета MODFLOW по данным измерений в наблюдательных скважинах, расположенных на расстоянии 0.5 – 2.2 км от эпицентра. Диапазоны изменений уровня подземных вод на участке (абс. отм., м) до взрыва 334.0 – 334.4, через день 300.6 – 334.0, через год 314.5 – 334.2

Прослеженные изменения гидрогеологической ситуации на юго-западе площадки «Балапан» и юге площадки «Балапан» - площадке «Заречье» за период наблюдений 1987-1990 гг. представлены на сводной схеме амплитуд максимального снижения и восстановления уровня подземных вод, зарегистрированными в ближней зоне через 4-7 дней после ПЯВ в скважинах 1350, 1346 и 1352 (рисунок 6.12).

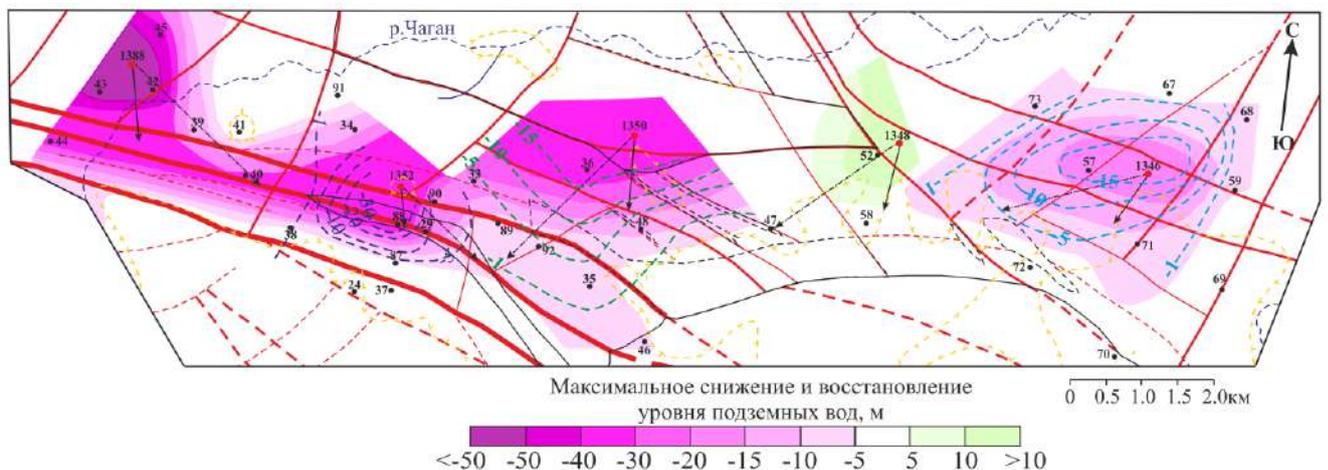


Рисунок 6.12 - Сводная схема амплитуд максимального снижения и восстановления уровня подземных вод после ПЯВ (изолинии амплитуд максимального снижения уровня подземных вод в ближней зоне после ПЯВ в скважинах 1350 (зеленые), 1346 (голубые), 1352 (синие); максимальные расстояния зон необратимого и квазиобратимого деформирования водонасыщенного коллектора обозначены сплошной и штрих-пунктирной черными стрелками соответственно)

При ПЯВ в скважине 1350 депрессионная воронка имеет асимметричную форму, соответствует границе интрузивного образования и протягивается вдоль палеодолины. Уклоны

подземного потока по направлению к эпицентру ПЯВ увеличиваются от 0.008 в створе скважин 33-36 до 0.014 в створе скважин 35-36. Восточнее эпицентра ПЯВ на расстоянии 3.4 км в скважине 52 сохраняется техногенно нарушенный режим подземных вод.

Процесс восстановления уровня через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1350 осложнен последующим проведением ПЯВ в скважине 1346 (рисунок 4.26). Максимальное снижение уровня прослежено через 5 суток западнее эпицентра ПЯВ выше по направлению подземного потока в скважине 57. Радиус депрессионной воронки достигал 2.2 км. В относительно ненарушенных условиях «разрыв» уровней в створе скважин 58-57 не превышал 4.3 м, уклон подземного потока – 0.0013. После завершения испытаний «разрыв» уровней составил 5.2 м, уклон подземного потока на северо-востоке площадки «Заречье» увеличился до 0.0016.

Через 4 дня после ПЯВ в скважине 1352 максимальное снижение уровня на 35 м отмечено на расстоянии 0.5 км южнее эпицентра выше по направлению подземного потока в скважине 88, пройденной на глубину 200 м и вскрывающей многослойную толщу гранодиоритов, туфолов и андезитов в осевой зоне регионального разлома. В створе скважин 87-88 уклон подземного потока увеличился от 0.002 до 0.07. Радиус депрессионной воронки достигал 1.6 км. В центральной и восточной части площадки «Заречье» режим подземных вод относительно стабилен.

Сравнительный анализ техногенно нарушенного режима подземных вод после ПЯВ позволил выделить области максимального снижения уровня и определить размеры сформированных депрессионных воронок. Эпицентральное расстояние, в пределах которого снижение уровня превышает 10 м, изменяется от 1.2 км после ПЯВ в скважине 1352 до 2.3 км после ПЯВ в скважине 1388 (рисунок 6.12). Максимальные изменения уклонов подземного потока в северо-восточном направлении прослежены в западной и центральной части Калба-Чингизского разлома от 0.002-0.009 до 0.05-0.07 в створах скважин 55-44 и 87-88 соответственно. На северо-востоке площадки «Заречье» максимальные значения уклонов подземного потока за период наблюдений 1988-1990 гг. варьировали от 0.006 до 0.014 в створе скважин 72-57.

В пределах регионального Калба-Чингизского разлома установлено повторное формирование зоны техногенно нарушенного режима подземных вод после проведения ПЯВ в скважине 1352 (рисунок 6.12). Подобный участок изменения гидрогеологической ситуации выделен западнее боевой скважины 1350 и севернее боевой скважины 1388. После ПЯВ в скважине 1350 отмечено последующее относительное восстановление движения подземных вод в северо-восточном направлении. Результаты исследований изменений гидрогеологической ситуации при ПЯВ могут быть привлечены для выделения границ между зонами, различающимися по типу деформирования коллектора.

Значения максимальных снижений уровня подземных вод, зарегистрированные на площадке «Заречье» через разные интервалы времени от 1 до 45 дней после пяти ПЯВ, группируются в две области, которые могут быть охарактеризованы степенными зависимостями (I) и (II), показанными на рисунке 6.13а.

Максимальное снижение уровня до 51 м отмечено в эпицентральной зоне в пределах второй области на приведенном расстоянии до $2.7 \text{ м/кг}^{1/3}$ через 45 дней после ПЯВ в скважине 1388 и до 38 м в зоне влияния регионального разлома через 3 дня после ПЯВ в скважине 1352. На приведенном расстоянии до $5.6 \text{ м/кг}^{1/3}$ установлено наибольшее снижение пьезометрической поверхности вдоль днища палеодолины до 12 м, сопоставимое со значениями, прослеженными в осевой зоне разлома, от 11 до 23 м. Подобное соотношение свидетельствует об изменении основных параметров подземного потока – направлении и скорости движения вдоль палеодолины, которое прослежено и на расстояние свыше $5.6 \text{ м/кг}^{1/3}$. В пределах первой области снижение уровня подземных вод на один-два порядка меньше.

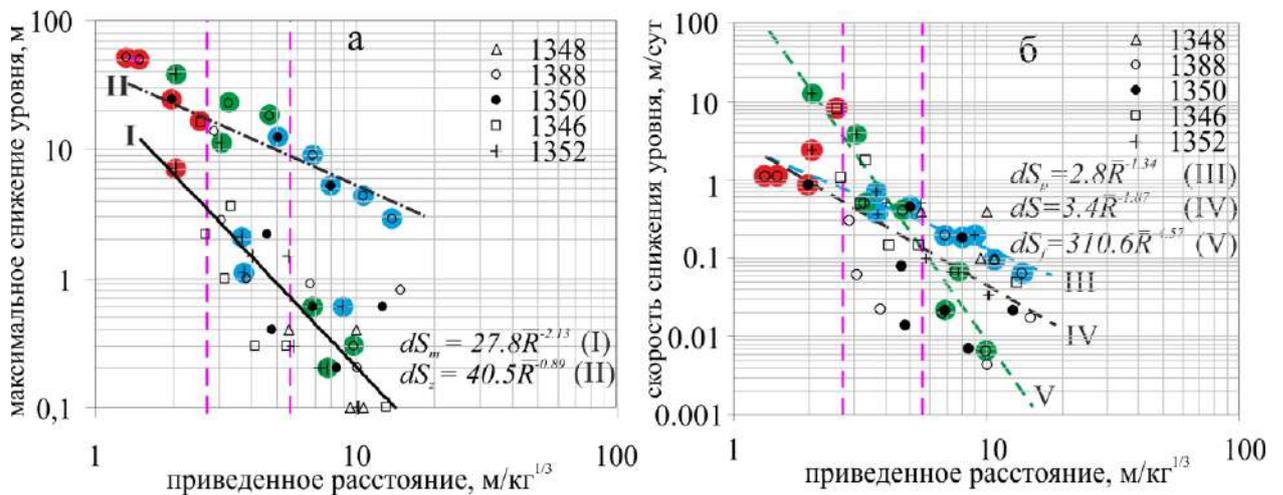


Рисунок 6.13 - Зависимость между амплитудой (а) и скоростью (б) максимального снижения уровня после ПЯВ, проведенных в скважинах 1348 через 1 день, 1388 – 45 дней, 1350 – 28 дней, 1346 – 2 дня, 1352 – 3 дня, от приведенного расстояния. Данные, зарегистрированные в эпицентре ПЯВ, подсвечены красными кружками, вдоль осевой зоны разлома – зелеными, в пределах днища палеодолины – синими. Красным пунктиром показаны границы зон необратимого и квазиобратимого деформирования массива.

Анализ скорости максимального снижения уровня подземных вод подтверждает неоднозначное изменение гидрогеодинамической обстановки во вмещающем массиве горных пород, вдоль палеодолины и зоны регионального разлома, которое представлено степенными зависимостями (III-V) на рисунке 6.13б. Наиболее высокие значения скорости снижения уровня установлены вдоль осевой зоны регионального разлома (V) относительно вмещающего массива горных пород на приведенном расстоянии до $5.6 \text{ м/кг}^{1/3}$. Повышенные значения скорости снижения уровня отмечены вдоль днища палеодолины (III) на приведенном расстоянии свыше

5.6 м/кг^{1/3}. Подобное соотношение указывает на ведущую роль гидрогеодинамических процессов на рассматриваемых расстояниях.

Выделенные интервалы приведенных расстояний, полученные на основе обработки экспериментального материала для каждого ПЯВ, обозначены стрелками на сводной схеме амплитуд максимального снижения и восстановления уровня подземных вод (рисунок 6.12) и могут быть соотнесены с границами зон деформирования массива горных пород, которые подтверждены результатами комплексных геолого-геофизических и гидрогеологических работ, выполненных после ПЯВ (рисунок 4.17) [Горбунова, 2018б].

На приведенных расстояниях до 2.7 м/кг^{1/3} от ПЯВ в скважинах 1348, 1388, 1350 и 1352 и частично в интервале приведенных расстояний от 2.7 до 5.6 м/кг^{1/3} отмечено снижение глубины залегания структурной границы на 5 и более м, приуроченной к кровле относительно монолитных пород. В районе боевой скважины 1346 повторных профильных геофизических исследований после ПЯВ не проводилось.

В скважинах, расположенных в пределах рассматриваемых интервалов приведенных расстояний, значения пластовых скоростей в зоне экзогенного выветривания, преимущественно уменьшились на 9-58 %, водопроницаемость водовмещающих пород возросла в 1.1-2 раз. В единичных случаях (скважины 42, 36) отмечено увеличение пластовой скорости на 35-42%, водопроницаемость пород уменьшилась в 0.1-0.5 раз. В скважинах, дополнительно пробуренных после проведения ПЯВ на приведенных расстояниях до 5.6 м/кг^{1/3}, прослежен подъем уровня на 0.5-26.1 м в связи с постепенной стабилизацией гидрогеологической ситуации, причем амплитуда восстановления уровня увеличивалась по направлению к эпицентру ПЯВ.

Соответственно, приведенное расстояние до 2.7 м/кг^{1/3} от ПЯВ может быть принято за внешнюю границу зоны необратимого деформирования массива горных пород. Приведенное расстояние до 5.6 м/кг^{1/3} – за внешнюю границу зоны квазиобратимого деформирования. Изменения уровня подземных вод, отмеченные на приведенных расстояниях более 5.6 м/кг^{1/3}, связаны с динамическим деформированием водовмещающей толщи. На приведенных расстояниях свыше 5.6 м/кг^{1/3} остаточных гидрогеологических эффектов (в частности, в виде изменения фильтрационных свойств пород, уклонов подземного потока и др.), обусловленных проведением ПЯВ, не установлено. Прослеженный региональный тренд снижения уровня подземных вод связан с постепенным перераспределением подземного потока, вызванного заполнением зон наведенной трещиноватости, сформированных при высокоинтенсивном воздействии в эпицентральной зоне, частично в зоне влияния регионального разлома и в пределах локальных участков дренирования кровли водовмещающих пород.

Полученные результаты на Семипалатинском полигоне соотносятся с опубликованными данными по изменению давления флюида, зарегистрированному при

проведении ПЯВ Milrow и Cannkin на полигоне Амчитка и формировании столба обрушения, рассмотренным в разделе 1.3 и использованному для построения сводной диаграммы (рисунок 6.14). Прослеживается высокая корреляция между вариациями давления флюида при взрывах на приведенных расстояниях от 1 до 30 м/кг^{1/3}.

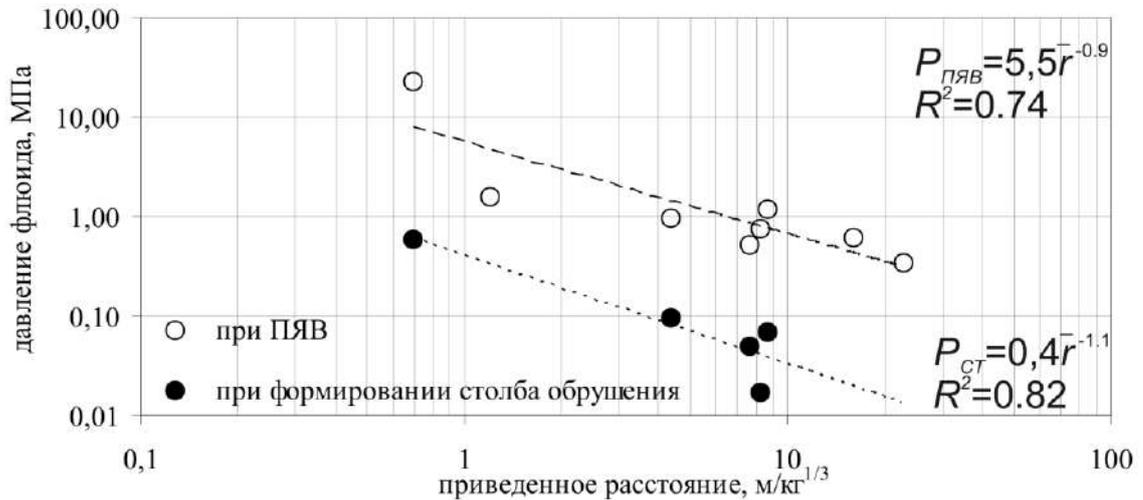


Рисунок 6.14 - Зависимость вариаций давления флюида при ПЯВ Milrow и Cannkin и формировании столба обрушения от приведенного расстояния

Аналогичный подход использован при систематизации и обработке имеющихся архивных данных по регистрации вариаций уровней подземных вод при проведении ПЯВ на разных участках СИП. При каждом взрыве измерения проводились в наблюдательных скважинах, пройденных в разновозрастных водоносных горизонтах, различающихся по фильтрационным параметрам, условиям залегания и степени техногенной нарушенности гидрогеодинамической обстановки. В момент взрыва амплитуды подъема уровня изменялись в широких пределах от первых десятков сантиметров до первых метров при рассчитанной массовой скорости от 3,6 до 100 см/с и выше (рисунок 6.15). В отдельных случаях на приведенных расстояниях 0,9-1,1 м/кг^{1/3} было отмечено фонтанирование скважин.

В зависимости от параметров и места проведения ПЯВ относительно расположения наблюдательных скважин отмечен преимущественно подъем уровня с последующим снижением до первоначального (статического) положения в течение первых дней, реже – недели после взрыва (рисунок 4.25) [Горбунова, Свинцов, 2012]. В частности, при рассмотрении гидрогеологических откликов на проведение разных взрывов в одной и той же скважине выдерживается степенная зависимость от приведенного расстояния и массовой скорости смещения грунта с высоким коэффициентом корреляции (рисунок 6.16).

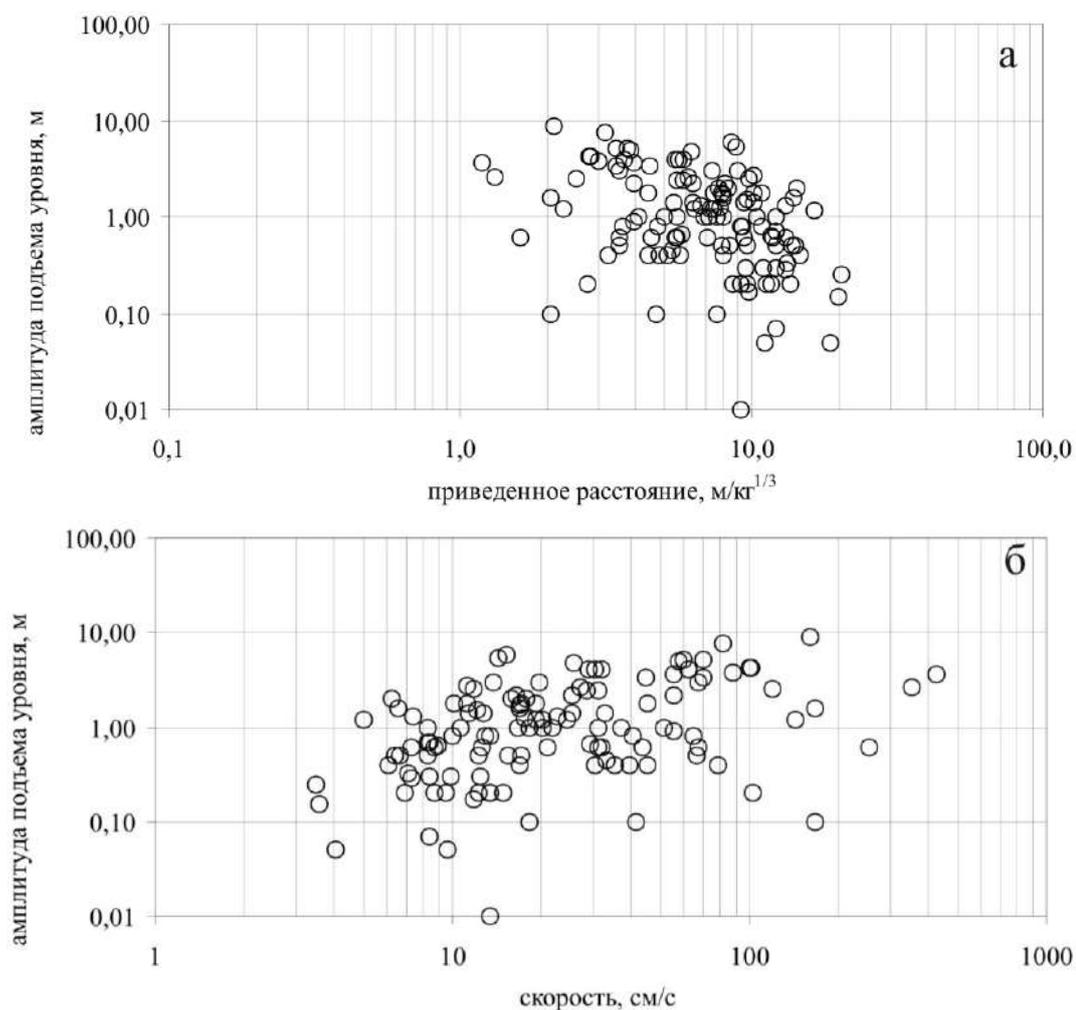


Рисунок 6.15 - Зависимость амплитуд подъема уровней подземных вод от приведенного расстояния (а) и скорости смещения грунта (б) при ПЯВ на Семипалатинском полигоне

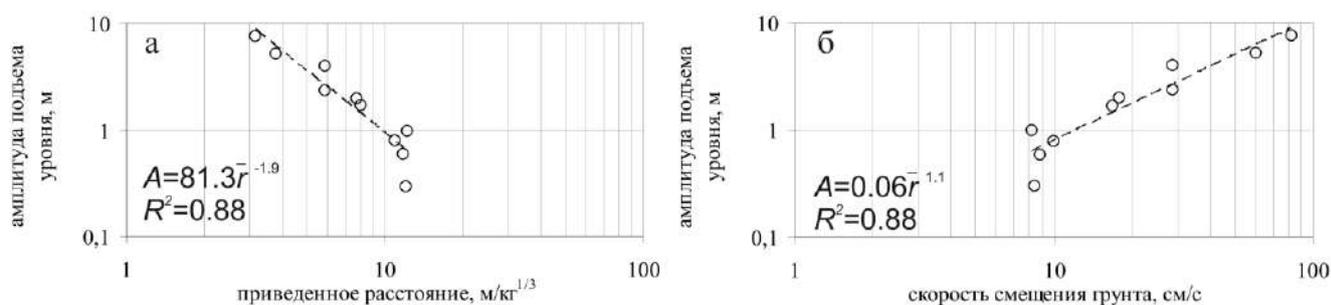


Рисунок 6.16 - Зависимость амплитуд подъема уровня в наблюдательной скважине от приведенного расстояния (а) и скорости смещения грунта (б) при ПЯВ

Снижение уровня подземных вод соотносится со временем формирования столба обрушения. По результатам проведенных ручных измерений с использованием электроуровнемеров в двух скважинах, расположенных на приведенных расстояниях 5.8-6.0 м/кг^{1/3} при одном из взрывов прослежен подъем уровня на 1.6 м на протяжении 22 минут после взрыва (рисунок 6.17). Подобный эффект в дальнейшем был зарегистрирован с

использованием автоматической регистрации вариаций уровня на приведенных расстояниях от 4.4 до 11 м/кг^{1/3} (рисунок 4.24) [Кочарян и др., 2011а].

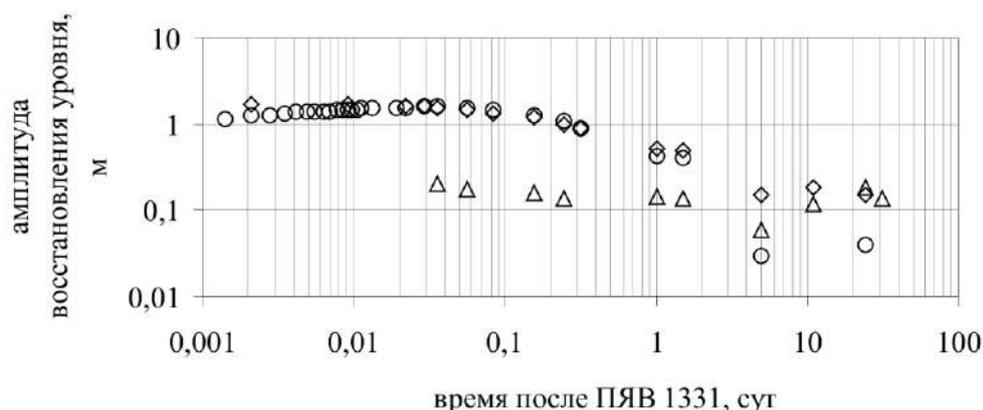


Рисунок 6.17 – Подъем и снижение уровня в скважинах 1-3 после ПЯВ на приведенных расстояниях 5.8-6.8 м/кг^{1/3}

Формирование зон наведенной трещиноватости и подновление существующих систем при ПЯВ предопределяет условия перераспределения подземного потока, которое выражается в региональном тренде снижения уровня подземных вод ниже первоначального положения. Амплитуда снижения уровня может достигать первых десятков метров на приведенных расстояниях 1-2 м/кг^{1/3} (рисунок 6.13). Степенная зависимость снижения от приведенного расстояния отмечается для взрывов, проведенных в относительно однородных геолого-структурных и гидрогеологических условиях. Диапазон вариаций снижения уровня обусловлен не только наличием разрывных нарушений разного ранга, интрузивных контактов, но и положением эпицентра взрыва относительно направления движения подземных вод.

Продолжительность вариаций уровня в дальней, промежуточной и ближней зонах с учетом приведенных расстояний изменяется – от первых суток – десятков суток до первых месяцев - полугода после ПЯВ (рисунок 6.18).

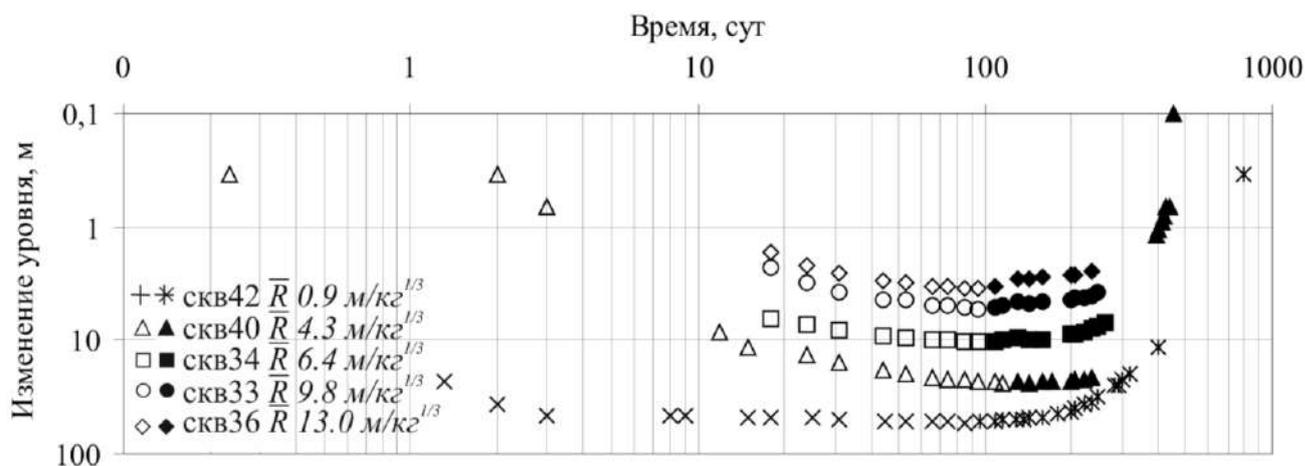


Рисунок 6.18 - Временная диаграмма снижения (пустые значки) и восстановления (залитые значки) уровня подземных вод при ПЯВ

Процесс стабилизации гидрогеодинамической обстановки после ПЯВ может рассматриваться как один из критериев взаимосвязи между водоносным горизонтом и зоной техногенной (наведенной) трещиноватости. Гидрогеодинамические процессы, прослеженные при проведении ПЯВ подобны гидрогеологическим эффектам, зарегистрированным при катастрофических землетрясениях [Горбунова и др., 2017б]. В частности, степенные зависимости амплитуд снижения уровня подземных вод от рассчитанной массовой скорости смещения грунта при ПЯВ и землетрясении Chi-Chi [Chia et al., 2002] имеют близкие значения (рисунок 6.19).

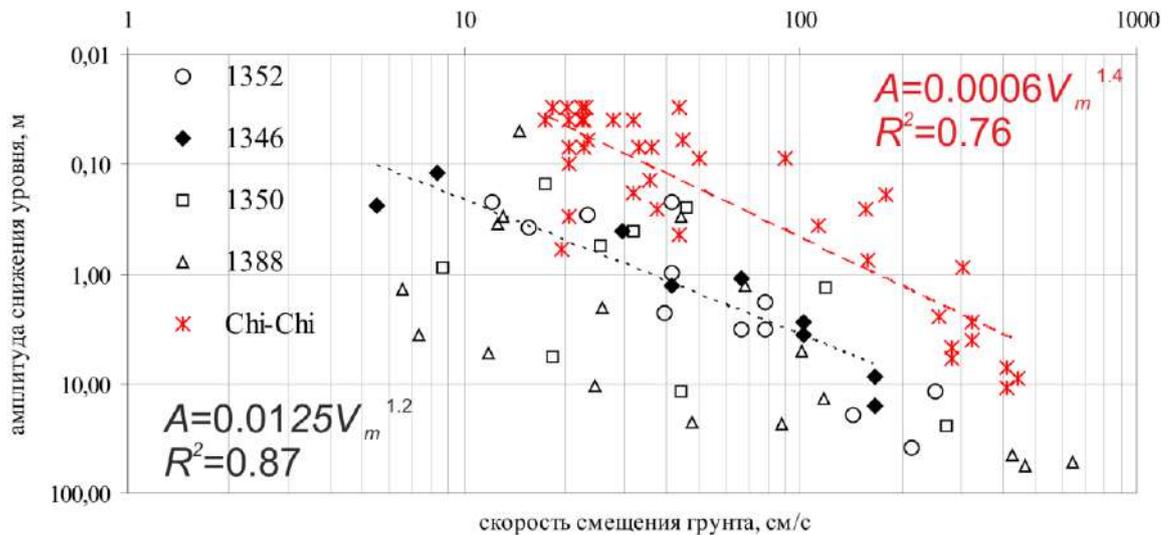


Рисунок 6.19 - Зависимость амплитуд снижения уровня от скорости смещения грунта при ПЯВ (черные значки) и землетрясении Chi-Chi (красные значки)

6.2. Анализ динамического деформирования водонасыщенного коллектора

Гидрогеологические отклики в виде косейсмических и постсейсмических эффектов, прослеженные в дальней зоне природно-техногенной и природной геосистемах (глава 5) могут быть связаны с динамическим деформированием водонасыщенного коллектора и вариациями порового давления в системе «пласт-скважина» при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений и проведения массовых взрывов при разработке железорудных месторождений соответственно.

Реакция подземных вод на удаленные землетрясения, зарегистрированные на территории ГФО «Михнево», использована для оценки амплитудного фактора, который рассчитывается как отношение амплитудных спектров синхронизированных максимальных значений амплитуд уровня (мм) к скорости смещения грунта (мм/с) (глава 2.2). Применение подобного подхода к обработке данных позволило дополнительно выделить отклик напорного

водоносного горизонта на два землетрясения, которые произошли в Непале 25.04.2015 г. и в Таджикистане 07.12.2015 г.

Значения амплитудного фактора напорного горизонта от землетрясений, произошедших в пределах Средиземноморско-Трансазиатского сейсмического пояса на эпицентральных расстояниях от 1864 до 3563 км, уменьшаются в диапазоне периодов 15-20 с от 28 до 8 мм/(мм/с) (рисунок 6.20а). В интервале периодов 13-37 с значение амплитудного фактора от землетрясений Восточно- и Западно-Тихоокеанского сейсмических поясов, зарегистрированных на эпицентральных расстояниях от 6492 до 14464 км, плавно увеличивается от 3 до 7 мм/(мм/с).

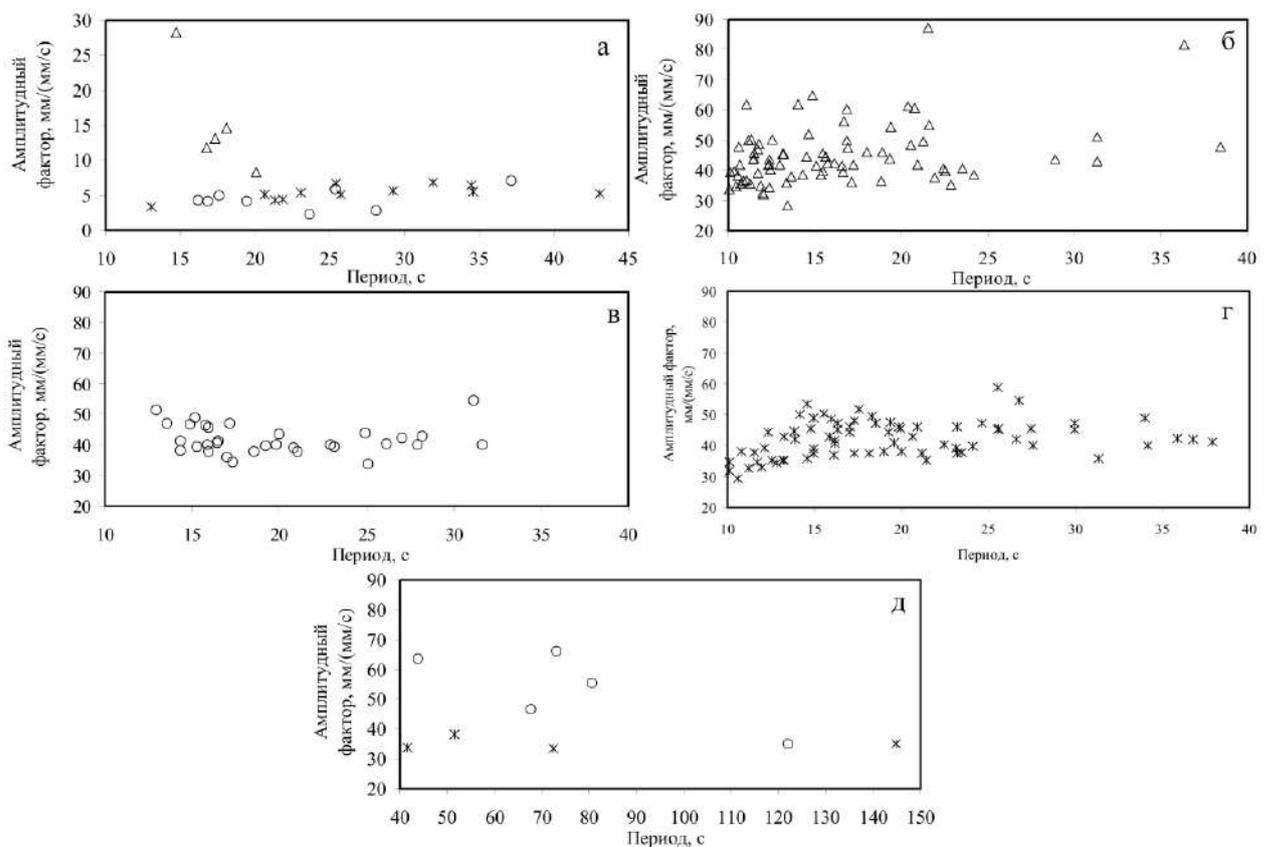


Рисунок 6.20 - Зависимость амплитудного фактора от периода сейсмического воздействия землетрясений Средиземноморско-Трансазиатского (треугольники), Восточно-Тихоокеанского (кружки) и Западно-Тихоокеанского (крестики) поясов: (а) – напорный, (б-д) – слабонапорный водоносные горизонты

В диапазоне периодов 25.4-25.8 с и 34.5-34.6 с значения амплитудных факторов напорного горизонта от землетрясений Тохоку 11.03.2011 г. и вблизи побережья Суматра 11.04.2012 г. совпадают, что, вероятно, свидетельствует об однотипной динамике деформирования водонасыщенного коллектора на протяжении года наблюдений. Минимальные значения амплитудного фактора 2.2 и 2.7 мм/(мм/с) на периодах 24 и 28 с от землетрясения вблизи побережья Мексики 08.09.2017 г. определены в вариациях уровня напорного горизонта.

Для слабонапорного горизонта амплитудный фактор для землетрясений Средиземноморско-Трансазиатского пояса на относительно близких эпицентральных расстояниях от 1975 до 4901 км характеризуется большим диапазоном значений от 22 до 65 мм/(мм/с) преимущественно в области периодов 10-24 с (рисунок 6.20б). Следует отметить, что для глубокофокусного землетрясения в Афганистане 26.10.2016 г. (таблица 5.1) выделено наибольшее количество периодов синхронизации отношений спектров гидрогеологических и сейсмических сигналов, в диапазоне периодов 20-22 с отмечено увеличение амплитудного фактора.

Значения амплитудного фактора для землетрясений у побережий Чили 01-03.04.2014, 19.06.2015, 25.12.2016 г. и Эквадора 16.04.2016 г. в пределах Восточно-Тихоокеанского сейсмического пояса относительно стабильны и изменяются от 32 до 42 мм/(мм/с) в диапазоне периодов 14-30 с (рисунок 6.20в). Амплитудный фактор для землетрясений, приуроченных к Западно-Тихоокеанскому поясу, варьирует от 30-38 до 46 мм/(мм/с) для периодов 10-38 с (рисунок 6.20г). В диапазоне периодов выше 40 с амплитудный фактор установлен преимущественно для землетрясений, произошедших на эпицентральных расстояниях свыше 12000 км (рисунок 6.20д).

Амплитудный фактор напорного и слабонапорного водоносных горизонтов за рассматриваемый период наблюдений является частотно-независимой функцией и не противоречит результатам, полученным для телесеизмических расстояний при периодах сейсмических волн > 20 с [Brodsky et al., 2003]. Более низкие значения амплитудного фактора напорного горизонта по сравнению с слабонапорным могут быть обусловлены различием фильтрационных характеристик, так как по данным предварительного гидрогеологического опробования водоносных горизонтов водопроницаемость слабонапорного горизонта составляет $15 \text{ м}^2/\text{сут}$, напорного – $4 \text{ м}^2/\text{сут}$ (таблица 3.3).

Для анализа амплитудно-частотных параметров массовых взрывов выполнена фильтрация сейсмических и гидрогеологических данных в диапазонах 1-100 и 1-10 Гц. В диапазоне частот 1-10 Гц отмечена синхронизация экстремумов скорости смещения грунта и вариаций давлений в системе «пласт-скважина» на амплитудных и нормированных спектрах (рисунок 6.21а, 6.22а).

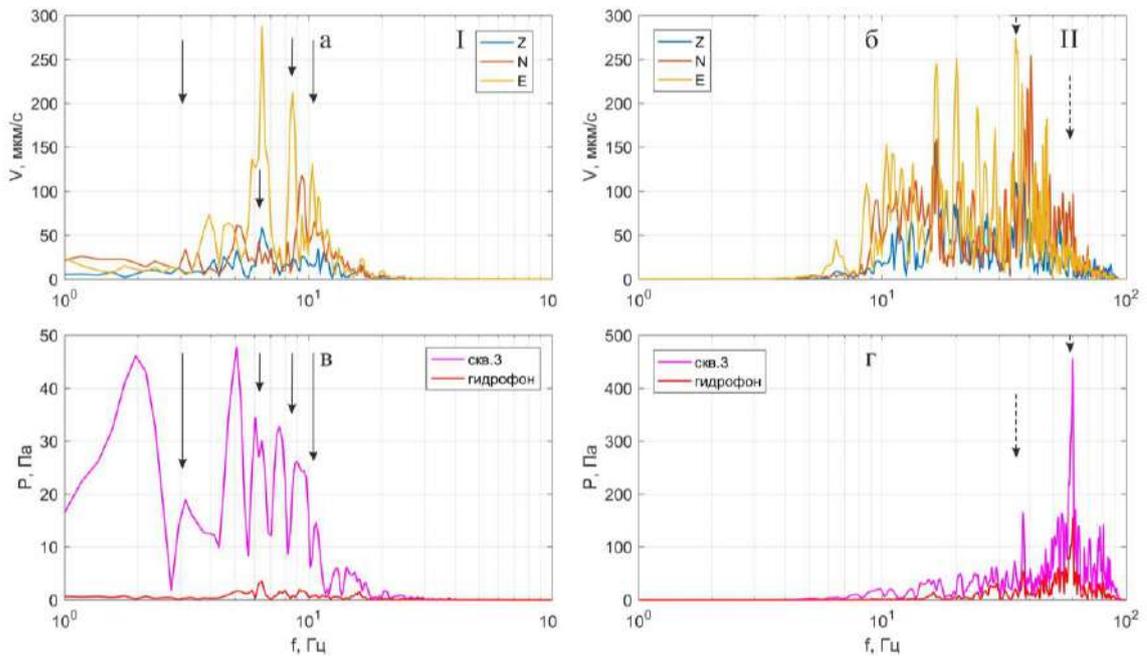


Рисунок 6.21 - Амплитудные спектры скорости смещения грунта по трем компонентам (верхний ряд) и отклика нижнего горизонта (нижний ряд) в диапазонах 1-10 и 10-100 Гц на одновременный подрыв в двух камерах 21.11.2020 на приведенном расстоянии 45-79 м/кг^{1/3}

В диапазоне частот 10-100 Гц максимумы скорости смещения грунта и давления в системе «пласт-скважина» различаются (рисунок 6.21б, 6.22б). Амплитуда отношения «сигнал/шум» скорости смещения грунта и давления (по гидрофону) имеет близкие значения порядка 10^4 в окрестности частот 12 и 15 Гц и высокочастотной области.

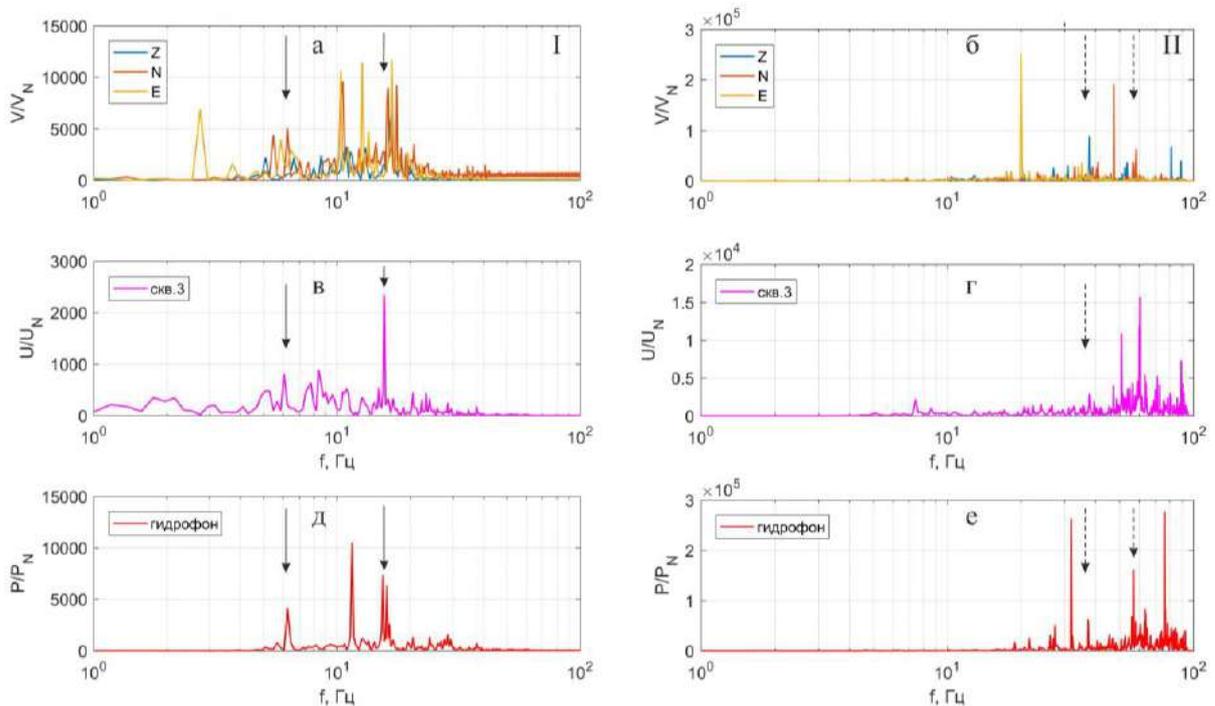


Рисунок 6.22 - Нормированные спектры скорости смещения грунта по трем компонентам (а,б) и отклика нижнего горизонта по датчику уровня (в,г) и гидрофону (д,е) в диапазонах 1-10 (I) и 10-100 Гц (II) на подрыв в двух камерах 21.11.2020 на приведенном расстоянии 45-79 м/кг^{1/3}

При взрывах в шахте на приведенных расстояниях $60-400 \text{ м/кг}^{1/3}$ в диапазоне 0-10 Гц амплитуды давлений в системе «пласт-скважина» изменяются от 5 Па до 0.7 кПа при скорости смещения грунта 0.03-1.2 см/с и смещении грунта 1-30 мкм (рисунок 6.23а, 6.25а). При взрывах в карьере в диапазоне 0-10 Гц амплитуды давлений варьируют от 40 Па до 0.4 кПа при скорости смещения грунта 0.3-2 см/с и смещении грунта 6-50 мкм (рисунок 6.24а).

В диапазоне 10-100 Гц различие реакции водонасыщенных коллекторов порового (верхний горизонт) и порово-трещинного (нижний горизонт) типов наиболее отчетливо проявляется при проведении взрывов в карьере (разработке месторождения открытым способом). При взрывах в шахте при сопоставимых значениях скорости смещения грунта 0.1-4 см/с и смещении грунта 0.6-30 мкм амплитуды давлений в верхнем горизонте на порядок ниже и изменяются в среднем от 10 Па до 3 кПа, в нижнем – возрастают до 10 кПа (рисунок 6.23б, 6.25б). При взрывах в карьере при скорости смещения грунта 0.4-6 см/с и смещении грунта от 5 до 40 мкм амплитуды вариаций давлений в верхнем горизонте составляют 40 Па до 2 кПа, в нижнем - возрастают до 10 кПа и описываются степенными зависимостями с высоким коэффициентом корреляции (рисунок 6.24б).

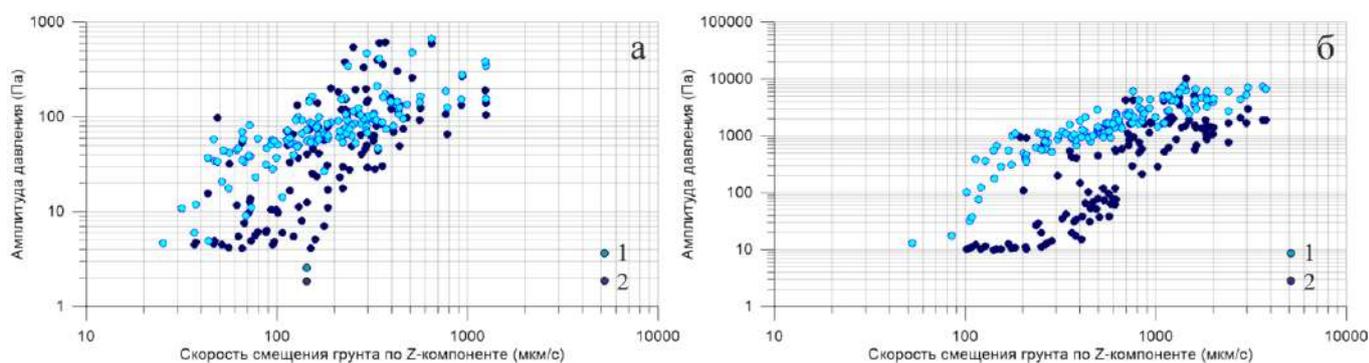


Рисунок 6.23 - Зависимость между изменением давления воды в верхнем (2) и нижнем (1) горизонтах и скоростью смещения грунта в диапазонах 1-10 (а) и 10-100 Гц (б) при проведении массовых взрывов в шахте

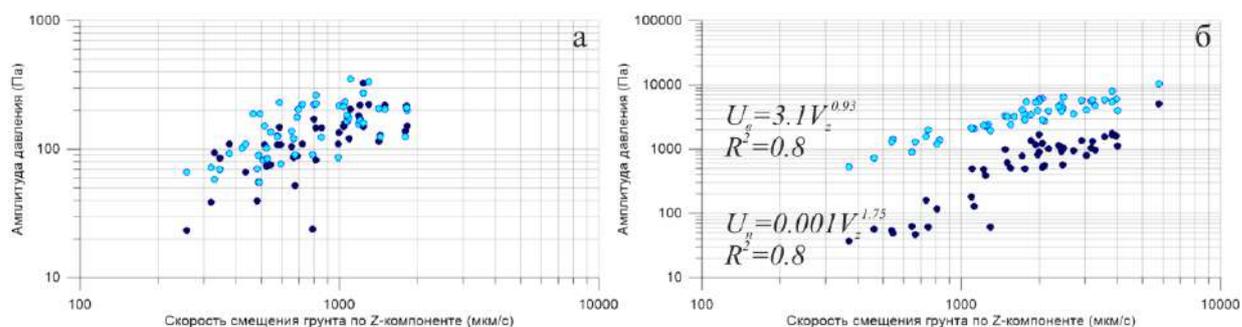


Рисунок 6.24 - Зависимость между изменением давления воды в нижнем и верхнем горизонтах и скоростью смещения грунта в диапазонах 1-10 (а) и 10-100 Гц (б) при проведении массовых взрывов в карьере (нижний горизонт – голубые кружки, верхний – темно-синие)

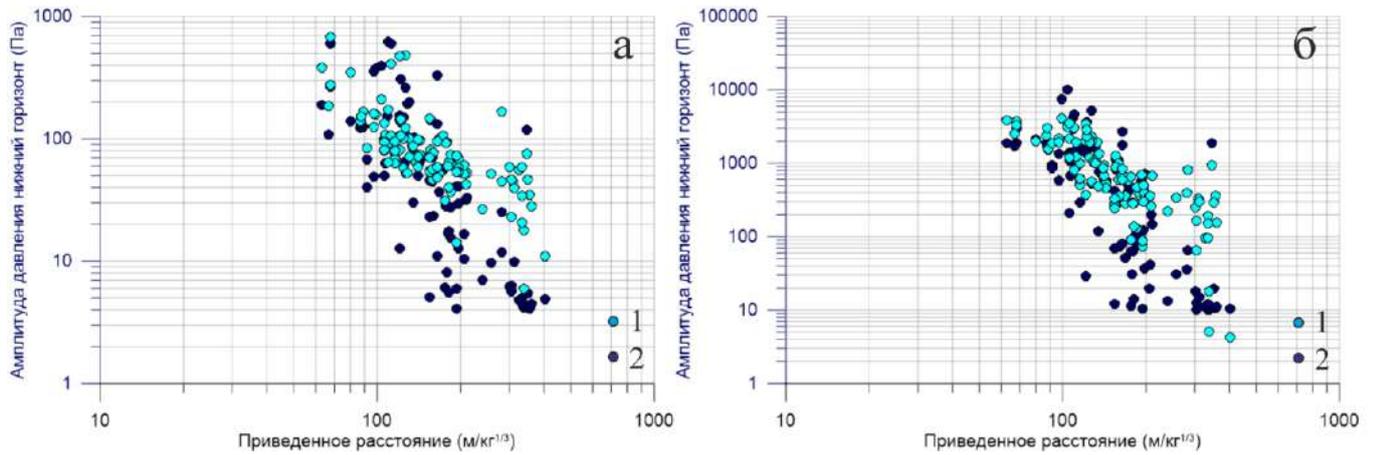


Рисунок 6.25 - Зависимость откликов верхнего (2) и нижнего (1) горизонтов в диапазонах 1-10 (а) и 10-100 Гц (б) от приведенного расстояния при проведении массовых взрывов в шахте

Подобные закономерности увеличения давления флюида и амплитуд гидрогеологических откликов отмечены на приведенных расстояниях 0.7-20 м/кг^{1/3} при крупномасштабных взрывах (глава 1.3).

Несмотря на отмеченные различия амплитудно-частотных спектров реакции системы «пласт-скважина» на разработку железорудных месторождений, данные синхронного сейсмического и гидрогеологического мониторинга, проводимого на территории ГФО «Михнево» и в промышленном регионе КМА, рассматриваются совместно и использованы для оценки относительной деформации водонасыщенного коллектора при периодическом воздействии удаленных землетрясений и массовых взрывов соответственно. Средние значения физико-механических параметров исследуемых коллекторов (плотность – ρ , скорость продольных волн в массиве - C , модуль Юнга - E) на территории ГФО «Михнево» и пределах разрабатываемого месторождения, диапазоны вариаций массовых скоростей (V_m) и относительной деформации (e) приведены в таблице 6.3.

Таблица 6.3. Основные параметры водонасыщенных коллекторов [Геологический..., 1985; Терминологический..., 2011]

Водовмещающие породы	ρ , кг/м ³	C , м/с	E , ГПа	V_m , мм/с		$e \cdot 10^{-7}$		Примечание
				min	max	min	max	
известняк	~2680	~4700	~80	0.08	3.78	0.12	5.95	ГФО «Михнево»
сланец	~2800	~4800	~90	0.30	14.40	0.44	21.50	промышленный регион КМА
кварцит	~3400	~5000	~110	1.20	12.34	1.85	19.07	

Полученные значения относительной деформации коллектора при сейсмическом воздействии на два порядка превышают фоновые параметры смещения грунта по вертикальной компоненте, рассчитанные для основных типов приливных волн на территории ГФО «Михнево» и в промышленном регионе КМА (глава 5), которые составляют $(0.4-7.5) \cdot 10^{-9}$. Результаты совместной обработки данных, полученных при сейсмическом воздействии удаленных землетрясений и массовых взрывов, использованы при построении сводных диаграмм зависимости скорости смещения грунта и относительной деформации разных литологических типов коллекторов, представленных известняками, сланцами и кварцитами, от эпицентрального и приведенного расстояний соответственно (рисунок 6.26).

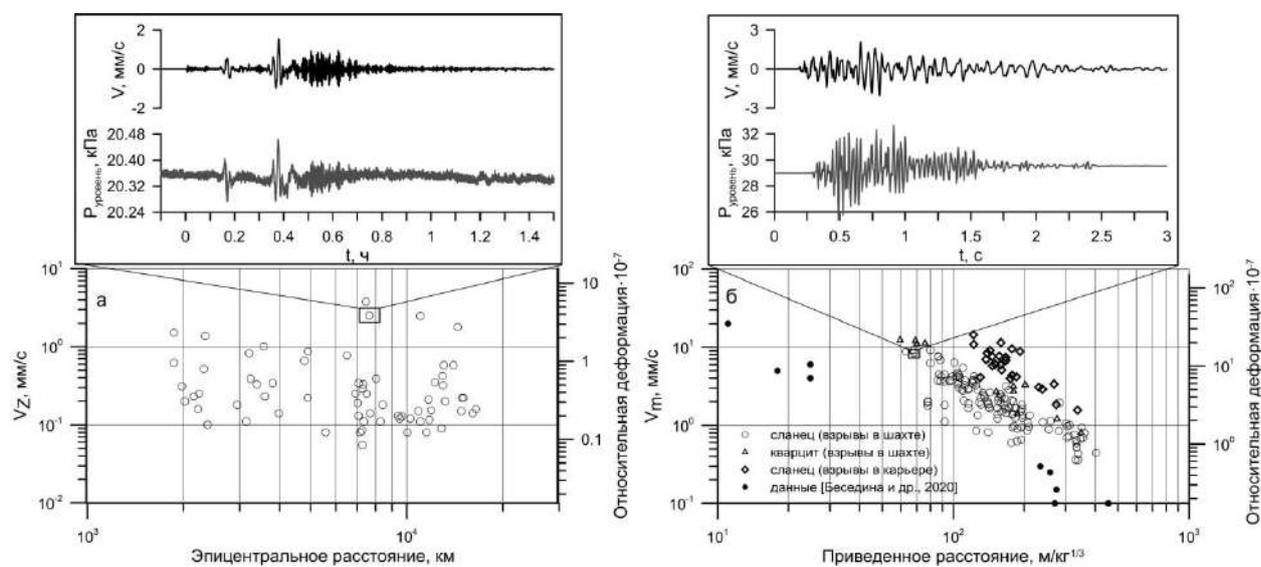


Рисунок 6.26 - Зависимость максимальной массовой скорости и максимальной деформации водонасыщенного коллектора трещинно-порового типа от эпицентрального расстояния удаленных землетрясений, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево» (а) и от приведенного расстояния массовых взрывов, проведенных при разработке железорудного месторождения в шахте и на карьере (б) (на диаграмме на вставках показаны примеры постсейсмических гидрогеологических эффектов, выделенных при прохождении сейсмических волн от землетрясения 11.04.2012 Mw 8.6 вблизи Северной Суматры и взрыва 18.04.2020 г. в шахте с удельной массой ВВ в ступени 1.9 т; на диаграмме (б) залитыми кружками обозначены данные измерений, выполненные в шахте [Беседина и др., 2020])

Максимальные значения относительной деформации коллекторов, рассчитанные для массовых взрывов, превышают параметры, зарегистрированные при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений. На территории ГФО «Михнево» расчетная относительная деформация карбонатного коллектора, при которой зарегистрированы

косейсмические отклики на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений, изменяется от $0.9 \cdot 10^{-8}$ до $1.5 \cdot 10^{-7}$.

Постсейсмические эффекты, отмеченные для 4-х землетрясений в виде подъема уровня, соответствуют относительной деформации водонасыщенного коллектора в пределах $(3-7) \cdot 10^{-7}$ (врезка на рисунке 6.26а). Максимальная амплитуда постсейсмического подъема уровня до 15 мм (147 Па), установленная на эпицентральной расстоянии 7467 км при землетрясении 11.03.2011 г. Тохоку, Япония M_w 9.1 при максимальной скорости смещения грунта 3.78 мм/с, соотносится с данными, представленными в статье [Shalev et al., 2016]. Показано, что на расстоянии 300 км от эпицентра землетрясения 24.09.2013 г. в Пакистане M_w 7.7 в скважине Meizar 1, Израиль глубиной 900 м, пройденной в отложениях мела, установлено увеличение давления в системе «пласт-скважина» на 200 Па при максимальной скорости смещения грунта 4 мм/с. Непосредственно в массиве горных пород, в окрестностях подземной лаборатории Gran Sasso, центральная Италия за период наблюдений с мая 2015 г. по январь 2017 г. в горизонтальной скважине S13 длиной 190 м были зарегистрированы отклики на два землетрясения M_w 6.0 и M_w 6.5, произошедшие 24.08.2016 г. и 30.10.2016 гг. северо-западнее на расстоянии 39 и 57 км [Luca et al., 2018]. Вариации давления составили 0.18-0.22 МПа при максимальной скорости смещения грунта по вертикальной компоненте 54 мм/с.

В техногенно-нарушенных условиях при массовых взрывах относительная деформация коллекторов трещинно-порового типа варьирует в широких пределах от $0.5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-6}$ и сопоставима с результатами измерений, выполненных в горных выработках на глубине ~ 300 м (рисунок 6.26б) [Беседина и др., 2020]. При разработке железорудного месторождения открытым способом в карьере на приведенных расстояниях $100-200 \text{ м/кг}^{1/3}$ относительное деформирование коллектора выше.

В верхнем горизонте, сложенном песком глинистым, постсейсмическое увеличение давления на 100–566 Па отмечено при отработке глубоко залегающих горизонтов в карьере с максимальными значениями удельных масс ВВ в ступени и в шахте, расположенной на минимальном приведенном расстоянии от пункта наблюдений. Постсейсмическое увеличение давления в системе «пласт-скважина» на 554 Па при относительной деформации коллектора, приуроченного к сланцам, $1.4 \cdot 10^{-6}$ прослежено при взрыве в шахте на минимальном приведенном расстоянии (врезка на рисунке 6.26б). Кристаллические сланцы относятся к грунтам средней прочности, так как среднее значение предела прочности на сжатие монолитов, отобранных из горных выработок, не превышает 18 МПа [Геологический..., 1985].

Подобных постсейсмических вариаций давления в пункте II в системе «пласт-скважина» в нижнем горизонте в кварцитах, которые характеризуются более высокими средними значениями предела прочности на сжатие 48 МПа, не отмечено при регистрации

взрывов с максимальными значениями скорости смещения грунта 10.4-11.4 мм/с на приведенных расстояниях от 46 до 81 м/кг^{1/3} (рисунок 5.42). Максимальные амплитуды вариации давления в системе «пласт-скважина», приуроченной к кварцитам, достигают 11-13 кПа на приведенном расстоянии 22-41 м/кг^{1/3} и не противоречат данным, полученным при проведении ПЯВ на острове Амчитка (раздел 1.3).

Выполненный анализ результатов прецизионных измерений, проводимых в наблюдательных скважинах, расположенных на территории ГФО «Михнево» и в промышленном регионе в пределах разрабатываемых железорудных месторождений КМА показал наличие как динамических, так и постсейсмических эффектов. Динамические воздействия низкочастотных поверхностных колебаний от удаленных землетрясений и высокочастотных - от массовых взрывов могут рассматриваться в качестве одного из факторов, соответствующих локальному квазиобратимому изменению структуры трещинно-порового пространства и/или порового давления соответственно.

6.3. Феноменологическая модель реакции водонасыщенного коллектора

Феноменологическая модель реакции водонасыщенного коллектора на крупномасштабные взрывы и землетрясения основана на анализе экспериментальных и опубликованных данных по гидрогеологическим откликам на воздействия различной интенсивности и новых экспериментальных материалов, полученных при проведении многолетнего прецизионного мониторинга на территории ГФО «Михнево» и в промышленном регионе в зоне разрабатываемых железорудных месторождений.

Изменение состояния массива горных пород на ряде участков Семипалатинского полигона подтверждено вариациями геофизических свойств (значениями скоростей продольных волн, глубиной залегания структурной границы) и гидрогеологических параметров (уровнем, водопроницаемостью, характеристиками подземного потока). Среди гидрогеологических эффектов, связанных с проведением ПЯВ, также могут быть выделены косейсмические и постсейсмические изменения уровня. Первые – зарегистрированы при взрыве (рисунок 1.19, 1.21), вторые - проявляются после прохождения сейсмических волн с запаздыванием (рисунок 4.19).

Для анализа режима деформирования массива горных пород после ПЯВ наибольший интерес представляют значения максимального снижения уровня подземных вод, которые свидетельствуют о заполнении зон наведенной трещиноватости, сформированной при высокоинтенсивном воздействии (глава 1.3). Продолжительность дренирования водоносных горизонтов варьирует от первых минут – десятков минут в дальней зоне, до нескольких месяцев

в ближней. Результаты систематизации опубликованных и экспериментальных данных по снижению уровня подземных вод, зарегистрированному для ряда землетрясений и взрывов, представлены на рисунке 6.27 и в таблице 6.4.

Для сопоставления амплитуд снижения уровня подземных вод, прослеженных от взрывов и землетрясений, рассчитана максимальная массовая скорость смещения грунта (глава 2.1) и построен сводный график, представленный на рисунке 6.28.

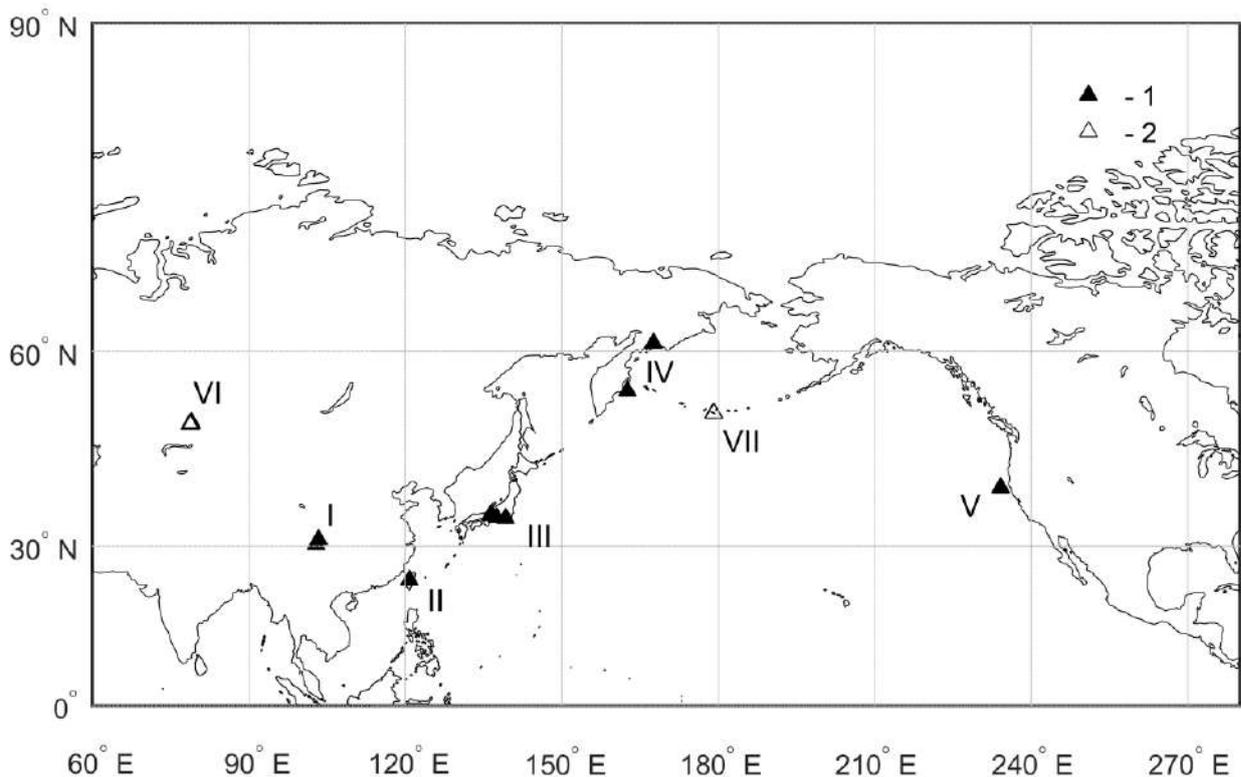


Рисунок 6.26 - Карта расположения очагов землетрясений и крупномасштабных взрывов на полигонах (1 – землетрясения: I – Wenchuan, Lushan [Shi et al., 2014], II – Chi-Chi [Chia et al., 2002], III – Gifu [King et al., 1999], IV – Кроноцкое, Олюторское [Сейсмологическое, 2012, V – Petrolia [Brodsky et al., 2003]; 2 - взрывы: VI – Семипалатинский полигон, VII – остров Амчитка, Аляска [Balance, Dudley, 1971; Gonzales, Wallitz, 1972])

В интервале скоростей 0.2-1.7 см/с в наблюдательных скважинах в префектуре Gifu, центральная Япония, удаленных на расстояние 350-415 м севернее субширотного слабопроницаемого разлома Tsukiyoshi, зарегистрированы гидрогеологические отклики на 4 землетрясения [King et al., 1999]. Амплитуды косейсмических и постсейсмических снижений уровня составляют 0.3-0.4 м несмотря на то, что значения максимальной скорости смещения грунта изменяются от 0.4 до 1.7 см/с (значки (2) на рисунке 6.29).

Таблица 6.4 – Основные параметры землетрясений и взрывов

№ п/п	Дата	Место	Магнитуда (мощность взрыва, кг)	Глубина, км	Расстояние, км	Наблюдательная скважина			
						№	Глубина, м	Снижение	
								Амплитуда, см	Тип (к – косейсмика, п – постсейсмика)
Землетрясения									
I	12.05. 2008	Wen- chuan	7.9		157	4	4076	918	к
					267	6	101	110	п
					272	7	251	92	к
					284	8	300	68	п
					328	9	105	95	к
	38.7	WSFD-1	1200	~2000	п				
20.04. 2013	Lushan	6.6		267	6	101	75.2	п	
II	20.09. 1999	Chi-Chi	7.5	8	16	JS1		690	к
					20	SH1		37	к
					14	JS2	186	1109	к
					40	GK		74	к
					20	LIYU		594	к
III	20.02. 1990	Gifu	6.5		195	SN-3	131	28	к
	30.07. 1992		5.3		68	SN-3		42	к
	28.05. 1994		5.2		86	SN-3		30	п
	16.03. 1997		5.8		58	SN-3		29	к
					59	SN-1	91	26	п
IV	05.12. 1997	Кро- ноцкое	7.8	25	320	Ю3-5	800	100	п
	20.04. 2006	Олю- торское	7.6	45	748	1309	750	7	п
V	01.09. 1994	Petrolia	7.2		301	-	91	17	п
Взрывы									
VI I	06.11. 1971	Cannikin	5000	1.8	6.42	Long Shot 9-blue	152	210	п
	02.10. 1969	Milrow	1000	1.2	8.7	UAe-1	2134	42.1	к
					16.0	UAe-6h	2133	23.5	к
					22.7	UAe-1	1233	16.7	к

При скоростях более 2 см/с выдерживается степенная зависимость между максимальной массовой скоростью смещения грунта и амплитудой снижения уровня на события различного типа – землетрясения и взрывы. При увеличении скорости смещения грунта от 2.3 до 22 см/с снижение уровня при различных землетрясениях – Олюторском, Petrolia, Кроноцком и Wenchuan (значки (6), (1), (5), (4) на рисунке 6.28) закономерно возрастает от 7 см до 110 см.

Для гидрогеологических эффектов, связанных с взрывами, проведенными на острове Амчитка, Аляска (значки (9) на рисунке 6.28) и Семипалатинском полигоне (значки (8) на рисунке 6.28) прослеженная закономерность сохраняется. При близких значениях максимальной массовой скорости смещения грунта 3.6-4.0 см/с реакция подземных вод на землетрясение Petrolia и взрыв Milrow одинакова. В диапазоне значений скорости смещения грунта от 16 до 100 см/с реакция подземных вод на взрывы Milrow и Cannikin согласуется с экспериментальными данными, зарегистрированными на объектах Семипалатинского полигона в ближней зоне.

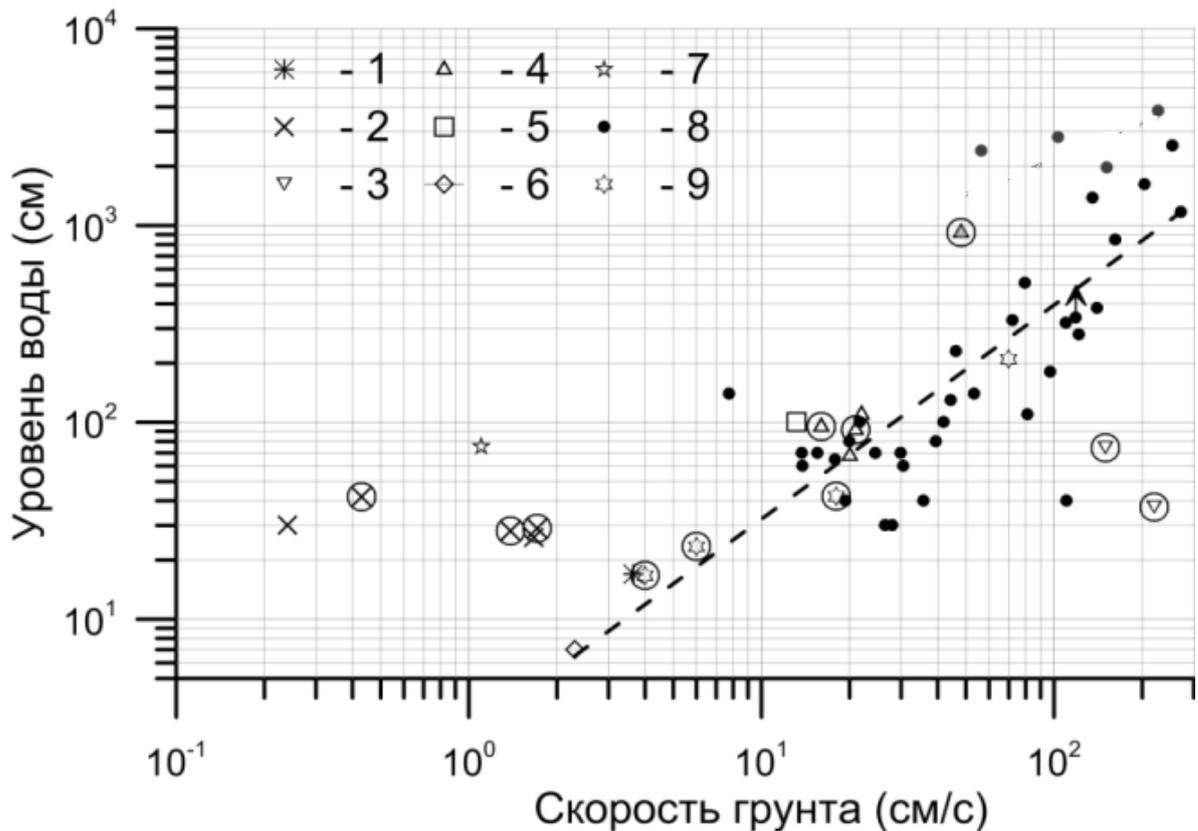


Рисунок 6.28 - Максимальные снижения уровня подземных вод, зарегистрированные при землетрясениях и взрывах. Землетрясения: 1 - Petrolia, 2 - Gifu, 3 - Chi-Chi, 4 - Wenchuan, 5 - Кроноцкое, 6 - Олюторское, 7 - Lushan. Взрывы: 8 - Семипалатинский полигон, 9 - остров Амчитка, Аляска. Кружками выделены значения косейсмических снижений уровня, стрелками показаны данные, которые имеют большие значения, но не определены). Черная пунктирная линия - степенная функция $S = 2.6 \cdot U_m^{1.09}$ (коэффициент корреляции $R=0.85$)

При значениях максимальной массовой скорости смещения грунта 13.2-22.0 см/с снижение уровня при Кроноцком землетрясении и землетрясении Wenchuan в пределах разлома Huayingshan, расположенного на расстоянии 300 км юго-восточнее разломной зоны Longmenshan, составило 100-110 см и сопоставимо с гидрогеологическим откликом на взрывы, зарегистрированным в наблюдательных скважинах СИП. Через 5 лет после землетрясения Wenchuan максимальное снижение уровня в пределах разлома Huayingshan при землетрясении Lushan 20.04.2013 г. M_w 6.6 достигло 0.7 м при скорости смещения грунта 1.1 см/с (значки (7) на рисунке 6.28).

Снижение уровня в пределах разлома Longmenshan от землетрясения Wenchuan составило 9.2 м при расчетной скорости смещения грунта 48 см/с (таблица 6.4) и сопоставимо с данными, полученными в зоне влияния регионального Калба-Чингизского разлома, от двух взрывов, проведенных на Семипалатинском полигоне (серые значки (8) на рисунке 6.28). Амплитуда постсейсмического снижения уровня в 4 наблюдательных скважинах изменялась от 23.9 до 38.2 м при максимальной массовой скорости смещения грунта от 56 до 227 см/с.

В области относительно невысоких значений до 40 см/с максимальные амплитуды гидрогеологического отклика составляют 100 см и соответствуют формированию зон наведенной трещиноватости или подновлению существующей вдоль структурных границ, литолого-стратиграфических контактов (рисунок 4.17). Гидрогеологические эффекты от взрывов и землетрясений по-разному проявляются в зоне влияния разломов и во вмещающем массиве горных пород при значении скорости смещения грунта свыше 40 см/с. Скорость смещения грунта может рассматриваться в качестве основного параметра для сравнения реакции подземных вод на взрывы и землетрясения.

Сопоставление результатов гидрогеологических наблюдений в скважинах, расположенных в разных геологических условиях, на разном расстоянии от эпицентров землетрясений и подземных ядерных взрывов, основано на определении уровня динамических деформаций. Для крупных подземных взрывов величина остаточных напряжений в окрестности камуфлетной полости оценивается по соотношению [Кочарян, Спивак, 2003]:

$$\sigma_r = \frac{10^7 \cdot Q}{R^3} \text{ МПа}, \quad (6.1)$$

где Q – вес заряда в кг, а R – расстояние от эпицентра взрыва в метрах.

Величина динамических напряжений при взрыве рассчитывается по максимальной скорости смещения грунта U_m , которая для взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне составляет:

$$U_m = 13500 \cdot \left(\frac{R}{q^{1/3}} \right)^{-1.69}, \quad (6.2)$$

где U_m измеряется в м/с, R в м, а q в килотоннах.

Сравнение расчетов по соотношениям (6.1) и (6.2) показывает, что уже на расстоянии 1000 м от взрыва мощностью в несколько килотонн амплитуда динамических напряжений в десятки раз превышает величину остаточных напряжений.

Зарегистрированные гидрогеологические отклики в системе «пласт-скважина» при ПЯВ, проведенных на СИП, для которых рассчитаны максимальные скорости смещения грунта, показаны на рисунке 6.29 черными треугольниками. Прослеженные гидрогеологические эффекты на территории ГФО «Михнево» и в зоне разрабатываемых железорудных месторождений при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений и массовых взрывов обозначены в виде кружков, квадратов и крестиков в пунктах 1 и 2 соответственно.

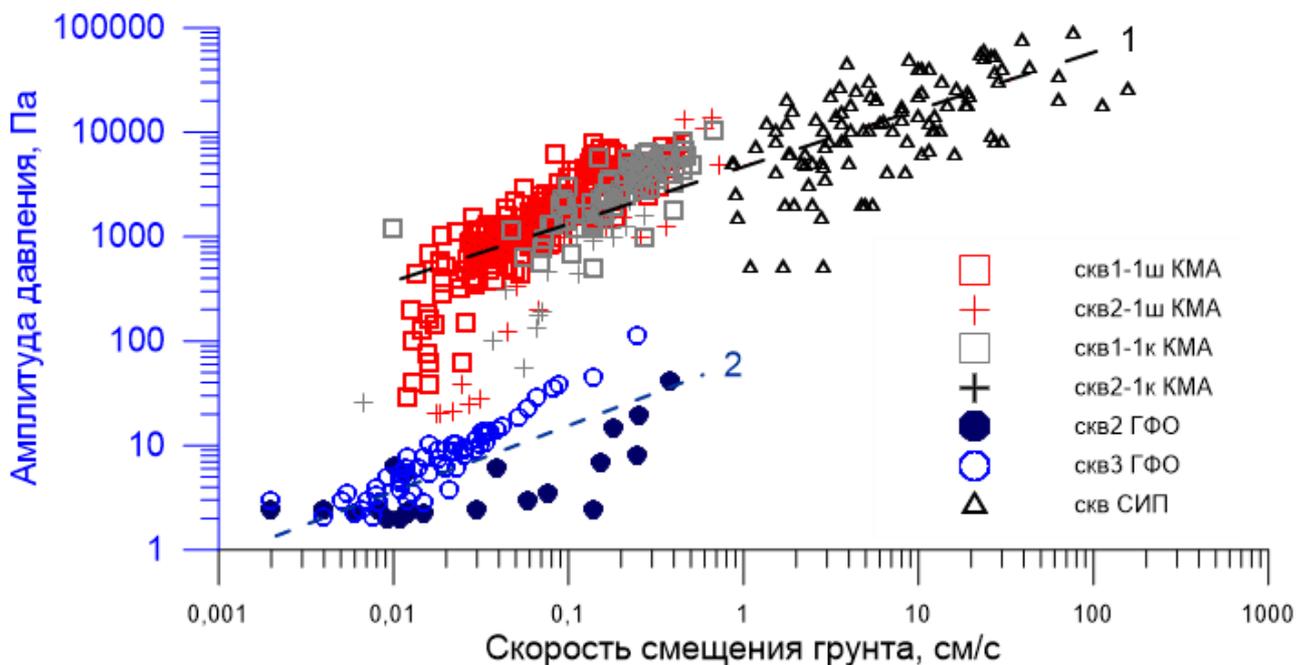


Рисунок 6.29 - Зависимость амплитуд давления в системе «пласт-скважина» от максимальной скорости смещения грунта (пунктир - степенная функция: 1 - для взрывов, произведенных на СИП и КМА, $P = 5044 \cdot V_m^{0.57}$, коэффициент корреляции $R=0.64$; 2 – для землетрясений, зарегистрированных на территории ГФО «Михнево», $P = 61.5 \cdot V_m^{0.58}$, коэффициент корреляции $R=0.53$; красные значки соответствуют значениям, зарегистрированным при массовых взрывах камер в шахте, серые – подрывам блоков в карьере)

Сравнение гидрогеологических откликов, зарегистрированных при различных типах сейсмического воздействия на массив, подтверждает сопоставимость реакции подземных вод как на разных этапах формирования зон наведенной трещиноватости при крупномасштабном воздействии на массив горных пород (при ПЯВ) и в ближней зоне землетрясений, так и на

разных эпицентральных расстояниях от источника сейсмического воздействия (в промежуточной и дальней зонах при массовых взрывах и удаленных землетрясениях соответственно) (рисунок 6.30). В ближней зоне ПЯВ на приведенных расстояниях до $2.7 \text{ м/кг}^{1/3}$ и эпицентральных зонах землетрясений прослежены остаточные изменения уровня подземных вод, которые свидетельствуют не только о необратимом деформировании водонасыщенного коллектора, но и об установлении гидравлической связи с сформированными зонами наведенной трещиноватости (рисунок 6.30а).

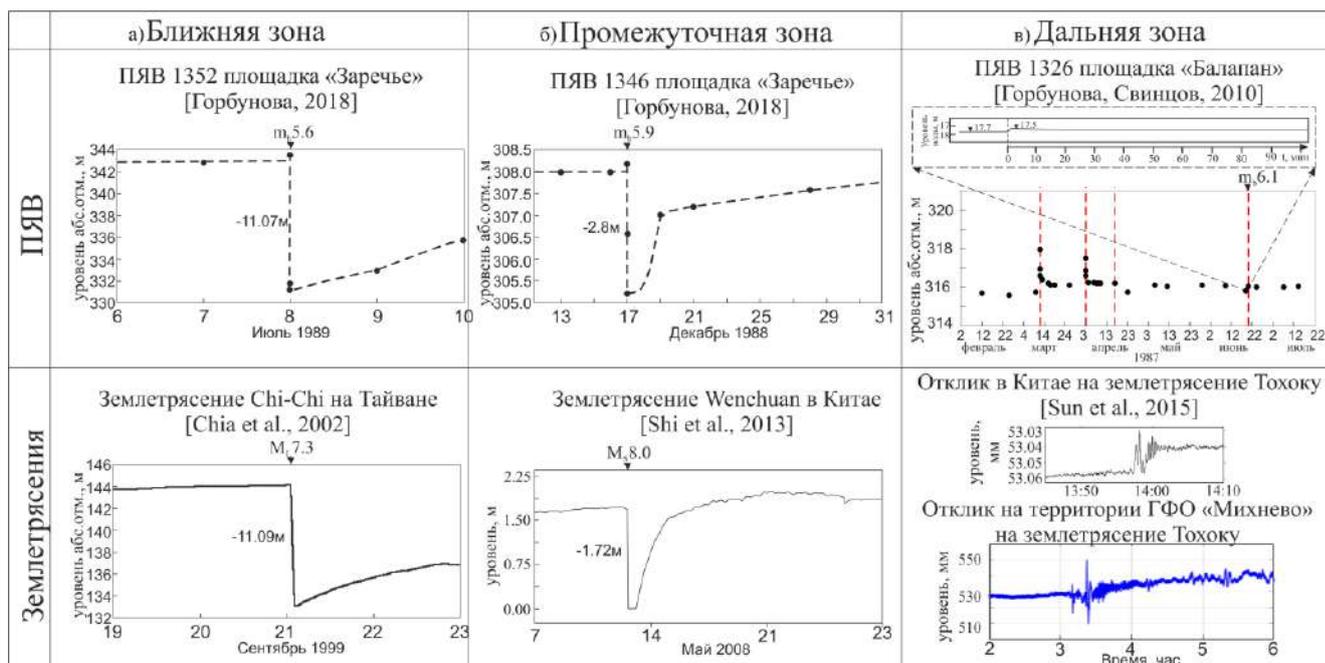


Рисунок 6.30 - Гидрогеологические отклики на взрывы и землетрясения

Аналогичные гидрогеологические эффекты отмечены в единичных случаях в эпицентральной зоне землетрясений. При землетрясении Chi-Chi $M_w 7.6$ 20.09.1999 г. на Тайване, произошедшего на расстоянии 10 км к востоку от субмеридионального разлома Chelungpu, наибольшее снижение уровня на 11.1 м установлено в наблюдательной скважине, расположенной на расстоянии 4 км от висячего борта разлома [Chia et al., 2002; King, Manga, 2018] (рисунок 1.16).

В скважине WSFD-1, пройденной через 18 месяцев после землетрясения Wenchuan $M_w 7.9$ 12.05.2008 г. на глубину 1.2 км на расстоянии 39 км от эпицентра в зоне разлома Longmenshan, вдоль которой было реализовано катастрофическое событие, прослежено восстановление уровня [Xue et al., 2013]. За 1.5 года уровень подземных вод поднялся на 16 м (рис. 1.8). Подобное восстановление уровня отмечено в наблюдательных скважинах после проведения ПЯВ (рисунок 4.19) [Горбунова и др., 2017б]. Соответственно, общее снижение

уровня после землетрясения Wenchuan могло составлять первые десятки метров, сопоставимое с зарегистрированными гидрогеологическими эффектами при ПЯВ (рисунок 6.8).

В промежуточной зоне ПЯВ на приведенных расстояниях от 2.7 до 5.6 м/кг^{1/3} и землетрясений также установлено продолжительное и кратковременное снижение уровня с последующим восстановлением уровня до первоначального положения (рисунок 6.30б) [Горбунова, 2018б; Wang, Chia, 2008].

В дальней зоне ПЯВ на приведенном расстоянии свыше 5.6 м/кг^{1/3} зарегистрированы гидрогеологические эффекты в виде кратковременного подъема/снижения уровня и косейсмические вариации уровня с осцилляцией и без (рисунок 6.30в). Наряду с преобладанием динамических вариаций уровня, которые соответствуют упругому деформированию водонасыщенного коллектора, в отдельных случаях прослеживаются остаточное снижение или подъем уровня [Горбунова и др., 2018а; Копылова, Болдина, 2019, 2021; Sun et al., 2015].

Результаты регистрации гидрогеологических эффектов от удаленных землетрясений на территории ГФО «Михнево», реакции системы «пласт-скважина» на проведение массовых взрывов при разработке железорудных месторождений и вариаций уровня при проведении ПЯВ на территории СИП, вынесены на сводную диаграмму, построенную по данным [Shi et al., 2015], и показаны на рисунке 6.31.

Зарегистрированные гидрогеологические эффекты при проведении ПЯВ, на территории ГФО «Михнево» от удаленных землетрясений и в зоне разрабатываемых железорудных месторождений КМА дополняют мировую базу данных на расстоянии менее 1 км и более 1000 км.

Комплексный анализ опубликованных данных регистрации гидрогеологических откликов, систематизированный в главе 1, и результатов экспериментальных измерений, проводимых на СИП (глава 4), территории ГФО «Михнево» (глава 5.1) и в промышленном регионе (глава 5.2), использован при составлении феноменологической модели реакции водонасыщенного коллектора на динамические воздействия, состоящей из трех частей (рисунок 6.32).

Реакция водонасыщенного коллектора на взрывы и землетрясения проявляется на макро-, мезо- и микроуровне в соответствующих зонах и согласуется с предположением о подобии процессов деформирования геофизической среды при сейсмическом воздействии [Садовский и др., 1987]. Влияние атмосферного давления и земных приливов на вариации уровня подземных вод может рассматриваться в качестве зондирующего сигнала для определения фоновых значений фильтрационных параметров водонасыщенного коллектора, соответствующих пороупругой реакции на квазистатическое динамическое воздействие. Значения массовой скорости смещения грунта и рассчитанные значения плотности

третьей – выделены основные параметры вариаций уровня, соответствующие необратимому, квазиобратимому и динамическому деформированию водонасыщенного коллектора.

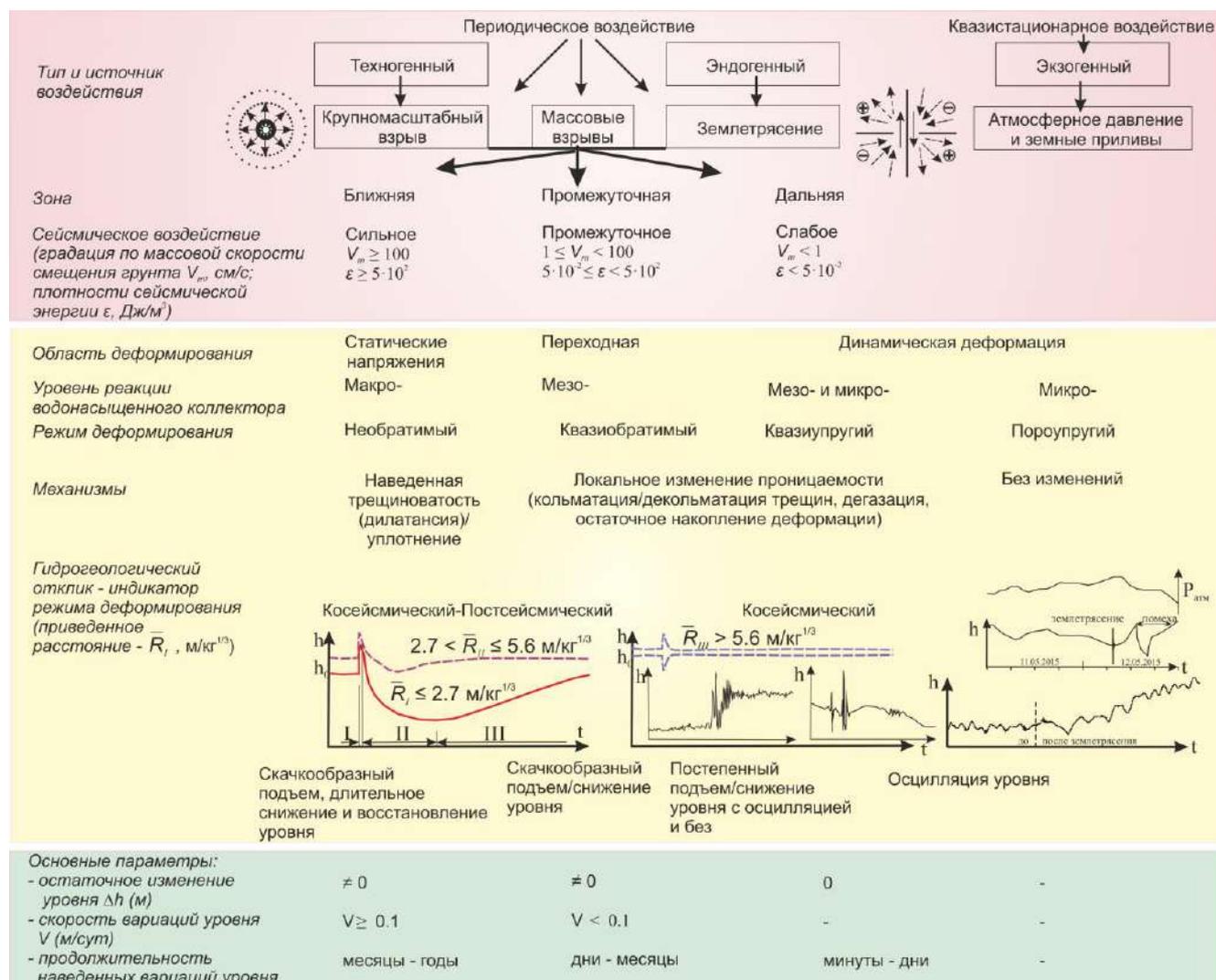


Рисунок 6.32 - Феноменологическая модель реакции водонасыщенного коллектора на крупномасштабные взрывы и землетрясения

Землетрясения и крупномасштабные взрывы в ближней эпицентральной зоне приводят к нарушению гидрогеодинамической обстановки, которое выражается в изменении параметров подземного потока и гидравлической взаимосвязи между водонасыщенными горизонтами. Необратимые изменения уровня обусловлены нарушением состояния и структуры порово-трещинного пространства, водообмена между каналами и блоками для скальных массивов, между водопроницаемыми и слабопроницаемыми пластами для полускальных массивов и дисперсных грунтов.

Участки нарушенности сплошности среды (разломы), представленные системами повышенной трещиноватости пород, могут быть гидрогеологически активными и характеризоваться высокой водопроницаемостью. Залеченные разломы, напротив, отличаются

низкими фильтрационными свойствами и проявляют барражирующие свойства. Соответственно, в зонах влияния разломов из-за высокой неоднородности фильтрационных свойств, при сейсмическом воздействии различной интенсивности отмечены как динамические вариации уровня, так и остаточные в виде постепенного и/или скачкообразного подъема/снижения уровня.

Гидрогеологические отклики флюидонасыщенного коллектора обычно описываются двумя возможными типами моделей: статической и динамической [Shi et al., 2014]. Модель статической деформации предполагает необратимые изменения свойств коллектора, вызванные скольжением (распространением разрывов) вдоль разлома как прямой результат процессов в очаге [Кочарян, 2016; Ge, Stover, 2000; Quilty, Roeloffs, 1997; Wakita, 1975] и формированием зон наведенной трещиноватости в центральной зоне ПЯВ, которые прослеживаются в виде косейсмических ступенеобразных и плавных длительных изменений уровня подземных вод. Амплитуда квазистатического изменения напряжения на расстояниях свыше нескольких размеров очага уменьшается пропорционально кубу расстояния.

В отдельных случаях отмечается расхождение между значениями расчетной объемной деформацией и зарегистрированной амплитудой отклика [Xiang et al., 2019]. Это наглядно отражено в данных регистрации косейсмических откликов на землетрясение Chi-Chi с $M 7.0$ 1999 г. по сети наблюдательных скважин, пройденных в скальных и дисперсных грунтах. Необратимое деформирование водонасыщенного коллектора также подтверждено устойчивым (продолжительным) снижением уровня подземных вод в зонах влияния региональных разломов с последующим его восстановлением [Xue et al., 2013; Liao et al., 2015] (глава 1.3).

В переходной зоне прослежены различные по продолжительности и интенсивности вариации уровней водоносных горизонтов, зависящие от локальных гидрогеологических условий [Горбунова, 2018б; King et al., 1999; Manga et al., 2012; Shi et al., 2015]. Вариации напряжений, которые связаны с прохождением сейсмических волн от землетрясений, влияют на проницаемость и подвижность флюидов в геологической среде. На основе анализа значений фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в уровне подземных вод и смещении грунта до и после землетрясения, исследована зависимость между изменением проницаемости водоносного горизонта, вызванной сейсмическими волнами, и максимальной скоростью смещения грунта [Elkhoury et al., 2006].

В дальней зоне преимущественно регистрируются косейсмические вариации уровня и давления в системе «пласт-скважина», реже - остаточные изменения, так как на больших эпицентральных расстояниях изменения статических очень малы по сравнению с динамическими напряжениями. К моделям динамической деформации флюидонасыщенного коллектора, которая опирается на теорию пороупругости [Копылова, Болдина, 2019; Cooper et

al., 1965; Hsieh et al., 1987; Manga et al., 2016; Roeloffs, 1988; Shi et al., 2015; Shi, Wang, 2016], относятся:

- модель реакции порового давления на изменение напряженно-деформированного состояния минерального скелета горной породы;
- модель изменения уровня подземных вод при вариациях порового давления.

Механизм перераспределения порового давления в результате воздействия слабых сейсмических колебаний является достаточно сложным. Скачкообразные изменения уровня на телесеизмических расстояниях могут быть обусловлены остаточными смещениями, которые приурочены к межблоковым зонам различного ранга и зависят от физико-механических и фильтрационных характеристик флюидонасыщенного коллектора. В большинстве случаев величина постсейсмического изменения уровня пропорциональна корню квадратному из амплитуды волны деформации [Кочарян и др., 2010]. Средняя интенсивность остаточных изменений уровня составляет величину 1-5 см/микрострейн динамической деформации. Возникновение новых или прорастание существующих трещин при воздействии динамических напряжений маловероятно, но процессы типа стресс коррозии [Kanamori, Brodsky, 2004] и дилатансии, вызванной вибрацией [Bower, Heaton, 1978], в отдельных случаях рассматриваются.

Наиболее перспективными представляются модели, в которых эффект изменения проницаемости при небольших динамических напряжениях связывается:

- с декольматацией трещин за счет возникновения избыточного давления при прохождении сейсмического импульса [Brodsky и др., 2003];
- кольматацией трещин за счет формирования «барьеров» [Кочарян и др., 2011a; Wang et al., 2004]
- эффектами кумулятивного накопления межблоковых деформаций [Кочарян, Бенедик и др., 2004; Кочарян и др., 2007];
- «памятью» коллектора на стресс/напряжение от последовательных землетрясений [Sun et al., 2019];
- вибрацией, вызванной сейсмическими волнами, которая может приводить к увеличению проницаемости [Rojstaczer et al., 1995; Candela et al., 2014; Elkhoury et al., 2006; Fischer et al., 2017], уменьшению [Rutter et al., 2016] и к интенсивной дегазации флюида [Linde et al., 1994].

В дальней зоне могут проявляться эффекты резонанса, которые зависят от водопроницаемости, упругости, пористости флюидонасыщенного коллектора, конструкции скважины и определяют реакцию напорного водоносного горизонта на прохождение сейсмических волн [Cooper et al., 1965; Liu, 1989]. Амплитуда переходного высокочастотного

отклика скважины является результатом сайт-специфического эффекта взаимодействия свойств водоносного горизонта и объемных напряжений, связанных с распространением сейсмических волн [Montgomery, Manga, 2003].

Лабораторные наблюдения также показывают, что проницаемость может, как увеличиваться, так и уменьшаться под действием динамического напряжения [Liu, Manga, 2009; Elkhoury et al., 2011]. Результаты лабораторных экспериментов подтверждают возможность разрушения динамическими импульсами слабопроницаемых коллоидных барьеров, формирующихся в трещинах массива при осаждении микрочастиц [Кочарян и др., 2011a].

Динамические напряжения генерируются во время распространения сейсмической волны и могут изменить поровое давление, проницаемость и, таким образом, инициировать косейсмические реакции уровня [Беседина и др., 2013; Горбунова и др., 2021б; Копылова, Болдина 2021; Allègre et al., 2016; Brodsky et al., 2003; Elkhoury et al., 2006; Manga et al., 2016; Pavlov et al., 2020; Shi et al., 2015]. В платформенных условиях преимущественно выделяются динамические вариации уровня подземных вод при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений, которые описываются теорией пороупругости. В единичных случаях при катастрофических землетрясениях отмечены постсейсмические эффекты.

Реакция водонасыщенного коллектора на сейсмическое действие взрывов и землетрясений проявляется в ближней, промежуточной и дальней зонах. Упругому, квазиобратимому и необратимому изменению порово-трещинного пространства водонасыщенного коллектора соответствуют разные типы гидрогеологических эффектов. В широком диапазоне параметров установлена степенная зависимость амплитуд максимальных вариаций уровня подземных вод от величины максимальной скорости смещения грунта (PGV).

В ближней зоне крупномасштабных взрывов и землетрясений при $PGV > \sim 100$ см/с необратимые изменения физико-механических и фильтрационных свойств массива горных пород определяют область нарушения гидрогеодинамической обстановки. Изменения основных параметров подземного потока, на порядок превышающие фоновые вариации, соответствуют формированию гидравлической взаимосвязи между зонами наведенной трещиноватости и свидетельствуют о необратимом деформировании водонасыщенного коллектора.

В промежуточной зоне $PGV \sim 1-100$ см/с локальное нарушение структуры порово-трещинного пространства приводит к квазиобратимому деформированию коллектора, которое проявляется в виде постепенного и/или скачкообразного подъема/снижения уровня с последующей стабилизацией режима подземных вод. В дальней зоне $PGV < \sim 1$ см/с регистрируются осцилляции уровня продолжительностью от первых секунд до первых десятков минут. В платформенных условиях косейсмические амплитуды уровня от 3.5 до 110.6 мм зарегистрированы при PGV от 0.4 до 3.8 мм/с (глава 5.1).

Гидрогеологический отклик на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений и массовых взрывов по-разному выражен в водонасыщенных коллекторах порового и трещинно-пластового типов из-за различия фильтрационных параметров [Горбунова и др., 2021a,б; Besedina et al., 2016]. Наряду с преобладанием динамических вариаций уровня, которые соответствуют упругому деформированию водонасыщенного коллектора, в отдельных случаях прослеживаются остаточное снижение или подъем уровня [Горбунова и др., 2018a; Копылова, Болдина, 2019, 2020; Sun et al., 2015]. В единичных случаях при скорости смещения грунта более 1.5 мм/с прослежен постсейсмический эффект изменения уровня подземных вод. Для разных зон динамического воздействия целесообразно рассматривать различные механизмы или сочетание механизмов деформирования водонасыщенного коллектора.

Выводы к главе 6

Изменение гидрогеодинамической обстановки после проведения ПЯВ на отдельных участках Семипалатинского полигона связано с необратимым и неравномерным деформированием водонасыщенного коллектора и зависит как от параметров ПЯВ, так и от геолого-структурных и гидрогеологических условий, наличия техногенно-ослабленных зон от проведения предыдущих взрывов. В наблюдательных скважинах при крупномасштабных взрывах регистрируется кратковременное повышение уровня, вызванное действием волны сжатия (в отдельных случаях – фонтанирование скважин) и снижение уровня водоносного горизонта до отметок ниже первоначальных из-за установления гидравлической связи с зонами наведенной трещиноватости. Процесс последующего восстановления уровня подземных вод зависит от гидрогеологической ситуации. Режим деформирования гидрогеологически активных зон разрывных нарушений в дальней зоне сопоставим с реакцией массива горных пород на крупномасштабное техногенное воздействие, зарегистрированное в ближней зоне.

Локальное нарушение структуры порово-трещинного пространства приводит к квазиобратимому деформированию коллектора, которое проявляется в виде постепенного и/или скачкообразного подъема/снижения уровня. В дальней зоне квазиупругое и пороупругое деформирование водонасыщенного коллектора при динамическом воздействии низкочастотных поверхностных колебаний от удаленных землетрясений и высокочастотных – от массовых взрывов выражается в вариациях уровня и давления в системе «пласт-скважина» соответственно.

При проведении массовых взрывов в процессе разработки железорудных месторождений установлена степенная зависимость реакции системы «пласт-скважина» от

максимальной скорости смещения грунта и приведенного расстояния. Отмечено расхождение между основными частотами колебаний, связанными с проведением взрывов при сопоставлении амплитудных и нормированных спектров, построенных после высокочастотной фильтрации временных рядов сейсмических и гидрогеологических данных в диапазоне 1-100 Гц. Интенсивность гидрогеологического отклика водонасыщенного коллектора трещинно-пластового типа на порядок выше значений, зарегистрированных для коллектора порового типа.

В отдельных случаях при максимальной скорости смещения грунта свыше 1 мм/с от удаленных землетрясений и массовых взрывов прослежен постсейсмический эффект, который может быть связан с проявлением скин-эффекта и согласуется с ранее полученными результатами лабораторных экспериментов [Кочарян и др., 2011a] и опубликованными данными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При выполнении диссертационной работы определены основные закономерности реакции водонасыщенного коллектора на динамические квазистационарные и периодические факторы, разработан метод дистанционного контроля фильтрационных свойств водонасыщенного коллектора и получены следующие основные результаты:

1. Установлена степенная зависимость амплитуды максимального снижения уровня подземных вод после ПЯВ от эпицентрального расстояния. Локальная депрессия, осложняющая подземный поток, может сохраняться длительное время не только на приведенных расстояниях до $2.7 \text{ м/кг}^{1/3}$, но и проследиваться в зоне влияния региональных разломов, на приведенных расстояниях до $5.6 \text{ м/кг}^{1/3}$. На эпицентральных расстояниях более $5.6 \text{ м/кг}^{1/3}$ отмечены динамические вариации уровня, выраженные преимущественно в плавном снижении уровня подземных вод за счет частичной сработки статических запасов водоносного горизонта, связанной с постепенным заполнением систем подновленной петрогенетической, тектонической и сформированной техногенной трещиноватости.

2. Определен диапазон фоновых вариаций проницаемости водонасыщенных коллекторов порового и трещинно-пластового типов на основе оценки фазового сдвига между приливной полусуточной волной лунного типа M_2 , выделенной в смещении грунта и уровне водоносного горизонта. Применение оригинального подхода к обработке исходных данных позволило в относительно нестабильных условиях режима фильтрации обосновать выделение представительного и достоверного диапазона значений фазового сдвига для расчета водопроводимости напорного водоносного горизонта. Проницаемость карбонатного коллектора на территории ГФО «Михнево» изменяется от $8.2 \cdot 10^{-14}$ до $15.4 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, в пределах разрабатываемых железорудных месторождений КМА проницаемость кварцита не превышает $(0.1-1.4) \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$.

3. Установлено, что реакция подземных вод на территории обсерватории ИДГ РАН «Михнево» на прохождение сейсмических волн от удаленных землетрясений соответствует динамике деформирования водонасыщенного коллектора. Синхронизация вариаций уровня и скорости смещения грунтов в высокочастотном диапазоне подтверждает упругое деформирование водонасыщенного коллектора. Дополнительно прослеживание реакции

подземных вод в области низких частот, вероятно, свидетельствует о квазиупругом деформировании коллектора.

4. Получены новые данные по реакции водонасыщенных коллекторов порового и трещинно-пластового типов на проведение массовых взрывов при разработке железорудных месторождений КМА. Определены амплитудно-частотные параметры реакции системы «пласт-скважина» на взрывное воздействие. Максимумы спектров гидрогеологических откликов верхнего и нижнего горизонта надрудного комплекса различаются и не совпадают с экстремумами спектров скорости смещения грунта.

5. Установлено различие реакции коллекторов трещинно-порового и порового типа на динамическое воздействие и рассчитаны диапазоны динамического деформирования различных типов коллекторов при прохождении сейсмических волн от землетрясений и массовых взрывов. При землетрясениях при скорости смещения грунта от 0.08 до 3.8 мм/с и относительной деформации коллектора $(0.1-6) \cdot 10^{-7}$ амплитуда отклика напорного горизонта варьирует от 2.2 до 41.5 мм, слабонапорного – от 2.1 до 110.6 мм. При массовых взрывах при скорости смещения грунта 0.3-14.4 мм/с амплитуда давления в системе «пласт-скважина» изменяется в широком диапазоне от 20 Па до 10 кПа.

6. Определена степенная зависимость реакции водонасыщенных коллекторов порового и трещинно-пластового типов в естественных и техногенно-нарушенных условиях от максимальной массовой скорости смещения грунта при прохождении сейсмических волн от удаленных землетрясений и взрывов. Максимумы спектров гидрогеологических откликов коллекторов порового и трещинно-пластового типов различаются. Максимумы амплитудных спектров гидрогеологических откликов карбонатного коллектора при прохождении сейсмических волн от землетрясений преимущественно регистрируются в диапазоне 0.03-0.06 Гц, частично совпадающими с основными колебаниями грунта. При взрывах максимумы спектров гидрогеологических откликов коллектора порового и трещинно-порового типа в диапазоне низких частот 1-10 ц соотносятся с экстремумами скорости смещения грунта, в диапазоне высоких частот - рассинхронизированы.

7. Отмечено подобие проявлений постсейсмических эффектов после землетрясений и взрывов при максимальной скорости смещения грунта более 1 мм/с и давлении в системе «пласт-скважина» более 10 кПа. Наличие постсейсмических эффектов соответствует квазиобратимому изменению структуры трещинно-порового пространства и порового давления. Одним из возможных механизмов может быть процесс разрушения коллоидных барьеров, образованных вдоль стенок микротрещин.

8. Предложена феноменологическая модель реакции водонасыщенного коллектора на сейсмическое воздействие от крупномасштабных взрывов, произведенных на площадках

СИП, массовых взрывов, связанных с процессом разработки железорудных месторождений КМА, и удаленных землетрясений. На основе анализа гидрогеологических эффектов, зарегистрированных в природной геосистеме на территории ГФО «Михнево» и природно-техногенных геосистемах – на ряде объектов СИП и промышленном регионе, определены основные режимы деформирования водонасыщенных коллекторов порового и трещинно-пластового типов при динамическом воздействии.

Гидрогеологические отклики водонасыщенного коллектора на квазистатическое и периодическое воздействие могут проявиться в виде триггеров активизации различных природно-техногенных процессов. Разработанные методы, подходы и модели могут оказаться полезными при проектировании, строительстве и эксплуатации объектов повышенного уровня ответственности в сложных инженерно-геологических условиях.

Литература

1. Адушкин В.В. Влияние геологических факторов на распространение радиоактивных продуктов при подземных ядерных взрывах // Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях: Международная конференция, 24-26 апреля 2000 г. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. 2000. С. 585–593.
2. Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Резниченко О.Ю. «Михнево»: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016а. № 1. С. 108–119.
3. Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Исследование неотектонической активности морфоструктур центральной части Восточно-Европейской платформы с использованием дистанционных методов // Физика Земли. 2014. №2. С. 21–28.
4. Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Современные геодинамически активные зоны центральной части Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2013а. Т. 452. № 5. С. 558–561.
5. Адушкин В.В., Санина И.А., Габсатарова И.П., Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Техногенно-тектонические землетрясения Днепровско-Донецкого авлакогена // ДАН. 2016б. Т. 469. № 4. С. 479–482.
6. Адушкин В.В., Санина И.А., Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Габсатарова И.П., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А. Сейсмогенные древние структуры центра и севера Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2019. Т.489. № 4. С. 73–76.
7. Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М., Каазик П.Б., Недбаев И.Н. Гидрогеологические эффекты при крупномасштабных подземных взрывах (препринт). М.: ИФЗ АН СССР. 1990. – 40 с.
8. Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М., Каазик П.Б., Недбаев И.Н. Основные закономерности движения подземных вод при крупномасштабных подземных взрывах // Известия РАН. Физика Земли. 1992. № 3. С. 80–93.
9. Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М., Рябова С.А., Харламов В.А. Синхронные вариации магнитного поля Земли и уровня подземных вод // ДАН. 2013б. Т. 449. № 5. С. 579–581.
10. Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М., Феранпонтова Е.Н. Гидрогеологические эффекты подземных ядерных взрывов // ДАН. 1993а. Т. 332. № 3. С. 372–374.
11. Адушкин В.В., Спивак А.А., Куликов В.И. Влияние структурно-тектонического строения геофизической среды на сейсмические эффекты подземного ядерного взрыва // Физика Земли. 1993б. № 12. С. 54–64.
12. Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А. Влияние лунно-солнечного прилива на вариации геофизических полей на границе земная кора-атмосфера // Физика Земли. 2012. № 2. С. 14–26.
13. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН. 2015. – 364 с.
14. Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б. Линейный тренд пробега продольной сейсмической волны // Вестник НЯЦ РК. 2014. Вып. 2. С. 81–94.
15. Атомные взрывы в мирных целях. М.: Атомиздат. 1970. – 124 с.
16. Багмет А.Л., Багмет М.И., Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Малугин В.А., Рукавишников Т.А., Савин И.В. Исследование земноприливных колебаний уровня подземных вод на скважине «Обнинск» // Физика Земли. 1989. № 11. С. 84–95.

17. *Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Калачев А.А., Савин И.В.* Частотная характеристика системы скважина – водоносный горизонт по данным наблюдений за уровнем подземных вод // *Физика Земли*. 1988. № 3. С. 41–50.
18. *Батухтин И.В., Беседина А.Н., Горбунова Э.М., Петухова С.М.* Динамическое деформирование флюиднасыщенных коллекторов по данным прецизионного гидрогеологического мониторинга на территории геофизической обсерватории «Михнево» // *Процессы в геосредах*. 2020а. № 4 (26). С. 867–876.
19. *Батухтин И.В., Беседина А.Н., Горбунова Э.М., Петухова С.М.* Реакция водонасыщенных коллекторов на проведение массовых взрывов // *Сборник ИДГ РАН. М.: ГЕОС*. 2020б. С. 36–45. DOI: 10.26006/IDG.2020.77.82.005
20. *Беседина А.Н.* Научное обоснование методов коррекции волновых форм при проведении сейсмических наблюдений: дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН. 2014. – 143 с.
21. *Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С.* Исследование приливов в геофизических полях, регистрируемых на территории геофизической обсерватории «Михнево» // *Динамические процессы в геосферах: Сб. науч. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС*. 2012. С. 99–108.
22. *Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кочарян Г.Г., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М., Садриева Н.А.* Реакция системы пласт-скважина на сейсмическое воздействие. В сб. «Триггерные эффекты в геосистемах» (Москва, 18-21 июня 2013 г.): материалы второго Всероссийского семинара-совещания / Ин-т динамики геосфер РАН под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2013. С. 153–160.
23. *Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С., Пигулевский П.И., Свистун В.К., Щербина С.В.* Отклик флюидонасыщенных коллекторов на лунно-солнечные приливы. Часть 1. Фоновые параметры приливных компонент в смещении грунта и уровне подземных вод // *Физика Земли*. 2015. № 1. С. 73–82.
24. *Беседина А.Н., Горбунова Э.М., Остапчук А.А., Павлов Д.В.* Отклик водонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн в ближней зоне массового взрыва в шахте // *Сборник ИДГ РАН. М.: ГЕОС*. 2019. С. 70–78. DOI: 10.26006/IDG.2019.11.44377.
25. *Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В.* Характеристики слабой сейсмичности, индуцированной горными работами на Коробковском месторождении Курской магнитной аномалии // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 2020. № 3. С. 12– 24. DOI:10.15372/FTPRPI20200302.
26. *Боревский Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М.: Недра. 1979. – 326 с.
27. *Вартанян Г.С.* Геодинамический мониторинг и прогноз сильных землетрясений // *Отечественная геология*. 2002. № 2. С. 62–65.
28. *Вартанян Г.С.* Глобальная эндодренажная система: некоторые флюидофизические механизмы геодинамических процессов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2019. 10 (1). С. 53–78. DOI:10.5800/GT-2019-10-1-0404.
29. *Виноградов Е.А., Беседина А.Н., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С.* Исследование фазового сдвига между приливными компонентами в смещении грунта и уровне подземных вод по данным ГФО «Михнево» // *Динамические процессы в геосферах. Вып.6. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС*. 2014. С. 96–104.
30. *Виноградов Е.А., Беседина А.Н., Горбунова Э.М., Свинцов И.С.* Исследование влияния приливных сил и атмосферного давления на состояние водонасыщенного коллектора по данным прецизионных измерений уровня подземных вод на территории ГФО «Михнево» // *15-ые Сергеевские чтения. Устойчивое развитие: задачи геоэкологии (инженерно-геоэкологические, гидрогеологические и геокриологические аспекты)*. М.: РУДН. 2013. С. 382–387.
31. *Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Свинцов И.С.* Гидрогеологический отклик на изменение эффективного напряжения

- водовмещающих пород // *Динамические процессы в геосферах: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2010. С. 88–96.*
32. *Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Свинцов И.С.* Мониторинг уровня подземных вод по данным прецизионных измерений // *Геозкология. 2011а. № 5. С. 439–449.*
 33. *Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Свинцов И.С.* Отклик коллекторов подземных вод на слабые сейсмические волны удаленных землетрясений // *Геодинамика. Материалы международной научной конференции “Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды”.* Львов: Изд-во Львівської політехніки: №2 (11) 2011б. С.49–51.
 34. *Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Свинцов И.С.* Реакция подземных вод на удаленные сейсмические события // *Всероссийская конференция с международным участием «Проблемы сейсмоtectоники».* Воронеж: Научная книга. 2011в. С. 153–157.
 35. *Волейшо В.О., Куликов Г.В., Круподерова О.Е.* Геодинамический режим Камчатско-Курильского и Сахалинского сейсмоактивного региона по данным ГГД-мониторинга // *Разведка и охрана недр. 2007. № 5. С. 20–24.*
 36. *Гавич И.К.* Гидрогеодинамика: Учебник для вузов. М.: Недра. 1988. 349 с.
 37. *Гасеми М.Ф., Баяк И.О.* Граничные значения параметров строения пустотного пространства петроупругих моделей карбонатных пород // *Физика Земли. 2020. № 2. С. 69–88. DOI:10.31857/S0002333720020039.*
 38. Геологический отчет о детальной разведке железистых кварцитов Стретенского участка Коробковского месторождения КМА. Белгород. 1985.
 39. *Голф-Рахт Т.Д.* Основы нефтепромысловой геологии и разработки трещиноватых коллекторов. М.: Недра. 1986. – 608 с.
 40. *Горбунова Э.М.* Влияние структурно-тектонических условий на распределение афтершоков после крупномасштабного техногенного воздействия // *Геозкология. 2007а. № 5. С. 421–428.*
 41. *Горбунова Э.М.* Гидрогеодинамическая обстановка массива Дегелен Семипалатинского полигона // *Вестник НЯЦ РК. Вып.2 (50).* Курчатov: НЯЦ РК. 2012. С. 108–114.
 42. *Горбунова Э.М.* Гидрогеологические условия массива, осложненного взрывным воздействием // *Геодинамика и техногенез: Материалы Всероссийского совещания, 12–15 сент. 2000 г., Ярославль.* Ярославль: ФГУП НПЦ «Недра». 2000. С. 40–42.
 43. *Горбунова Э.М.* Гидрогеологическое районирование Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны // *Динамические процессы в системе взаимодействующих внутренних и внешних геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2006. С. 134–138.*
 44. *Горбунова Э.М.* Изучение последствий техногенной дестабилизации недр Семипалатинского испытательного полигона // *Международная конференция “Мониторинг ядерных испытаний и их последствий”.* Вестник НЯЦ РК. Вып.2 (18). Курчатov: НЯЦ РК. 2004. С. 82–88.
 45. *Горбунова Э.М.* Исследование поствзрывных деформаций дневной поверхности // *Геозкология. 2018а. № 5. С. 40–52.*
 46. *Горбунова Э.М.* Мониторинг режима подземных вод на участках проведения крупномасштабных экспериментов // *Вестник НЯЦ РК. Вып. 4.* Курчатov: НЯЦ РК. 2015а. С. 71–78.
 47. *Горбунова Э.М.* Мониторинг техногенного воздействия на гидрогеодинамическую обстановку // *Материалы международной научно-технической конференции "Решение экологических и технологических проблем горного производства на территории России, ближнего и дальнего зарубежья".* М.: ООО "Винпресс". 2019. С. 264–271.

48. Горбунова Э.М. Определение режима деформирования массива горных пород по данным мониторинга уровня подземных вод на территории Семипалатинского полигона // Вестник НЯЦ РК. Вып. 2(74). Курчатов: НЯЦ РК. 2018б. С. 78–87.
49. Горбунова Э.М. Особенности деформирования массива горных пород при воздействии взрывом (на примере участка Заречье Семипалатинского испытательного полигона) // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК. Вып.2. Курчатов: НЯЦ РК. 2003а. С. 113–122.
50. Горбунова Э.М. Особенности формирования техногенно-нарушенного режима подземных вод //Третья всероссийская научная конференция “Физические проблемы экологии” (Экологическая физика). Доклады. № 11. М.: МГУ. 2003б. С.70–78.
51. Горбунова Э.М. Сейсмические проявления в пределах техногенно-нарушенного массива горных пород // Нестационарные процессы в верхних и нижних оболочках Земли (геофизика сильных возмущений): Сборник научных трудов. М.: ИДГ РАН. 2002. С. 104–113.
52. Горбунова Э.М. Техногенное воздействие крупномасштабных экспериментов на подземные воды // Сергеевские чтения. Инженерно-геологические и геоэкологические проблемы городских агломераций. Вып.17. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (19-20 марта 2015 г.). Москва: РУДН. 2015б. С. 333–338.
53. Горбунова Э.М. Характеристика инженерно-геологического разреза территории геофизической обсерватории «Михнево» по результатам бурения экспериментальной скважины // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: Сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2007б. С. 289–297.
54. Горбунова Э.М. Экспериментальные исследования при проведении крупномасштабных взрывов // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов: материалы XX Всероссийской конференции с международным участием (г. Воронеж, 25–30 сентября 2016 г.) / под ред. Н.М. Чернышова, Л.И. Надежка. Воронеж: «Научная книга». 2016. С. 151–155.
55. Горбунова Э.М., Батухтин И.В., Беседина А.Н., Павлов Д.В., Шарафиев З.З. Опыт измерений вариаций уровня подземных вод при массовых взрывах // Сборник ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2019. С. 17–26. DOI: 10.26006/IDG.2019.11.38611
56. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А. Динамика деформирования водонасыщенного коллектора по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод // Динамические процессы в геосферах. Вып.10. М.: ИДГ РАН. 2018а. С. 74–83.
57. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А. Прецизионный мониторинг уровня подземных вод // Сборник трудов Международного симпозиума «Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере» (МСП-2018), посвященный 90-летию проф. К.Н. Федорова. М.: ИО РАН. 2018б. С. 90–93.
58. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С. Влияние лунно-солнечных приливов на уровень подземных вод по данным ГФО ИДГ РАН «Михнево» // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 4: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2013. С. 174–183.
59. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С. Методические аспекты прецизионного гидрогеологического мониторинга платформенных территорий (на примере геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево») // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Труды Шестой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 1–7 октября 2017 / Отв. ред. Д.В. Чебров. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2017а. С. 348–353.
60. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Свинцов И.С. Землетрясения Трансазиатского сейсмического пояса в вариациях уровня подземных вод Московского артезианского бассейна // Геология, геодинамика и геоэкология Кавказа. Труды Института

- геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск 66. Махачкала: Институт геологии ДНЦ РАН, «АЛЕФ». 2016а. С. 167–173.
61. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Свинцов И.С. Информативность прецизионного мониторинга подземных вод в платформенных условиях // Сергеевские чтения. Инженерная геология и геоэкология. Фундаментальные проблемы и прикладные задачи. Вып.18. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (24-25 марта 2016г.). Москва: РУДН. 2016б. С. 477–481.
 62. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Свинцов И.С. Оценка проницаемости трещинно-порового коллектора при эпизодическом техногенном воздействии // Динамические процессы в геосферах. Вып.8. М.: ГЕОС. 2016в. С. 42–51.
 63. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Свинцов И.С. Реакция подземных вод на прохождение сейсмических волн от землетрясений на примере ГФО "Михнево" // Динамические процессы в геосферах. Вып.7. М.: ГЕОС. 2015а. С. 60–67.
 64. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Батухтин И.В., Петухова С.М. Прецизионный гидрогеологический мониторинг в техногенно-нарушенных условиях: организация, проведение и обработка экспериментальных данных // Сейсмические приборы. 2021а. Т. 57. № 2. С.62–80. <https://doi.org/10.21455/si2021.2-4>
 65. Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Батухтин И.В., Петухова С.М. Реакция водонасыщенных коллекторов на динамическое воздействие (по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод) // Физика Земли. № 5. 2021б. <https://doi.org/10.31857/S000233721050070>
 66. Горбунова Э.М., Виноградов Е.А., Беседина А.Н., Гашев Д.В. Реакция подземных вод на землетрясения и крупномасштабные взрывы // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2017б. № 1. С. 273–290.
 67. Горбунова Э.М., Иванов А.В. Изменение гидрогеологических параметров в техногенно-нарушенных условиях // Вестник НЯЦ РК. № 1. Курчатов: НЯЦ РК. 2008. С. 27–32.
 68. Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Анализ разрывных нарушений природно-техногенной геосистемы (на примере массива Дегелен Семипалатинского полигона) // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16-19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС. 2015. С. 114–120.
 69. Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Годунова Л.Д. Анализ структурно-тектонического строения массива Дегелен применительно к условиям миграции радионуклидов с подземными водами // Семипалатинский испытательный полигон. Радиационное наследие и проблемы нераспространения: Материалы II Международной конференции (6–8 сентября 2005 г., Курчатов). ВКО, Республика Казахстан. 2005. С. 33–38.
 70. Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Макаров В.И., Щукин Ю.К. Геодинамический мониторинг территории геофизической обсерватории "Михнево" // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Международная конференция, 12-16 ноября 2007, Казань. Казань: КГУ. 2007. С. 23-28.
 71. Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Макаров В.И., Щукин Ю.К. Мониторинг геодинамической обстановки центральной части Русской плиты с использованием данных дистанционного зондирования // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е.Хаина, Москва, 1-4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ. 2011. С. 467–471.
 72. Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Исследование динамики подземных вод под воздействием внешних факторов // Проблемы взаимодействующих геосфер: Сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2009. С. 232–244.
 73. Горбунова Э.М., Павлов Д.В., Ружич В.В. Изменение свойств массива горных пород под действием сейсмических колебаний // Триггерные эффекты в геосистемах: доклады

- третьего Всероссийского семинара-совещания, Москва, 16-19 июня 2015 г. М.: ГЕОС. 2015б. С. 121–128.
74. Горбунова Э.М., Свинцов И.С. Ретроспективный анализ режима подземных вод при проведении крупномасштабных экспериментов // Вестник НЯЦ РК. Вып.1 (49). Курчатов: НЯЦ РК. 2010. С. 88–96.
 75. Горбунова Э.М., Спивак А.А. Изменение режима подземных вод при подземных ядерных взрывах // Геоэкология. 1997. № 6. С. 29–37.
 76. Горбунова Э.М., Спивак А.А. Оценка возможного радиоактивного загрязнения подземных вод Семипалатинского полигона // Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях: Труды международной конференции (Москва 24–26 апреля 2000 г.) С-Пб.: Гидрометеоздат. 2000. Т. 1. С. 644–649.
 77. Гордеев С.К., Ермаков А.И., Квасникова Е.В., Горбунова Э.М. Радионуклидный состав подземных вод и почвы вблизи подземного ядерного взрыва на Семипалатинском полигоне // Атомная энергия. 2007. Т. 103. Вып. 3. С. 204–206.
 78. ГОСТ 20522-2012 Грунты. Методы статистической обработки результатов испытаний. М.: Стандартинформ, 2013. – 22 с.
 79. ГОСТ 25100-2011 Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ, 2011. – 62 с.
 80. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир. 1979. – 251 с.
 81. Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Использование данных дистанционного зондирования участков земной коры для анализа геодинамической обстановки. М.: ГЕОС. 2015. – 112 с. (монография)
 82. Израэль Ю.А., Петров В.Н., Прессман А.Я., Ровинский Ф.Я., Стукин Е.Д., Тер-Сааков А.А. Радиоактивное загрязнение подземных сред при подземных ядерных взрывах и методы прогнозирования. Л.: Гидромет. 1970. – 68 с.
 83. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Центрального федерального округа за 2019 г. М. Вып. 25. 2020. – 157 с.
 84. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях (СССР 1949–1990 гг.). Саров. НЦ-ВНИИЕФ. 1996. – 63 с.
 85. Кабранова В.Н. Петрофизика. М.: Недра. 1986. – 490 с.
 86. Кабыченко Н.В. Оценка фазового сдвига между приливной деформацией и вариациями уровня воды в скважине // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы: Сб. научн. тр. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2008. С. 62–72.
 87. Каплан А.Ю., Пашнин А.Ю. Анализ результатов использования автоматизированных средств измерений при ведении мониторинга подземных вод // Разведка и охрана недр. 2007. № 7. С. 35–38.
 88. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. – 328 с.
 89. Климентов П.П., Овчинников А.М. Гидрогеология месторождений твердых полезных ископаемых. М. Недра. 1966. Часть 1. – 200 с.
 90. Ковалевский В.С. Исследование режима подземных вод в связи с их эксплуатацией. М.: Недра. 1986. – 198 с.
 91. Ковалевский В.С. Комбинированное использование ресурсов поверхностных и подземных вод. М.: Научный мир. 2001. – 332 с.
 92. Копылова Г.Н. Эффекты сейсмичности в режиме подземных вод (на примере Камчатского региона): Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский. 2010. – 36 с.
 93. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки. Петропавловск-Камчатский: ООО «Камчатпресс». 2019. – 144с.
 94. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Гидрогеологические предвестники землетрясений и вулканических активизаций по данным наблюдений в скважинах полуострова Камчатка // Науки о Земле и недропользование. Гидрогеология и инженерная геология. 2021. 44(2). С. 141–150. <http://dx.doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-2-141-150>.

95. Копылова Г.Н., Болдина С.В. Эффекты сейсмических волн в изменениях уровня воды в скважине: экспериментальные данные и модели // Физика Земли. 2020. № 4. С. 102–122. <http://doi.org/10.31857/S0002333720030035>
96. Копылова Г.Н., Болдина С.В., Касимова В.А. Эффекты сильных землетрясений, $M_w = 6.8-9.1$, в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Труды Шестой научно-технической конференции (Петропавловск-Камчатский. 1–7 октября 2017 г.) / Отв. ред. Д.В. Чебров. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2017. С.276–280.
97. Копылова Г.Н., Горбунова Э.М., Болдина С.В., Павлов Д.В. Оценка деформационных свойств системы «пласт-скважина» на основе анализа барометрического и приливного откликов уровня воды в скважине // Физика Земли. 2009. № 10. С. 69–78.
98. Копылова Г.Н., Куликов Г.В., Тимофеев В.М. Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 75–83.
99. Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А. Информационная система «Полигон»: комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений. В сб. «Проблемы сейсмологии III тысячелетия»: Матер. междунар. геофиз. конф., (15–19 сент. 2003 г., Новосибирск). Изд-во СО РАН. 2003. С. 393–399.
100. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. – 423 с.
101. Кочарян Г.Г. Механизмы восстановления прочности сейсмогенных разломов. В сб. научных трудов «Проблемы взаимодействующих геосфер» ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2009. С. 77–87.
102. Кочарян Г.Г., Бенедик А.Л., Костюченко В.Н., Павлов Д.В., Перник Л.М., Свинцов И.С. Опыт воздействия на трещиноватый коллектор низкоамплитудными сейсмическими колебаниями // Геоэкология. 2004. № 4. С. 367–377.
103. Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. Изменение флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием сейсмических колебаний. Часть 1. Анализ результатов наблюдений //Динамические процессы в геосферах: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2010. С. 70–79.
104. Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011а. № 12. С. 50–62.
105. Кочарян Г.Г., Гамбурцева Н.Г., Санина И.А., Данилова Т.В., Нестеркина М.А., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Временные вариации характеристик локальных участков земной коры по данным сейсмических наблюдений // Физика Земли. 2011б. №4. С.58–66.
106. Кочарян Г.Г., Горбунова Э.М., Копылова Г.Н., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Предварительные результаты прецизионных наблюдений за режимом подземных вод на территории геофизической обсерватории «Михнево». В сб. научн. тр. «Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы» ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2008. С. 52–62.
107. Кочарян Г.Г., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. О механизме вариаций флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием слабых возмущений // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2007. С. 56–65.
108. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. – 423 с.
109. Кудельский А.В. Некоторые специфические особенности региональной гидрогеологии древней Восточно-Европейской платформы в связи с проблемами природопользования и экологии // Геоэкология. 2003. № 4. С. 291–299.
110. Лейзерович С.Г., Помельников И.И., Сидорчук В.В., Томаев В.К. Ресурсовоспроизводящая безотходная геотехнология комплексного освоения месторождений Курской магнитной аномалии / Под научной редакцией чл.-кор. РАН Д.Р. Каплунова. М.: Издательство "Горная книга". 2012. – 547 с.

111. *Лыгин А.М., Стажило-Алексеев С.К., Кадури И.Н., Сибгатулин В.Г., Кабанов А.А.* Мониторинг напряженно-деформированного состояния геологической среды в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах в 2007–2014 годах. Красноярск: Изд-во «Город». 2015. – 114 с.
112. *Любушин А.А.* Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. – 228 с.
113. *Любушин А.А., Казанцева О.С., Манукин А.Б.* Анализ длительных наблюдений за уровнем подземных вод в асейсмическом регионе // *Физика Земли*. 2019. № 2. С.47–67. doi: <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019247-67>.
114. *Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А.* Статистический анализ отклика уровня подземных вод на вариации атмосферного давления // *Физика Земли*. 1993. № 12. С. 74–80.
115. *Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А., Казанцева О.С.* Мониторинг приливных вариаций уровня подземных вод в группе водоносных горизонтов // *Физика Земли*. 1997. № 4. С. 52–64.
116. *Межеловский Н.В., Гусев Г.С., Морозов А.Ф., Киликко В.А., Короновский Н.В., Корсаков А.К., Корчуганова Н.И., Межеловский И.Н., Ненахов В.М., Шокальский С.П.* Понятия, термины и их сочетания, рекомендуемые при тектонических (геодинамических) исследованиях // *Разведка и охрана недр*. 2014. № 12. С. 12–22.
117. *Механический эффект подземного взрыва*. М.: Недра. 1971. – 224 с.
118. *Механическое действие ядерного взрыва*. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2003. 384 с.
119. *Мироненко В.А., Мольский Е.В., Румынин В.Г.* Горнопромышленная гидрогеология. М.: Недра. 1989. 287 с.
120. Отчет о проведении геологического, гидрогеологического и инженерно-геологического доизучения масштаба 1:200000 и эколого-геологических исследований в пределах листов N-37-VIII, IX, XV (Московская, Тульская, Рязанская, Калужская области) в 1994–2001 гг. М.: ГПМНПЦ «Геоцентр-Москва». 2001.
121. *Пигулевский П.И., Свистун В.К., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Свинцов И.С.* О гидрогеологических откликах подземных вод Украинского и Московского массивов на катастрофические землетрясения // *Геодинамика*. 2013. № 2 (15). С. 280–282.
122. *Расторгуев И. А., Горбунова Э. М.* Определение трещиноватости водоносного горизонта в зоне подземного ядерного взрыва: материалы XI международного экологического симпозиума «Урал атомный, Урал промышленный». Екатеринбург. 2005. С. 106–108.
123. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. – 100 с.
124. *Санина И.А., Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А., Габсатарова И.П.* Сейсмотектоническая обстановка землетрясения 7 августа и его афтершоков // *Физика Земли*. 2019. № 2. С. 1–13.
125. *Свинцов И.С., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В.* Характеристика состояния флюидонасыщенного коллектора по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод // *Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал)*. 2015. № 8. С. 158–165.
126. *Святовец С.В., Шпаковский В.И., Стажило-Алексеев С.К., Горбунова Э.М.* Влияние геолого-гидрогеологических условий расположения скважин ГГД-мониторинга на представительность получаемых данных // *Разведка и охрана недр*. 2008. № 10. С. 64–66.
127. *Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений* / Ред. Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский: Холд. Комп. «Новая книга», 2012. – 480 с.
128. *Семипалатинский полигон. Обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний*. М.: ФУ «Медбиоэкстрем». 1997. – 319 с.
129. *Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В., Чадда Р., Михайлов В.О., Потанина М.Г., Карташов И.М., Строганова С.М.* Режим сезонных вариаций наведенной сейсмичности в

- области водохранилищ Койна-Варна, западная Индия // Физика Земли. 2017. 4. С. 40–49. DOI: 10.7868/S0002333717030115.
130. *Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Овчинников В.М.* Периодичности микросейсмических процессов // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 400–403.
 131. *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. 1999. № 3. С. 268–276.
 132. Терминологический словарь-справочник по инженерной геологии. М.: КДУ. 2011. 952 с.
 133. Технический отчет по теме «Исследование миграции радионуклидов с подземными водами на территории Семипалатинского полигона с целью прогноза возможных последствий радиоактивного загрязнения питьевой воды и геологической среды» (Проект МНТЦ К-810). М.: Курчатов. 2004. – 178 с.
 134. *Шестаков В.М.* Гидрогеомеханика. М.: МГУ. 1998. – 71 с.
 135. *Шестаков В.М., Невечеря И.К., Авиллина И.В.* Методы расчетов опытных откачек в водоносных пластах с перетеканием. М.: Научный мир. 2011. – 144 с.
 136. *Шпаковский В.И., Шпаковская Р.С., Горбунова Э.М.* Гидрогеодинамическая обстановка в техногенно-нарушенных условиях // Международная геофизическая конференция: Тезисы докладов. С-Пб: ВИРГ-Рудгеофизика. 2000. С. 615–616.
 137. Ядерные испытания СССР. М.: ИздАт. Т. 1, 1997. – 304 с.
 138. *Allegre V., Brodsky E., Xue L., Nale S.M., Parker B.L., Cherry J.A.* Using earth-tide induced water pressure changes to measure in situ permeability: A comparison with long-term pumping tests // *Water Resources Research*. 2016. P. 1–14. DOI: 10/1002/2015WR017346.
 139. *Arora K., Chadha R.K., Srinu Y., Selles A., Davuluri S., Smirnov V., Ponomarev A., Mikhailov V.O.* Lineament Fabric from Airborne LiDAR and its Influence on Triggered Earthquakes in the Koyna-Warna Region, Western India // *Journal Geological Society of India*. Vol. 90. December 2017. P. 670–677.
 140. *Balance W.C., Dudley W.W.* Hydrologic effects of the MILROW event, in Geologic and hydrologic effects of the MILROW event, Amchitka, Aleutian Islands, Alaska // *U.S. Geol. Surv. Rept.* 1971. USGS-474-32. P. 51–65.
 141. *Besedina A.N., Vinogradov E.A., Gorbunova E.M., Kabychenko N.V.* Permeability evaluation according to complex precision observations. *Seismological Research Letters*. 2014. Т. 85. № 2. P. 505.
 142. *Besedina A., Vinogradov E., Gorbunova E., Svintsov I.* Chilen Earthquakes: Aquifer Responses at the Russian Platform // *Pure Appl. Geophys.* 2016. Vol. 173, no 2. P. 321–330.
 143. *Bower D.R.* Bedrock fracture parameters from the interpretation of well tides // *Journal of geophysical research*. Vol. 88. No. B6. June 10. 1983. P. 5025–5035.
 144. *Bower D.R., Heaton K.C.* Response of an aquifer near Ottawa to tidal forcing and the Alaskan earthquake of 1964 // *Can. J. Earth Sci.* 1978. Vol. 15. P. 331–340.
 145. *Bredehoeft J.D., Riley F.S., Roeloffs E.A.* Earthquakes and groundwater // *Earthquakes and Volcanos*. 1987. Vol. 19. No. 4. P. 138–146.
 146. *Brodsky E.E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M.* A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108. NO. B8. 2390. 2003. P. 7-1–7-10. DOI: 10.1029/2002JB002321.
 147. *Burbey T.J.* Fracture characterization using Earth tide analysis // *Journal of Hydrology* 380. 2010. P. 237–246.
 148. *Burbey T.J., Hisz D., Murdoch L.C., Zhang M.* Quantifying fractured crystalline-rock properties using well tests, earth tides and barometric effects // *Journal of Hydrology*. 2012. 414–415. P. 317–328.
 149. *Candela T., Brodsky E.E., Marone C., Elsworth D.* Laboratory evidence for particle mobilization as a mechanism for permeability enhancement via dynamic stressing // *Earth Planet. Sci. Lett.* 392. 2014. P. 279–291.

150. *Chadha R.K., Kuempel H.-J., Shekar M.* Reservoir Triggered Seismicity (RTS) and well water level response in the Koyana-Warna region, India // *Tectonophysics*. 456. 2008a. P. 94–102.
151. *Chadha R.K., Chandrani S., Shekar M.* Transient changes in well water level in bore wells in western India due to 2004 Mw 9.3 Sumatra earthquake // *Bulletin of Seismological Society of America*. V. 98 (5). 2008b. P. 2553–2558.
152. *Charlie W.A., Doehring D.O.* Groundwater table mounding, pore pressure, and liquefaction induced by explosions: energy-distance relations // *Review of Geophysics*. 45. RG4006. 2007. P. 1–9.
153. *Charlie W.A., Veyera G.E., Durnford D.S., Doehring D.O.* Porewater pressure increases in soil and rock from underground chemical and nuclear explosions // *Engineering Geology*. 43. 1996. P. 225–236.
154. *Chelidze T.L., Shengelia I., Zhukova N., Matcharashvili T., Melikadze G., Kobzev G.* M9 Tohoku Earthquake Hydro- and Seismic Response in the Caucasus and North Turkey // *Acta Geophysica*. Vol. 64. N.3. June 2016. P. 567–588. DOI: 10.1515/acgeo-2016-0022.
155. *Chia Y., Chiu J.J., Jiang Y.H., Lee T.P., Wu Y.M., Horng.* Implications of coseismic groundwater level changes observed at multiple-well monitoring stations // *Geophys. J. Int.* 2008. (172) 293–301.
156. *Chia Y.-P., Wang Y.-S., Huang C.-C., Chen J.-S., Wu H.-P.* Coseismic changes of groundwater level in response to the 1999 Chi-Chi earthquake // *Western Pacific Earth Sci.* 2002. Vol. 2, no 3. P. 261–272.
157. *Cooper H.H., Bredehoeft J.D., Papadopoulos I.S., Bennett R.R.* The response of well-aquifer systems to seismic waves // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70, no 16. P. 3915–3926.
158. *Cuttillo P.A., Bredehoeft J.D.* Estimating Aquifer Properties from the Water Level Response to Earth Tides // *Ground Water*. Vol. 49, No. 4, July-August. 2011. P. 600–610.
159. *Doan M.L., Brodsky E.E., Priour R., Signer C.* Tydal analysis of borehole pressure – A tutorial. Schlumberger Research report. 2006. – 62 p.
160. *Doan M.L., Cornet F.H.* Small pressure drop triggered near a fault by small teleseismic waves // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 258. No. 1-2. P. 207–218.
161. *Elkhoury J.E., Brodsky E.E., Agnew D.C.* Seismic Waves Increase Permeability // *Nature Letters*. Vol. 441/29 June 2006. P. 1135–1138. DOI:10.1038/nature04798.
162. *Elkhoury J.E., Niemeijer A., Brodsky E.E., Marone C.* Laboratory observations of permeability enhancement by fluid pressure oscillation of in situ fractured rock // *J. Geophys. Res.* 116. 2011. B02311.
163. *Fischer T., Matyska C., Heinicke J.* Earthquake-enhanced permeability-evidence from carbon dioxide release following the M L 3.5 earthquake in West Bohemia // *Earth and Planetary Science Letters*. 460. 2017. P. 60-67. DOI: 10.1016/j.epsl.2016.12.001.
164. *Furbish D.J.* The Response of Water Level in a Well to a Time Series of Atmospheric Loading Under Confined Conditions // *Water Resources Research*. Vol. 27, No. 4. April, 1991. P. 557–568.
165. *Gahalaut K., Gahalaut V.K., Chadha R.K.* Analysis of Coseismic Water-Level Changes in the Wells in the Koyna-Warna Region, Western India // *Bulletin of Seismological Society of America*. V. 100 (3). 2010. P. 1389–1394.
166. *Ge S., Stover S.C.* Hydrodynamic response to strike- and dip-slip faulting in a half-space // *J. Geophys. Res.* 105. 2000. P. 25513–25524.
167. *Geologic and hydrologic effects of the MILROW event, Amchitka, Aleutian Islands, Alaska // U.S. Geol. Surv. Rept.* 1971. USGS-474-32. P. 85.
168. *Gomberg J., Felzer K., Brodsky E.* Earthquake Dynamic Triggering and Ground Motion Scaling // *Proc. of 4th International Workshop on Statistical Seismology*. 9–13 January, 2006. Kanagawa, Japan. P. 45–51.
169. *Gonzales D.D., Wollitz L.E.* Hydrogeological effects of the Cannikin event // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1972. Vol. 62, no 6. P. 1527–1542.

170. *Gorbunova, E.* Large-Scale Explosion and Induced Seismicity: Geological, Structural, and Hydrogeological Impacts. *Pure and Applied Geophysics*. 2021. 178(4). P. 1223–1234
171. *Gorbunova E.M.* Peculiarities of radionuclide distribution within rock destruction zones (by the example of the objects at the Semipalatinsk Test Site) // *Uranium, Mining and Hydrogeology*. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag. 2008. P. 531–537.
172. *Gorbunova E.M.* Typification of Radioactive Contamination Conditions in Ground Water at the Semipalatinsk Test Site // *Uranium in the Environment. Mining Impact and Consequences*. Freiberg, Springer. 2005. P. 823–829.
173. *Gorbunova E.M., Besedina A.N.* Study of the hydrogeological responses from the far earthquakes // *SGEM2019 Conference Proceedings 1. Issue 1.2*. 2019. P. 507–514.
174. *Gorbunova E.M., Besedina A.N., Vinogradov E.A.* Reaction of the fluid saturated collector during the propagation of the seismic waves // *AIP Conference proceedings*. 2051, 020100 (2018a). DOI: 10.1063/1.5083343.
175. *Gorbunova E.M., Besedina A.N., Vinogradov E.A.* Water level response recorded at Russian Platform to remote earthquakes // *SGEM 2018 Conference Proceedings 18. Issue 1.2*. 2018b. P. 759–766.
176. *Gorbunova E.M., Subbotin S.B.* Study of the radionuclide transport by underground water at the Semipalatinsk Test Site // *Uranium Mining and Hydrogeology. The new uranium mining boom. Challenge and lessons learned*. Freiberg. Germany. 2011. P. 335–342.
177. *Gorbunova E., Vinogradov E., Besedina A.* Aquifer properties distant control // *17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM) 2017, 29 June–5 July, 2017, Albena, Bulgaria. Conference proceedings. Volume 17. Science and Technologies in Geology, Exploration and Mining. ISSUE 12*. 2017a. P. 71–78.
178. *Hassan A., Pohlmann K., Chapman J.* Modeling groundwater flow and transport of radionuclides at Amchitka Island's Underground Nuclear Tests: Mirlow, Long Shot, and Cannikin. Nevada Operations Office. U.S. Department of Energy. Las Vegas. Nevada. 2002. – 338 p.
179. *He A., Singh R.P., Sun Z., Ye Q., Zhao G.* Comparison of Regression Methods to Compute Atmospheric Pressure and Earth Tidal Coefficients in Water Level Associated with Wenchuan Earthquake of 12 May 2008 // *Pure Appl. Geophys.* 173. 2016. P. 2277–2294.
180. *Hsieh P., Bredehoeft J., Farr J.* Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis // *Water Resources Res.* 1987. V. 23. P. 1824–1832.
181. *Hussein M.E., Odling N.E., Clark R.A.* Borehole water level response to barometric pressure as an indicator of aquifer vulnerability // *Water resources research*. Vol. 49. 2013. P. 7102–7119.
182. *Ingebritsen S. E., Manga M.* Earthquakes: Hydrogeochemical precursors // *Nature Geoscience*. 7 (10). 2014. P. 697–698.
183. *Kabychenko N.V., Gorbunova E.M., Besedina A.N.* Deformation mode of water-saturated collector by precision hydrogeological monitoring // *AIP Conference Proceedings 2167, 020142* (2019), <https://doi.org/10.1063/1.5132009>
184. *Kabychenko N.V., Gorbunova E.M., Besedina A.N.* Study of Amplitude-Frequency Characteristics of Water-Saturated Collector // *AIP Conference Proceedings 2310, 020128* (2020); <https://doi.org/10.1063/5.0034394>
185. *Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // *Rep. Prog. Phys.* 2004. Vol. 67, P. 1429–1496.
186. *Khalturin V.I., Rautian T.G., Richards P.G.* Seismic signal strength of chemical explosions // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1998. 88(6). P. 1511–1524.
187. *King C.-Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H.* Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 04, No. B6. P. 13073–13082.
188. *King C.-Y., Manga M.* Hydrological, geochemical and geophysical changes related to earthquakes and slow-slip events: introduction // *Pure and Applied Geophysics*. Vol. 175. 2018. P. 2407–2409.

189. *Kinoshita C., Kano Y., Ito H.* Shallow crustal permeability enhancement in central Japan due to the 2011 Tohoku earthquake // *Geophysical research Letters*. 2015. 42. P. 1–8. DOI: 10/1002/2014GL062792.
190. *Kissin I., Grinevsky A.* Main features of hydrogeodynamic earthquake precursors. *Tectonophysics*. 178 (2–4). 1990. P. 277–286.
191. *Kitagawa Y., Itaba S., Matsumoto N., Koizumi N.* Frequency characteristics of the response of water pressure in a closed well to volumetric strain in the high frequency domain // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116, No. B08301. P. 1–12. DOI:10.1029/2010JB007794/.
192. *Kitagawa Y., Koizumi N., Takahashi M., Matsumoto N., Sato T.* Changes in groundwater levels or pressures associated with the 2004 earthquake off the west coast of northern Sumatra (M9.0) // *Earth Planets Space*. 58. 2006. P. 173–179.
193. *Knox B. J., Rawson D. E., Korver J. A.* Analysis of a Groundwater Anomaly Created by an Underground Nuclear Explosion // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70, No. 4. P. 823–835.
194. *Kocharyan G.G., Vinogradov E.A., Gorbunova E.M., Kabychenko N.V., Pavlov D.V., Svintsov I.S.* Special features of tides in precise measurements of ground water level // *SGEM 2010. Conference Proceedings 10. Volume II. Bulgaria*. 2010. P. 67–74.
195. *Kopylova G., Boldina S.* Preseismic groundwater ion content variations: observational data in flowing wells of the Kamchatka peninsula and conceptual model // *Minerals*. 2021. 11. 731. <https://doi.org/10.3390/min11070731>.
196. *Kuempel H.-J., Chadha R.K., Ramana D.V., Ravi M.* In-situ Pore Pressure Variations in Koyna-Warna – A Promising Key to Understand Triggered Earthquakes // *Journal Geological Society of India*. 2017. Vol. 90. P. 678–683.
197. *Lai G., Ge H., Wang W.* Transfer functions of the well-aquifer systems response to atmospheric loading and Earth tide from low to high-frequency band // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. Vol. 118. P. 1904–1924. DOI:10/1002/jgrb.50165.
198. *Lai G., Ge H., Xue L., Brodsky E., Huang F., Wang W.* Tidal response variation and recovery following the Wenchuan earthquake from water level data of multiple wells in the near field // *Tectonophysics*. 2014. 619–620, P. 115–122.
199. *Lee T.-P., Chia Y., Yang H.-Y., Liu C.-Y., Chiu Y.-C.* Groundwater Level Changes in Taiwan Caused by The Wenchuan Earthquake // *Pure Appl. Geophys.* 169. 2012. P. 1947–1962.
200. *Liao X., Wang C.-Y., Liu C.-P.* Disruption of groundwater systems by earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 42. 2015. P. 9758–9763. DOI:10.1002/2015GL066394.
201. *Linde A., Sacks I., Johnston M., Hill D., Bilham R.* Increased pressure from rising bubbles as a mechanism for remotely triggered seismicity // *Nature*. 1994. V. 371. P. 408–410.
202. *Liu C., Huang M.-W., Tsai Y.-B.* Water level fluctuations induced by ground motions of local and teleseismic earthquakes at two wells in Hualien, Eastern Taiwan // *TAO*. Vol. 17. No. June 2006. P. 371–389.
203. *Liu W., Manga M.* Changes in permeability caused by dynamic stress in fractured sandstone // *Geophysical Research letters*. Vol. 36. L20307. 2009. P. 1–4.
204. *Liu L., Roeloffs E., Zheng X.* Seismically induced water level fluctuations in the Wali well, Beijing, China // *J. Geophys. Res.* 94. 1989. P. 9453–9462.
205. *Luca G.D., Carlo G.D., Tallini M.* A record of changes in the Gran Sasso groundwater before, during and after the 2016 Amatrice earthquake, central Italy // *Scientific reports*. 2018. V. 8. No. 15982. DOI:10.1038/s41598-018-34444-1.
206. *Ma Y., Huahg F.* Coseismic water level changes induced by two distant earthquakes in multiple wells of the Chinese mainland // *Tectonophysics*. 694. 2017. P. 57–68.
207. *Manga M., Beresnev I., Brodsky E.E., Elkhoury J.E., Elsworth D., Ingebritsen S., May D.C., Wang C.Y.* Changes in permeability caused by transient stresses: field observations, experiments and mechanisms // *Review of Geophysics*. 50. 2012. DOI: 10.1029/2011RG000382.
208. *Manga M., Wang C.-Y.* Earthquake hydrology. In *Treatise on Geophysics*. Edi G. Schubert. Elsevier. Amsterdam. 2007. V. 4. P. 293–320.

209. *Manga M., Wang C.-Y., Shirsaei M.* Increased stream discharge after 3 September 2016 M_w 5.8 Pawnee, Oklahoma earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 43. 2016. P. 1–7. DOI: 10.1002/2016GL071268.
210. *Matsumoto N., Roeloffs E.A.* Hydrological response to earthquakes is the Haibara well, central Japan – II. Possible mechanism inferred from time-varying hydraulic properties // *Geophys. J. Int.* 2003. 155. P.899–913.
211. *Montgomery D.R., Manga M.* Streamflow and water well responses to earthquakes // *Science.* 300. 2003. P. 2047–2049.
212. *Norbeck J.H., Rubinstein J.L.* Hydromechanical earthquake nucleation model forecasts onset, peak and falling rates of induced seismicity in Oklahoma and Kansas // *Geophysical Research Letters.* 45. 2018. P. 2963–2975. DOI.org/10.1002/2017GL076562.
213. *Okada Y.* Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82. 1992. P. 1018–1040.
214. *Pavlov D.V., Besedina A.N., Gorbunova E.M., Ostapchuk A.A.* (2020). Response of an aquifer to the passage of seismic waves in the close-in zone of a ripple-fired explosion in a mine // International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering. Norwegian Group for Rock Mechanics. EUROCK2020 Symposium Proceedings (physical event not held). ISBN 978-82-8208-072-9. ISRM-EUROCK-2020-166.
215. *Quilty E.G., Roeloffs E.A.* Water-level changes in response to the 20 December 1994 earthquake near Parkfield, California // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87. 1997. P. 310–317.
216. *Rahi K.A., Halihan T.* Identifying aquifer type in fractured rock aquifers using harmonic analysis // *Ground water.* Vol. 51, No. 1. January-February 2013. P. 76–82.
217. *Ritzi R., Sorooshian S., Hsieh P.* The Estimation of Fluid Flow Properties from the Response of Water Levels in Wells to the Combined Atmospheric and Earth Tide Forces // *Water Resources Research.* Vol. 27, No. 5. May, 1991. P. 883–893.
218. *Roeloffs E. A.* Hydrologic precursors to earthquakes: A review // *Pure and Applied Geophysics,* 126 (2). 1988. P. 177–209.
219. *Rojstaczer S.* Intermediate period response of water levels in wells to crustal strain: sensitivity and noise level // *Journal of Geophysical research.* Vol. 93, No. B11. November 10, 1988. U.S. Geological Survey, Menlo Park, California. P. 13619–13634.
220. *Rojstaczer S., Agnew D.* The Influence of Formation Material Properties on the Response of Water Levels in Wells to Earth Tides and Atmospheric Loading level // *Journal of Geophysical research.* Vol. 94, No. B9. September 10, 1989. U.S. Geological Survey, Menlo Park, California. P. 12403–12411.
221. *Rojstaczer S., Wolf S., Michel R.* Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes // *Nature.* 373. 1995. P. 237–239.
222. *Rutter H.K., Cox S.C., Dudley Ward N.F., Weir J.J.* Aquifer permeability change caused by a nearfield earthquake, Canterbury, New Zealand // *Water Resources Research.* 52. 2016. P. 8861–8878. DOI: 10.1002/2015WR018524.
223. *Shalev E., Kurson I., Doan M.-L., Lyakhovsky V.* Sustained water-level changes caused by damage and compaction induced by teleseismic earthquakes // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2016. V. 121. No. 7. P. 1–12. DOI:10.1002/2016JB013068.
224. *Shi Z., Wang G.* Earthquakes switch aquifers from confined to semi-confined // *American Geophysical Union.* 2016. DOI: 10.1002/2016GL070937.
225. *Shi Z., Wang G., Liu C., Mei J., Wang J., Fang H.* Coseismic response of groundwater level in the Three Gorges well network and its relationship to aquifer parameters // *Chinese Science Bulletin.* September 2013. Vol. 58. P. 3080–3087. DOI: 10.1007/s11434-013-5910-3.
226. *Shi Z., Wang G., Manga M., Wang C.-Y.* Mechanism of co-seismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the Chinese mainland // *Earth. Planet. Sci. Let.* 2015. Vol. 430. P. 66–74.
227. *Shi Z., Wang G., Wang C.-Y., Manga M., Liu C.* Comparison of hydrogeological responses to the Wenchuan and Lushan earthquakes // *Earth. Planet. Sci. Let.* 2014. Vol. 391. P. 193–200.

228. *Sil S., Freymueller J.T.* Well water level changes in Fairbanks, Alaska, due to the great Sumatra-Andaman earthquake // *Earth Planets Space*. 58. 2006. P. 181–184.
229. *Sun X., Wang G., Yang X.* Coseismic response of water level in Changping well, China, to the M_w 9.0 Tohoku earthquake // *Journal of Hydrology*. 531. 2015. P. 1028–1039.
230. *Sun X., Xiang Y., Shi Z.* Changes in Permeability Caused by Two Consecutive Earthquakes – Insights from the Responses of a Well-Aquifer System to Seismic Waves // DOI: 10.1029/2019GL084704.
231. *Vinogradov E.A., Besedina A.N., Gorbunova E.M., Svintsov I.S.* Precision monitoring of underground water conditions disturbed by technogenic cause // *SGEM 2015 Conference Proceedings* 15. Issue 1.2. Bulgaria. 2015. P. 563–570.
232. *Vinogradov E., Gorbunova E., Besedina A.* Study of fractured collector state change with recurrent pumping // *SGEM 2016 Conference Proceedings*. 2016. Book1. V. 1. P. 997–1004.
233. *Vinogradov E., Gorbunova E., Besedina A., Kabychenko N.* Earth Tide Analysis Specifics in Case of Unstable Aquifer Regime // *Pure and Applied Geophysics*. Vol. 174. N 6. 2017. ISSN 0033-4553. DOI 10.1007/s00024-017-1585-z.
234. *Volkova E.V., Gorbunova E.M., Rastorguev I.A.* Evaluation of fractured aquifer bottom position according to groundwater level observation data in the region of underground nuclear explosion execution // *International Conference “Finite-Elements Models, Modflow and More 2004. Solving Groundwater Problems”*. Carlsbad, 13-16 September 2004. Carlovy Vary, Czech Republic. 2004. P. 159–162.
235. *Wakita H.* Water level as possible indicators of tectonic strain // *Science*. 1975. №. 189. P. 553–555.
236. *Wang C.-Y.* Liquefaction beyond the Near Field // *Seismological Research Letters*. 78 (5). 2007. P. 512–517.
237. *Wang C.-Y., Chia Y.* Mechanism of water level changes during earthquakes: Near field versus intermediate field // *Geophysical Research Letters*. 2008. Volume 35. L12402. P. 1–5. DOI: 10.1029/2008GL034227.
238. *Wang C.-Y., Chia Y., Wang P.-l., Dreger D.* Role of S waves and Love waves in coseismic permeability enhancement // *Geophysical Research Letters*. 2009. 36. L09404. P. 1–5. DOI:10.1029/2009GL037330.
239. *Wang C.-Y., Manga M.* *Earthquakes and Water*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. – 228 p.
240. *Wang, C.-Y., Wang C.-H., Kuo C.-H.* Temporal change in groundwater level following the 1999 (Mw 7.5) Chi-Chi earthquake, Taiwan // *Geofluids*. 4. 2004. P. 210–220.
241. *Wenzel H.G.* Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // *BIM*. 1994. № 118. P. 8719-8721.
242. *Xiang Y., Sun X., Gao X.* Different coseismic groundwater level changes in two adjacent wells in a fault-intersected aquifer system // *Journal of Hydrology*. 578. 2019. DOI: 10.1016/j.hydrol.2019.124123.
243. *Xue L., Brodsky E.E., Erskine J., Fulton P.M., Carter R.* A permeability and compliance contrast measured hydrogeologically on the San Andreas Fault // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. February 2016. P. 1–15. DOI: 10.1002/2015GC006167.
244. *Xue L., Li H.-B., Brodsky E.E., Xu Z.-Q., Kano Y., Wang H., Mori J.J., Si J.-L., Pei J.-L., Zhang W., Yang G., Sun Z.-M., Huang Y.* Continuous Permeability Measurements Record Healing Inside the Wenchuan Earthquake Fault Zone // *Science*. 2013. Vol. 340. P. 1555–1559.
245. *Yan R., Woith H., Wang R.* Groundwater level changes induced by the Tohoku earthquake in Cnine mainland // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 199. P. 533–548. DOI: 10/1093/gji/ggu196.
246. *Yang Zhu-Zhuan, Deng Zhi-hui, Zhao Yun-xu, Zhu Pei-yao.* Preliminary study on coseismic step-like changes of water-level in the Dazhai well, Simao city, Yunnan Province // *Acta seismologica sinica*. 2005. Vol. 18, No. 5. P. 611-617.
247. *Zhang S., Shi Z., Wang G., Zhang Z.* Quantitative Assessment of the Mechanisms of Earthquake-Induced Groundwater-Level Change in the MP Well, Three Gorges Area // *Pure and Applied Geophysics*. August 2017. DOI: 10.1007/s00024-017-1643-6.

248. *Zhang Y., Fu L.-Y., Ma Y., Hu J.* Different hydraulic responses to the 2008 Wenchuan and 2011 Tohoku earthquakes in two adjacent far-field wells: the effect of shales on aquifer lithology // *Earth, Planets and Space*. 2016. P. 1–16. DOI 10.1186/s40623-016-0555-5.