

АХВЕРДЯН Л.А., ПАШАЯН Р.А.

**ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
И ЭЛЕКТРОУПРУГИЕ ЭФФЕКТЫ,
ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ
НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ**

Е Р Е В А Н 2001

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԳԵՈՖԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՍՄՈԼՈԳԻԱՅԻ
ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ԳԱՌՆԻԻ ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ԴԻՏԱՐԱՆ

ՀԱԽՎԵՐԴՅԱՆ Լ.Ա., ՓԱՇԱՅԱՆ Ռ.Ա.

*ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻՆ ՆԱԽՈՐԴՈՂ ՀԻՂՈՒԵՐԿՐԱ-
ԴԻՆԱՄԻԿԱԿԱՆ ԵՎ ԵԼԵԿՏՐՈՆԱՈՋԳԱԿԱՆ
ԷՖԵԿՏՆԵՐԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՏԱՐԱԾՔՈՒՄ*

ՀՀ ԳԱԱ «Գիտություն» հրատարակչություն

ԵՐԵՎԱՆ 2001

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ
СЕЙСМОЛОГИИ

ГАРНИЙСКАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ

АХВЕРДЯН Л.А., ПАШАЯН Р.А.

*ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРОУПРУГИЕ
ЭФФЕКТЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ*

Издательство "Гитутюн" НАН РА

Е Р Е В А Н 2001



УДК 550.888.438

ББК 26.21

А 950

Печатается по решению ученого совета Института геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

Ответственный редактор:

кандидат геолого-минералогических наук **А.Л.Ананян**

Книгу рекомендовал к печати рецензент:

кандидат геолого-минералогических наук **Г.А.Туманян**

А 950 Ахвердян Л., Пашаян Р.
Ер.: "Титутюн", 2001 — 218с.

В книге изложены результаты гидрогеодинамических и электроупругих эффектов, предшествующих землетрясениям на территории Армении. В основном были использованы данные гидрогеодинамических скважин НССЗ при Правительстве РА. Приводятся также теоретические расчеты, касающиеся гидрогеодинамическим и электроупругим эффектам.

Книга предназначена для широкого круга читателей: инженеров, геофизиков, научных сотрудников, студентов ВУЗ-ов, а также аспирантов, специализирующихся в области геофизики.

А 20804-107 1904050000
703(02)-2001

ISBN 5-8080-0470-5

© Издательство "Титутюн" НАН РА, 2001

ББК 26.21

ПРЕДИСЛОВИЕ

Произошедшие в последние годы сильные землетрясения наглядно показали, что несмотря на длительные исследования и значительные затраты, прогноз землетрясений на сегодняшний день так и остается желаной мечтой человечества.

Однако, в последующее время появились обоснованные надежды на значительный прогресс в проблеме прогноза землетрясений. Эти надежды связаны с тем, что исследованиями последних лет в рассматриваемой проблеме выявлены значительные возможности применения гидрогеодинамических и электроупругих методов. Возможно, что эти методы могут внести свою лепту в деле прогноза землетрясений.

К гидрогеодинамическим предвестникам землетрясений относятся эффекты, связанные с воздействием процессов подготовки землетрясений на динамику флюидов (воды, нефти), распространенных в верхних зонах земной коры. Метод изучения гидрогеодинамических предвестников получил широкое внедрение в практику прогностических исследований за последние 15-20 лет. За эти годы усовершенствовались принципы организации и приема наблюдений, способы обработки и интерпретации данных.

Работы по изучению режима подземных вод с целью выявления предвестников сильных землетрясений в

Армении начаты с 1986 года. До Спитакского землетрясения (7 декабря 1988г.) на территории были размещены 6 наблюдательных скважин (Управление геологии Армении), входящих в региональную сеть наблюдений на Кавказе. На основании изучения региональных закономерностей режима подземных вод и обработки данных получены гидродеформационные поля (Г.С.Вартанян, Г.В.Куликов), которые характеризуют напряженное состояние недр.

Метод гидрогеодинамических предвестников впервые применен нами в Армении. В работе показаны возможности применения данного метода на базе использования данных по уровню подземных вод скважин наблюдательной сети.

В результате исследований выявлены гидрогеологические предвестники землетрясений. Установлена определенная связь между параметрами сейсмических событий и гидрогеологических предвестников. Отмечены особенности проявления гидрогеодинамических предвестников, исходя из сложности геолого-тектонического строения земной коры исследуемой площади.

К электрическим предвестникам землетрясений относятся эффекты, связанные с изменением электрического сопротивления горных пород.

Метод изучения электроупругих эффектов получил широкое внедрения в 50-х и развивался в 70-90 годах.

Глава I. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОУПРУГИХ ПРЕДВЕСТНИКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

1.1 Современное состояние исследований гидрогеодинамических и электроупругих предвестников землетрясений

Гидрогеодинамические эффекты, предшествующие землетрясениям, известны сравнительно давно. Однако, метод гидрогеодинамических предвестников получил научное обоснование и внедрение в практику прогностических исследований за последние 10-15 лет.

Исследования, проводимые по гидрогеологии в связи с проблемой землетрясений, показали возможность использования метода гидрогеодинамических предвестников для прогноза времени землетрясений. Изучалось влияние процессов, развивающихся в зоне очага в период подготовки землетрясения на динамику флюидов, заполняющую порово-трещинное пространство и приводящее к изменению движения, химического состава, температуры и других характеристик подземных вод.

Китайские ученые приводят около 15 примеров, охватывающих период с 94 г. н.э. по 1973 г. [121], когда повышение или понижение уровня вод перед землетрясениями составляли от сантиметров до нескольких метров. В зоне

китайских землетрясений 1966г. уровень воды ежедневно замерялся приблизительно в 70 неглубоких скважинах (от 10 до 20м). Перед роем землетрясений в двух неглубоких скважинах, расположенных от эпицентра на расстоянии 20 и 50км, наблюдалось повышение уровня воды на 10-20см. Изменение уровня воды используется для краткосрочного прогнозирования в этом районе. В нескольких районах Китая контролируется также температура воды в скважинах, как возможный показатель предварительных изменений. Необычные изменения состава воды в скважинах, такие как бурления, изменение цвета, помутнение и необычный запах отмечались незадолго до землетрясения.

В результате исследований авторы в дальнейшем предполагают выявить надежную связь между сейсмическим режимом и режимом подземных вод. Одновременно они считают, что изменение напряженно-деформированного состояния горных пород в области подготовки сейсмических событий, приводит к развитию упругих деформаций водонасыщенных пород. Здесь следует отметить, что величина деформации, которая распространяется из области готовящегося очага землетрясения, колеблется в пределах порядка единиц от 10^{-4} до 10^{-8} . Сопоставление натурных и теоретических исследований позволило установить, что предвестники немеханической природы можно ограничить деформациями порядка 10^{-8} [34]. Авторы считают, что приливные вариации уровня, фиксируемые

при прецизионных измерениях, имеют тот же порядок (10^{-8}), можно ожидать, что деформации, предшествующие землетрясениям, будут вызывать аномальные вариации уровня (напора) подземных вод большой амплитуды и продолжительности.

Наблюдения на гидрогеологических скважинах о.Кунашир показали, что за 5-9 дней до землетрясения начинается медленное падение уровня подземных вод с последующей его стабилизацией и резким восстановлением [80]. Многие исследователи предполагают, что подобное колебание уровня подземных вод является гидрогеодинамическим предвестником землетрясений, в связи с чем предлагается возможный механизм формирования подобного предвестника. Авторы приходят к выводу, что исследование гидрогеодинамических предвестников землетрясений неотделимо от изучения режима подземных вод и основных режимообразующих факторов. Под режимом понимают развитие во времени процессов формирования подземных вод, определяющих изменения их количественных и качественных показателей.

Исследование режима подземных вод для выделения гидрогеодинамических предвестников проводилось на базе наблюдений за режимом подземных вод в Ленинабадской области (Средняя Азия) по трем скважинам [49].

Цель этих исследований - отработка методики поиска гидрогеодинамических предвестников землетрясений. В

результате этих работ была установлена высокая информативность прецизионных измерений уровня подземных вод. Они позволили выявить малоамплитудные вариации уровня различной природы, изучить влияние вариаций атмосферного давления на уровень подземных вод, близких по своему характеру к приливным процессам.

Авторы, не учитывали природы основных процессов, оказывающих влияние на подземные воды, так как главным режимообразующими факторами могут являться метеорологические, гидрогеологические, космические, геологические и техногенные факторы.

Известно, что в вариациях уровня подземных вод в открытых пьезометрических скважинах присутствуют строго периодические колебания, обусловленные приливными деформациями насыщенных горных пород. Исходя из этих соображений, авторами [11] в результате исследований земноприливных колебаний уровня подземных вод, проводимых на скважине "Обнинск" в 1986-1987 гг., получены зависимости между амплитудами и фазами приливообразующего потенциала основных приливных волн, определены величины коэффициентов барометрической и приливной эффективности наблюдательной системы скважина-пласт.

В работе [49] показано, что краткосрочные гидрогеологические эффекты могут являться показателями геодинамической активности. С этой целью использованы данные

по скважинам, расположенным в зоне Передового Копетдагского разлома и в некоторых платформенных районах Туркмении. Продолжительность наблюдений за уровнем подземных вод от 1 до 11.5 лет. Краткосрочные вариации уровня отмечаются по скважинам, расположенным лишь в зоне Передового Копедагского разлома. По форме сигнала среди вариаций уровня подземных вод преобладают ступенчатые падения и подъем уровня. Продолжительность эффектов не более одних суток. В результате выявлено, что краткосрочные гидрогеологические эффекты такого рода являются индикаторами геодинамических процессов, протекающих в высокосейсмических зонах.

Исследования реакции подземных вод на современные движения земной коры рассмотрены в работе [50].

Наблюдения проводились по группе скважин (имеющих глубину от 960 до 2010м и вскрывающих изолированную водонапорную систему), режим которых подвержен влиянию изменений напряженно-деформированного состояния среды. Изменения уровня подземных вод в скважинах сопоставлялись с данными нивелирования по близлежащим реперам. За период наблюдений (1980-1984гг.) выявлено, что изменения уровня подземных вод хорошо коррелирует с ходом современных вертикальных движений по соответствующим реперам. При этом колебания уровня вод находятся в противофазе с вертикальными движениями земной коры.

Полученные результаты показали, что наблюдения за уровнем подземных вод при соблюдении определенных методических требований могут служить дополнением к геодезическим исследованиям современных движений земной коры и позволяют регистрировать подвижки крипового типа.

В зоне разлома Сан-Андреас [117] проведены наблюдения за изменениями уровня грунтовых вод в скважине, пробуренной до глубины 152м. В скважине перед землетрясениями с эпицентрами на разломе Сан-Андреас наблюдались "бухтообразные" (опускание-подъем) колебания уровня воды. Двум землетрясениям, эпицентры которых расположены на расстоянии 16км от разлома Сан-Андреас, не предшествовали заметные вариации уровня воды в скважине. Землетрясения с предвестниками "по уровню воды" не сопровождалось резкими колебаниями уровня, в то время как сейсмические криповые подвижки вдоль разлома в 40% случаев сопровождалось такими колебаниями. Из 17 криповых подвижек 6 предшествовали трем землетрясениям, подвижки составляли пары и совпадали с опусканием и подъемом уровня воды перед землетрясением. Результаты наблюдений могут быть объяснены как дилатансионным, так и дислокационным механизмом процесса подготовки землетрясений.

Киссин И.Г. [51] в своих исследованиях показал, что для оценки деформаций, по данным гидрогеологических наблю-

дений, необходим учет тензочувствительности системы скважина-пласт. Им рассмотрен механизм тензочувствительности системы скважина-пласт в разных геолого-структурных и гидрогеологических условиях. С этим механизмом связана нелинейная зависимость наблюдаемых гидрогеодинамических эффектов от деформации.

Сложность проводимых работ, связанных с выделением гидрогеодинамических предвестников землетрясений заключается в определении причин изменения напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород. В большинстве случаев аномальные колебания уровня вод объясняется процессами, развивающимися непосредственно в области очага землетрясения. В остальных случаях аномалии связаны с другими геодинамическими процессами. Колебания уровня подземных вод, связанные с процессами подготовки землетрясений, характеризуются значительными временными и амплитудными диапазонами.

Повышение результативности наблюдений за гидрогеодинамическими процессами может быть достигнуто при учете свойств тензочувствительности (если аномально высокая тензочувствительность создает условия для появления ложных предвестников, то аномально низкая — сопутствует отсутствию предвестников), размещении наблюдательных систем на участках с различной тензочувствительностью.

Проведены также исследования электрического сопротивления горных пород при поиске предвестников землетрясений.

В работе Садовского М.А. и Нерсесова И.А. [87] дается оценка перспективности различных подходов к проблеме прогноза землетрясений. Основные надежды в настоящее время возлагаются на поиски косвенных предвестников землетрясений.

В другой работе [88] этих авторов на примере работ на Гармском полигоне показан характер изменения отдельных геофизических величин и их совокупности перед землетрясением. Изучение кажущегося электрического сопротивления земной коры показало, что перед землетрясением наблюдалось понижение значений кажущегося сопротивления. Были проведены также наблюдения за атмосферным электричеством в трех точках на станции Гарм, Чусал и Чинь-Дора. Перед землетрясением 25-ого декабря 1977г. сильный сигнал наблюдался на всех трех станциях. Электрический сигнал раньше всех проявился на самой отдаленной от эпицентра станции Чинь-Дора, затем на Гарме и, наконец, на ближайшей к эпицентру станции Чусал. Наибольшие возмущения наблюдались примерно за сутки до землетрясения. Эти наблюдения сопоставлялись в связи с имеющимися данными о свечении атмосферы перед землетрясением.

В пределах Гармского геофизического полигона режимные наблюдения показали, что электрическое сопротивление горных пород на глубине уменьшается за 2-3 месяца перед близкими землетрясениями. Предполагается, что поводом землетрясения может служить уменьшение прочности горных пород критических напряжений в очаге за счет увеличения порового давления жидкости. Рассматривается гипотеза связи прочности с удельным электрическим сопротивлением горной породы [15].

В работе Барсукова О.М. и Сорокина О.Н. [18] указывается на эксперимент, проведенный в течении 5-ти лет в Гармском районе, целью которого являлось выяснение существования зависимости между ρ_k во времени и моментами сильных местных землетрясений. Минимум ρ_k совпадает с моментами относительно сильных местных землетрясений. Когда ρ_k меняется слабо, сильные землетрясения отсутствуют. Функционально связанными оказались ρ_k и прочность породы, что и определяет перспективы электрометрии как метода краткосрочного прогноза землетрясений.

В работе [19] приведены также результаты исследования вариаций кажущегося сопротивления горных пород ρ_k во времени. Корреляция между минимумами кривой ρ_k и моментами сильных местных землетрясений объясняется на основе гипотезы о проникновении воды в расширяющуюся в процессе подготовки землетрясения очаговую зону.

В работе Альтгаузен Н.М. и Барсукова О.М. по исследованию двух участков Гармского сейсмополигона указывается, что кривая вариаций электропроводности имеет ярко выраженный суточный ход. В момент местного землетрясения наблюдались изменения ориентировки вектора напряженности экспериментального поля, однако такие же вариации наблюдались и в сейсмически спокойные периоды [6].

В работах Барсукова О.М. [14] дается оценка ожидаемого эффекта изменения кажущегося сопротивления горных пород при изменениях давления, предшествующих землетрясениям. На сеймостанции Чусал, в долине р.Сурхоб, были отмечены квазипериодические изменения ρ_k , связанные с изменением уровня реки.

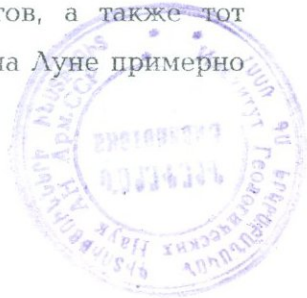
В работе Барсукова О.М. и Краснюка П.Д. и др. [16] дана ориентировочная оценка размеров зоны подготовки землетрясения по измерению электрического сопротивления горного массива. Результаты экспериментального исследования изменений во времени кажущегося электрического сопротивления горных пород ρ_k , связанных с подготовкой землетрясения в районе проведения эксперимента. Оценка размера зоны подготовки землетрясения дается на основе сравнения величины эффекта на двух приемных станциях, удаленных на разные расстояния от эпицентра.

В работе Барсукова О.М. и Муталиева Н.Н. [17] указывается, что на территории Ташкентского геодинамического

полигона были проведены режимные наблюдения вариации ρ_k . На основании эксперимента и допущения о пористой структуре пород в тектонических разломах можно предполагать, что лунные приливы при благоприятных условиях могут вызывать миграцию подземных вод. Это в свою очередь ведет к изменению прочностных свойств перенапряженных участков горных пород на разломах. Чувствительным индикатором такой миграции является метод электрометрии.

В работах Муталиева Н.Н. [65] дана оценка эффекта изменения электросопротивления горных пород в связи с глубинными процессами. Проведенные расчеты свидетельствуют о большой перспективности электрометрических работ, проводимых с целью обнаружения мест накопления избыточных напряжений, проявляющихся в изменении электросопротивления глубинного слоя.

В работе Пухлякова Л.А. [76] излагается гипотеза, согласно которой землетрясения являются следствием электрических разрядов, а накопление необходимого количества электричества для этих разрядов связано с метаморфизмом осадочных пород, оказавшихся в глубинных зонах Земли. В качестве доказательства данной гипотезы приводятся распределение очагов, а также тот факт, что энергия сейсмических явлений на Луне примерно в миллиард раз меньше, чем на Земле.



В работе [108] дан обзор и критический анализ работ в области прогноза предвестников землетрясений. Обсуждается теория упругой отдачи Рейда (1911г.), изложены методические вопросы предсказания землетрясений. В разделе об изменениях электросопротивления изложены физические основы этого метода прогноза землетрясений; приведены данные об изменениях электросопротивления перед землетрясениями в Средней Азии, в Америке и в Японии; оценены достоинства и недостатки методов исследования электросопротивления горных масс с помощью естественных и искусственных источников; проанализированы различия в физических процессах подготовки землетрясений на разных расстояниях от очага и их влияния на характер и время появления электросопротивления в зависимости от эпицентрального расстояния точки измерения.

В работе [110] дан обзор полевых, лабораторных и теоретических работ ряда авторов из СССР, США, Китая и Польши по исследованию электромеханических явлений, связанных с землетрясениями. Подробно обсуждаются лабораторные измерения электросопротивления образцов горных пород при испытаниях в нарастающем поле напряжений вплоть до полного разрушения, особое внимание уделяется интерпретации результатов с позиций дилатантно-диффузионной теории подготовки землетрясений. Обсуждаются результаты полевых измерений электрических характеристик горных пород в различных

районах земного шара в периоды сейсмической активности этих районов. Анализируются пьезоэлектрические и электрострикционные явления, кратко описана предложенная автором теоретическая модель электроупругих эффектов, связанных с очагом землетрясений.

В работе [111] предлагается теоретическая модель используемая для исследования электродинамических явлений (пьезоэлектричества, электрострикции и др.), связанных с землетрясениями. В этой модели связь электрического и механического полей выражается изменением величины механических эффектов полей вдоль электрического поля, а также проявлением дополнительного электрического заряда в результате формирования очага землетрясений. С помощью теории слоистых сред, насыщенных жидкостью, текущей в поровом пространстве (Грег, Нейфех, Гуд, 1974г.), рассмотрены электрокинетические явления, связанные с землетрясениями и вызванные диффузией жидкости в дилатантный объем. Получены общие соотношения, описывающие электрокинетические эффекты, вызванные деформационными процессами в очаге землетрясений. Отмечается ограниченность возникновения электрокинетических явлений ввиду необходимости наличия достаточного объема подземных вод и достаточной проницаемости горных пород дилатантного объема.

В работе [112] указывается о проведении мелкомасштабного электрического зондирования горных пород вдоль

разлома Сан-Андреас в Меленди-Ранч (США, Калифорния). В результате этих исследований не выявлены вариации электросопротивления горных пород, связанных с криповыми подвижками по разлому Сан-Андреас. Отсутствие эффекта объясняется очень слабой зависимостью электросопротивления глинистых пород в районе исследования от деформаций, а также малыми размерами зоны ползучести по сравнению с базой измерений. Проведены теоретические оценки влияния метеорологических факторов на электросопротивление сухих и водонасыщенных горных пород.

В работе [113] анализируется простая модель горизонтально-смещенного сброса (сброса по простиранию) с целью выяснения влияния процесса накопления деформаций на наблюдаемые вариации электросопротивления. Для модели разлома Сан-Андреас найдено, что 50 см сбросовое смещение вызывает вариации электросопротивления около 10%, которые согласно данной модели могут возникнуть лишь более чем за 20 лет. Это противоречит известным наблюдениям больших изменений электросопротивления (более 20%) в течение нескольких месяцев до землетрясения. Расхождение теоретических и экспериментальных данных объясняется недостатками предложенной тектонической модели: упрощенным по сравнению с натурой напряженным состоянием, неучетом вязких и квазивязких свойств горных пород и их неоднородности, а

также крупномасштабных движений подземных вод, отождествлением физико-механических свойств образцов горных пород и горных масс Земли.

В работе [124] обсуждаются результаты измерения электрического сопротивления в фиксированной точке в связи с четырьмя сильными землетрясениями (магнитуда $M=8.0$; 7.5; 7.3; 6.4). Во время этих землетрясений вариометр зарегистрировал скачок электрического сопротивления. При сопоставлении знака эффекта изменения электрического сопротивления обнаруживается хорошее согласие со знаком деформации, полученным из рассмотрения механизма очага. Лишь в одном случае ($M=8.0$) наблюдалось предваряющее аномальное изменение электрического сопротивления за два часа до землетрясения, однако авторы считают, что ничего определенного по поводу прогностического значения электрического сопротивления сказать пока нельзя.

В работе [125] анализируются данные о времени возникновения предвестников землетрясений по изменениям электросопротивления горных пород, наблюдаемым с помощью вариометра электросопротивления Ямазаки.

В работе [126] дан подробный прогноз землетрясений на Камчатке, который проводился непрерывно с 1973г. в научных целях. Использовались три метода прогноза: электрический, по отношению скоростей продольных и поперечных волн и сейсмостатистический. Показано, что с помощью

данных методов можно предсказывать землетрясения с $M=5.5$ за несколько дней до их проявления. Из 12 землетрясений, подвергшихся анализу, 8 было предсказано правильно.

В работе [130] изучался временной ход электросопротивления водонасыщенных составных образцов гранита при взаимном скольжении под действием касательных напряжений с дополнительными сжимающими напряжениями, нормальными к поверхности скольжения. Временной ход электросопротивления характеризуется значительными вариациями, предвещающими внезапное скольжение с высвобождением упругих напряжений, аналогичное происходящему при землетрясении. Перед каждым мгновенным сбросом напряжений наблюдается падение величины электросопротивления на несколько процентов, которое происходит на фоне возрастания касательных напряжений сменяющегося их падением. Минимум электросопротивления совпадает с моментом внезапного высвобождения сдвиговых напряжений величиной в несколько бар. При дальнейшем скольжении после сброса напряжений величина электросопротивления быстро возрастает.

Полученные результаты по электроупругому методу дают возможность применения этого метода для проведения подобных исследований на территории Армении и, в частности, в Араратском сейсмополигоне. Несмотря на сложность применения метода, есть предпосылки, которые

однозначно говорят о том, что метод можно успешно применить, хотя мы себе даем отчет в том, что величина полезного сигнала может оказаться соизмеримым с помехами. Однако современная аппаратура и методы измерения и обработки дают возможность на выделение полезного сигнала. На наш взгляд, возникаемые трудности связаны с электропроводностью Земной коры и подземными водоносными горизонтами.

1.2. Анализ исследований по выявлению гидрогеодинамических предвестников в Армении

В Армении исследования по изучению гидрогеодинамических предвестников были начаты сравнительно недавно. Однако, до этих исследований авторами работы [1] было отмечено влияние сильных землетрясений на режим минеральных вод курорта Арзни за наблюдаемый период от 1968 до 1976гг. В частности, после землетрясения 24.11.1976г. с $M=7.0$, в районе оз.Ван (Турция) на курорте Арзни, в 160км от эпицентра, произошли сильные изменения режима минеральных вод: повысился их напор и дебит, в 2-2.5 раза выросла минерализация. Влияние Спитакского землетрясения (7.12.1988, $M=7.0$) на минеральные воды месторождений Армении отмечено в работе [43], где автор по ряду наблюдений за режимом минеральных вод источников выявил увеличение минерализации вод по трем

скважинам курорта Арзни за 1966-1988 гг. (рис.1), а также слабое изменение минерализации вод курорта Анкаван.

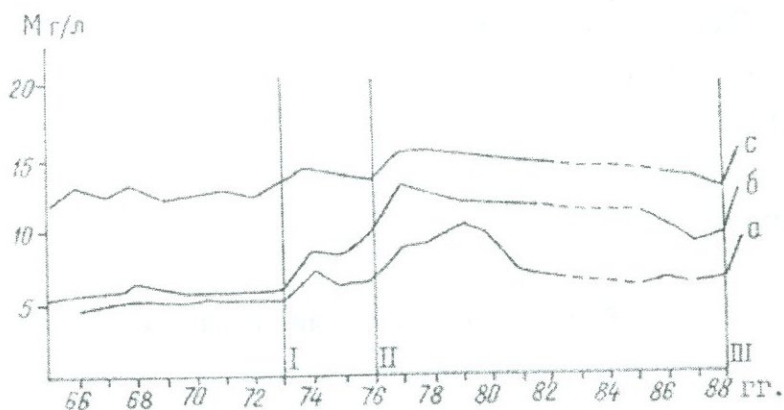


Рис. 1. Изменение минерализации в Арзинских водах (по данным Игумнова В.А.)

а - скважина 1/62, **б** - скважина 3/62, **с** - скважина 6/64.

Землетрясения: I — Ереванское 16.06.73, $M=4.0$

II — Чалдыранское 24.11.76, $M=7.0$

III — Спитакское 07.12.88, $M=7.0$

После Спитакского землетрясения гидрогеологом А.Л.Ананяном [2] в течение почти одного года с интервалом 1-2 месяца были опробованы два источника пресных подземных вод, расположенных в зоне происшедшего землетрясения. Результаты гидрохимических анализов показали сравнительную стабильность минерализации и химического состава контрольного источника ($M=200-250$ мг/л, состав гидрокарбонатно-кальциевый), тогда как анализ воды родника в зоне разлома постоянно показывал резкие изменения. Минерализация менялась от 200 до 700 мг/л.

Изменялся и состав воды от гидрокарбонатно-кальциево-натриевого до гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого.

Работы по поиску геохимических предвестников землетрясений ведутся с 1979 года. Имеются длительные режимные наблюдения [44]. Объекты наблюдений расположены вдоль основных разломов. Наблюдательные скважины характеризуются устойчивыми основными параметрами: Q-дебит, T-температура, ГФ-газовый фактор, M-минерализация; химический и газовый состав. Проводилась корреляция между наблюдаемыми параметрами (исследовались макрокомпоненты, pH, Eh, фтор и растворимый гелий) за шестилетний период, предшествующий Спитакскому землетрясению 1988г. В качестве примера рассматривалось изменение содержания гелия в скважине Арарат, содержание которого измерялось в автоматическом режиме. Интервал в 6 месяцев перед землетрясением показал "характерное снижение" концентраций гелия и подъем после землетрясения. Подобная вариация прослеживалась и перед Эрзрумским землетрясением 1983г. ($M=6.9$).

Работы по наблюдению гидрогеодинамического режима подземных вод Армении проводились в системе Управления геологии с 1966г. Под руководством Вартаняна Г.С. (ВСЕГИНГЕО) была организована наблюдательная сеть, состоящая из шести скважин. Изменения колебания уровня подземных вод после первичной обработки сопоставлялись с сейсмической активностью земной коры. Далее получен-

ный материал обрабатывался по методике гидрогеодеформационного (ГГД) поля, разработанного во ВСЕГИНГЕО Вартанян Г.С. [21,22,23]. Согласно автору [22], формирование гидрогеодеформационного поля Земли устанавливается на основании изучения региональных закономерностей режима подземных вод по обширным территориям. Элементарными ячейками ГГД поля являются коротко живущие структуры деформации. Гидродеформационное поле характеризует напряженное состояние недр и регистрируется по данным наблюдения за режимом подземных вод. При этом величина вариации во времени гидродинамических аномалий служит мерой изменения проницаемости породы, мерой ее деформации.

Ретроспективный анализ данных позволил получить ГГД поле Спитакского землетрясения, указывающее на локальные точки наращивания деформации [23]. После Спитакского землетрясения сеть наблюдений расширилась и наблюдения за уровнем подземных вод велись по 14 скважинам (рис.2).

Исследования по методу гидродинамических (ГГД) предвестников на территории Армении нами проводятся с 1987 года. В результате анализа данных выявлены гидрогеодинамические эффекты, предшествующие землетрясениям, связанные с геодинамическими процессами. Обработка данных по режиму минеральных вод за период с 1989 по 1992 годы позволила выделить гидрогеологические эффек-

ты, предшествующие сильным землетрясениям на территории Армении.



Рис.2. Обзорная карта Республики Армения с указанием сети наблюдательных скважин.

● — наблюдательные скважины.

Сопоставление результатов накломерных и деформографических наблюдений на поверхности земли (полученные в обсерватории Гарни) с данными аномального хода уровня подземных вод показывает, что сжатие водовмещающих

пород приводит к повышению, а растяжение - к понижению уровня (напора) подземных вод.

Интерпретация данных о гидрогеодеформационном поле основана на предпосылке о линейной зависимости между объемными деформациями среды и изменениям давления флюида [51]. Однако применение метода гидрогеодинамических предвестников дает представление о нелинейной такой зависимости. Поскольку, среда с повышенной тензочувствительностью больше реагирует на величину объемной деформации. Применение метода ГГД-предвестников способствует выявлению участков земной коры с повышенной тензочувствительностью. Использование метода требует учета данных о гидрогеологическом режиме подземных вод района исследований, влияния метеорологических факторов на уровень вод, сведений о геодинамических процессах, что в конечном итоге позволит повысить достоверность интерпретации результатов гидрогеодинамических наблюдений.

1.3. Зависимость длительности предвестника от магнитуды землетрясений

Связь между коэффициентами, основанная на различных геофизических полях (время предвестника T , эпицентрального расстояние), и магнитудой землетрясения M изучалась многими авторами [81,82,83], которые пытались установить наличие или отсутствие линейной взаимосвязи

между Т и М. Этот подход позволяет выяснить, каким образом влияние процессов подготовки землетрясений распространяется во времени и пространстве в различных геофизических полях, а также определить смысл информации, поступающей от различных предвестников, исследуя ее в дальнейшем для предсказания землетрясения. Эти взаимосвязи, применяемые к гидрогеологическим предвестникам, были изучены нами для многих землетрясений, происшедших в Армении и сопредельных территориях.

В главе 4 монографии нами исследован материал наблюдений за гидрогеодинамическими предвестниками землетрясений и выбраны наиболее типичные аномалии, варьирующие перед землетрясениями. Для отбора были приняты следующие критерии: данные наблюдений до и после землетрясений; хорошо определенная аномалия по сравнению с колебаниями данных; удовлетворительная точность наблюдений; доказательство, что аномалия не является следствием деятельности человека, изменения атмосферного давления или просачивания атмосферных осадков. Из 114 исследованных случаев аномальных изменений уровня подземных вод, предшествующих сейсмическим событиям, 46 соответствуют указанным критериям (см.табл. 6, гл.4).

По длительности аномального эффекта гидрогеодинамические, так же как и другие предвестники землетрясений, разделяются на краткосрочные (часы,сутки), среднесрочные (месяцы) и долгосрочные (годы). Из числа исследованных

нами гидрогеодинамических эффектов 15% относятся к краткосрочным (1-10 дней), 78% - к среднесрочным (от 10 дней до 1 года) 7% - к долгосрочным (больше года). Как видно из рис.28 (4 глава), амплитуда отклонений уровня подземных вод (А) для среднесрочных предвестников изменяется в широком диапазоне. Представленная связь между А и Т является характеристикой среднесрочных предвестников ($T > 10$), для которых более интенсивные изменения уровня сопровождаются длительными периодами аномальных изменений уровня. Если принять, что связь между значениями А и Т близка к линейной, то это можно выразить уравнением $LgA = 0,52LgT + 0.54$. Коэффициент корреляции между этими значениями = 0.50.

Установлены определенные отношения времени предвестника (основанные на геофизических коэффициентах) к энергии или магнитуде землетрясения. Эти отношения описываются уравнением $LgT = aLgE + b$, где **a** и **b** применяются в широком диапазоне. Так, например, предвестники, основанные на различных электромагнитных коэффициентах, имеют значение 0.17, $< a < 0.49$ и $2.5 < b < 6.9$.

В работе [118] авторами на основе изучения гидрогеодинамических предвестников не было обнаружено отчетливой зависимости времени предвестника от магнитуды. Коэффициент корреляции между LgT и M равен 0.33. При наших исследованиях гидрогеодинамических предвестников получена более отчетливая зависимость времени

предвестника от магнитуды землетрясения с коэффициентом корреляции между LgT и M равным 0.58.

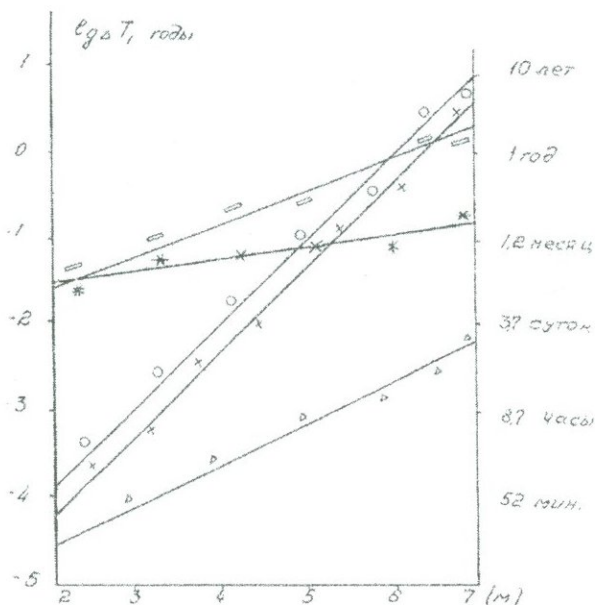


Рис. 2а. График зависимости длительности предвестника (ΔT) от магнитуды (M) (по Зубкову С.И., Мигунову Н.И.).

- - по деформации,
- +
- - по методу сопротивления
- Δ - по теллурическим точкам
- * - по гидрогеодинамике (по автору).

На рис.2а показана зависимость длительности предвестника от силы землетрясения по различным геофизическим полям. На этом же графике приводится зависимость T от M по гидрогеодинамическим предвестникам, полученная нами на территории Армении. Как видно из графика (рис.2а)

существует определенная зависимость длительности гидрогеодинамических предвестников от магнитуды землетрясения.

Полученная зависимость близка к кривой зависимости, полученной по методу сопротивлений, и в самом деле этот предвестник имеет много общего с гидрогеодинамическим предвестником, о чем подробно приводится в главе 4.

Глава II. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОБОСНОВАНИЯ ГИДРОГЕО- ДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

2.1 Геолого-тектоническая обстановка

Район исследования, охватывающий весь регион Армении, представляет собой нагорье, расположенное между средними течениями крупных водных артерий Закавказья — Куры и Аракса.

В геологическом строении территории Республики Армения принимают участие образования всех геологических систем — от докембрийских до антропогена включительно.

По данным авторов [4,25], особенностями геологии Армении являются: интенсивная складчатость серии отложений от эопалеозоя до нижнего плиоцена, выражающаяся в повсеместном смятии пластов, отделенных друг от друга региональными несогласиями, интенсивные новейшие поднятия и относительные погружения, носящие дифференцированный характер и сопровождающиеся разрушительными землетрясениями.

Территория Республики Армения характеризуется зональным строением, обусловленным разграничивающими ее четырьмя разломами глубокого заложения. Это Лалвар-

Мравская, Базумо-Севанская, Анкаван-Сюникская и Ереванская зоны разломов (А.Т.Асланиян, 1958, 1981; А.А.Габриелян, 1959, 1989) (рис. 3, 4). Общекавказские и поперечные к ним разломы выделяются также на карте разломной тектоники фундамента земной коры территории Республики Армения, составленной на основе анализа данных региональных профильных геолого-геофизических исследований и дешифрирования аэрокосмофотоматериалов м-бов от 1:10000 до 1:1000000 [92] (рис.5).



Рис.3. Схема тектонической зональности Республики Армения, составленная А.Т.Асланияном.

1 — номера зон; 2 — границы оротектонических поясов;
3 — границы тектонических зон.



Рис. 4. Тектоническая карта Армянской ССР

Масштаба 1:1000000.

Составили: А.А.Гарбиелян, О.А.Саркисян, Г.П.Симонян.

Условные обозначения: 1 — сбросы; 2 — взбросы;

3 — глубинные разломы; 4 — предполагаемые разломы.

Лалвар-Мравская зона разломов К.Н.Паффенгольцем выделена в качестве главного надвига Малого Кавказа.

По Г.А.Туманяну (1986), территория Республики Армения подразделяется главным образом на три крупные (первого порядка) складчатые зоны СЗ-ЮВ простирания, разграниченные Анкаван-Сюникским и Лалвар-Мравским (рис. 5) разломами.

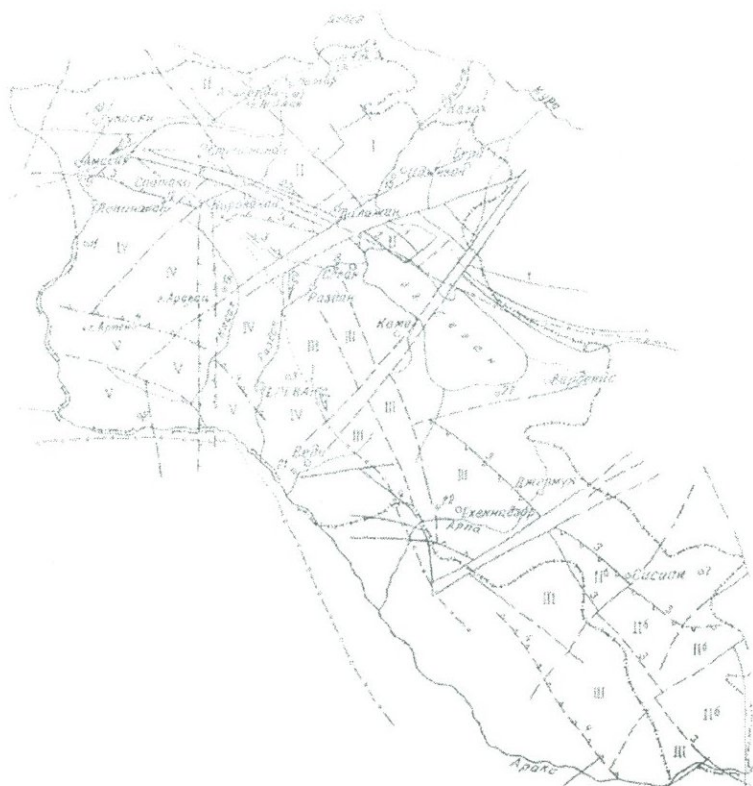


Рис.5. Схематическая карта разломов и тектонической зональности земной коры территории Республики Армения

1-3 разломы основания земной коры и складчатого комплекса по Г.А.Туманяну (1983), 1. Разломы (линеаменты) установленные и предполагаемые; 2. Разломы (линеаменты) проведенные на основе космоаэрофотоматериалов и сейсмометрических данных (а) и гравимагнитных данных (б); 3. Разломы (линеаменты) активной СВ-ой окраины Центрально-Армянской микроплиты; 4. Активные в последние от 100 до 10 тысяч лет разломы (установленные и предполагаемые) по материалам А.С.Караханяна (1995); 5. Направление горизонтального смещения по активным разломам и средняя интенсивность движения за год; 6. Разломы (линеаменты) развивающихся примерно на месте главнейших межзональных разломов (1-Лалвар-Мравский, 2-

Базум-Севанский, 3-Анкаван-Сюникский, 4-Ереванский), выделенные А.Т.Асланяном (1958, 1981) и А.А.Габриеляном (1989) и развивающимися на границах Сомхето-Карабахской (I), Севано-Ширакской (II), Цахкунк-Зангезурской (III), Еревано-Ордубадской (IV) и Приараксинский (V) тектонических зон, а также Малокавказского офиолитового пояса (П^а) и Кафанского блока (П^б); 7. Наблюдательные скважины.

1. Внутренняя (юго-западная) приараксинская часть характеризуется широким распространением неоген-четвертичного субконтинентального вулканогенного и мелководно-лагунного покровного комплекса, относительно пологой складчатостью меловых и эоценовых образований и отдельными выходами или погребенными блоковыми поднятиями гранитно-метаморфического фундамента и палеозойских субплатформенных отложений. Эта структура известна под названием Араксинского оротектонического комплекса, в составе которого выделяются Приараксинская антиклинорная и Еревано-Ордубадская синклинорная зоны, разделенные Ереванским глубинным разломом (А.Т.Асланян, 1958, 1981). Указанная структура составляет СВ дугообразную часть Центрально-Армяно-Анатолийско-Иранской микроплиты (А.А.Габриелян, 1989) или восточную часть Центрально-Армянского складчато-глыбового сооружения (Е.Е.Милановский, 1973).

По уверенным сейсмологическим данным (Г.В.Егоркин и др, 1977) и по результатам интерпретации геолого-геофизического материала по региональным профилям (Г.А.Тума-

нян, 1983, 1984, 1986), в основании фанерозоя этой структуры фиксируются гранитно-метаморфические образования.

2. На границе выше указанной Центрально-Армяно-Анатолийско-Иранской микроплиты и внешней дуги мегантиклинория Малого Кавказа выделяется сильно дислоцированная зона, охватывающая внутреннюю часть Малокавказской дуги и известная в литературе под названием Севанского оротектонического пояса, в составе которого выделяются Севано-Акеринская, Капанская и Цахкунк-Зангезурская зоны, разграниченные Базум-Севанской и Базум-Зангезурской системами разломов (А.Т.Асланян, 1958, 1981). Севанский оротектонический пояс характеризуется развитием эоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, с относительно сильной дислоцированностью, линейной, местами прерывистой складчатостью, а в центральной части-развитием кулисообразно расположенными зонами интенсивного смятия и катаклаза. Последние развиваются над погребенными зонами глубинных разломов верхнемантийного заложения и на отдельных отрезках сопровождаются выходами пород офиолитовой ассоциации (Базум-Севано-Акеринская офиолитовая зона).

3. Внешняя дуга мегантиклинория Малого Кавказа представлена Сомхето-Карабахской юра-меловой антиклинорной и Прикуринской мел-палеогеновой синклинорной структурами, характеризующимися относительно слабой

складчатостью, блоковым строением, зеленокаменными изменениями ниже-среднеюрских океанических спилит-диабазов, среднеюрских островодужных контрастных андезито-дацитов, а также развитием субщелочных субконтинентальных формаций и отдельными выходами сильно дислоцированных блоков доальпийского гранитно-метаморфического фундамента.

По данным Г.А.Тумаяна, вышеотмеченная Приараксинская зона развивалась на активной окраине микроплиты континентальной коры. Центральная Севанская) зона — на смешанной переработанной в альпийском периоде океанической коре-мантийном доальпийском фундаменте, а Сомхето-Карабахская юра-меловая палеоостроводужная зона-на переработанной в альпийском периоде мозаика блоков океанической и континентальной кор. Причем, по данным региональных геолого-геофизических исследований В результате многостадийного и многоступенчатого развития близмеридиально направленного двухстороннего сжатия образовались также системы разломов близмеридиального СВ-ЮЗ) простираения, по которым нарушена вышеотмеченная региональная зональность и образовалась сложная мозаика блоков земной коры (рис.5), которая большей частью замаскирована юрскими и палеогеновыми образованиями, где снизу-вверх граница блоков фиксируется постепенно уменьшающимися амплитудами смещения.

Расположение наблюдательных гидрогеодинамических скважин внутри и на границе блоков позволяет нам выделить гидрогеодинамические эффекты, предшествующие землетрясениям в данном регионе.

После Спитакского землетрясения, происшедшего 7 декабря 1988г., по данным исследований ряда авторов [91], отмечалось, что Памбак-Севанский разлом является наиболее молодой и активной ветвью Базум-Севанской зоны глубинных разломов. В этой же зоне также выделены активные глубинные разломы: Желтореченско-Саракамышский и Лернаджурский. Желтореченско-Сарыкамышский разлом является ветвью Северо-Восточно-Анатолийской системы активных разломов. Памбак-Севанский и Желтореченско-Сарыкамышский разломы, сочленяясь, образуют северную активную дугу Армянского нагорья, связанную с крупнейшими зонами разломов Анатолии и Ирана. В 1991г. А.С.Караханяном и др. [119] была составлена карта активных разломов и сейсмотектоники территории РА и сопредельных областей (рис.6).

2.2 Гидрогеологические условия

Гидрогеологические условия территории Армении определяются его геолого-структурными, геоморфологическими, физико-географическими и климатическими условиями (В.А.Аветисян и др.).

Высокогорные плато, горные хребты и их склоны являются областями питания, а межгорные впадины, предгорные равнины и речные долины-участками накопления и разгрузки.

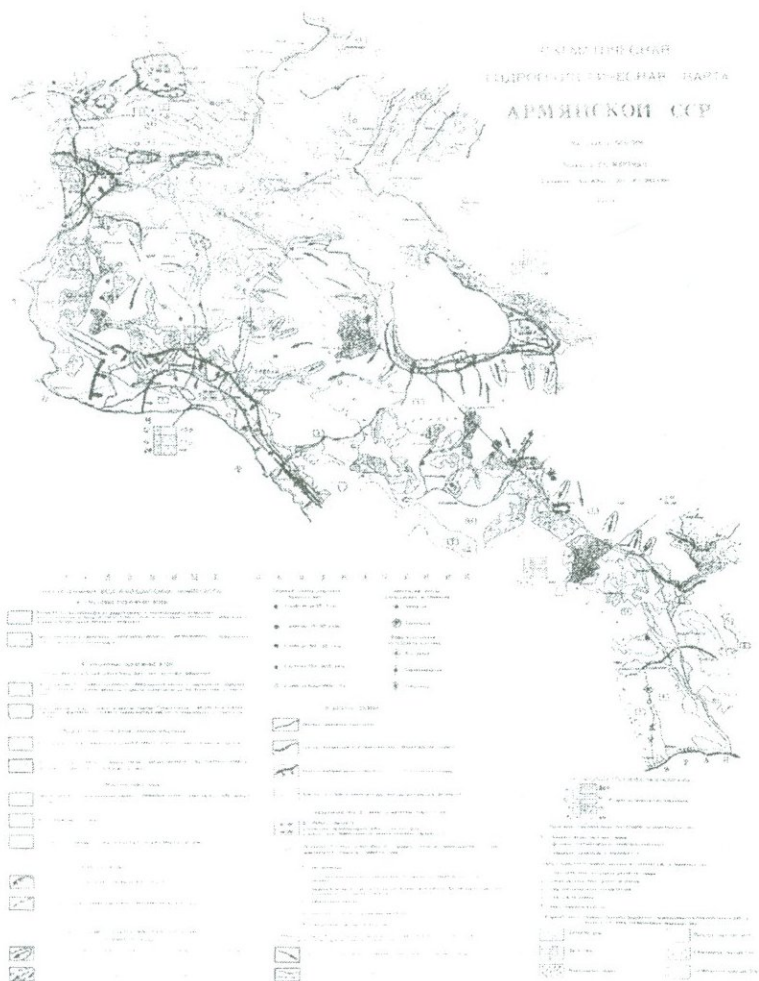


Рис. 7

Важную роль в питании и распределении подземных вод играют верхнетретичные и четвертичные андезитобазальтовые лавы, которые в виде обширных покровов и потоков слагают Центральное вулканическое нагорье.

Вследствие интенсивной трещиноватости лав, покровного характера залегания и отсутствия водопроницаемого чехла, выпадающие на них атмосферные осадки большей частью инфильтрируются вглубь и в меж или подлазовые контактовые горизонты, формируют водообильные потоки. Последние выходят на дневную поверхность в виде мощных групп родников.

Обширные вулканические плато Армении почти безводны, исходя из чего многочисленные мелкие родники приурочены к перекрывающим лавы элювиально-делювиальным образованиям. Площади питания этих родников ограничены и обычно совпадают с областями разгрузки, поэтому они обладают наибольшими запасами вод и в летний период высыхают.

Межгорные котловины и речные долины, выполненные озеро-речными, аллювиально-пролювиальными отложениями, являются областями накопления подземного стока и формирования грунтовых и напорных водоносных горизонтов. Наиболее крупными являются Араратская, Севанская, Ширакская и Сисианская межгорные депрессии.

Пресные подземные воды Армении главным образом связаны с породами палео-плейстоценового послескладчатого

этажа, представленного андезито-базальтовыми лавами, туфами, шлаками, пемзовыми песками, озерно-речными отложениями и поверхностными рыхлообломочными образованиями.

На территории Армении основными водоносными комплексами являются [30]:

- трещиноватые вулканические лавы, слагающие высокогорные плато и массивы;
- валунно-галечные и озерные отложения, выполняющие межгорные впадины, речные долины и предгорные равнины;
- песчано-глинистые складчатые толщи олигоцена, нижнего и верхнего миоцена, заключающие пластовые воды;
- рыхлообломочные образования древней и современной коры выветривания;
- различные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы в пределах коры выветривания и в зонах дизъюнктивных нарушений;
- разновозрастные и различного состава интрузивные породы, характеризующиеся трещинным типом водоносности в зоне выветривания.

По характеру внутренней тектоники, типам геологических формаций и физико-географическим условиям складчатый регион Армении разделяется на ряд областей [30]:

1. Северные и северо-восточные складчатые и складчато-глыбовые хребты.
2. Центральное вулканическое нагорье.
3. Южные и юго-восточные складчатые хребты.
4. Межгорные котловины.

По характеру водоносности пород и литологических особенностей на территории Армении выделены три гидрогеологических этажа [31].

Верхний гидрогеологический этаж представлен потоками и покровами неоген-четвертичных вулканических образований (лавы, шлаки, вулканические пески). Здесь формируется основная масса пресных подземных вод Армении, которые транзитом питают артезианские бассейны межгорных тектонических котловин.

Второй гидрогеологический этаж, разделенный на ярусы, состоит из осадочных пород, которые представлены рыхлыми и сцементированными разновозрастными породами. В верхнем ярусе развиты поровопластовые, в среднем-трещинно-пластовые и порово-пластовые воды, в нижнем ярусе развиты трещинно и карстово-пластовые воды.

Третий, нижний гидрогеологический этаж-фундамент условно можно расчленить на два яруса. Нижний ярус представлен кристаллическими сланцами, метоморфическими образованиями и интрузивными породами докембрия-палеозоя, в основном являющимися региональным водоупором. Верхний гидрогеологический ярус фундамента

представлен более молодыми трещиноватыми дислоцированными породами, для которых характерны трещинно-грунтовые воды зоны выветривания, пластов-трещинные и трещинно-жильные воды.

В пределах Армении выделяются [30,97] следующие артезианские бассейны:

Севано-Ширакская система артезианских бассейнов составляет их северный ряд, в который входят наиболее крупные бассейны - Верхне-Ахурянский, Памбакский, Налбандский, Ширакский, Севанский. К Ереванскому грабен-синклинию приурочен одноименный артезианский бассейн. Южнее него расположен Чатминский и Шагапский артезианские бассейны. Сложную систему бассейнов представляет Айоцзор. В бассейне р.Воротан известен ряд котловин: Акнадаштская, Ангекакотская, Сисианская и Шамбская котловины, выполненные озерно-диатомитовыми и речными отложениями верхнего плиоцена и плейстоцена. Крупным артезианским бассейном является Средне-Араксинский.

Широкое распространение на территории Армении имеют минеральные воды. В основном минеральные воды формируются в зонах крупных тектонических разломов. Разломы секут как осадочные, так и магматические формации. В зонах разломов породы сильно дислоцированы, трещиноваты и гидротермально изменены. Формирование разнообразных минеральных вод, по А.Л.Ананяну [2],

определяется, кроме прочих, двумя факторами: 1) проявление магматизма третичного периода; 2) весьма активной вспышкой четвертичного вулканизма, во время которой сформировался обширный лавовый покров территории республики.

На территории республики в настоящее время имеется много мелких и крупных источников минеральных вод. В течение 1951-1952гг. А.П.Демехином (основоположником научной базы гидрогеологии Армении) были изучены минеральные воды Арзни, Дилижана, бассейна р.Воротан, Анкавана, Арарата, а также составлена карта минеральных источников Армении. Работа А.П.Демехина "Минеральные источники Армении", охватывающая описание 500 выходов минеральных вод с их детальной геолого-гидрологической и геохимической характеристиками, была закончена в 1962г. Сектором гидрогеологии ИГН АН Арм.ССР. В процессе планомерного изучения минеральных вод выявлено, что множесто раннее известных мелких источников перестало действовать. Буровыми работами на средние глубины были выведены минеральные воды, запасы которых утверждены для месторождений Джермук, Арзни, Анкаван, Бжни, Личк, Кировокан, Севан, Веди, Акнаахпюр, Лори.

Химический состав минеральных вод подробно приводится в работах Демехина А.П., Долухановой Н.И., Тер-Мартirosяна А.А., Ходжояна М.П. и др. В работе Э.С.Халатяна [95] указывается, что в газовом составе преоб-

ладающем является углекислый газ, который составляет 97-99% от общего состава газов. В некоторых минеральных водах имеется азот, кислород, обнаружены сероводород, метан и тяжелые углеводороды. Зона метановых газов характерна для Октемберянской и Ширакской котловины. Араратские источники Армении относятся к азотно-углекислым.

В работе [97] приведена вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность минеральных вод.

По вертикали выделяются следующие гидрохимические зоны:

1. Верхняя гидрохимическая зона воды с общей минерализацией до 5.0г/л. Температура воды не более 20°C. Воды грунтово-трещинные, пластово-трещинные, трещинно-жильные. В газовом составе содержится CO₂ и азот.

2. Средняя зона вод с минерализацией до 10г/л в эффузивах (Дилижан), интрузивах (Мегри) и метаморфических породах (Бжни, Арзакан, Агверан). Температуры воды до 42-50° С.

3. Нижняя зона вод с минерализацией до 100 г/л. Формирование вод этой зоны связано со смешением инфильтрационных гидрокарбонатных натриевых вод с седиментационными хлоридными натриевыми водами. Воды нижней зоны пластово-трещинные с температурой до 83°C. Глубина формирования вод 500-3000м.

Большая часть минеральных вод Армении находится в полосе среднеальпийской и позднеальпийской складчатости. Здесь сосредоточены эксплуатируемые месторождения минеральных вод (Арзни, Севан, Дилижан, Джермук, Бжни, Личк, Анкаван, Арарат, Арпи, Лори).

Характерна смена гидрохимических фаций с глубиной от гидрокарбонатно-кальциевых вод (М-1-2г/л) через гидрокарбонатно-сульфатные (М-3-5г/л) и до хлоридно-натриевых рассолов (М-200-250 г/л).

Температура минеральных источников колеблется в пределах от 4 до 83°C.

По температуре выделяются 4 группы вод;

1. Холодные, с температурой от 4 до 20°C (источники Мегринского плутона).

2. Слаботермальные с температурой от 20 до 37°C. (Источники Арарата, Воротанской впадины).

3. Термальные с температурой от 37 до 50°C (Анкаван, Арзакан, Азатаван).

4. Гипотермальные источники с температурой до 64°C (Джермук) и 83°C (пластовые воды Октемберянского прогиба).

По газовому составу минеральные воды Армении подразделяются на углекислые и смешанную группу. Основными составляющими компонентами углекислых минеральных вод являются гидрокарбонаты, хлор, сульфат, натрий, кальций, магний, железо.

2.3. Геофизическая оценка гидрогеологических условий региона

В 1957-1962 гг. Армянской геофизической экспедицией были проведены площадные электроразведочные работы для решения гидрогеологических задач [29]. В частности, выявлен рельеф водоупорных пород в С-З части оз. Севан, представленных вулканогенно-осадочными отложениями, прослежена локальная зона (на участке с.Лчашен-г.Севан-с.Варсер) фильтрации вод из оз.Севан, а в Разданском районе — зона пониженных электросопротивлений. С помощью ВЭЗ в северной части Гегамского вулканического нагорья был определен характер залегания мощного лавового покрова и прослежена кровля более глубоко залегающих глинисто-песчанистых отложений, являющихся основным водоупорным горизонтом.

Для формирования подземных вод на территории Армении наиболее благоприятными являются вулканические области. Высокая проницаемость и трещиноватость лавовых пород способствуют инфильтрации значительной части атмосферных осадков и формированию подлавовых водотоков. При изучении гидрогеологических задач, в частности, при поиске подземных вод в Армении, наряду с электроразведочным методом рассматриваются и комплексные методы; сейсмические, метод радиокип, аэрогеофизические, геохимические, ядерно-физические и аэрокосмические.

кие. Однако большинство этих методов обладает ограниченными возможностями при расчленении разреза вулканических областей на водоносные и водоупорные комплексы. Применение комплексных методов позволяет получить более надежные и объективные решения при поиске подземных вод. Метод преломленных волн (МПВ) сейсморазведки был применен для поиска неглубоких подземных вод. На небольших глубинах этот метод указывает на долеритовые базальты мощностью на 20м и скоростью сейсмических волн от 1300м/сек до 2000м/сек. При трещиноватости пород скорость волн достигает 4000м/сек. Если подземные воды вулканических образований находятся на глубинах до 30м, можно применить метод радиокип. Проведенные на Арагацком массиве работы по методу радиокип показали, что над обводненными базальтами происходит уменьшение интенсивности вертикальной составляющей магнитного поля H_z , которое хорошо согласуется с участком с минимальным значением P_k [42].

Наличие межлавовых прослоев приводит к этажно расположенным водотокам. Задача выделения межлавовых водотоков является очень сложной. Обычно они находятся на небольших глубинах до 100м. Но их малая мощность при проведении геофизических исследований являются экраном и не позволяют их выделить. При поиске межлавовых водотоков применяется метод электропрофилирования и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Напри-

мер, с применением этих методов были откартированы подземные водотоки длиной 21км, шириной от 1 до 6км с выходом на поверхность на разных высотах. Средний лавовый водоток разгружается с расходом 80-50л/сек. Разведка подземных вод, проводимая этими методами, дифференциация лавовых толщ по методу сопоставлений, расчленение их на отдельные горизонты оказываются весьма затруднительными [42]. Проведение исследований по методу вычитаний полей позволило более четко выделить водоносные и водоупорные зоны. Выше приведенный метод, позволяет выделять горизонты на небольших глубинах (до 30м).

Метод ВЭЗ и электропрофилирование одновременно позволяют оценить методические ошибки при проведении гидрогеологических исследований. При проведении гидрогеологических исследований на территории Армении необходимо оценить гидрогеологические характеристики лавовых пород, трещиноватость и пористость лавовых областей, фильтрацию, водообильность лавовых пород, информативность потерь на гидротехнических сооружениях, все они в совокупности являются дополнительными источниками питания подземных вод (водозабор, мелиоративные сооружения, дренаж, водохранилище). ВЭЗ позволяет определить место утечки воды из водохранилища и оценить величины общих фильтрационных потерь. При решении гидрогеологических задач, особенно при проведении гидрогеодинамических исследований, в лавовых покровах во многих

регионах земного шара: Камчатка, Казахстан, США, Италия и др. В том числе и в Армении, можно рекомендовать [42] комплекс геофизических методов. Применение комплекса геофизических методов обусловлено рядом причин, в частности только один метод не позволяет полностью ответить на постоянную задачу, не дает точности и надежности решения, а комплекс геофизических методов для поиска подземных вод на территории Армении был применен на Вардениском и Гегамском вулканических нагорьях, на Арагацком вулканическом массиве: на всех указанных участках получены хорошие результаты.

Учитывая, что задачей настоящей работы является поиск гидрогеодинамических и электроупругих предвестников и метод электросопротивления имеет непосредственную связь с гидрогеодинамикой, то обсадные трубы в гидрогеологических скважинах можно использовать в качестве питательных электродов. Но для того, чтобы получить цепь для измерения R_k нужно рядом с первой скважиной пробурить вторую скважину с обсадной трубой (при условии, что вторая скважина пробурена на ту же водоносную зону или горизонт, что и первая). Далее эти трубы применяются как питающие электроды А и Б, там же устанавливаются приемные электроды М, N.

Таким образом, практически можно установить связь между скважиной, подвергаемой сжатию (растяжению) и с кажущимся электрическим сопротивлением. Согласно

концепции об электрическом предвестнике, при подготовке землетрясения электрическое сопротивление (R_k) должно увеличиваться вследствие образования трещин и падения уровня подземных вод, а в момент и после толчка убывает, т.к. в это время происходит подъем уровня воды.

2.4 Распределение сейсмичности во времени и пространстве на территории Армении

В пределах Армянского нагорья за последние 2000 лет неоднократно происходили сильные и разрушительные землетрясения. О сейсмичности территории Республики Армения приводится в работах К.Костанян, Л.А.Варданянца (1935), Е.И.Бюса (1948-1955), В.А.Степаняна (1942, 1964), Н.К.Карапетян (1990), С.А.Пирузяна (1969), А.Д.Цхакая, В.А.Папалашвили (1973), а также в каталоге сильных землетрясений на территории бывшего СССР и в бюллетенях Кавказской сейсмической сети.

Сопоставление сейсмичности с тектоникой региона авторы [26,53] проводили на базе составленных схем геотектонического районирования и схем расположения разломов территории Армении. Таким образом установлена приуроченность эпицентров землетрясений к зонам глубинных разломов территории Армянского нагорья.

На глубинных разломах (зон разломов) общекавказского простирания наиболее важным является Аникаван-Занге-

зурская зона разломов, Севано-Амасийская, Красносельск-Леджанская. Разломы антикавказского направления сравнительно молодые и играют важную роль в проявлении сейсмичности.

Севано-Амасийский разлом (зона разломов) кавказского простирания проходит по северо-восточному побережью оз.Севан, на Базумском горсте. В северо-западной части этой зоны разломов отчетливо выражены тектонические движения. В современном рельефе они отражены в виде крутых уступов и вытянутых валообразных флексурных изгибов. С ними связаны очаги Амасийской группы и Ахалкалакской группы землетрясений.

Более сейсмоактивной является Анкаван-Зангезурская зона разломов. На юге между главными двумя разломами, ограничивающими зону с ЮВ и СВ (Дебаклинским и Хуступ-Гиратахским), развита система разрывных нарушений.

Большая амплитуда (3-3,5км) новейших тектонических движений обусловила сильно пересеченный горный рельеф и направление речных долин (рек Мармарик, Воротан, Вохчи, Гехи), вдоль которых расположены выходы термальных минеральных вод и эпицентры семи и восьмибалльных землетрясений (Гярд, Татев, Сисиан, Мартуни, Камо).

Другой зоной сейсмоактивных разломов близширотного и общекавказского простирания является Среднеараксинская. Здесь выделяются две группы парных разломов коро-

вого заложения. Первая группа, состоящая из двух параллельных разломов — Ереванского и Эчмиадзинского, проходит юго-западнее г.Еревана. Другая пара разломов, более глубокого заложения- в Среднеараксинской впадине и по направлению течения р.Аракс. Со среднеараксинской зоной разломов связаны эпицентры землетрясений в районе Двина, Арташата, Гарни, Арарата и Еревана.

К сейсмогенным разломам антикавказского простира-ния относятся параллельные субпараллельные разрывные нарушения, которые ограничивают Еревано-Севанский грабен-синклиний. К участкам сочленения этих разломов с разломами общекавказского простираения приурочены очаги наиболее разрушительных землетрясений (Двин, Акори, Гарни, Дигор).

Структурами антикавказского простираения являются Ереванский и Нахичеванский грабен-синклиний. К востоку и западу от Ереванского грабена расположены зоны поперечных поднятий. Вдоль этих поперечных зон поднятий расположены многочисленные эпицентры землетрясений.

Особенно сейсмоактивны тектонические узлы пересечения разрывных нарушений. На территории Армении выделяются следующие основные сейсмогенные узлы.

Севанский узел расположен на северо-западе оз.Севан и представляет собой район пересечения ГР двух систем; Севано-Сюникский, Севанский ГР-общекавказского и Арзакан-Севанский ГР-субширотного простираения. В этом

узле отмечен эпицентр землетрясения с магнитудой 4. Семибальное Чибухлинское землетрясение 1853 года также приурочено к узловым зоне.

Дигорский узел расположен на территории Турции и является районом пересечения Ереванского общекавказского ГР с Дигор-Степанаванским ГР. Здесь имеются 3 эпицентра землетрясений с $M=4$.

Зангезурский узел образован пересечением Каджаран-Кафанского регионального разлома с Алаверди-Шишкертским (Хуступ-Гиратахским) ГР и проявляет особую активность в последнее время. Зангезурская группа эпицентров совпадает с Зангезурским тектоническим узлом. Как в историческом прошлом, так и в нашем веке известны сильные землетрясения, приуроченные к узловым зоне. За 1900-1969гг. в зоне Зангезурского сейсмогенного узла произошло 6 землетрясений с $M>5$ (1308г. — 7-8 баллов, 1931г. — 8-9 баллов, 1968г. — 7-8 баллов).

Аракатский узел-район пересечения Аракатской зоны глубинных разломов и флексур (по А.Т.Асланяну) с Аракат-Севанским и Аракат-Араксинским ГР расположен на территории Турции. Здесь с 1900 до 1969гг. произошло 5 землетрясений с $M\geq 4$. Сильные землетрясения Араката 739 и 1840гг. также приурочены к узловым зоне землетрясений, куда входит и Гарнийское землетрясение 1679г.

Двинский узел является районом пересечения разломов 3-х систем; Общекавказского, антикавказского и субширот-

ного. Эпицентры Двинских землетрясений 851, 858, 861, 863гг. приурочены к этому тектоническому элементу. Пятибальное землетрясение в Двине произошло в 1989г., а в 1992 году произошло землетрясение с $M \geq 4$.

В Ленинанканской узловой зоне пересекаются Ани-Ордубадский и Дигор-Степанованский ГР. Дигор-Степанованская линейная зона сгущений эпицентров проходит через Ленинанканский узел. К ним относятся землетрясения с $M \geq 5$, происшедшие в 1046, 1132, 1926, 1935гг.

Степанованский узел с Ленинанканским и Дигорским узлами расположен вдоль Дигор-Степанованского ГР и образуется от пересечения указанного разлома с Севанским ГР. Три землетрясения с магнитудой 4-5 приурочены к узлу.

Спитакская группа очагов землетрясений также относится к сейсмоактивному району. Наиболее сильные толчки имели место у Кировокана в 1916г. (5-6 баллов), у Степанавана в 1961г. (6-7 баллов, $M=4,3$) и у Спитака в 1967г. (6-7 баллов, $M=4,5$) в 1988г. (9 баллов, $M=6,9$).

Землетрясения Армении являются в основном коровыми [52]. Инструментально определенные очаги землетрясений периода 1917-1954гг. укладываются в три интервала — 0-20 км, 20-50 км, 50 км и глубже. Поэтому можно принять, что первая приповерхностная группа располагается в метоморфических породах эопалеозоя. В эту группу входят очаги Ленинканского (Ахурянского) разрушительного землетрясения 1926г. и Ереванского землетрясения 1937г.

Вторая группа очагов локализована в нижней половине гранитного слоя. В эту группу входит очаг Зангезурского разрушительного землетрясения 1931г.

Третья группа очагов приурочена к основанию коры. К ней относятся некоторые очаги между Араратом, Арагацом и Аладагом на Карсском плато. Глубокий очаг с эпицентром в южной части Гегамского нагорья (очаг землетрясения 28 декабря 1951г.) располагается в коровом слое и относится к промежуточному классу глубокофокусных землетрясений.

Как показывает статистический материал, наблюдается миграция очаговых зон сильных землетрясений.

По данным В.А.Степаняна (1942, 1964), эпицентры разрушительных землетрясений в 2 и 4вв. располагались в районе Арарата, в 4в. - в районе Ерзнка, в 7-8вв. - в районе Айоцзора, в Хв. - в Двине, в XI в. - в районе Ерзнка и частью Ани (1132, 1319гг.), Гандзака - в Хв. - в Татеве (1308г.), XVIв. - в районе Ерзнка, в XVIIв. - в Гарни (1679г.), в XVIIIв. - в районах Эрзрума и Ерзнка, в XIXв. - в районах Арарата (1840г.), Цахкадзора и Ахалкалака, в XXв - в районах Ерзнка, Ленинакана, Ахалкалака, Еревана, Игдыра и Зангезура.

Четкой периодичности в деятельности отдельных очагов не наблюдается. Отдельные очаговые районы рассматриваются как участки концентрации деформирующих кору напряжений, локализирующихся в зоне разрывных нарушений. Выявлена [52] определенная закономерность в возникновении разрушительных землетрясений на терри-

тории Армянского нагорья. При рассмотрении распределения выделенной сейсмической энергии по годам в течение 50 лет (с 1931 по 1980гг.) Н.К.Карапетян пришла к выводу, что через каждые 5 ± 2 года имеются пики сейсмической энергии величиной $E = 4 \times 10$ дж, следовательно, после Спитакского землетрясения 1988г. Следующего максимального пика выделения сейсмической энергии на территории Армянского нагорья, по автору, следует ожидать в 1993 ± 2 г.

Нами построена карта эпицентров землетрясений (рис.8) и график хода сейсмического процесса во времени (рис.9) для территории Армении за период с 1988 по 1994 гг. Согласно графику самым значительным событием на исследуемой территории в 1988г. явилось Спитакское землетрясение. Разрушительное Спитакское землетрясение произошло 7 декабря 1988г. И имело $M=6,9$. Эпицентр землетрясения имеет координаты; $40^{\circ}52'07''$ широты и долготу $44^{\circ}13'08''$ [52]. Глубина залегания очага составляет 8 км. Согласно приведенным данным, при Спитакском землетрясении разрушены полностью г.Спитак и частично города Гюмри, Кировокан и др. Населенные пункты в северной части территории Республики, имелись большие человеческие жертвы. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками.

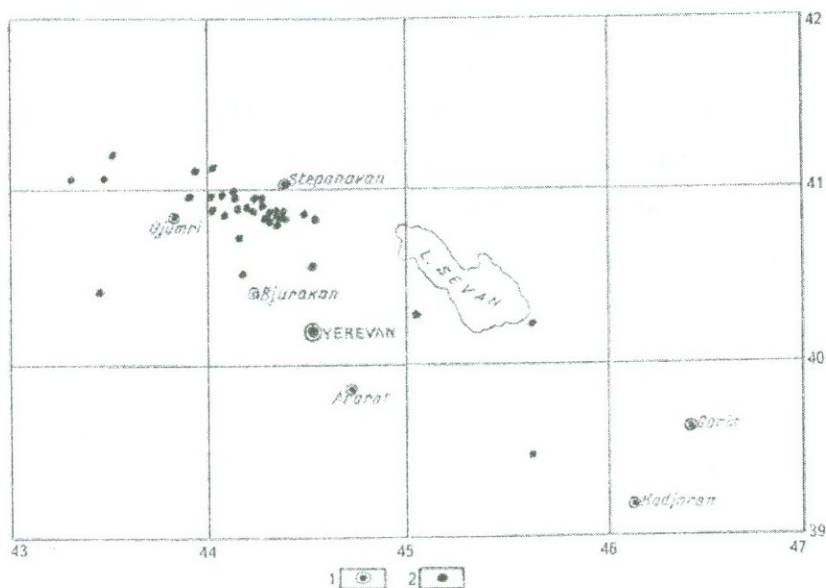


Рис.8. Карта эпицентров землетрясений Армении за 1988-1994гг. Условные обозначения: 1 — города; 2 — эпицентры землетрясений

В 1990г., как следует из графика хода сейсмического процесса во времени, на исследуемой территории имело место одно землетрясение $M=3,8$ в Ахурянском районе. Землетрясение с $M=4,1$ имело место в районе оз.Севан в 1991г., второе землетрясение с меньшей $M=3,1$ произошло в Ширакской котловине в октябре 1991г. За последующие годы наблюдалось повышение сейсмической активности. Землетрясение с $M=4,5$ произошло в июне 1994 г. в районе Гукасяна.

Таким образом, проведенный анализ распределения землетрясений за период с 1988 по 1994гг. показывает, что

на исследуемой территории сильное землетрясение 7 декабря 1988г. и ряд афтершоков наблюдались за 1988-1989гг., затем в 1990г. Начиная 1989г. Происходит увеличение числа землетрясений с $M=4,0$. Землетрясение с максимальной магнитудой 4,5 наблюдалось в 1994 г. в Гукасянском районе.

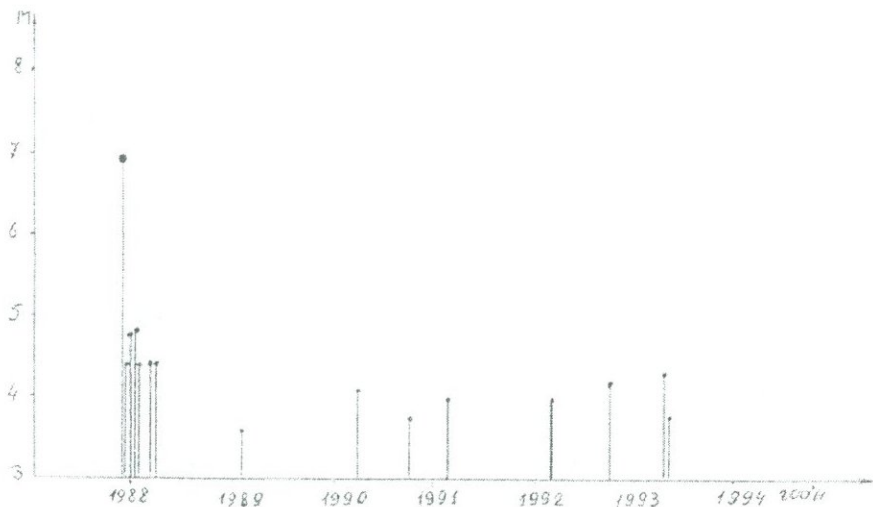


Рис.9. График хода сейсмического процесса во времени для территории Армении за период 1988-1994гг.

Данные по землетрясениям, на основе которых построены в обсерватории Гарни карта эпицентров землетрясений и график хода сейсмического процесса, получены из НССЗ и приводятся в табл.1.

Таблица 1

N N	Дата возникновения землетрясения, число, месяц, год	Эпицентр		Глубина очага, H(км)	Магни- туда М
		φ	λ		
1	2	3	4	5	6
1	07.12.1988	40.92	44.23	8	6.9
2	07.12.1988	40.85	44.22	5	6.3
3	07.12.1988	40.87	44.14	10	4.6
4	07.12.1988	40.87	44.20	5	4.9
5	07.12.1988	40.83	44.07	5.6	4.6
6	08.12.1988	40.85	44.00	15	4.4
7	08.12.1988	40.92	44.14	10	4.4
8	08.12.1988	40.93	44.24	9.8	4.6
9	09.12.1988	40.95	44.12	10	4.0
10	10.12.1988	40.83	44.36	10	4.3
11	12.12.1988	40.92	44.26	10	4.1
12	13.12.1988	40.80	44.28	5	4.0
13	19.12.1988	40.83	44.30	5	4.4
14	20.12.1988	40.80	44.52	10	3.9
15	22.12.1988	40.70	44.15	10	4.0
16	30.12.1988	40.93	44.13	20	4.2
17	31.12.1988	40.92	44.12	10	4.8
18	03.01.1989	40.80	44.27	15	4.0
19	04.01.1989	40.80	44.30	5	4.8
20	05.01.1989	40.81	44.37	15	4.1
21	08.01.1989	40.87	44.13	15	4.4
22	09.01.1989	41.08	43.92	10	4.4
23	24.01.1989	40.83	44.33	10	4.1

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6
24	04.02.1989	40.88	44.27	15	4.1
25	25.02.1989	40.93	44.05	15	4.0
26	11.03.1989	40.93	44.00	10-15	4.4
27	24.03.1989	40.80	43.93	10-15	4.4
28	30.03.1989	40.93	43.90	5	5.0
29	16.06.1989	40.77	44.33	8	4.4
30	07.09.1989	40.83	44.47	10	4.2
31	06.01.1990	40.54	44.50	10	4.0
32	03.02.1990	40.40	43.45	-	3.6
33	27.05.1990	40.50	44.16	20	4.7
34	06.09.1990	41.18	43.50	-	3.0
35	27.03.1991	40.22	45.60	-	4.1
36	22.10.1991	41.90	44.40	10	3.5
37	19.02.1992	39.44	45.60	-	4.0
38	21.03.1993	41.10	44.01	-	4.0
39	09.10.1993	40.27	45.02	-	4.2
40	18.05.1994	41.04	43.46	-	4.5
41	25.05.1994	41.04	43.30	-	3.5
42	30.03.1989	40.93	43.90	5	5.0
43	07.09.1989	40.83	44.47	10	4.2
44	21.09.1994	42.28	43.54	-	4.5

Глава III. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

3.1. Результаты режимных наблюдений гидрогеодинамических скважин и их интерпретация

Многообразие природного комплекса Армении предопределяет разнообразие гидрогеологических условий. Главные антиклинальные структуры (горная зона) — преимущественно районы трещинных, трещинно-карстовых грунтовых вод палеозойских отложений. В синклинальных и предгорных равнинных частях распространены пресные воды четвертичных отложений, преимущественно солоноватые и соленые воды в отложениях неогена, палеогена, нижнего мела и юры, а также термальные минеральные воды в отложениях верхнего мела [31].

Для размещения наблюдательных скважин Айнтапской партией Управления геологии выбирались участки и водоносные горизонты с низким уровнем неконтролируемых помех с тем, чтобы определить особенности режима этих горизонтов и реакции на подготовку землетрясений. В сеть наблюдательных скважин включались точки, расположенные как в зонах тектонических нарушений, так и на ненарушенных участках.

Режимные наблюдения за ходом уровня подземных вод с целью выявления гидрогеодинамических предвестников

проводились по наблюдательным скважинам, расположенным в трех основных структурно-формационных зонах:

1. Сомхето-карабахская зона, скважины 1 и 15;
2. Севанская зона — скв.7,8,12,27.
3. Приараксинская зона — скв.2,3,9,10,11,18,21, и 22.

Основные данные по скважинам приведены в табл.3.

Таблица 3

N N скв	Месторас- положение скв. (р-он, село)	Средний статист. уровень, м	Глуби- на филь- тра, м	Водовме- щающие породы	Период наблюд	Расст. скв. до близлежа- щих разло- мов, км
1	2	3	4	5	6	7
1	Ноемберян- ский, Бердаван	-6.5	132-150	Трещинова- тые туфо- брекчии	08.1986	42
2	Армавир- ский, Мецамор	-16.2	160-170	Обломки и г. андезито- базальтовые с шлаковым песком	08.1986	02
3	Абовянский, Дзорахпур	-13.8	165-175	Валунно- галечные отлож. с песчано- глин. запол- нителем	01.1988	5
8	Севанский	-11.2	60-70	Валуно- галечные отложения	02.1987	8
7	Горисский, Хнацах	-38.0	145-155	Галечно- гравелист- ые отл.	09.1987	36

Продолжение таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7
9	Амасий- ский, Меграшат	-61.3	140-150	Крупные обл.изверж пород с пес- чано-гли- нистым заполни- телем	01.1990	3
10	Гукасян- ский, Ашоцк	-6.5	101.5-110	Трещино- ватые, по- ристые андезито- базальты	01.1990	10
11	Ахурян- ский, Азатан	-19.10	150-160	Валуно- галечные отложения андезито- базальтовог о состава с песчано- глинистым заполните- лем	01.1990	1
12	Спитакский, Ширакамут	-23.0	75-85	Валуно- галечные отложения порфирит.со ст.с пес- чано-гли- нистым за- полнителем	05.1990	0.2
15	Иджеван- ский, Гетаовит	-6.5	135-145	Трещиноват ый закар- стованный мергелис- тый извест.	10.1990	25

Продолжение таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7
18	Апаран- ский, Кучак	-10.34	130-140	Обломки, валуны и гальки изв. пород с песчано- глинистым заполни- телем	06.1990	15
21	Арташат- ский, Айгезард	-18.9	140-150	Валунно- галечные отл. извер- женных пород с песчано- глинистым заполнит.	11.1989	6
22	Ехегнадзор- ский, Гетап	0.10	60-70	Мелкозер- нистый песчаник	06.1990	13
27	Варденис- ский, Карчахшор	-22.10	82-101.5	Обломки, валуны и гальки извержен- ных пород	10.1990	25

Наблюдательная скважина N2 расположена в северной части Мецаморского тектонического блока, ограниченного с севера Ереванским глубинным разломом, с запада - близ-меридиально расположенным линеаментом, а с востока также близмеридиально прослеженным Арарат-Спитакским линеаментом. С юга указанный блок разграничен системами линеаментов горного хребта "Армянский пар", Тектонические нарушения в основном приурочены к

палеогену. Вскрытые скважиной подземные воды по химическому составу гидрокарбонатно-магниевые с минерализацией 0.5г/л.

Скважина N3 пробурена в Ереванском тектоническом блоке, который с запада разграничен Арарат-Спитакской серией субмеридиональных разломов Транскавказской зоны, с ЮЗ — Ереванским глубинным разломом, с СЗ — Бюракан-Цовагюхской серией линеаментов, с СВ-Гегамской зоной развития разломов, а с ЮВ- Веди-шоржинской системой линеаментов. Скважина находится вблизи разрывного нарушения СВ-ЮВ простирания, которое проходит примерно по диагонали отмеченного тектонического блока.

Скважины NN 9 и 11 расположены в пределах Верхне-ахурянской котловины. На краю Ширакской котловины в результате надвигания и взбрасывания палеогеновых образований с севера на юг по Овуни-Кармракарскому разлому вскрытые скважиной нижнечетвертичные отложения вблизи разлома резко увеличивают углы падения [93]. Скважины находятся вблизи Овуни-Кармракарского субширотного разлома, т.е. вблизи границы Севанской и Приараксинской тектонических зон и одновременно в поперечной Транскавказской зоне.

В целом режимные наблюдения отмеченных скважин могут характеризовать Гюмрийский тектонический блок, который с севера ограничен Овуни-Кармракар-Налбанд-Спитакским разломом, с ЮВ — Артени-Спитакской серией

разломов, с ЮВ и ЮЗ — Бюракан-Анийским глубинным разломом [94].

Геологический разрез скважины N18 представлен в основном валунно-галечными отложениями, андезито-базальтами четвертичного возраста. Нижнечетвертичные отложения перекрывают верхнеплиоценовые вулканические образования Арагацкого массива, представленные в нижней части потоками базальтов, в верхней части — андезито-дацитов и дацитов.

Скважина расположена на ЮЗ краю Апаран-Анкаванского тектонического блока, который с запада ограничен Арарат-Спитакской серией разломов, с ЮВ — Бюракан-Меградзор-Цовагюхской серией разломов и с СВ — Мармарик-Спитакским разломом, Овуни-Кармракар-Спитак-Мармарик-Гегамской серией межзональных разломов [95].

Скважина N21 вскрыла чередующиеся слои валунно-галечных отложений и плотных глин нижнечетвертичного возраста. По регионально геологическим данным, ниже залегает верхнеплиоценовые андезито-базальтовые лавы общей мощностью до 200м. Скважина расположена на ЮВ краю Ереванского тектонического блока, вблизи Веди-Шоржинской системы линеаментов антикавказского простиранья.

Скважина N22 расположена в пределах Вайкского (Арпинского) четко выраженного тектонического блока, граница которого на ЮЗ проходят по отчетливо выражен-

ным Хачин-Севанским общекавказского простирания линеаментам, а на ЮВ - по Амулсарской серии антикавказского простирания линеаментов, на СВ- по Кечутскому линеаменту и на СЗ по Веди-Шоржинской системе линеаментов.

Скважина NN 8 и 27 расположены на разных -СЗ и ЮВ краях Севанского тектонического блока. Границы блока проходят по Бюракан-Меградзор-Цовагюхской системе линеаментов - разломов СВ-ЮЗ (антикавказского) простирания, Гегамской и Шоржа-Соткинской системе разломов СЗ-ЮВ (общекавказского) простирания и Гегам-Варденис-Соткинскому линеаменту СВ-ЮЗ простирания.

Скважина N12 расположена в зоне активного Спитакского разлома и в пределах Спитакского тектонического блока Транскавказского поперечного поднятия. Этот блок располагается на границе Севанской и Приараксинской зон. Границы этого весьма мобильного блока прослеживаются на ЮВ по Налбанд-Спитак-Анкаванскому межзональному разлому глубокого заложения, с СВ - Гагарин-Ванадзор-Дилижанской зоне интенсивного смятия, с ЮВ-небольшим отрезком линеамента - зоны трещиноватости Транскавказской серии.

Замеры уровня подземных вод в наблюдательных скважинах производились комплексом ГД-2, разработанным ВСЕГИНГЕО и предназначенным для регистрации в автоматической непрерывной записи атмосферного давления и

уровня подземных вод. В настоящее время замеры уровня вод в скважинах осуществляют манометрическим датчиком, спущенным в скважину ниже уровня воды. Режим наблюдений проводится с частотой опроса 1 час. Это обеспечивает детальное изучение вариаций уровня подземных вод в скважинах. Точность измерений по уровню вод составляет ± 1 см.

3.2 Особенности изменений уровня подземных вод в гидрогеодинамических скважинах

Разнообразие геологического строения, геоморфологические особенности, метеорологические факторы влияют на формирование режима подземных вод Армении. Но одним из основных режимообразующих факторов являются метеорологические: атмосферные осадки и их инфильтрация, изменение атмосферного давления.

3.2.1. Годовые циклы колебания уровня подземных вод

Годовые циклы включают сезонные (колебания уровня вод по сезонам) изменения уровня вод, наблюдаемые в скважинах.

Наблюдаются сезонные колебания уровня вод по наблюдательным скважинам с различным диапазоном изменения амплитуд. Из 14 наблюдательных скважин колебания уровня вод имеют сезонный ход в 8-ми скважинах

(NN 1, 2, 22, 27, 15, 12, 10, 18), по уровню вод 2-х скважин (NN 3, 8) сезонный ход наблюдается слабо, а по остальным четырем (NN 7, 9, 11, 21) отсутствует.

Наблюдения за уровнем вод в скважине N1 проводились с 1987г. По годовому ходу изменение уровня вод этой скважины наблюдается четко выраженный сезонный ход (рис.9а). Максимальные значения уровня отмечаются в августе-сентябре и коррелируются с количеством выпадающих осадков, максимум которых приурочен к апрелю-маю. Пики уровней вод запаздывают от максимумов осадков на 2-3 месяца, что, очевидно, указывает на существенную глубинность водоносного горизонта и его удаленность от области питания. Некоторые изменения в сторону увеличения и уменьшения периода связаны с конкретными гидро-метеорологическими условиями. Диапазон изменения амплитуд от 4,3 до 2,0 метров. Различия в значениях амплитуд колебания уровня вод в скважине от года к году является следствием вариации количества годовых осадков.

Скважина N2 (Мецамор) расположена в Араратской котловине, имеет слабый сезонный ход. Явно выраженных максимумов и минимумов нет. Зимой наблюдается повышение, летом - снижение. Амплитуда колебаний уровня — 2-3см. Слабый сезонный ход, видимо, объясняется большими размерами бассейна. В 1988 году в январе и декабре месяцах наблюдались аномальные повышения грунтовых вод от 0,5 до 1 метра.

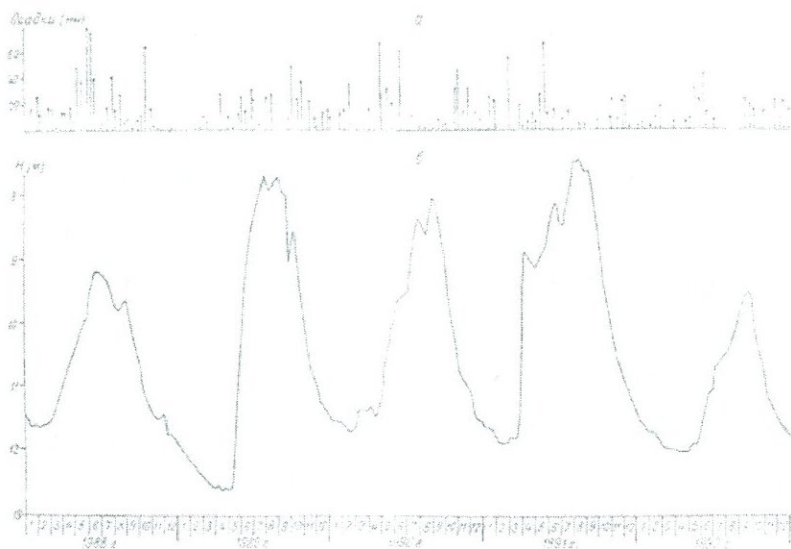


Рис.9а. Сезонные изменения уровня подземных вод по скважине N1.

а) атмосферные осадки, б)уровень подземных вод.

Изменение уровня вод в скважине N27 (Карцахпюр) характеризуется слабым сезонным ходом уровня подземных вод. Явно выраженный сезонный ход уровня наблюдался в 1990 г. Максимальная амплитуда колебаний уровня 1.6 м.

Начиная с 1994 года, по колебанию уровня вод этой скважины наблюдается трехступенчатое непрерывное поднятие, что указывает, вероятно, на тектоническую активность Севанского блока.

По уровню вод скважины N22 (Ехегнадзор) наблюдается сезонный ход с коротким зимним минимумом и летним максимумом (рис.10). Амплитуда колебания уровня – 0.89см. Сезонные колебания уровня воды в этой скважине

нарушены сильными скачкообразными аномалиями, что, очевидно, можно объяснить тектоническими подвижками отдельных блоков земной коры, а зависимость с атмосферным давлением носит нерегулярный характер.

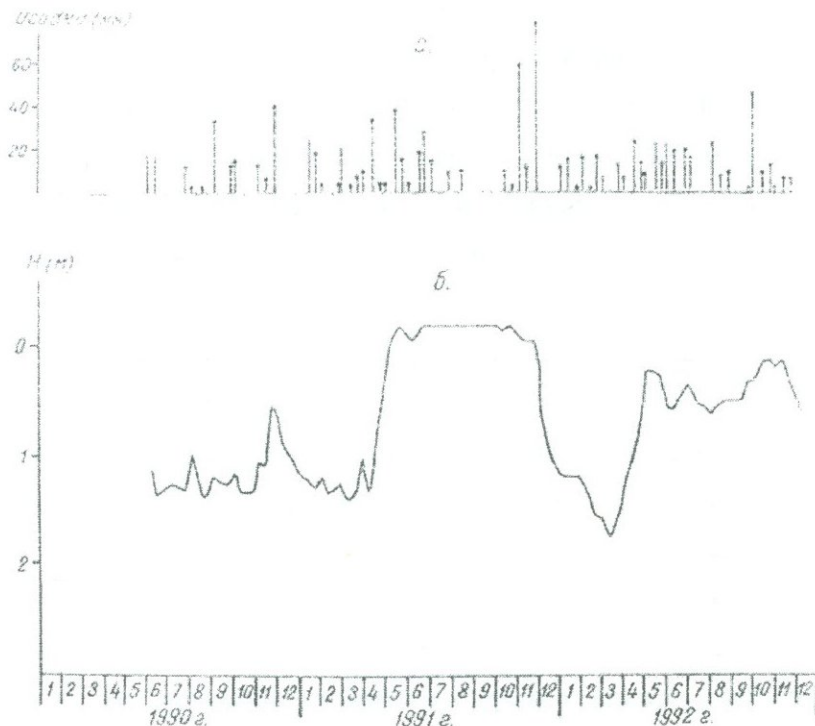


Рис.10. Сезонные изменения уровня подземных вод по скважине N22.

а) атмосферные осадки, б) уровень подземных вод.

По данным скважины N10 (Гукасян), начиная с 1990 г., сезонный ход уровня воды выражен слабо и нерегулярно. Уровень воды в скважине имеет минимум в январе и

максимум в июле-августе, наблюдается слабо выраженная периодичность колебания уровня.

Скважина N18 (Кучак) - по этой скважине наблюдается сезонный ход, однако он не подвержен влиянию атмосферных осадков. Максимальная амплитуда колебаний уровня - 0,7м, характеризуется многоступенчатым и непрерывно повышающимся уровнем подземных вод. Как следует из главы II, начиная с 1990 г. в пределах Апаран-Анкаванского тектонического блока наблюдается непрерывное наращивание напряжения, связанного с подвижками указанного блока, главным образом северо-восточного направления.

Уровень воды в скважине N15 динамичен, характеризуется отчетливо выделенными сезонными колебаниями уровней вод, что объясняется литологией водовмещающих пород (табл.3). Наблюдается влияние атмосферных осадков. Амплитуда изменения уровня-4 м.

Скважина N3 (Дзорахпор) по изменению уровня подземных вод имеет слабый сезонный ход. Амплитуда колебания уровня вод-0,92 м. Слабое развитие сезонного хода объясняется большими размерами бассейна подземных вод.

Изменение уровня вод в скважине N9 колеблется с амплитудой 0,66м. Отсутствует сезонный ход. Влияние атмосферных осадков не наблюдается. Начиная с 1990 года до середины 1994г. на Меграшатском участке Базум-Севанской

зоны разлома (Кармракар-Спитакский разлом) в скважине N9 наблюдается понижение уровня вод на 2.0м, вероятнее всего указанное объясняется резкой разрядкой накопленного до и после Спитакского землетрясения напряжения, то есть сжимающих усилий тектонических блоков по отмеченному разлому.

Изменения уровня подземных вод почти не отмечается по скважине N7, имеет малую амплитуду, не наблюдаются сезонные колебания и нет влияния атмосферных осадков.

Согласно данным, полученным по наблюдательным скважинам, по характеру изменения уровней подземных вод их можно разделить на три группы.

1. Изменения уровня подземных вод, не связанные с сезонным ходом выпадения атмосферных осадков. Это наблюдательные скважины NN9, 11, 18, расположенные на северном (скв.N9) и южном (скв.N11) краях Ширакской котловины, слагающей северную часть Гюмрийского тектонического блока, а скважина N 18 - на юге восточной части Апаран-Анкаванского тектонического блока.

2. На графиках изменения уровня подземных вод в целом наблюдаются сезонные колебания. В эту группу входят скважины NN 12, 22, 27.

3. Остальные наблюдательные скважины характеризуются относительно меньшими или большими, а также примерно равными вариациями уровней подземных вод.

Эти колебания связаны с сезонным ходом атмосферных осадков и отличаются друг от друга амплитудами сезонных изменений уровня вод, а также объясняются характером и размером бассейнов подземных вод. Скважины отмеченной третьей группы также можно условно разделить на три подгруппы. Первая из них характеризуется малой амплитудой сезонных изменений уровня вод, что объясняется большими размерами бассейнов подземных вод. Скважины отмеченной третьей группы также можно условно разделить на три подгруппы. Первая из них характеризуется малой амплитудой сезонных изменений уровня вод, что объясняется большими размерами бассейнов подземных вод (скв. 2, 3, 8). Вторая подгруппа представлена скв. N7, которая отличается слабыми вариациями уровня вод. Это объясняется литологическими особенностями горисской толщи, т.е. сильно глинистыми, слабо водопроницаемыми и вулканогенно-обломочными образованиями. Здесь в условиях затрудненного водообмена сезонные изменения уровня полностью отсутствуют. Третья подгруппа, куда входят наблюдательные скважины NN 1, 15, сезонные изменения уровня имеют большую амплитуду, что объясняется сильной трещиноватостью водовмещающих пород (скв. N1) и карстовых образований (скв. N15).

3.2.2. Влияние инфильтрации атмосферных осадков на изменение уровня подземных вод

Важным элементом режима подземных вод является изменение уровня грунтовых вод, связанные с инфильтрацией дождевых вод. Режим подлазовых вод хорошо изучен и обобщен в работах гидрогеологической режимной станции [3]. Как пример весьма четкой взаимосвязи количества выпадающих атмосферных осадков и дебита родников может служить график (рис.11), из которого видно, что колебания дебита родников совпадают с кривой атмосферных осадков, выпавших в районе г.Арагац.

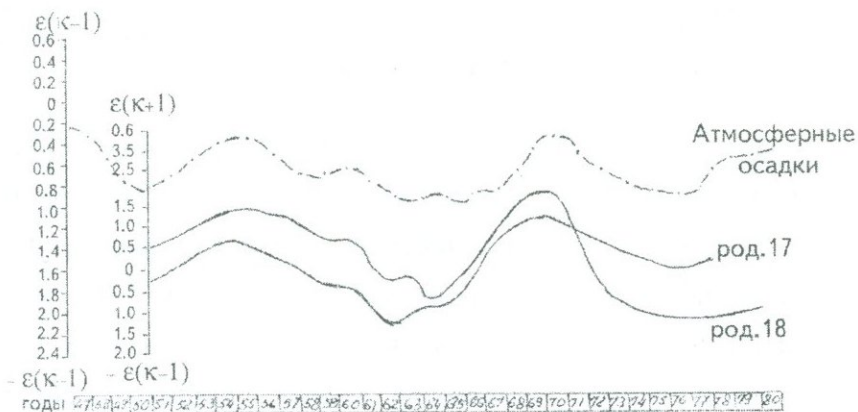


Рис.11. Разностно-интегральные кривые отклонений модульного коэффициента дебита родников NN 77 и 78 и атмосферных осадков, западных склонов г.Арагац. Сопоставление многолетних колебаний атмосферных осадков с дебитами родников г.Арагац.

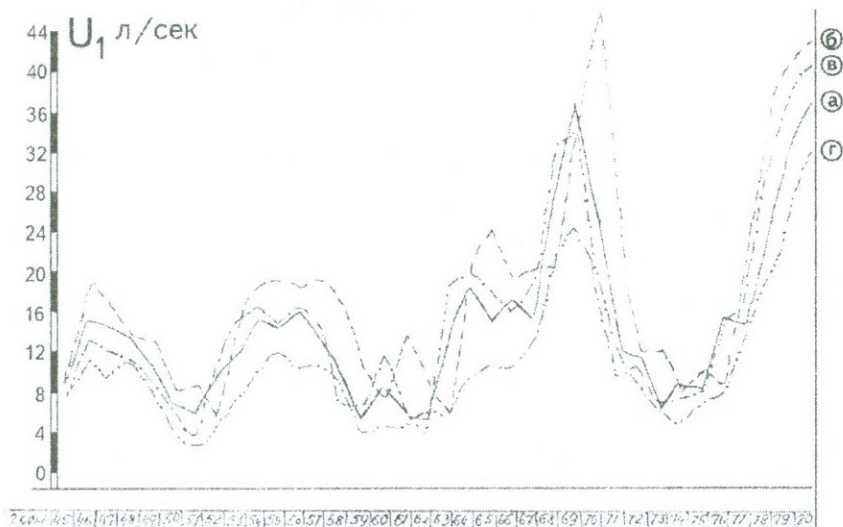


Рис.12. График изменения сезонных дебитов родника N2 (за период 1945-1978 гг.). а) весенний период, б) летний период, в) осенний период, г) зимний период.

Поскольку количество осадков довольно заметно изменяется от года к году, то при изучении режима подземных вод следует учитывать по возможности и этот фактор. По данным, полученным гидрогеологической режимной станцией [2], нам представляется интересным отметить некоторую закономерность изменения сезонных дебитов родника N2 (рис.12), а, следовательно, и изменения сумм годовых осадков на протяжении длительного срока наблюдений. На графике (рис.12) довольно четко отмечается примерно одиннадцатилетний цикл максимумов дебитов от засушливых сороковых-пятидесятих годов и более влажным семиде-

сятым-восемидесятым годам, а также в 2.5 раза увеличение годовых дебитов родников от сороковых годов к нашему времени (в среднем от 48л/сек в 1946-48гг. до 125л/с в 1970-71гг.).

Наблюдательные скважины пробурены на напорные водоносные зоны, которые адекватно реагируют на изменения напряженно-деформированного состояния среды, а также подвержены влиянию инфильтрации атмосферных осадков.

В табл.4 приводятся фоновые значения количества выпавших в районах расположения наблюдательных скважин атмосферных осадков и значения годовых количеств атмосферных осадков, получены из службы Гидрометеоцентра Армении, а также среднегодовые изменения уровня подземных вод в скважинах. По многим скважинам не наблюдалась корреляция между амплитудой изменения уровня вод и количеством атмосферных осадков, что, вероятно, указывает на слабую инфильтрацию атмосферных осадков в районах расположения этих скважин. Перед Спитакским землетрясением (7 декабря 1988г.) наблюдалось повышение количества выпавших осадков от их фонового значения по всем районам расположения скважин (Ноемберянский, Октемберянский, Абовянский, Горисский). Их влияние на уровень подземных вод можно оценить по наличию сезонного хода уровня воды.

Таблица 4.

N п/п	Район располо- жения сква- жин	Фоно- вое значе- ние осад- ков	Среднегодовые уровни вод					Вли- яние осад- ков
			Количество выпавших осадков, мм					
			1927 1969	1988	1989	1990	1991	
1	Ноемберян	550	$\frac{10.5}{607}$	$\frac{9.4}{382}$	$\frac{10.1}{413}$	$\frac{9.6}{396}$	$\frac{11.0}{341}$	+
2	Октемберян	250	$\frac{15.9}{294}$	$\frac{16.1}{166}$	$\frac{16.2}{226}$	260	$\frac{16.3}{228}$	—
3	Дзорахпюр	450	$\frac{8.2}{533}$	$\frac{8.2}{354}$	$\frac{8.4}{322}$	$\frac{8.5}{436}$	$\frac{8.4}{398}$	—
4	Арташат	250			$\frac{19.4}{196}$	$\frac{20.1}{235}$	$\frac{19.7}{318}$	—
5	Ехегнадзор	400			$\frac{1.01}{312}$	$\frac{0.66}{531}$	$\frac{0.68}{517}$	—
6	Горис	700	$\frac{35.56}{895}$	$\frac{36.45}{528}$	$\frac{36.20}{684}$	$\frac{3.20}{653}$	$\frac{36.20}{742}$	—
7	Варденис	400				$\frac{22.1}{388}$	$\frac{22.8}{564}$	+
8	Севан	500						
9	Кучак	800			$\frac{26.4}{615}$	$\frac{26.4}{798}$	$\frac{26.0}{788}$	—
10	Ашоцк	650			$\frac{6.0}{645}$	$\frac{6.3}{534}$	$\frac{5.8}{530}$	—
11	Амасия	600			$\frac{62.0}{742}$	$\frac{62.0}{713}$	609	—
12	Азатан	500			$\frac{17.9}{436}$	$\frac{17.6}{424}$	$\frac{17.9}{434}$	—
13	Ширакамут	450			$\frac{36.4}{291}$	$\frac{37.6}{300}$	$\frac{37.4}{319}$	—
14	Иджеван	600				$\frac{6.1}{611}$	$\frac{6.1}{539}$	+

Количественные данные по уровню подземных вод и выпавшим осадкам

Обозначения: + - наличие сезонных колебаний уровня вод
— - отсутствие сезонных колебаний уровня.

С этой целью нами сравнивались изменения уровня подземных вод в наблюдательной скважине N21 с годовым ходом атмосферных осадков (рис.13). Изменения сезонного хода уровня вод от года к году меняется. Это, возможно, связано с различным количеством выпавшего снежного покрова и временем таяния снега в этом районе. Различия в значениях амплитуд сезонного колебания уровня в скважине от года к году являются следствием вариации количества годовых осадков. Изменения амплитуд колебания уровня вод приводятся в табл.5.

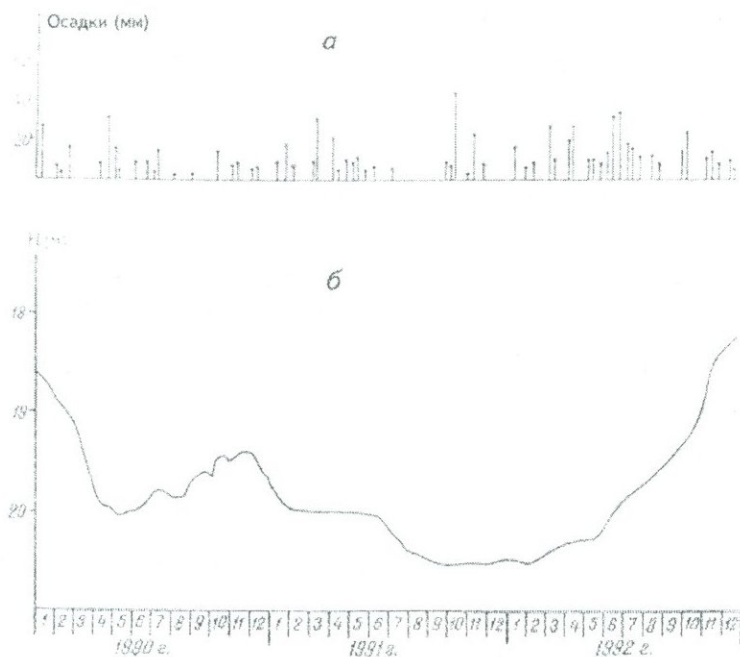


Рис.13. Влияние атмосферных осадков на сезонный ход уровня подземных вод в скважине N21.

а) атмосферные осадки, б) уровень подземных вод.

По скважине N9 наблюдается следующее: в 1990г. уровень воды находился на глубине 62м., а колебания составляли ± 25 см. Во второй половине 1992г. уровень воды в скважине резко упал до 64.5м.

Минимум уровня воды в скважине N10 отмечался в январе 1990г. (6.7м), максимум-в июле-августе (5.5м), в 1991г. пики минимальных и максимальных изменений уровня вод сдвинуты по сравнению с 1990г. на 2 месяца. Смещение сезонного хода изменения уровня объясняется различным количеством снежного покрова и временем их таяния.

Диапазон изменения амплитуд колебаний подземных вод по скважинам NN 1, 9, 10 приводится в табл.5.

Таблица 5

Амплитуда изменений уровня вод

NN скв.	Район скважин	Амплитуда колебаний уровня вод в скважинах по годам (м)						
		1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993
1	Ноемберян	4.3	3.0	3.5	3.5	4.0	2.0	2.8
9	Амасия				1.0	0.8	1.9	1.15
10	Гукасян				1.2	1.0	0,8	0.7

В скважинах NN 9,10 наблюдается зависимость между количеством выпадающих осадков и амплитудой колебаний уровней подземных вод. Так, для скважины N10 при годовом количесиве осадков в 1990г. 645мм амплитуда была 1.2м, в 1991г. при 534мм амплитуда была 1.0м, в 1992г. при 530мм-

0,8м, а в 1993г.-504мм, амплитуда 0,7м. Последнее указывает на более непосредственную связь подземных вод в N-Q вулканических породах с метеорологическими факторами.

Более сложные условия питания подземных вод в P_g-M_z породах, так и скважине N1 такой корреляции не наблюдается.

Сопоставление изменения количества выпавших осадков за 1988-1992гг. в районе расположения скважин NN 2, 3 и 7 с изменением уровней вод в этих скважинах указывает на малую инфильтрацию атмосферных осадков в водоносные горизонты, вскрытые наблюдательными скважинами в Горисском, Октемберянском и Абовянском районах. Возможно, это связано с литологией верхней части разреза скважин (водонепроницаемые породы) и глубиной расположения водоносной зоны (150÷160). Верхний разрез перечисленных скважин включает, в основном, валунно-галечные отложения известковых пород и базальты плотные водоупорные.

Полученные результаты указывают на то, что влияние инфильтрации атмосферных осадков на уровень подземных вод выражается чаще всего смещением на 1, 2 месяца сезонного хода изменения уровня вод. Интервал смещения зависит от климатических условий района расположения наблюдательной скважины относительно области питания водоносного горизонта и фильтрационных свойств пород.

3.2.3. Барометрические и приливные колебания уровня подземных вод

Атмосферное давление является одним из факторов, оказывающих влияние на уровень подземных вод. Обычно вариации уровня вод зеркально отображает ход атмосферного давления, т.е. повышение атмосферного давления приводит к снижению уровня и наоборот.

Приводимые нами наблюдения показали, что ход уровня вод по некоторым наблюдательным скважинам региона Армении не коррелируется с изменениями атмосферного давления (рис.14).

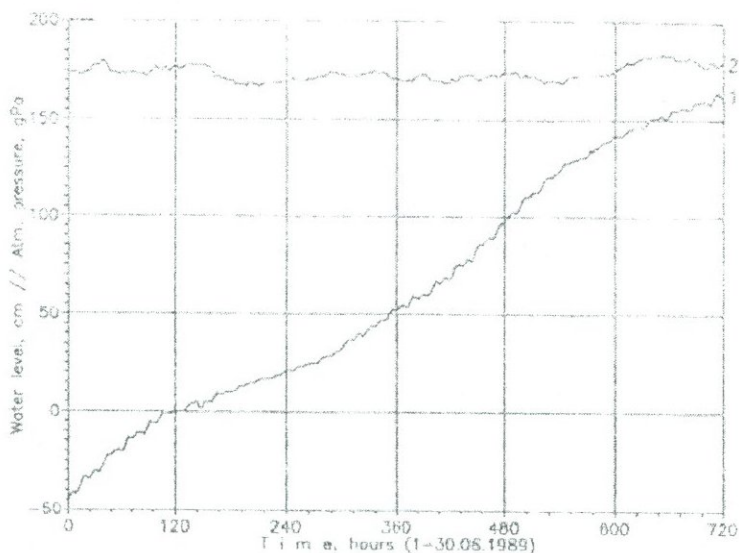


Рис.14. Сопоставление кривой атмосферного давления и уровня подземных вод по скв. N1.

- 1 - кривая изменения уровня подземных вод,
- 2 - атмосферное давление.

Для количественного описания этого процесса определяется коэффициент барометрической эффективности, численно равный отношению изменения уровня (ΔH) к изменению атмосферного давления (ΔP);

$$B = \frac{\Delta H}{\Delta P}$$

Коэффициент барометрической эффективности зависит от пористости пласта, упругих свойств воды и пласта.

Запаздывание хода изменения уровня подземных вод (τ) относительно изменений атмосферного давления определяется фильтрационными характеристиками системы скважина-пласт проявляется в зависимости от барометрической эффективности и периода изменения атмосферного давления, поскольку эта система обладает свойствами механического фильтра низких частот. С уменьшением периода колебаний атмосферного давления происходит уменьшение коэффициента барометрической эффективности и увеличение времени запаздывания изменения уровня относительно изменений атмосферного давления.

Наблюдения показали, что для скважины Ноемберян коэффициент барометрической эффективности колеблется от 0.01 до 0.04 см/гПа, а время запаздывания изменения уровня подземных вод относительно вариаций атмосферного давления меняется от 3 до 5 часов.

Наблюдения за ходом уровня подземных вод позволяют выделить колебания, обусловленные деформациями водо-

вмещающих пород под воздействием лунно-солнечных приливов [61]. Это дает возможность контроля реакции системы скважина-пласт на изменение объемных деформаций, что необходимо при проведении прогностических исследований. Кроме того, изменение приливных деформаций может являться предвестником землетрясения. Периодические вариации уровня подземных вод, которые можно связывать с воздействием приливообразующих сил, наблюдались в скважине N1 (рис.15). Спектральный анализ временных рядов уровня подземных вод позволил обнаружить две группы гармонических составляющих, группирующихся около периодов 12 и 24 часов (рис.16).

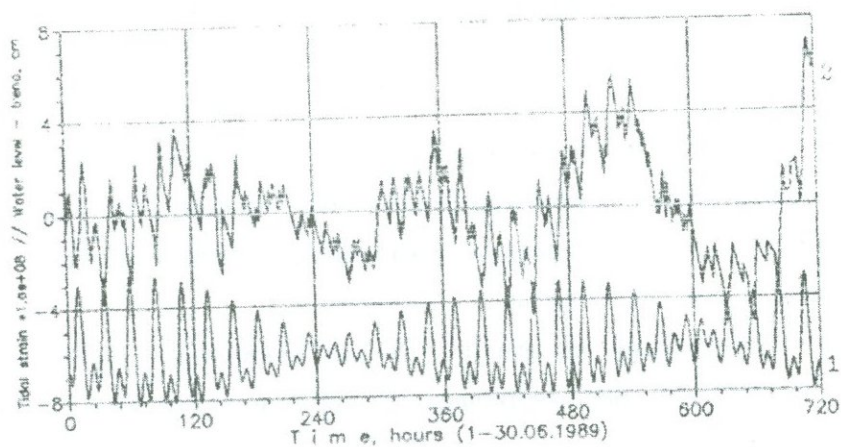


Рис.15. Сопоставление периодических колебаний уровня подземных вод с приливами по скв. N1.

1 — приливы,

2 — уровень подземных вод.

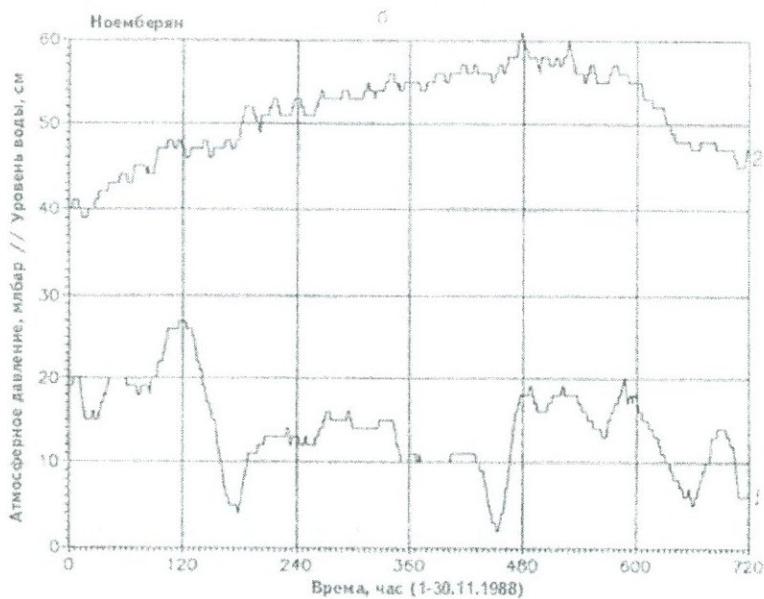
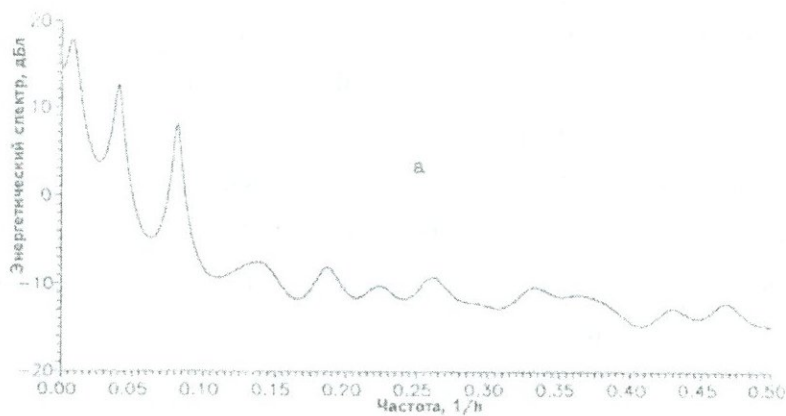


Рис.16. Частотный спектр временного уровня подземных вод по скв. N1.

а — частотный спектр уровня вод;

б — 1 - кривая изменения атмосферного давления,
2 - изменение уровня подземных вод.

Теоретические исследования показывают, что в водонасыщенной породе, подверженной объемной деформации, максимальные значения подъема уровня воды, обусловленные небольшим сжатием, должны совпадать с максимальными значениями силы тяжести. Наблюдаемые вариации уровня по скважине Ноемберян сопоставлялись с графиком поправок за приливные изменения силы тяжести, которые являются зеркальным отображением вариаций силы тяжести (рис.17), т.е. минимум уровня соответствует максимуму силы тяжести.

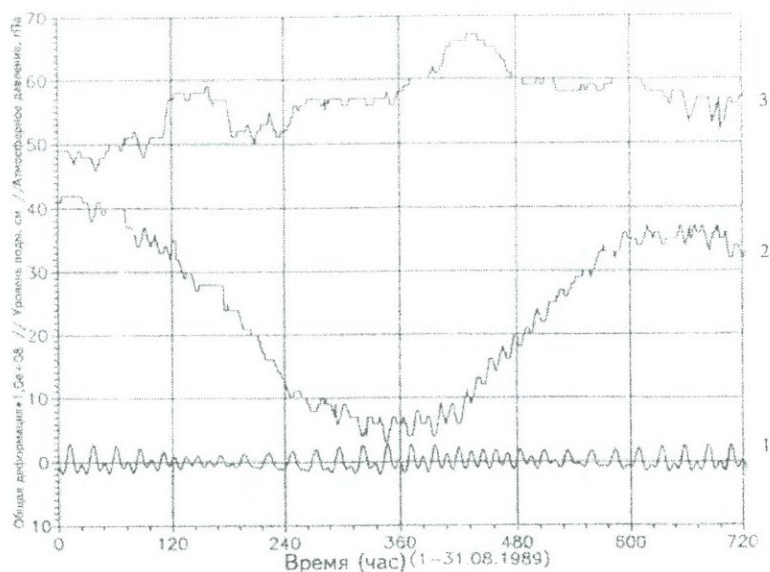


Рис.17. Сопоставление вариаций уровня вод по скв. N1 с графиком поправок за приливные изменения силы тяжести и атмосферным давлением.

- 1 — приливные изменения,
- 2 — изменения уровня подземных вод,
- 3 — вариации атмосферного давления.

В результате измерений также были выделены мало-амплитудные периодические вариации уровня подземных вод, вызванные пилообразные колебания [48], которые связаны с медленным подъемом уровня и резким его спадом.

Характерной особенностью пилообразных колебаний является то, что они происходят и на фоне понижения, и на фоне повышения уровня вод, указывают на наличие периодически слабых деформаций земной коры или являются отражением физико-химических процессов в системе скважина-водоносный пласт.

Пилообразные колебания уровня подземных вод были зафиксированы на скважинах NN 15, 27 и 11. На рис.18 эти колебания показаны на суточном ходе изменения уровня вод. Периоды пилообразных колебаний изменяются от $2 \div 18$ часов для скважины N1; $4 \div 14$ часов для скважины N 9 и $2 \div 7$ часов для скважины N10. Амплитуда колебаний соответственно составляет — $10 \div 12$ мм, $10 \div 40$ мм и $10 \div 20$ мм.

3.2.4. Влияние техногенных факторов на уровень вод скважин

Кроме вышеперечисленных факторов нами в качестве методических ошибок рассматривалось и возможное влияние на изменения уровня подземных вод наблюдательных скважин режима работы близлежащих водохранилищ, водозаборов, водоканалов, водоотборов.

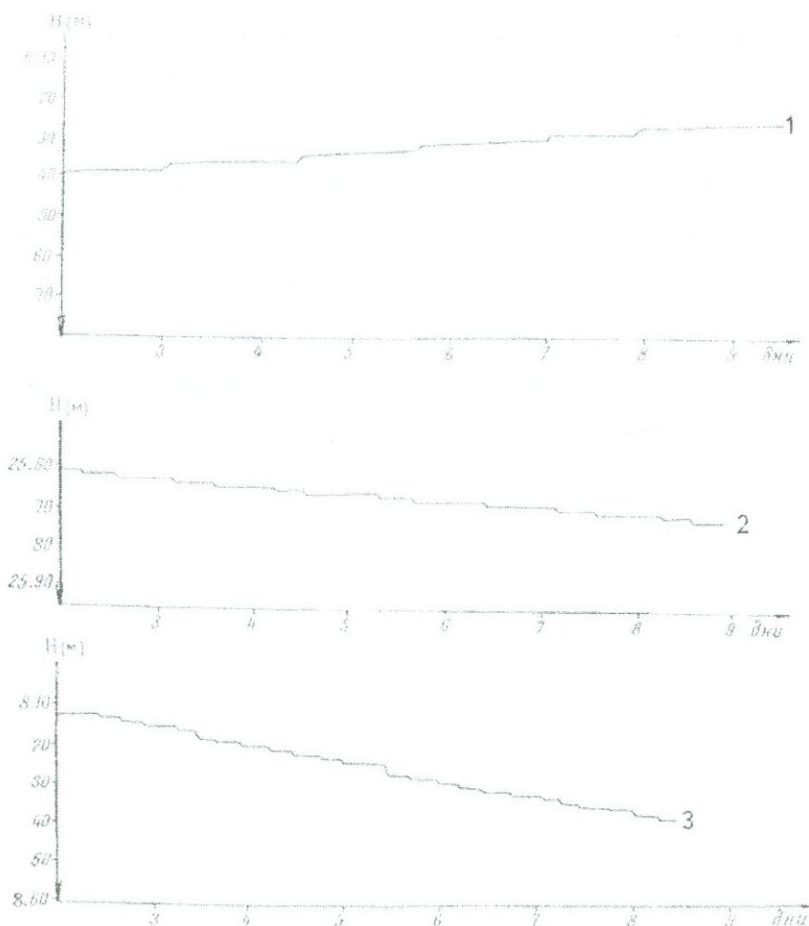


Рис.18. Пилообразные колебания уровня подземных вод по скважинам: 1) Иджеван, 2) Карчахпюр, 3) Азатан.

На территории Армении много водохранилищ, например, Арпаличское, Аларанское, Ахурянское, Азатское, Кечутское, Джагазское, Карнутское, Толорское, Спандарянское и другие. Наиболее крупным является Ахурянское, которое расположено в районе г.Гюмри. На расстоянии 3 км

от Арпаличского водохранилища находится скважина N10, в которой не сказывается влияние режима водохранилища.

Следует отметить, что авторы, которые проектировали наблюдательные скважины, учли все упомянутые факторы, и практически в основном все скважины расположены достаточно далеко, чтобы испытывать какие либо изменения, связанные непосредственно с влиянием водохранилищ.

Водозаборные скважины региона вскрывают в основном верхнюю часть геологического разреза. Сравнение режима работы водозаборов и хода уровня подземных вод по наблюдательным скважинам показало, что отбор воды не оказывает влияния на режим подземных вод глубоких водоносных горизонтов.

3.3. Режим минеральных вод

Формирование минеральных вод Армении происходит в самых разнообразных геологических условиях. Характерной особенностью минеральных вод Армении является большое содержание углекислого газа, а для вод зон разломов глубинного заложения преобладает в химическом составе гидрокарбонат натрия.

Повышенный газовый фактор, превышающий местами величину 2÷4, является причиной движения минеральных вод в приповерхностной зоне, т.е. с одной стороны отмечается явление газлифта, а с другой выделение в водонесу-

щих трещинах и на поверхности значительных количеств травертинов.

Выходы минеральных вод на поверхность контролируется структурными условиями (выходами на поверхность водоносных пластов, разрывными нарушениями, ослабленными контактами интрузивных массивов).

Режимные наблюдения ведутся Управлением Армгеокаптажминвод с 1976 года. С целью изучения гидрогеодинамики подземных вод нами были рассмотрены данные по режиму минеральных источников региона [98]. Было обращено особое внимание на изменение значений некоторых параметров (дебита, температуры, минерализации) источников минеральных вод под воздействием сильных землетрясений.

Следует отметить, что эксплуатация скважин на всех месторождениях производится в крановом режиме.

Углекислые минеральные воды месторождения Арзни имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, они образуются в результате смещения приповерхностных пресных вод с поступающими по трещинным зонам разломов глубинных вод с повышенной минерализацией. Минеральные воды Арзни эксплуатируются тремя скважинами (1/62, 3/62 и 6/64). На режим минеральных вод месторождения, в частности на изменение минерализации вод источника, наблюдаемое по всем трем скважинам, сильно повлияло Спитакское землетрясение (7 декабря

1988г.), эпицентр которого находился в 85 км от источника, с магнитудой $M=7.0$. За время наблюдения за режимом минеральных вод Арзни наблюдалось увеличение минерализации вод по скважине 3/62 от 10г/л до 14,4г/л, а по скважине 6/64 - от 7.0г/л до 13.4г/л (рис.19). Изменение температуры вод наблюдаются по всем трем скважинам, флуктуации температуры (рис.20) происходили до 1989 года. Значение дебита резко снизилось с 8.3л/с до 5.3л/с. Наблюдаются флуктуации значений дебита по скважине 3/62 с декабря по май месяц 1989 года. С 1991 по 1992гг. по скважинам 6/64 и 3/62 наблюдаются сильные флуктуации дебита уровня вод в скважине, сопровождающиеся в начале резким спадом.

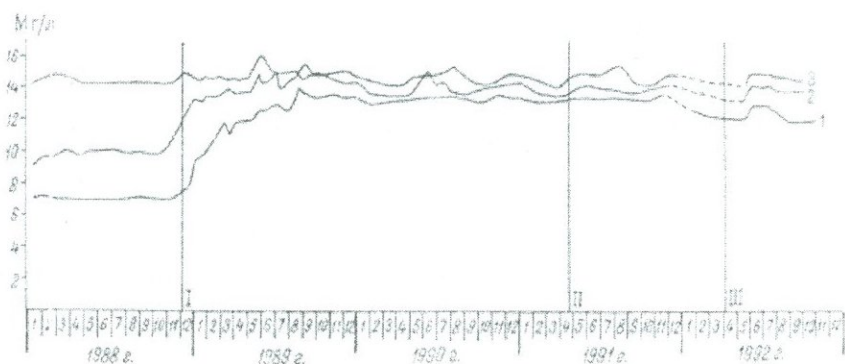


Рис.19. Изменение минерализации вод Арзнинского месторождения по скважинам.

Землетрясения: I — Спитакское 07.12.88, $M=7.0$ (скв. 6/64)
 II — Рачинское 29.04.91, $M=6.3$ (скв. 3/62)
 III — Турецкое 02.04.92, $M=4.7$ (скв. /62)

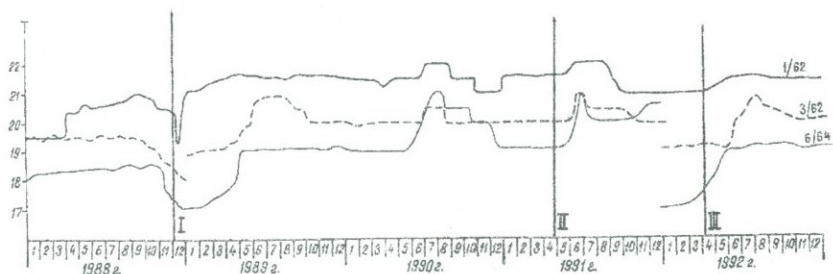


Рис.20. Изменение температуры вод Арзнинского месторождения по скважинам.

Землетрясения: I — Спитакское 07.12.88, $M=7.0$ (скв. 6/64)

II — Рачинское 29.04.91, $M=6.3$ (скв. 3/62)

III — Турецкое 02.04.92, $M=4.7$ (скв. /62)

Кироваканское месторождение представлено напорными пресными и углекислыми минеральными водами, заключенными в толще рыхлообломочных пород и андезито-базальтовых лав на глубине 30÷280м и перекрытыми сверху водоупорным экраном озерно-речных глинистых образований. Режимные наблюдения ведутся по двум скважинам (Ik и Пк), в которых, начиная с 1988г., наблюдается следующее: в начале 1988г. скв. Ik имела минерализацию 5.4г/л, скважина Пк-7.4г/л. В 1988г. минерализация скв. Пк понизилась на 1г/л, а минерализация скв. Ik выросла на 0.4г/л. Минерализация скв. Ik с конца 1992г. не менялась и лишь в конце 1992г. снизилась на 1г/л. Значение минерализации по скв. Пк после землетрясения 7.12.1988г. понизилась от 6.2г/л до 5.2г/л, далее наблюдаются периодические колебания значений минерализации до конца 1989г.:

в 1991 году понижение минерализации от 5.4г/л до 2.2г/л, затем периодические колебания до декабря 1991г., в январе 1992г. минерализация повышается от 2г/л до 5.4г/л. Температурные колебания минеральных вод скв.Ік и Іік незначительны.

Вединское месторождение минеральных вод приурочено к зоне тектонического нарушения. В динамике минеральных вод некоторую роль играет смешение грунтовой воды с глубинными минеральными водами.

Режимные наблюдения минеральных вод Веди указывают на стабильное значение минерализации, равное 4г/л. Дебит минерализации вод источника имел резкие флуктуации в течение трех месяцев (от 01.01.1991г. до 01.03.1991г.), дебит воды повысился от 0.5л/с до 1л/с.

Минеральные воды месторождения Джермук представлены углекислыми среднеминерализованными гидрокарбонатносульфатными натриевыми термальными водами. Последние поднимаются с глубин по тектоническим нарушениям. Месторождение эксплуатируется четырьмя скважинами (30/62; IVк, 2/61 и Ік). Общая минерализация вод за наблюдаемый период практически стабильна.

Несмотря на крановый режим эксплуатации минеральной воды, режимные наблюдения показывают, что дебит минеральных вод скважины IVк был подвержен колебанию в течение 1988г. В течение трех месяцев дебит вод в скважине колебался, принимая следующие значения:

X.88г. - 6л/с, XI.88г. - 2.0л/с, XII.88г. - 1.7л/с. В 1991г. наблюдались изменения дебита минеральных вод по скважине IVк от 0.5л/с до 1.5л/с. Температура вод скважины колеблется в небольших пределах.

Акнахпюрское месторождение минеральных вод приурочено к тектоническому узлу пересечения разломов и характеризуется сложными гидрогеологическими условиями. Подъем глубинной минеральной воды происходит по зонам пересекающихся разнонаправленных разрывных нарушений. В декабре 1988г. наблюдалось изменение минерализации по эксплуатируемой скважине 8/81 от 3.4г/л до 4.4г/л. В 1991г. — небольшие колебания значений минерализации и далее стабилизация минерализации при 2.6г/л.

Анкаванское месторождение представляет водонапорную систему трещинно-жильных вод в пределах зоны Анкаванского разлома. Воды формируются в результате разгрузки трещинно-жильных минеральных вод из глубоких зон разлома и смешения их с грунтовыми водами. На Анкаванском месторождении эксплуатируется вода с гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым составом. Минеральные воды Анкаванского месторождения термальные - скв. Iк — 26°C, скв. IVк — 30°C с минерализацией 7.8-8.5г/л. В конце 1988 года наблюдалось небольшое повышение минерализации по скважине IVк, а по скважине Iк — понижение. Наибольшее повышение минерализации вод наблю-

дается по обоим скважинам в 1991 году, скв.Ік — 8.6г/л, скв.ІVк — 8.4г/л. Дебит скважин стабильный.

Севанское месторождение минеральных вод представляет водонапорную систему пластово-трещинных и пластово-поровых минеральных вод. Воды эксплуатируемых скважин Севанского месторождения характеризуются малой минерализацией — 2.7÷3.1г/л. Температура вод 17.5÷18,1°С. Не наблюдается изменение режима минеральных вод по данному месторождению.

Таким образом, в результате проведенных наблюдений по режиму источников минеральных вод следует отметить, что месторождения минеральных вод можно разделить на две группы: более чувствительная группа месторождений и менее чувствительная к сейсмическим событиям. Подобная дифференциация источников говорит о наличии тензо-чувствительных зон региона.

Отсутствие на рассматриваемых нами месторождениях наблюдательных скважин заметно снижает ценность режимных наблюдений.

3.4. Методика выделения гидрогеодинамических эффектов

Методика выделения гидрогелдинамических эффектов, по данным наблюдательных скважин, включает принципы организации и регистрации наблюдений, способы обработки и интерпретации данных.

Обработка материалов наблюдений за уровнем подземных вод с целью поиска предвестников землетрясений сводилась к задаче выделения полезного сигнала на фоне помех.

В зависимости от задачи, поставленной перед гидрогеодинамическими исследованиями, любой из компонентов, составляющих временной ряд хода уровня подземных вод может быть либо полезным сигналом, либо помехой. Предполагались известными приблизительные параметры помех (их амплитуда и частотный состав) и неизвестными параметры сигналов. Применительно к гидрогеологической обстановке исследуемого региона основные помехи можно условно разделить на две группы. К долгопериодным относятся: изменение уровня вод связанные с нарушением режима подземных вод, и сезонные колебания уровня. Короткопериодные, малоамплитудные вариации уровня обусловлены изменением атмосферного давления, атмосферных осадков и приливобразующих сил. Для фильтрации помех использованы такие статистические способы обработки, как вычисление интерполяционных многочленов, корреляционный анализ, выявление скрытых периодичностей и цифровая фильтрация.

Внутри любого выбранного временного интервала наблюдений за уровнем подземных вод присутствует тренд, который может либо сохраняться от интервала к интервалу, либо является частью долгопериодных квазигармонических

циклов. Обычно он обусловлен проявлением метеорологических и техногенных факторов и проявляется в виде монотонного снижения или повышения уровня подземных вод. Для выделения или снятия тренда проводится интерполяция временного ряда многочленом заданного порядка. Различные алгоритмы снятия тренда при обработке временных рядов описаны в работе [27]. При обработке гидрогеодинамических наблюдений применялись алгоритмы, позволяющие вычислить интерполяционный многочлен заданного порядка по минимуму среднеквадратической ошибки, т.е.

$$\sum_{i=1}^N (H_i - R_{in})^2 = \min$$

где H_i — данные режимных гидрогеодинамических наблюдений, R_{in} — интерполяционный многочлен n — порядка. Порядок многочлена выбирался на основе визуального анализа материалов и обычно не превышает 2, т.е. определялся либо линейный, либо параболический тренд. Фильтрация долгопериодных компонент временных рядов проводилась вычитанием из исходного ряда интерполяционного многочлена этого ряда I-го или II-го порядка.

Для исключения влияния атмосферного давления на уровень подземных вод проводилось определение функции взаимной корреляции между этими параметрами. По экстремальному значению этой функции рассчитывалось запаздывание реакции уровня на вариации атмосферного

давления и первый коэффициент регрессии, численно равный коэффициенту барометрической эффективности. Запаздывание и коэффициент барометрической эффективности использовались для внесения поправки в ход уровня подземных вод. В простейшем линейном случае поправка вычисляется следующим образом:

$$H'(t) = H(t) - B[P_A(t - \tau) - P_{A0}] ,$$

где t — время, $P_A(t)$ — ход атмосферного давления, $H(t)$ — ход уровня подземных вод, приведенный к постоянному атмосферному давлению P_{A0} , B — коэффициент барометрической эффективности, τ — запаздывание хода уровня относительно изменения атмосферного давления.

Следующий этап обработки — поиск и выделение скрытых периодичностей, являющихся одним из компонент временного ряда хода уровня со скомпенсированным влиянием на него атмосферного давления. Одним из методов выделения скрытых периодичностей является амплитудный спектральный анализ временного ряда наблюдений, широко применяющийся в статистической обработке [61]. Применение спектрального анализа позволяет выделить две основные группы составляющих с периодами, близкими к 12 и 24 часам.

Для выделения полезного сигнала на фоне приливных колебаний уровня проводилась цифровая фильтрация, позволяющая исключить из временного ряда хода уровня вариации, связанные с воздействием приливообразующих

сил. Способы цифровой фильтрации временных рядов приведены в работе [62]. При обработке данных наблюдений применялись различные низкочастотные фильтры. Был analyzed фильтр низких частот с конечной импульсной характеристикой. Полоса пропускания фильтра ограничивалась периодом, равным 30 часам, коэффициент ослабления в полосе подавления достигал 33дБ. Использование подобных фильтров позволило исключить из рассматриваемых временных рядов приливные вариации уровня, а также другие высокочастотные помехи и шумы.

На основе описанного алгоритма обработки гидрогеодинамических наблюдений была составлена программа для ЭВМ [27]. На рис.21 показан пример обработки временного ряда, выполненный для поиска предвестников землетрясений. С этой целью из временного ряда хода уровня подземных вод последовательно исключалось влияние атмосферного давления и земноприливных колебаний. Полученная таким образом очищенная кривая пригодна для выделения предвестниковых эффектов.

Алгоритм приведенной выше методики выделения вариаций уровня подземных вод, связанных с процессами подготовки и последствия землетрясений, составлен В.А.Барабановым (ИФЗ) и в дальнейшем был синтезирован в более сложную программу для ЭВМ и вошел в методическое руководство по поиску гидрогеодинамических предвестников землетрясений [62].

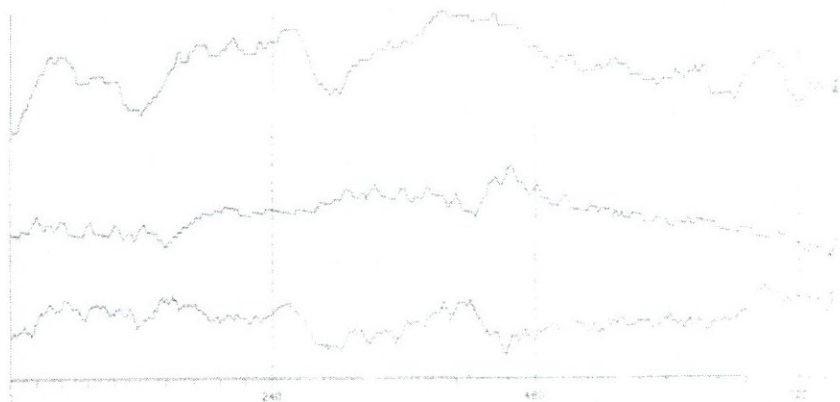


Рис.21. Исключение влияния атмосферного давления на ход уровня подземных вод.

- 1 — вариации атмосферного давления,
- 2 — изменения уровня подземных вод,
- 3 — кривая хода уровня вод после исключения влияния атмосферного давления.

Глава IV. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Гидрогеодинамические наблюдения позволяют определить влияние землетрясений и их подготовки на уровень и дебит подземных вод. Результаты гидрогеодинамических наблюдений за уровнем подземных вод в скважинах дают возможность выделить эффекты предвестники по аномальным вариациям уровня подземных вод. Наряду с эффектами-предвестниками, нами рассматривались случаи, когда такие эффекты должны были существовать, но не были зарегистрированы. Особенности приборов, которые использовались для наблюдений за уровнем подземных вод, не позволили регистрировать кратковременные волновые колебания уровня, вызванные распространением сейсмических волн. Некоторые эффекты после действия землетрясений рассматриваются лишь по данным наблюдений на месторождениях минеральных вод.

4.1. Гидрогеодинамические предвестники землетрясений

Для выделения гидрогеодинамических предвестников нами рассчитывались деформации, которые должны развиваться на месте расположения той или иной скважины, в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения и магнитуды. Такие расчетные деформации определялись

применительно к модели очага землетрясения согласно формуле [32,34]:

$$\varepsilon = \left(\frac{R}{10^{0.413M - 2.66}} \right)^{-3}$$

где R — эпицентральное расстояние, M — магнитуда. Имеется в виду, что в процессе подготовки землетрясений могли быть зарегистрированы эффекты-предвестники в том случае, если расчетная деформация имеет величину не менее 10^{-8} , т.е. превышает величину земно-приливной деформации. Однако, как показал опыт изучения предвестников, в некоторых случаях при высокой тензочувствительности системы скважина-пласт подготовка землетрясений может сопровождаться эффектами при меньшей величине деформации. Такие случаи неоднократно наблюдались при изучении гидрогеодинамических эффектов в зоне тектонических нарушений Передового Копетдагского разлома в Туркменистане [49].

В составленную нами табл.6 включены данные о землетрясениях, по которым зафиксированы гидрогеодинамические эффекты, исходя из указанных расчетных деформаций. С учетом возможной высокой тензочувствительности скважины в таблицу были включены случаи, соответствующие деформации порядка 10^{-9} и более.

Таблица 6.

Район, NN скв.	Время аномалии (зффекта)	Амплиту- да измен. уровня (см)	Тип изменения уровня	Знак аномалии	Землетрясения, с которыми могут быть связаны эти аномалии			
					Дата землетря- сения	Магни- туда, М	Эпицентр. расст., Δ, км	Расчет. деформа- ция, ε
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Налбанд N 12	22.09.92 ÷ 16.11.92	30	купол	+	16.11.92	3.3	66	$10^{-8.3}$
	11.11.90 ÷ 16.12.90	40	купол	+	16.12.90	5.2	108	$10^{-7.0}$
	02.11.91 ÷ 20.12.91	40	бухта	-	20.12.91	4.0	2.5	$10^{-7.0}$
	07.02.93 ÷ 21.03.93	10	купол	+	21.03.93	4.0	39	$10^{-7.0}$
	16.02.93 ÷ 26.04.93	50	бухта	-	27.04.93	4.8	185	$10^{-7.8}$
	20.08.94 ÷ 30.09.94	30	бухта	-	20.12.91	4.0	181	$10^{-7.4}$
	17.09.90 ÷ 22.10.90	80	купол	+	22.10.90	5.0	158	$10^{-7.8}$

Продолжение таблицы 6.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Октембе- рян N2	09.05.88 ÷ 28.07.88	30	ступен	-	07.12.88	6.9	100	$10^{-5.5}$
	05.09.90 ÷ 23.10.90	10	купол	+	10.10.90	4.0	91	$10^{-8.0}$
	11.05.92 ÷ 10.06.92	30	ступен.	-	28.05.92	4.0	143	$10^{-9.0}$
	16.03.89 ÷ 05.04.89	10	ступен.	+	30.03.89	5.0	103	$10^{-7.4}$
Карчах- пюр N27	31.03.91 ÷ 01.05.91	40	Выступ. пе- реход. в бухту	±	29.04.91	6.3	322	$10^{-7.6}$
	11.05.91 ÷ 05.07.91	30	купол	+	04.07.91	5.4	300	$10^{-8.3}$
	25.04.93 ÷ 17.06.93	20	ступен.	+	07.06.93	4.4	67	$10^{-7.1}$
	27.06.93 ÷ 20.08.93	30	ступен.	±	27.08.93	4.5	168	$10^{-8.4}$
	08.08.93 ÷ 10.09.93	10	бухта	±	09.10.93	4.2	52	$10^{-7.6}$
Азатан N11	28.09.92 ÷ 15.11.92	40	бухта	-	16.11.92	3.3	87	$10^{-8.3}$
	27.06.92 ÷ 08.07.92	60	ступен.	-	14.07.92	4.1	168	10^{-9}
	25.01.93 ÷ 24.02.93	20	бухта	-	24.02.93	4.0	97	10^{-9}

Продолжение таблицы 6.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Амация N9	10.04.94 ÷ 10.05.94	30	бухта	-	18.05.94	4.0	18	10^{-6}
	14.10.90 ÷ 22.12.90	14	ступен.	-	16.12.90	5.2	60	$10^{-6.5}$
	26.03.91 ÷ 27.04.91	10	ступен.	-	27.04.91	4.4	97	$10^{-6.5}$
	11.12.89 ÷ 10.01.90	18	бухта	-	06.01.90	4.0	40	10^{-8}
Ноемберян N1	25.11.88 ÷ 13.12.88	24	купол	+	07.12.88	6.9	73	$10^{-4.9}$
	02.08.89 ÷ 16.09.89	30	бухта	±	07.09.89	4.3	60	$10^{-7.6}$
	25.03.91 ÷ 14.05.91	80	купол	+	29.04.91	6.1	181	$10^{-6.4}$
	15.06.91 ÷ 15.07.91	75	купол	+	04.07.91	5.4	156	$10^{-7.3}$
	31.11.91 ÷ 16.12.91	30	купол	+	20.12.91	4.0	122	10^{-9}
	03.09.93 ÷ 06.10.93	50	купол	+	09.10.93	4.2	89	$10^{-7.1}$
	24.05.94 ÷ 10.06.94	15	бухта	-	18.06.94	4.5	121	$10^{-7.4}$

Продолжение таблицы 6.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кучак N18	15.06.91 ÷ 29.07.91	50	Ступен.	+	04.07.91	5.4	212	$10^{-7.2}$
	05.09.93 ÷ 11.10.93	10	купол	+	09.10.93	4.2	58	$10^{-7.6}$
	05.05.91 ÷ 28.05.91	40	Ступен.	+	28.05.92	4.0	214	10^{-9}
	13.01.94 ÷ 10.02.94	20	Ступен.	+	24.02.97	4.0	63	10^{-7}
Ехегнадзор N22	01.03.91 ÷ 27.03.91	20	бухта	-	27.03.91	4.3	74	$10^{-7.6}$
	15.04.91 ÷ 29.04.91	60	бухта	-	29.04.91	6.3	338	$10^{-7.4}$
	10.05.93 ÷ 07.06.93	20	Резкий подъем	-	07.06.93	4.4	111	$10^{-6.4}$
	14.04.92 ÷ 05.05.92	60	купол	+	05.05.92	4.0	126	10^{-9}
Аргашат N21	21.04.90 ÷ 21.06.90	80	Ступен.	-	21.06.90	7.1	639	$10^{-7.1}$
	12.09.90 ÷ 10.10.90	20	Ступен.	+	10.10.90	4.0	66	$10^{-6.5}$
	14.05.92 ÷ 05.05.92	10	бухта	-	05.05.92	4.0	164	10^{-9}

Продолжение таблицы 6.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Дзорахшюр N3	09.05.88 ÷ 28.07.88	30	Ступен.	-	07.12.88	6.9	100	$10^{-5.5}$
	04.04.94 ÷ 10.05.94	10	Ступен.	-	18.05.94	4.5	131	10^{-8}
Гукасян N10	22.09.90 ÷ 22.10.90	10	купол	+	22.10.90	5.0	167	$10^{-8.4}$
	15.04.92 ÷ 05.05.92	20	Ступен.	+	05.05.92	4.0	39	10^{-7}
	16.11.91 ÷ 20.12.91	20	букта- купол	±	20.12.91	4.0	35	10^{-7}
Иджеван N15	27.08.93 ÷ 06.09.93	10	купол	+	09.10.93	4.2	52	$10^{-6.8}$
	15.03.93 ÷ 19.04.93	60	букта	-	27.04.93	4.8	177	$10^{-7.8}$
	15.05.91 ÷ 15.06.91	80	букта	-	15.06.91	6.0	214	$10^{-6.3}$
	15.03.91 ÷ 04.05.93	60	букта	-	04.05.93	5.0	174	$10^{-8.4}$
	25.06.93 ÷ 29.07.93	40	букта	-	29.07.93	4.5	386	$10^{-9.4}$
	08.02.93 ÷ 15.03.93	20	букта	-	21.03.93	4.0	137	10^{-9}

4.1.1. Характерные особенности гидрогеодинамических эффектов-предвестников

В данном параграфе рассматривается количественное распределение предвестников в зависимости от магнитуды землетрясения, эпицентрального расстояния, формы и амплитуды аномальных изменений уровня, а также от времени их проявления. Выявленные нами гидрогеодинамические эффекты предшествовали землетрясениям с магнитудой, начиная от 3.5 до 7.0. Из рис.22 видно, что большинство предвестников были зарегистрированы перед землетрясениями, магнитуда которых составляла 4.0÷7.0.

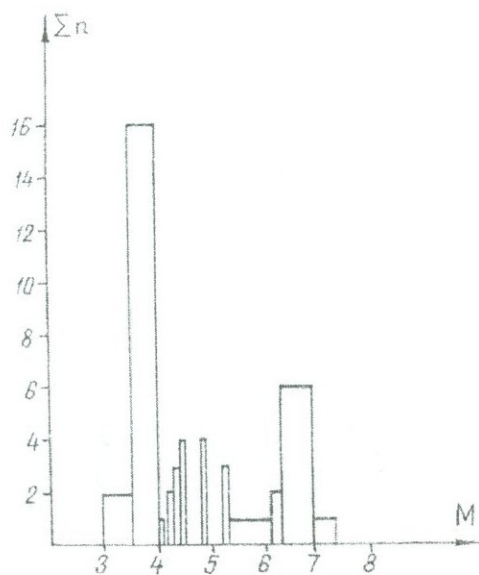


Рис.22. Распределение количества гидрогеодинамических предвестников от магнитуды землетрясения.

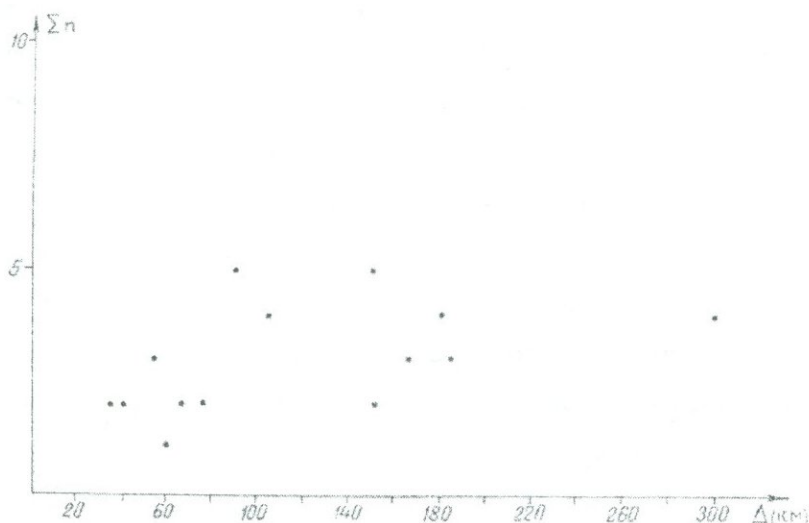


Рис.23. Распределение количества гидрогеодинамических предвестников от эпицентрального расстояния.

График зависимости количества предвестников от эпицентрального расстояния показывает, что основное число предвестников по уровню подземных вод зарегистрировано на расстояниях до 200км (рис.23). Единичные предвестники наблюдались на расстояниях 300км и более от эпицентра землетрясения. Полученные результаты показывают, что основное количество гидрогеодинамических предвестников по уровню подземных вод регистрируется в зоне, совпадающей по своему размеру с зоной распространения деформаций. Радиус зоны проявления предвестников определяется по формуле [34]

$$R = 10^{-0.43M} \text{ (км)}$$

Как видно из графика (рис.34), зависимость между расчетной деформацией для выявленных предвестников и эпицентральной расстоянием не линейная, здесь заметна лишь некоторая тенденция уменьшения расчетной деформации с ростом эпицентрального расстояния.

Таким образом, можно считать, что реальные деформации вероятнее всего отличаются от расчетных и заметная роль в проявлении гидрогеодинамических эффектов-предвестников принадлежит тензочувствительности системы скважина-пласт.

4.1.2. Форма и амплитуда изменения гидрогеодинамических эффектов-предвестников

Для выделения характерных типов гидрогеодинамических эффектов, связанных с землетрясениями [48], нами рассматривалось соответствие с классификацией различных форм вариаций уровня подземных вод.

1. Депрессия уровня. Экстремальное положение уровня соответствует моменту землетрясения. 2. Пологая система уровня (бухтообразное понижение). 3. Ярко выраженная высокоамплитудная депрессия уровня. 4. Депрессия уровня, ослаженная остаточным обратимым повышением. 5. Депрессия уровня, осложненная остаточным обратимым повышением. 6. Повышение уровня перед землетрясением. 7. Ступенчатое понижение уровня. 8. Ступенчатое повыше-

ние уровня. 9. Сложные вариации уровня, предшествующие землетрясению.

На основе приведенной классификации гидрогеодинамических предвестников по форме сигнала выделено процентное соотношение тех или иных форм эффектов предвестников, зарегистрированных в Армении.

Из 52 (100%) рассматриваемых случаев 18 (35%) составляют бухтообразные понижения уровня, 14 (27%) — куполообразное повышение уровня, 9 и 7 (17 и 13%) — соответственно ступенчатое понижение и повышение уровня и только 4 (8%) предвестника характеризуются сложной формой сигнала.

Амплитуда гидрогеодинамических предвестников меняется в диапазоне от 10 до 80 см. Наибольшее количество предвестников имеет амплитуду изменения уровня подземных вод от 10 до 40 см (рис.24). С увеличением амплитуды вариаций уровня вод уменьшается количество предвестников.

Зависимость амплитуды предвестника от магнитуды землетрясения показана на графике (рис.25). Землетрясения с магнитудой от 4 до 7 присущи гидрогеодинамические предвестники с амплитудой, изменяющейся в пределах 20÷60 см, а предвестники с амплитудой 80 см соответствуют землетрясениям с магнитудой 5÷7, т.е. зависимость между амплитудой предвестника и магнитудой слабо выражена.

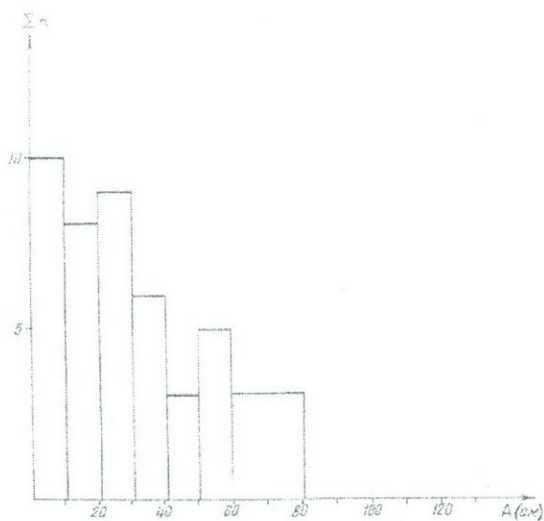


Рис.24. Гистограмма количества предвестника от амплитуды гидрогеодинамического эффекта.

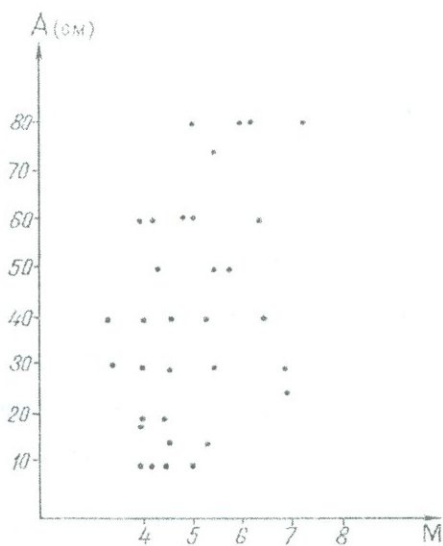
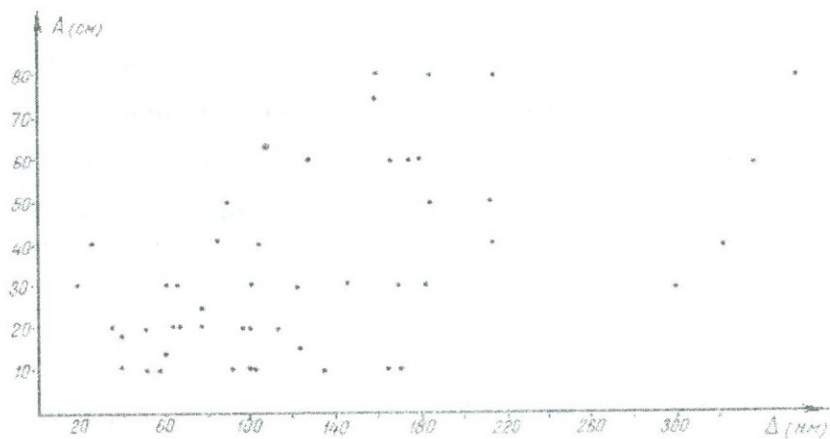


Рис.25. Зависимость амплитуды гидрогеодинамических эффектов-предвестников от магнитуды землетрясения.



Зависимость амплитуды вариаций подземных вод от эпицентрального расстояния (рис.26) имеет слабую тенденцию к увеличению амплитуды с увеличением эпицентрального расстояния. Основное количество предвестников распределено на расстоянии до 200км от эпицентра землетрясения. На рис.27 показана зависимость амплитуды предвестника от величины расчетной деформации. Выявлено, что амплитуда предвестника от 10 до 60см формируются в интервале изменений деформаций порядка от 10^{-6} до 10^{-9} . Максимальные амплитуды наблюдаются при значении расчетной деформации от $10^{-6.3}$ до $10^{-7.8}$. Однако, при этом на графике (рис.27) не усматривается какая-либо зависимость, в то время, как следовало бы ожидать с увеличением деформации амплитуда должна увеличиваться. Невыявленная зависимость, свидетельствует о том, что реальные деформации существенно отличаются от расчетных. Так, на примере Спитакского землетрясения реальная деформация, замеряемая с помощью деформографа в Гарни, составила 10^{-7} [38], а расчетная деформация — 10^{-6} .

4.1.3. Длительность эффектов-предвестников

В результате анализа данных, полученных нами, время проявления начала гидрогеодинамического предвестника относительно момента землетрясения варьирует в пределах от 10 до 80 суток. Однако, согласно параграфу 1.5, длитель-

ность гидрогеодинамического предвестника, в зависимости от силы землетрясения для краткосрочных предвестников составляет от 1 до 20 суток, среднесрочных — в интервале от 20 суток до 6 месяцев.

Анализ этих материалов показал, что амплитуда вариаций уровня подземных вод практически не зависит от продолжительности предвестников (рис.28). Из полученного графика следует, что предвестники с различной амплитудой изменения уровня вод от 10 до 80см имеют продолжительность от 20 до 60 суток.

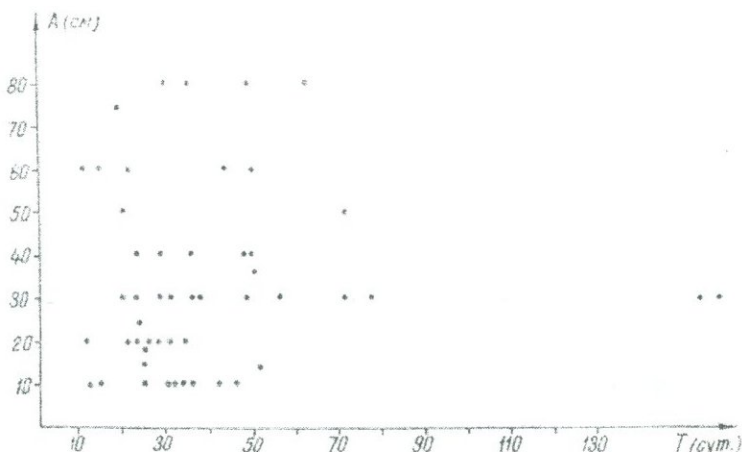
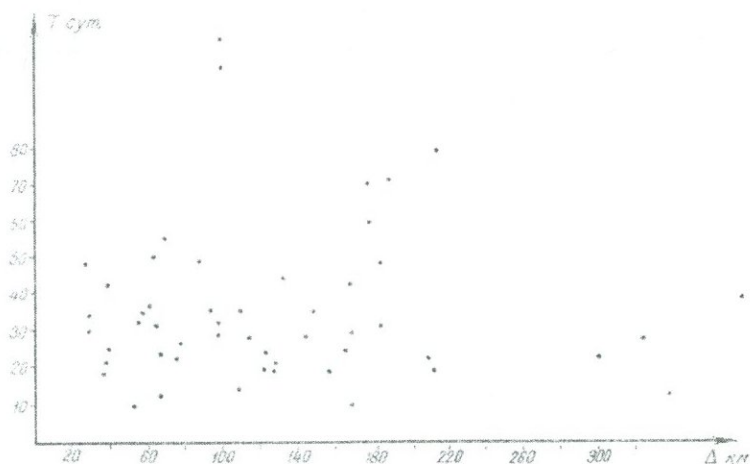


Рис.28. Зависимость амплитуды гидрогеодинамических эффектов-предвестников от начала времени проявления предвестника до момента землетрясения.

Нами рассматривалась зависимость между продолжительностью гидрогеодинамического предвестника и параметрами землетрясения (магнитуда и эпицентральное рас-

стояние). Выявлено, что на расстоянии до 200км от эпицентра землетрясения продолжительность предвестника колеблется от 10 до 80 суток, т.е. наблюдается небольшая тенденция увеличения продолжительности предвестника с возрастанием эпицентрального расстояния (рис.29). Продолжительность основного количества предвестников находится в интервале 10÷50 суток.



В результате полученных следующие характерные особенности гидрогеодинамических предвестников Армении по отношению к параметрам землетрясений: продолжительность предвестника несколько увеличивается с ростом эпицентрального расстояния и магнитуды.

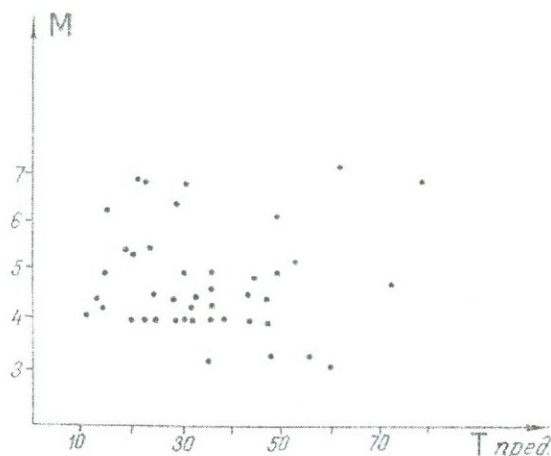


Рис.30. Зависимость длительности гидрогеодинамического предвестника от магнитуды землетрясения.

График зависимости продолжительности предвестника от величины расчетной деформации (рис.31) позволил отметить, что краткосрочные гидрогеодинамические предвестники с продолжительностью от 1 до 20 суток формируются в области распределения объемной деформации от $10^{-6.8}$ до $10^{-7.5}$. Среднесрочные гидрогеодинамические предвестники локализуются в интервале значений деформации от 10^{-6} до 10^{-9} с продолжительностью от 10 до 50 суток. И лишь два предвестника с продолжительностью более 80 суток, выяв-

ленные за 6 месяцев до землетрясения, зарегистрированы при деформации $10^{-5.5}$ (Спитакское землетрясение). По этому графику также можно отметить, что предвестники с различной продолжительностью соответствуют величины расчетной деформации $10^{-9} \div 10^{-6}$.

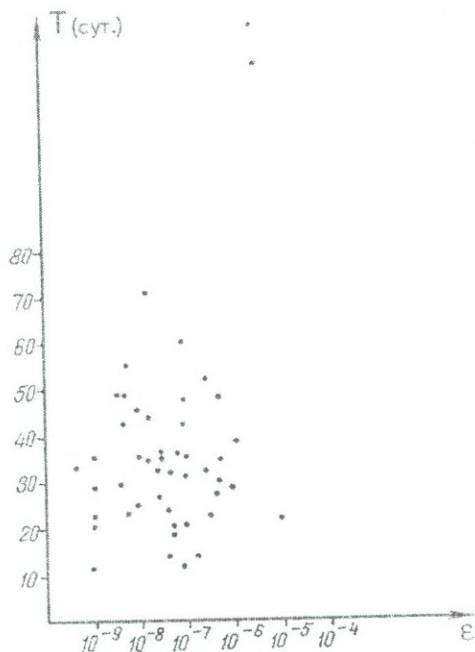


Рис.31. Зависимость длительности гидрогеодинамических эффектов-предвестников от величины деформации.

Анализ полученных результатов, выделение гидрогеодинамических предвестников с указанием характеристики основных показателей позволит говорить о причастности их к процессам подготовки близких землетрясений. Однако в соответствии с распределением деформации при подготовке

землетрясений следует ожидать, что амплитуда предвестника должна уменьшаться с увеличением эпицентрального расстояния и увеличивается с ростом магнитуды. Анализ, проведенный для предвестников, наблюдаемых в различных регионах земного шара, показал, что эти зависимости выражены довольно четко.

Полученные нами, показатели гидрогеодинамических предвестников при их сопоставлении с параметрами землетрясений имеют некоторые отклонения, в частности, амплитуда гидрогеодинамического предвестника данного региона не уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния и слабо увеличивается с ростом магнитуды землетрясения.

Вероятнее всего, полученный результат объясняется тем, что заметная роль в проявлении эффектов-предвестников, помимо распределения деформаций при подготовке землетрясения, принадлежит тензочувствительности системы скважина-пласт.

4.2. Возможные причины отсутствия гидрогеодинамических предвестников

В табл.7 приводятся параметры землетрясений и скважин, при этом рассматривается случай, когда эффекты по уровню подземных вод должны были существовать, но не были зарегистрированы. С целью определения причин отсутствия эффектов-предвестников рассматривались графики зависимости количества выявленных и отсутству-

ющих эффектов от расчетной деформации. Сопоставление двух графиков указывает (рис.32) на следующее: 1) максимальное количества выявленных предвестников зарегистрировано при величине расчетной деформации от 10^{-5} до 10^{-9} , а наибольшее количество вероятных эффектов наблюдается при величине деформации $10^{-6} \div 10^{-8}$; 2) существует некоторая зависимость между количеством выявленных предвестников и величиной расчетной деформации, а количество вероятных эффектов имеют локальный характер и локализуются в зоне распространения деформации от $10^{-6.5}$ до 10^{-8} . Не наблюдалось определенной зависимости между количеством вероятных эффектов и магнитудой землетрясения (рис.33). Можно лишь указать, что наибольшее количество вероятных эффектов соответствует магнитуде $M=4.3$, а для сильных землетрясений с магнитудой от 6 и выше зафиксирован ряд случаев, когда предвестники не регистрируются.

Таблица 7.

Район, N скв.	Дата земле- трясения	Магни- туда, M	Эпицентр. расстоя- ние, Δ (км)	Расчет. деформа- ция, ε
1	2	3	4	5
Налбанд N 12	22.10.91	3.5	25	$10^{-7.3}$
	13.03.92	6.7	521	$10^{-7.7}$
	29.04.91	6.3	173	$10^{-6.4}$
Октемберян N2	24.02.93	4.0	22	$10^{-7.0}$
	16.06.89	4.4	92	$10^{-7.4}$
Карчахпюр N27	13.03.92	6.7	667	$10^{-7.7}$
	27.03.91	4.1	66	$10^{-7.7}$
	15.06.91	6.0	301	$10^{-7.5}$

Продолжение таблицы 7.

1	2	3	4	5
Азатан N11	29.04.91	6.3	176	$10^{-6.4}$
	16.12.90	5.2	60	$10^{-6.5}$
	21.03.93	4.0	52	10^{-7}
Амасия N9	22.10.91	3.5	35	$10^{-7.6}$
	27.05.90	4.7	60	10^{-8}
	21.03.93	4.0	49	10^{-8}
Ноемберян N1	04.01.89	4.8	76	$10^{-7.4}$
	16.06.89	4.4	75	$10^{-7.2}$
	27.05.90	4.7	97	$10^{-7.6}$
	21.06.90	7.1	704	$10^{-7.2}$
	22.10.90	5.0	89	$10^{-7.4}$
	25.06.91	6.0	158	$10^{-6.7}$
	13.03.92	6.7	620	$10^{-7.3}$
	09.10.93	4.2	88	$10^{-7.6}$
Гукасян N10	21.03.93	4.0	25	$10^{-6.6}$
	18.05.94	4.5	12	$10^{-6.4}$
	27.04.93	4.8	181	$10^{-7.6}$
Арташат N21	05.03.92	4.3	50	10^{-8}
	24.02.93	4.0	42	$10^{-7.1}$
	09.10.93	4.2	71	$10^{-7.6}$
	29.04.91	6.3	279	$10^{-6.5}$
Дзорахшор N3	09.10.93	4.2	0	$10^{-7.6}$
	30.03.89	5.0	114	$10^{-7.4}$
	05.01.89	4.1	76	$10^{-7.4}$
	16.06.89	4.4	72	$10^{-7.6}$
	21.06.90	7.1	656	$10^{-7.2}$
	16.12.90	5.2	145	$10^{-7.5}$
Кучак N18	13.03.92	6.7	535	$10^{-7.7}$
	09.10.93	4.2	70	$10^{-7.6}$
	21.06.90	7.1	693	$10^{-6.1}$
	09.10.94	4.2	70	$10^{-7.6}$
Иджеван N15	22.10.90	5.0	128	$10^{-6.8}$
	27.03.91	4.1	60	$10^{-7.9}$
	13.03.92	6.7	633	$10^{-7.7}$
Ехегнадзор N22	12.11.91	4.4	89	$10^{-7.5}$
	05.09.92	4.2	89	$10^{-7.6}$
	19.02.92	4.0	33	$10^{-7.0}$
	13.03.92	6.7	636	$10^{-6.7}$

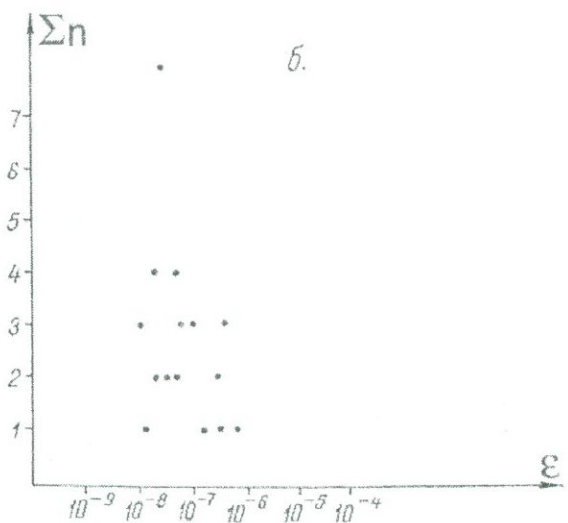
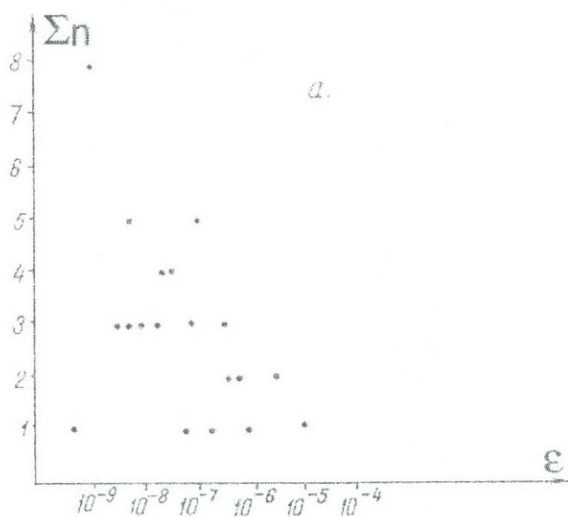


Рис.32. Распределение количества гидрогеодинамических предвестников и незарегистрированных предвестников от величины деформации.

а) Предвестники.

б) Незарегистрированные предвестники.

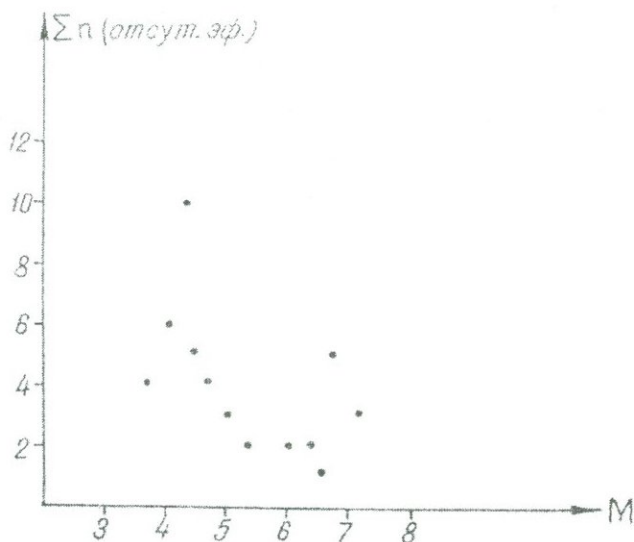


Рис.33. Распределение количества незарегистрированных гидрогеодинамических эффектов-предвестников от магнитуды.

При сопоставлении характеристик основных показателей зарегистрированных эффектов-предвестников и вероятных эффектов по уровню подземных вод не выявлено существенных отличий при сравнении графиков зависимости эпицентрального расстояния от величины расчетной деформации. В случае присутствия эффекта-предвестника (рис.34) величина расчетной деформации уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния, та же картина наблюдается на графике (рис.35) зависимости величины расчетной деформации от эпицентрального расстояния вероятных предвестников. График (рис.35) также указывает

на локализацию вероятных эффектов по уровню вод в наблюдательных скважинах, расположенных в радиусе 100 км от эпицентра землетрясения, откуда следует, что область формирования гидрогеодинамических эффектов намного шире, чем 100 км.

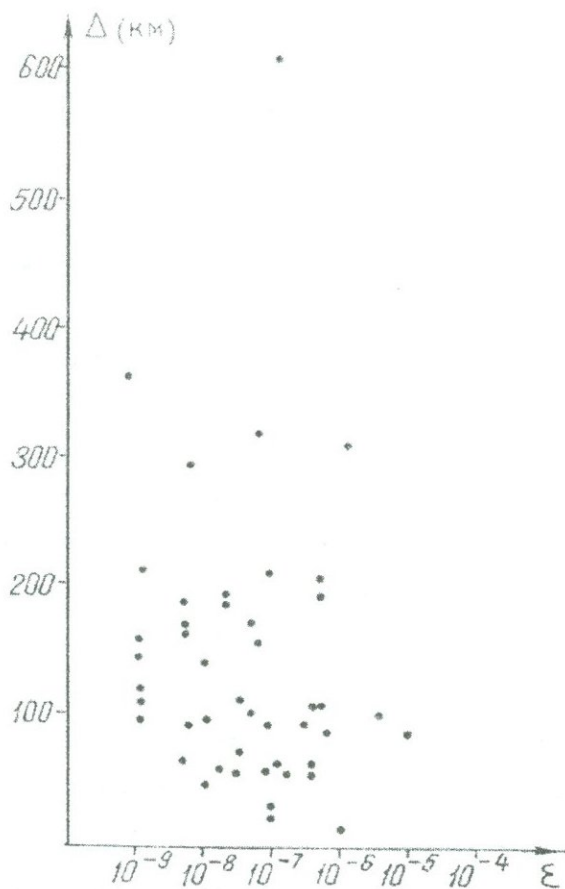


Рис.34. Зависимость эпицентрального расстояния гидрогеодинамических эффектов-предвестников от величины деформации.

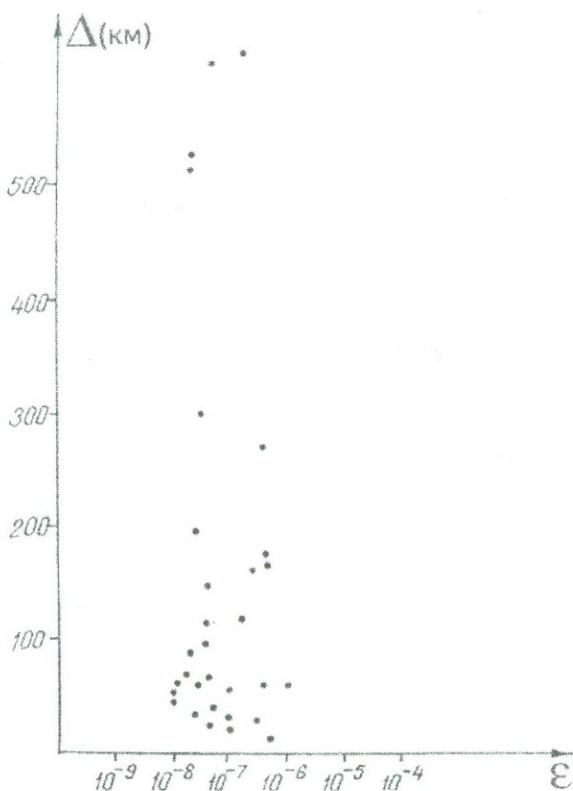


Рис.35. Зависимость эпицентрального расстояния вероятных предвестников от величины деформации.

4.2.1. Близость наблюдательных скважин от разлома

Для выявления возможных причин отсутствия регистрации вероятных эффектов по уровню подземных вод мы рассмотрели место расположения наблюдательных скважин относительно очага землетрясения, исходя из специфических особенностей геологического строения данного реги-

она. При этом для интерпретации интервала учитывалась глубина фильтра, гидрогеодинамика и литологический состав водовмещающих пород. В результате рассмотрения этих факторов не были определены причины отсутствия регистрации гидрогеодинамических эффектов.

На следующем этапе выявления причин отсутствия регистрации эффектов-предвестников рассматривалось расположение наблюдательных скважин в зависимости от расстояния до близлежащего разлома (рис.36).

Влияние разлома на режим подземных вод наблюдательных скважин, расположенных на удалении до 2 км, ранее рассматривалось в работе [48]. В наших исследованиях рассматривались скважины, расположенные на удалении до 6 км от разлома, поскольку на большем расстоянии не наблюдалось существенного влияния разлома на количество регистрируемых гидрогеодинамических эффектов. Построены графики зависимости количества эффектов-предвестников и вероятных эффектов по уровню подземных вод от расстояния скважины до разлома (рис.36). На графике (рис.36а) показано, что количество зарегистрированных эффектов-предвестников увеличивается с уменьшением расстояния скважины от разлома. Количество не зарегистрированных эффектов-предвестников по уровню вод в скважинах увеличивается при удалении наблюдательной скважины от разлома (рис.36б).

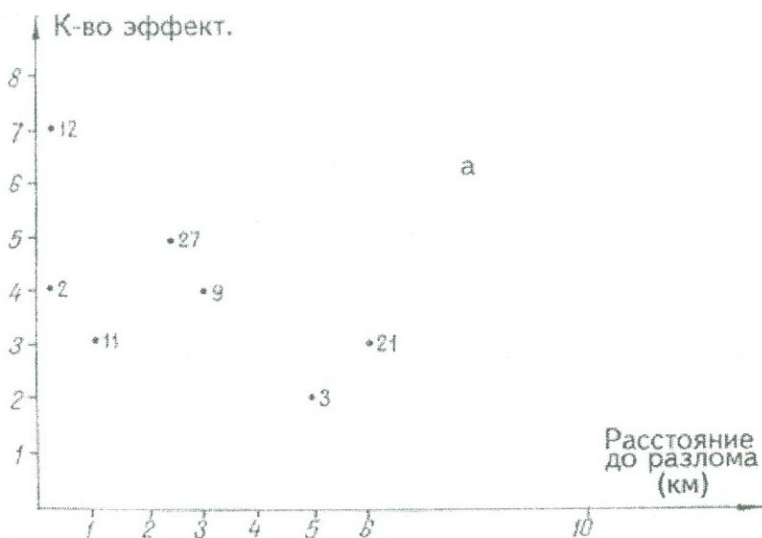
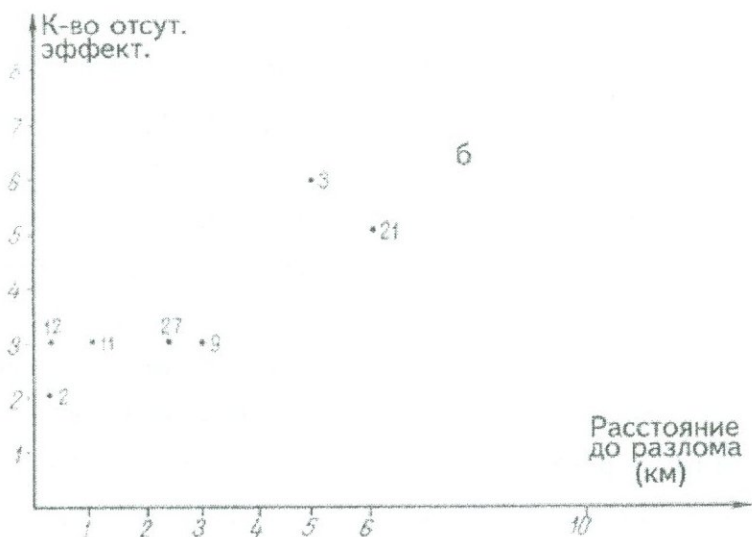


Рис.36. Количественная зависимость гидрогеодинамических эффектов от расстояния до разлома.

а) Количество эффектов.

б) Количество незарегистрированных эффектов.

Из представленных графиков следует, что с приближением к разлому наблюдательной скважины увеличивается количество зарегистрированных эффектов-предвестников по уровню вод и уменьшается регистрация вероятных эффектов, которые должны были быть (т.к. скважины расположены в зоне проявления предвестников), но отсутствуют. Достаточно четкие зависимости количества обнаруженных и отсутствующих предвестников от положения скважины относительно разлома свидетельствуют о том, что скважины приразломных зон обладают наибольшей тензочувствительностью, более надежно регистрируют предвестники, чем скважины, удаленные от разлома. И в распределении амплитуд предвестников существенное значение имеет тензочувствительность системы скважина-пласт. Отсюда следует, что одной из возможных причин, влияющих на отсутствие вероятных эффектов, является расположение скважин относительно разлома.

4.2.2. Влияние расположения скважины относительно эпицентра землетрясения

В данном параграфе рассматривается угол между линией простирания разлома и лучом, соединяющим скважину с эпицентром землетрясения. Угол определялся по лучевой диаграмме (рис.37) с нанесением глубинных разломов, наблюдательных скважин и эпицентров землетрясений, при этом была использована карта активных разломов и

сейсмоструктуры территории Республика Армения и сопредельных областей (автор — Караханян А. и др.).

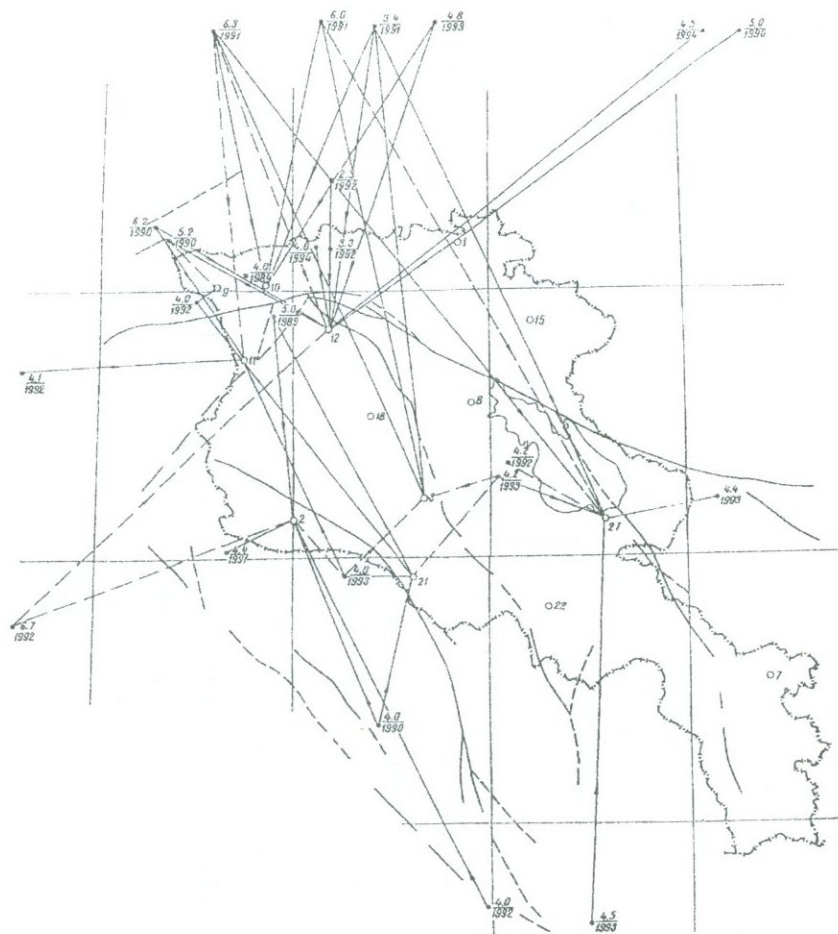


Рис.37. Схема лучевой диаграммы эпицентров землетрясений и наблюдательных скважин.

- - эпицентры землетрясений;
- - наблюдательные скважины;
- - активные разломы.

Таблица 8.

Сква- жины	Эффекты, предшествующие зем-ям					Эффекты, которые не были зарегистрированы						
	Дата	Координаты				Дата	Координаты					
		φ	λ	M	α_1^*		φ	λ	M	α_2^*	α_1	α_2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Налбанд (Шира- камут	16.11.92	41°25 ¹	44°12 ¹	3.3	70°	29.04.91	42°18 ¹	43°36 ¹	6.3	10°		
	16.12.90	41°13 ¹	43°17 ¹	5.2	10°	13.03.92	39°54 ¹	39°35 ¹	6.7	70°		
	20.12.91	41°18 ¹	43°44 ¹	4.0	35°	22.10.91	41°09 ¹	44°04 ¹	3.5	30°		
	21.03.93	41°10 ¹	44°01 ¹	4.0	40°							
	27.04.93	49°25 ¹	44°46 ¹	4.8	75°							
	21.09.94	42°28 ¹	43°54 ¹	4.5	80°							
	22.10.90	41°01 ¹	44°04 ¹	5.0	80°						55°	35°
Октем- берян	07.12.88	40°54 ¹	42°23 ¹	6.9	90°	24.02.93	39°57 ¹	44°13 ¹	4.0	30°		
	10.10.90	39°22 ¹	44°27 ¹	4.0	70°	16.06.89	40°77 ¹	44°33 ¹	4.4	40°		
	28.05.92	38°40 ¹	45°00 ¹	4.0	50°							
	30.03.89	40°55 ¹	43°09 ¹	5.0	60°						67°	35°

Продолжение таблицы 8.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Карч- ахпюр	29.04.91	42°18 ¹	43°36 ¹	6.3	20°	27.03.91	40°22 ¹	45°06 ¹	4.1	35°		
	04.07.91	42°23 ¹	44°05 ¹	5.4	20°	15.06.91	42°24 ¹	44°06 ¹	6.0	10 ¹		
	07.06.93	40°16 ¹	46°11 ¹	4.4	85°	13.03.92	39°54 ¹	39°35 ¹	6.7	60°		
	27.08.93	38°40 ¹	45°31 ¹	4.5	55°							
	09.10.93	40°27 ¹	45°02 ¹	4.2	50°						46°	35°
Азатан	16.11.92	41°25 ¹	44°12 ¹	3.3	20°	29.04.91	42°18 ¹	43°36 ¹	6.1	30°		
	14.07.92	40°42 ¹	42°18 ¹	4.1	70°	16.12.90	41°13 ¹	43°17 ¹	5.2	60°		
	24.02.93	39°57 ¹	44°13 ¹	4.0	80°	21.03.93	41°10 ¹	44°01 ¹	4.0	20°	52°	35°
Амасия	16.12.90	41°13 ¹	43°17 ¹	5.2	80°	22.10.91	42°09 ¹	46°05 ¹	5.0	20°		
	27.04.91	40°01 ¹	43°31 ¹	4.4	75°	27.05.90	40°50 ¹	44°16 ¹	4.7	30°		
	18.05.94	41°04 ¹	43°45 ¹	4.5	70°	21.03.93	41°10 ¹	44°01 ¹	4.0	35°		
	06.01.90	40°54 ¹	44°50 ¹	4.0	30°						63°	26°

$$\alpha_{1cp} = 57$$

$$\alpha_{2cp} = 33^{\circ}$$

* α_1, α_2 — значения углов между линией простирания разлома и скважиной.

В таблице 8 приводятся координаты эпицентров землетрясений и наблюдательных скважин, по которым зарегистрированы эффекты-предвестники и вероятные эффекты по уровню подземных вод. Здесь не приводятся величины углов, которые определялись в обоих рассматриваемых случаях. В результате выявлено, что в случае присутствия эффекта-предвестника по уровню подземных вод средний угол между линией простираения разлома и направлением от скважины на эпицентр землетрясения составил 57° , а в случае отсутствия вероятных эффектов средний угол — 33° .

Полученный результат позволяет сделать вывод, что проявление гидрогеодинамических предвестников зависит от угла между разломом, к которому тяготеет та или иная скважина, и направлением от скважины на эпицентр землетрясения. С увеличением этого угла, его приближением к 90° деформация в зоне разлома при подготовке землетрясений проявляется сильнее, чем при малых углах.

4.3. Гидрогеологические эффекты на месторождениях минеральных вод

В параграфе 3.3 нами подробно рассмотрены влияния сейсмических событий, происшедших на территории Армении и сопредельных стран на режим минеральных вод (дебит, температура, минерализация) курортов Армении за

период 1988-1992гг. В данном разделе приводятся основные характеристики гидрогеологических эффектов-предвестников.

С целью выделения гидрогеологических эффектов-предвестников месторождений минеральных вод Армении нами были рассмотрены данные по режиму минеральных вод источников региона за 1988÷1992гг., которые получены из Управления "Армгеокаптажминвод".

Обнаружение предвестников проводилось по изменению минерализации и температуры минеральных вод источников, в результате воздействия на них сильных землетрясений. Характерно то, что на месторождениях минеральных вод наблюдаются эффекты последствия землетрясения (постсейсмические эффекты), причем отмеченные эффекты носят на некотором интервале времени необратимый характер. На графике (рис.18.) показано на примере изменения значений минерализации вод по трем скважинам курорта Арзни за 1988÷1992гг. После Спитакского землетрясения величина минерализации вод по скважинам значительно повысилась и стабилизировалась на этом уровне. В таблице 9 приводятся основные параметры амплитуды гидрогеологических эффектов-предвестников по минерализации и температуре вод источников и отдельно дается таблица 10 параметров постсейсмических эффектов, отмеченных почти по всем минеральным водам курортов.

Таблица 9.

Минеральные источники	Время аномалии (пред.)	Ампл. измен (пред.)	Знак аномалии	Время аномалии (пред.)	Ампл. измен М г/л	Знак аномалии	Землетрясения, с которыми связаны эффекты-предвестники			
							Дата землетряс.	Магнитуда, М	Эпиз. расст Δ, км	Деформ. ε
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Арзни										
Скважина 1/62	31.10.88÷ 07.12.88	1.7	-	31.10.88÷ 07.12.88	0.8	+	07.12.88	7.0	70	10 ^{-6.8}
- " - 3/62	30.09.88÷ 07.12.88	2.5	-	31.10.88÷ 07.12.88	2	+				
- " - 6/64	31.10.88÷ 07.12.88	1	-	31.10.88÷ 07.12.88	0.4	+				
Кировакан										
Скважина 1 _к	02.11.88÷ 07.12.88	1	-	01.11.88÷ 07.12.88	0.5	+	- " -	- " -	35	10 ^{-5.3}
- " - П _к	02.11.88÷ 07.12.88	2	-	04.10.88÷ 07.12.88	1	-				
- " - 2эк.										
Веди										
Скважина 1 _к	05.09.88÷ 07.12.88	0.7	-				- " -	- " -	110	10 ^{-7.3}

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Джермук</u>										
Скважина I _к				30.10.88	0.2	-	-''-	-''-	140	10 ^{-7.8}
-''- 30/62г.штг.				20.10.88÷ 07.12.88	0.8	+				
Скважина II _к				01.11.88÷ 07.12.88	0.6	-				
--''- 2/61г.штг.				01.11.88÷ 07.12.88	0.2	-				
<u>Акнаахпюр</u>										
Скважина 8/81	12.09.88÷ 07.12.88	0.2	+	25.05.88÷ 07.12.88	0.5	+	07.12.88	7.0	82	10 ^{-6.8}
<u>Анкаван</u>										
Скважина IV _к	08.09.88÷ 07.12.88	0.5	-				-''-	-''-	40	10 ^{-5.3}
-''- I _к	02.08.88÷ 07.12.88	0.7	-	01.10.88÷ 07.12.88	0.2	-				
<u>Дилижан</u>										
Скважина II _к				30.11.88÷ 07.12.88	0.2	+	-''-	-''-	55	10 ^{-5.3}

Продолжение таблицы 9.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Севан</u>										
Скважина I _к	30.09.88÷ 07.12.88	1.2	-	30.09.88÷ 07.12.88	0.4	-	-''-	-''-	65	10 ^{-6.3}
— '' — II _к	07.12.88÷ 30.09.88	0.8	-	30.05.88÷ 07.12.88	0.4	-				
<u>Личк</u>										
Скважина 2 _р	30.08.88÷ 07.12.88	0.5	-	30.02.88÷ 07.12.88	0.2	-	-''-	-''-	145	10 ^{-6.3}
Скважина I _к				30.10.88÷ 07.12.88	0.2	-	07.12.88	7.0	145	10 ^{-6.3}
<u>Бжни</u>										
Скважина 2эк	30.08.88÷ 07.12.88	0.8	-	30.10.88÷ 07.12.88	0.2	-	07.12.88	7.0	90	10 ^{-6.3}
<u>Арзни</u>										
Скважина 1/62				01.10.92÷ 13.03.92	0.6	-	13.03.92	6.7	610	10 ^{-7.8}
— '' — 3/62	10.03.92	0.5	-	01.01.92÷ 13.03.92	0.6	-				
— '' — 6/64				01.01.92÷ 13.03.92	0.8	-				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Кировакан</u>										
Скважина I _к									588	10 ^{-7.8}
— " — П _к	22.02.92÷ 13.03.92	0.3	+			+				
— " — 2эк.										
<u>Веди</u>										
				15.12.91÷ 13.03.92	0.2	-			647	10 ^{-7.9}
<u>Джермук</u>										
Скважина I _к									667	10 ^{-8.1}
— " — 30/62г.				20.02.92÷ 13.03.92	0.2	+				
Скважина II _к										
— " — 2/61г.										
<u>Акнаахпюр</u>										
Скважина 8/81				01.01.92÷ 13.03.92	0.6	-			644	10 ^{-7.9}

Продолжение таблицы 9.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Анкаван</u>										
Скважина IV _к									582	10 ^{-7.7}
— " — I _к	01.02.92÷ 13.03.92	0.6	+	01.01.92÷ 13.03.92	0.2	-				
<u>Дилижан</u>										
									615	10 ^{-7.8}
<u>Севан</u>										
									626	10 ^{-7.9}
<u>Личк</u>										
Скважина 2 _р	01.02.92÷ 13.03.92	0.4	-						732	10 ^{-8.2}
Скважина I _р										
<u>Бжни</u>										
Скважина 2эк				01.01.92÷ 13.03.92	0.1	-			576	10 ^{-7.2}
<u>Арзни</u>										
Скважина 1/62	15.06.91	1	+	31.03.91÷ 29.04.91	0.4	+	29.04.91	6.3	247	10 ^{-6.8}
— " — 3/62	04.07.91÷ 15.06.91	0.5 1.1	- +	31.03.91÷ 29.04.91	0.2	+				
— " — 6/64				31.03.91÷ 29.04.91	0.2	+				

Продолжение таблицы 9.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Кировакан</u>										
Скважина I _к				25.05.91÷ 04.07.91	0.6	-	04.07.91		108	10 ^{-6.2}
— " — II _к				31.01.91÷ 29.04.91	3.2	-	29.04.91			
— " — 2эк.										
<u>Веди</u>										
Скважина I _к							29.04.91		243	10 ^{-6.8}
— " — 30/62										
Скважина IV _к				28.02.91÷ 29.04.91	0.5	+				
— " — 2/61										
<u>Акнаахпюр</u>										
Скважина 8/81				01.01.91÷ 04.07.91	1.2	-	04.07.91		288	10 ⁻⁷

Продолжение таблицы 9.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Анкаван</u>										
Скважина IV _к				30.03.91÷ 29.04.91	0.6	+	29.04.91		207	10 ^{-6.4}
				29.04.91÷ 25.07.91	1.2	-	04.07.91			
— " — I _к				30.03.91÷ 29.04.91	0.4	+				
				29.04.91÷ 04.07.91	0.6	-				
<u>Дилижан</u>										
Скважина I _к				10.06.91÷ 04.07.91	0.3	-	04.07.91		219	10 ^{-6.5}
<u>Севан</u>										
Скважина I _к									65	10 ^{-6.3}
— " — II _к										
<u>Личк</u>										
Скважина 2 _р							29.04.91		335	10 ^{-7.4}
— " — I _к				28.02.91÷ 29.04.91	0.2	+				
— " — 2ЭК				28.02.91÷ 29.04.91	0.2	-	29.04.91		252	10 ^{-6.8}

Таблица 10.

Минеральные источники	Время постсейсмических эффектов	Ампл. колеб.	Знак	Время постсейсмических эффектов	Ампл. М г/л	Знак	Зем-ния, вызвавшие постсейсмич. эффекты-предвестники			
							Дата зем-ния	Магнитуда, М	Эпиз. расст Δ, км	Деформ. ε
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Арзни N1										
Скважина 1/62	07.12.88÷ 30.04.89	1.8	+	07.12.88÷ 31.06.89	0.4	+	07.12.88	7.0	70	$10^{-6.8}$
— " — 3/62	07.12.88÷ 31.09.89	2	+	07.12.88÷ 15.05.89	4	+				
— " — 6/64	07.12.88÷ 31.04.89	0.5	+	07.12.88÷ 31.04.89	4	+				
Кировакан N2										
Скважина II _к	07.12.88÷ 31.01.89	0.2	+	07.12.88÷ 31.03.89	1.0	±	— " —	— " —	35	$10^{-5.7}$
— " — I _к	07.12.88÷ 31.01.89	0.4	+	07.12.88÷ 30.02.89	0.8	+				
— " — 2эк.	-	-	-	07.12.88÷ 15.05.89	0.4	+				
Веди N3										
Скважина I _к	07.12.88÷ 02.02.89	0.7	+	07.12.88÷ 31.04.89	0.2	+	— " —	— " —	110	$10^{-7.5}$

Продолжение таблицы 10.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Джермук N4</u>										
Скважина I _к				07.12.88÷ 29.06.89	0.3	+	-''-	-''-	130	10 ^{-7.3}
-''- 30/62	-	-	-	07.12.88÷ 31.01.89	0.2	+				
-''- IV _к	-	-	-	07.12.88÷ 31.01.89	0.2	+	07.12.88	7.0	130	10 ^{-7.3}
-''- 2/61										
<u>Агнаахпюр N5</u>										
Скважина 8/81				23.03.89 ÷31.06.81	1	+	-''-	-''-	82	10 ^{-6.3}
<u>Анкаван N6</u>										
Скважина IV _к	07.12.88÷ 20.03.89	0.8	+	07.12.88÷ 31.06.8 +	0.3	+	-''-	-''-	40	10 ^{-5.3}
Скважина I _к	-	-	-	07.12.89÷ 31.06.89	0.6	-				
<u>Дилижан N7</u>										
Скважина I _к	-	-	-	07.12.88÷ 31.03.89	1	-	-''-	-''-	5.5	10 ^{-5.3}

Продолжение таблицы 10.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Севан N8</u>										
Скважина I _к	07.12.88÷ 01.01.89	1	+				- "	- "	65	10 ^{-6.3}
Скважина II _к	07.12.88÷ 01.01.89	1	+							
<u>Дичк N9</u>										
Скважина 2 _р	07.12.88÷ 01.01.89	0.5	+				07.12.88	7.0	145	10 ^{-7.3}
Скважина 1 _к				07.12.88÷ 31.01.89	0.2	+	- "	- "	145	10 ^{-7.3}
<u>Бжни N10</u>										
Скважина 2 _к				07.12.88÷ 31.04.89	0.4	+	- "	- "	90	10 ^{-6.9}
<u>Арзни</u>										
Скважина 1/62				13.03.92÷ 20.05.92	0.7	-	13.03.92	6.7	610	10 ^{-7.6}
Скважина 3/62	-			13.03.92÷ 20.05.92	0.8					
Скважина 6/64	-			13.03.92÷ 20.05.92	1.0					

Продолжение таблицы 10.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Кировакан</u>										
Скважина 1 _к									588	10 ^{-7.8}
Скважина I _к										
<u>Веди</u>										
				13.03.92÷ 30.04.92	0.2	-			647	10 ^{-7.9}
<u>Джермук</u>										
Скважина I _к									667	10 ^{-8.1}
Скважина 30/62				13.03.92÷ 30.04.92	0.2	+				
- " - IV _г										
- " - 2/61										
<u>Анкаван</u>										
Скважина 8/81				30.03.92	0.6	-			644	10 ^{-7.9}
Скважина IV _к									582	10 ^{-7.7}
Скважина I _к	13.03.92÷ 20.03.92	0.2	+							

Продолжение таблицы 10.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Дилижан</u>				13.03.92÷ 30.04.92	0.2				615	$10^{-7.8}$
<u>Севан</u>									626	$10^{-7.9}$
<u>Личк</u>										
Скважина 2 _p	03.03.92÷ 31.03.92	0.2							732	$10^{-8.2}$
- " - I _к										
- " - 2 _{эк}				13.03.92÷ 30.04.92	0.2	-			576	$10^{-7.7}$
<u>Арзни</u>										
Скважина 1/62				22.04.91÷ 10.05.91	0.4	+	29.04.91	6.3	247	$10^{-6.8}$
Скважина 3/62				19.04.91÷ 10.05.91	0.2	+				
- " - 6/64										

Продолжение таблицы 10.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Кировакан</u>										
Скважина I _к				04.07.91÷ 01.09.91	0.6	-	04.07.91		108	10 ^{-6.2}
- " - II _к										
- " - 2 _{эк}				29.04.91÷ 15.0091	0.4	-	29.04.91			
<u>Веди</u>										
Скважина I _к									243	10 ^{-6.8}
<u>Джермук</u>										
Скважина I _к										
- " - 30/62										
- " - IV _к										
- " - 2/61										

Продолжение таблицы 10.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<u>Акнаахпюр</u>										
Скважина 8/81	15.06.91÷ 04.07.91	0.2	+	04.07.91÷ 31.08.91	1.2	+	04.07.91		228	10^{-7}
- " - IV _е				04.07.91÷ 10.08.91	0.6	+	04.07.91		207	$10^{-6.4}$
Скважина I _к				04.07.91÷ 10.08.91	0.4	+	04.07.91			
<u>Дилижан</u>										
Скважина I _к				04.07.91÷ 30.09.91	0.4	+			219	$10^{-6.5}$
<u>Севан</u>										
Скважина I _к									239	$10^{-6.8}$
- " - II _к										
<u>Личк</u>										
Скважина 2 _р									335	$10^{-7.4}$
Скважина I _к										
<u>Бжни</u>										
Скважина 2 _р				29.04.91÷ 15.06.91	0.2	+	29.04.91		252	$10^{-6.8}$

Основные параметры постсейсмических эффектов-предвестников

Амплитуда эффектов по минерализации минеральных вод меняется от 0.1 до 3.2г/л, по температуре - от 0.0 до 2.5°. Диапазон изменения амплитуды постсейсмических эффектов минеральных вод колеблется от 0.2 до 4г/л, от 0.2 до 2° соответственно. Максимальные амплитуды гидрогеологических эффектов и постсейсмических эффектов наблюдались при Спитакском землетрясении.

Время проявления предвестника относительно момента землетрясения варьирует от 20 суток до 6 месяцев.

Рассматривались характерные особенности выявленных предвестников при определении зависимости амплитуды и продолжительности эффектов от параметров землетрясений (магнитуды, эпицентрального расстояния).

На графике (рис.38) показана зависимость амплитуды предвестников по величине минерализации минеральных источников от эпицентрального расстояния. Четкой зависимости не выявлено, поэтому можно говорить лишь об общей тенденции уменьшения амплитуды предвестника от возрастания эпицентрального расстояния. В случае рассмотрения предвестников по аномалиям изменения температуры минеральных вод (рис.39) зависимость носит обычный характер, т.е. величина амплитуды предвестника уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния. Нет четкой зависимости между амплитудой предвестника по минерализации вод месторождений от магнитуды землетрясения (рис.40).

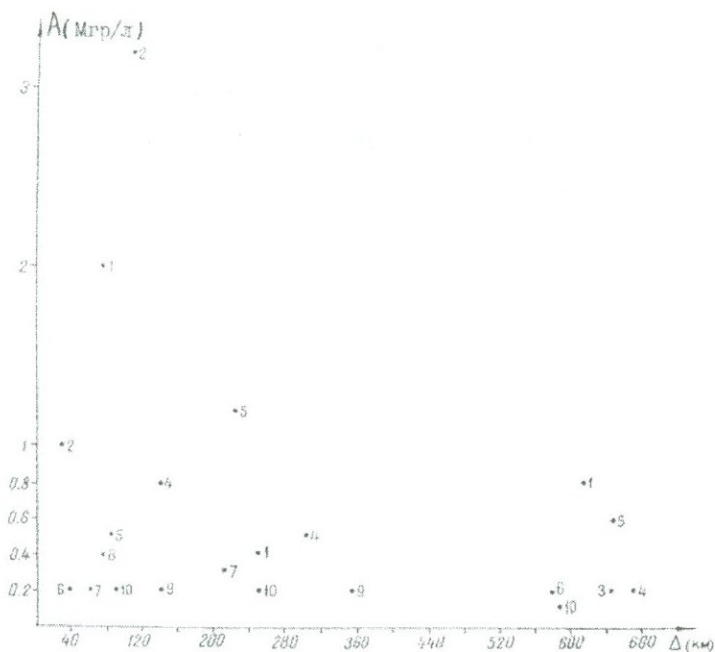


Рис.38. Зависимость амплитуды гидрогеологических предвестников по минерализации от эпицентрального расстояния.

Зависимость времени возникновения предвестника до момента землетрясения по минерализации вод источников от эпицентрального расстояния не наблюдается. А продолжительность постсейсмического эффекта по минерализации вод месторождений (рис.42) уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния. График зависимости продолжительности предвестника от магнитуды землетрясения (рис.43) указывает на то, что увеличение времени эффекта-предвестника по минерализации вод месторождений с увеличением магнитуды наблюдается лишь по неко-

торым месторождениям минеральных вод. В случае рассмотрения зависимости продолжительности постсейсмического эффекта минеральных вод от магнитуды (рис.42) наблюдается увеличение времени эффекта с увеличением магнитуды.

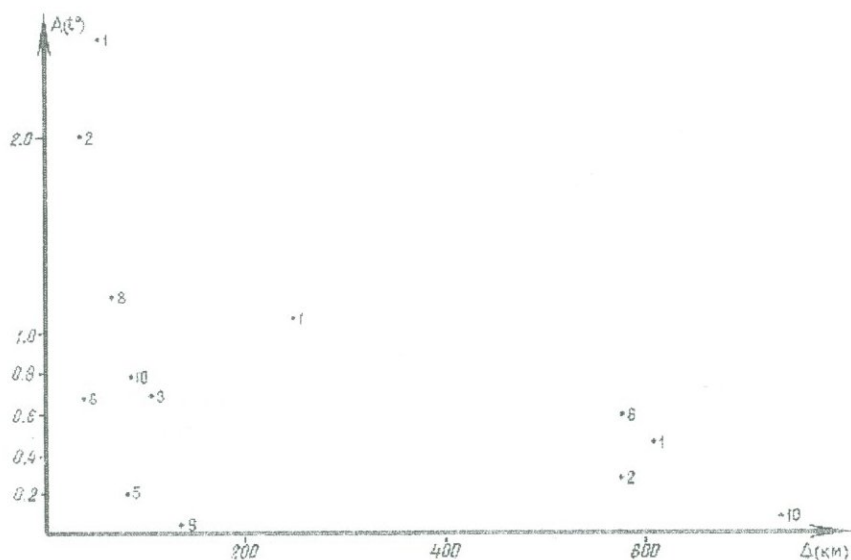


Рис.39. Зависимость амплитуды гидрогеологических предвестников от эпицентрального расстояния.

Таким образом, сопоставление параметров, характеризующих сильные сейсмические события и предвестников землетрясений, указывает на следующее: амплитуда и продолжительность постсейсмического эффекта по минерализации вод источников увеличиваются с магнитудой и уменьшаются с ростом эпицентрального расстояния. Амплитуда предвестника уменьшается с увеличением эпицентрального

ного расстояния, но между временем предвестника и эпицентральным расстоянием зависимость не однозначна. Не существует определенной зависимости между амплитудой и временем эффекта-предвестника минеральных вод от магнитуды землетрясения.

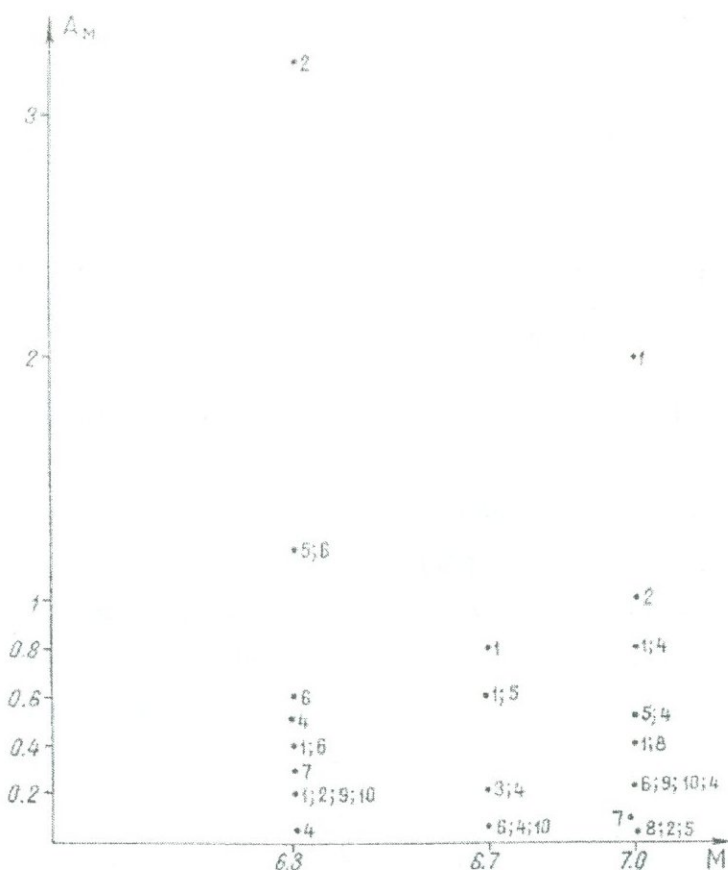


Рис.40. Зависимость амплитуды гидрогеологических эффектов-предвестников от магнитуды землетрясений.

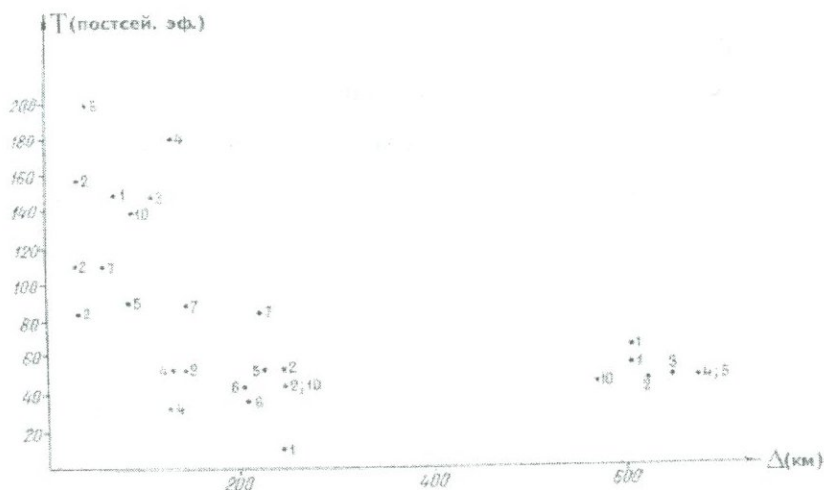


Рис.42. Зависимость длительности гидрогеологических постсейсмических эффектов-предвестников от эпицентрального расстояния.

4.4. Оценка информативности наблюдательной сети

Для оценки информативности наблюдательной сети определялась зона проявления предвестников землетрясений (параг.4.1), где рассчитывались деформации, которые должны были развиваться на месте той или иной скважины в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения и магнитуды. При этом имелось в виду, что эффекты-предвестники могли быть зарегистрированы в том случае, если расчетная деформация имеет величину не менее 10^{-8} , т.е. превышает величину земноприливных деформаций. Радиус зоны деформации также определялся с учетом магнитуды землетрясения.

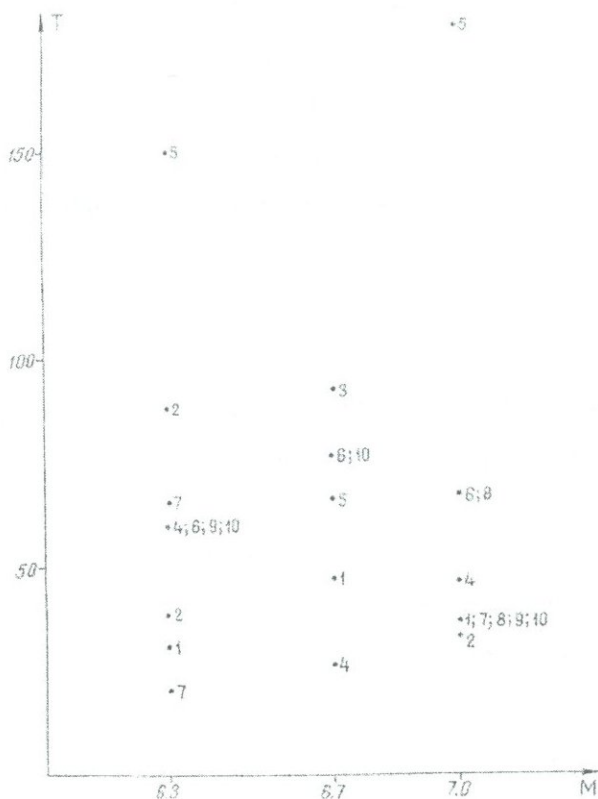


Рис. 43. Зависимость длительности гидрогеологических постсейсмических эффектов-предвестников от эпицентрального расстояния.

В результате, из всего количества землетрясений, имеющих место в регионе, отбирались землетрясения, подготовка которых могла влиять на ход уровня вод. Зарегистрированные эффекты-предвестники по изменению уровня вод приведены в табл. 6. В работе также рассмотрен случай, когда эффекты-предвестники по уровню подземных вод

должны были существовать, но не были зарегистрированы. Количество таких вероятных эффектов-предвестников по уровню вод скважин указано в табл.5.

Коэффициент информативности по каждой наблюдаемой скважине сети определялся согласно формуле (Киссин И.Г.):

$$K = \frac{H}{\Sigma P}$$

где Н – наблюдаемое количество предвестников, ΣP – расчетное количество предвестников, $\Sigma P = H + \text{пропуск цели}$.

“Пропуск цели” включает количество вероятных предвестников, которые не были зарегистрированы.

Вычисленные коэффициенты информативности по каждой скважине приводятся в табл.11.

Таблица 11

NN скв.	12	2	9	27	15	1	22	10	18	21	3	11
K _{инф.}	0.70	0.67	0.67	0.62	0.67	0.47	0.50	0.50	0.50	0.38	0.25	0.50
Расст. скв. до близле- жащ.ра злома (км)	0.2	0.3	3	2.5	2.5	42	13	10	15	6(8)	5	1

Исходя из полученных результатов, приводится схема расположения наблюдательных скважин с указанием коэффициента информативности по каждой скважине (рис.44).

На схеме показаны активные разломы региона согласно карте, составленной Караханяном А.С. и др.



Рис.44. Схема разломов территории Армении с нанесением сети наблюдательных скважин.

- $\circ \frac{22}{0.50}$ - скважина (числитель - номер скважины, знаменатель - коэффициент информативности);
 - активные разломы.

(Составили: Караханян А.С и Арутюнян Р.А.)

Исходя из табл.11, наблюдательные скважины по степени информативности условно можно разделить на группы. В

группу скважин более информативных ($K_{инф} \geq 0.5$) включены скважины NN 12, 2, 9, 27 и 11. На построенном нами графике зависимости коэффициента информативности каждой скважины от расстояния до разлома (рис.45) показано, что повышенную информативность имеют скважины, расположенные на расстоянии от 0.2 до 3 км от разлома. Это свидетельствует о том, что в приразломных структурах влияние таких факторов, как деформации среды и тензочувствительность системы на формирование гидрогеодинамических эффектов значительно выше, чем в блоке.

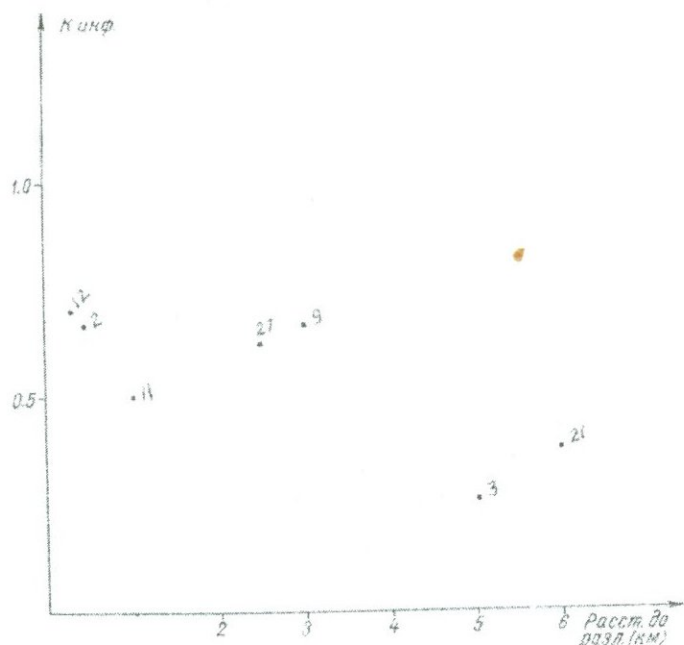


Рис.45. Зависимость коэффициента информативности наблюдаемых скважин от расстояния до ближайшего разлома.

Оценка информативности по всей наблюдательной сети скважин определялась из соотношения:

$$K_{\text{ср}} = \frac{\sum K}{n},$$

Где $K_{\text{ср}}$ — коэффициент осредненной информативности наблюдательной сети; $\sum K$ — сумма коэффициентов информативности по каждой скважине; n — количество точек наблюдений.

$$K_{\text{инф}} = \frac{6.43}{12} = 0.54$$

Полученный результат позволил выделить коэффициент информативности наблюдательной сети региона Армении, равный 0.54.

Глава V. ЭЛЕКТРОУПРУГИЕ ЭФФЕКТЫ

5.1 Оценка электроупругих эффектов в пределах Арабатского сейсмопрогностического полигона

Принимая во внимание, что геофизическая обсерватория "Гарни" предназначена, в основном, для поисков предвестников сильных землетрясений на Арабатском и Гарнийском сейсмополигонах, в комплекс наблюдений входит изучение земных токов, в частности, изменение электрических токов во времени и в пространстве методом сопротивлений.

По литературным данным [19], метод является одним из обнадеживающих. В процессе подготовки землетрясений наблюдаются локальные изменения электрического сопротивления пород, причем в момент землетрясения, они достигают минимума. Для сильных землетрясений электрическое сопротивление постоянно уменьшается на 15-18% от первоначального значения. Это явление авторы объясняют тем, что при увеличении давления поровой жидкости в горных породах в сейсмоактивных зонах происходит увеличение пористости, способствующее проникновению поровых жидкости с высокой электропроводностью в разрушенные горные породы.

В пределах Арабатского сейсмополигона имелось 6 пунктов, где были установлены антенны с радиостанциями

ПР-22 (чешского производства). В пункт наблюдений входили Аруч, Двин, Хор-Вирав, Бюракан, Мецамор, Паракар. Причем, Паракарская станция была предусмотрена, как центр сбора информации по телеметрической системе полигона.

Рассмотрим вкратце геоэлектрические разрезы в пунктах наблюдений.

Отметим, что в основном, геоэлектрические разрезы многослойны. Подавляющее большинство полученных кривых ВЭЗ относятся к пяти- или шестислойному виду (АКQH, АКQQ, АА, КН, НА, АКQ, АKN).

При совместном анализе полученных кривых с буровыми скважинами, в основном подтверждается достоверность интерпретации полученных кривых ВЭЗ.

В районе Бюракана выделены подземные воды в виде локальных водотоков. ρ_k здесь достигает от 100 до 200 Омм. Мощность первого слоя не превышает 5-10м. При сухих базальтах ρ_k достигает от 1800 до 2800 Омм. ρ_3 — 200-500 Омм, h_3 — от 200 до 300м, ρ_4 — 100-500 Омм, h_4 — от 100 до 1000м, ρ_5 — самый проводящий горизонт разреза, ρ_k — от 5-20 до 60-100 Омм, ρ_5 принимает как водоупор в качестве опорного горизонта, ρ_6 — кровли монолитных базальтов ρ_k характеризуется от 2000 до 3200 Омм.

На территории обсерватории Гарни геоэлектрические разрезы на участках 1 и 2 можно представить в виде:

участок 1 $\rho_1 = 120-145 \text{ Омм}$ $h_1 = 25-35\text{м}$
 $\rho_2 = 25-35 \text{ Омм}$ $h_2 = 75-160\text{м}$
 $\rho_3 = 5-14 \text{ Омм}$
 $\rho_4 \rightarrow \infty$

участок 2 $\rho_1 = 100-320 \text{ Омм}$ $h_1 = 1.7-4\text{м}$
 $\rho_2 = 2000-3000 \text{ Омм}$ $h_2 = 40-50\text{м}$
 $\rho_3 = 550-700 \text{ Омм}$ $h_3 = 130-160\text{м}$
 $\rho_4 = 1-10 \text{ Омм}$

На территории обсерватории залегают мощные слои глин эоцена с высокой электропроводностью ($\rho = 10 \text{ Омм}$).

Аруч: 1-й слой — соответствует современным рыхло-обломочным аллювиально-деллювиальным образованиям с $\rho_k = 10-30 \text{ Омм}$. Мощность слоя колеблется от 2 до 10м.

2-й слой — Имеет сопротивление 200-1000 Омм. В основном представлен ошлакованными эффузивными образованиями. Мощность горизонта ρ_2 изменяется в пределах от 10 до 50м.

3-й слой — Характеризуется максимумом сопротивлений и представлен комплексом лавовых пород различного состава (базальты, андезиты-базальты, андезиты-дациты, туфы). Сопротивление горизонта в основном от 1000 до 7000 Омм.

4-й слой — Относительно низкое сопротивление (200-600 Омм).

5-й слой — Один из проводящих горизонтов на геоэлектрическом разрезе связан с глинисто-песчаными отложениями с сопротивлением 20-30 Омм.

Участок Арзакан: 1-й слой с мощностью 9м характеризуется сопротивлением в 75 Омм и в основном представлен магматическими породами с песчано-глинистыми заполнениями.

2-й и 3-й слои представлены трещиноватыми сланцами.

4-й слой — 160 Омм. Глубина — 100м.

Ниже лежит 5-й слой, пласт разрушенных гранитов и сланцев, в которой величина ρ_k с глубиной уменьшается от 230 до 100 Омм.

Для определения мощности лавового покрова на двух пунктах Мецамора было проведено вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ). Интерпретация кривых ВЭЗ проведена по общепринятой методике. Результаты интерпретации кривых ВЭЗ приведены ниже:

$$\text{ВЭЗ-1} - \rho_1 = 37 \text{ Омм} \quad h_1 = 3\text{м}$$

$$\rho_2 = 350 \text{ Омм} \quad h_2 = 25\text{м}$$

$$\rho_3 = 1400 \text{ Омм} \quad h_2 = 250\text{м}$$

$$\rho_4 \rightarrow \infty$$

$$\text{ВЭЗ-2} - \rho_1 = 20 \text{ Омм} \quad h_1 = 1.6\text{м}$$

$$\rho_2 = 340 \text{ Омм} \quad h_2 = 25\text{м}$$

$$\rho_3 = 1500 \text{ Омм} \quad h_2 = 240\text{м}$$

$$\rho_4 \rightarrow \infty$$

Таким образом, на кривых ВЭЗ довольно четко выделяется трехслойный разрез с определенными значениями ρ и h . Сопоставляя результаты ВЭЗ с геологическим строением участка Медамор, можно отметить, что первый слой мощностью 2-3 м с сопротивлением 20-37 Ом, в первом приближении, соответствует поверхностным наносным отложениям; второй слой — обводненными базальтами; третий слой — сухими базальтами. Такая интерпретация подлежит дальнейшему уточнению путем сопоставления их с данными скважин. Необходимо также сопоставление данных ВЭЗ с результатами ГСЗ и другими геофизическими данными.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод, что на территории Медамора залегают базальтовые слои мощностью более 240-260 м.

Следует иметь в виду, что при различных атмосферных явлениях степень минерализации вод, контактные заземления в гипсо- и соленосных свитах, встречающихся здесь, могут меняться в определенных пределах, а это приводит к увеличению электропроводности.

Полезный сигнал по всей величине может оказаться соизмеримым величине помех. По предложению автора [19], при решении этих задач можно применить в качестве источника тока батарею высоковольтных конденсаторов, предварительно заряженных обычным маломощным электрогенератором. Зависимость отношения E/J от частоты

является характеристикой геоэлектрического разреза в окрестности излучающего и приемного диполей (E — напряженность электрического тока, а J — импульс тока), что позволит заранее уточнить геоэлектрический разрез и оценить методические ошибки. С целью выделения полезного сигнала на фоне помех, лабораторные эксперименты следует проводить с особой тщательностью на образцах с разной степенью водонасыщенности.

Исходя из соображений, что при замерах электрического сопротивления между электродами, находящимися в контакте с водоносным горизонтом, можно ожидать изменение сопротивления водосодержащих пород перед землетрясением, обсадные трубы гидрогеодинамических скважин можно применять в качестве электродов. Электрический ток будет распространяться по водоносному горизонту. Согласно концепции об электрическом предвестнике, при подготовке землетрясения электрические сопротивления должны увеличиваться в следствие образования трещин и падения уровня подземных вод. А в момент и после сейсмического события происходит подъем уровня воды, т.е. уменьшение сопротивления. Здесь же учитывается и тот аргумент, что если геоэлектрический предвестник связан с изменением режима падения подземных вод, то он так же запаздывает по отношению к упругой деформации земной коры.

Проведена теоретическая оценка электроупругого эффекта с помощью эмпирической формулы [115]:

$$P_g \frac{dh}{dt} = \frac{dP}{dt} = P_g g_m \frac{P \partial P}{\partial r} \Big|_{r=a}$$

где P — донное давление, m — отношение между площадью поверхности полости и поперечным сечением скважин. Полученные результаты показывают, что амплитуда электроупругого эффекта особенно мала и эквивалентна шуму сигнала, который затрудняет выделение полезного сигнала электроупругого эффекта.

5.2. Об использовании ЭВМ для интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в сложных геоэлектрических условиях Республики Армении

После землетрясения "Спитак — 88" возрос объем инженерно-геологических, гидрогеологических и электро-разведочных работ, в частности, методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). При этом возникает необходимость с помощью ВЭЗ не только расчленить литологический разрез, но и определить наличие в нем маломощных слоев, господствующее направление трещиноватости и пористости пород, тектонических нарушений, уровень грунтовых вод, установить в разрезе скальные образования, их глубину и мощность, нередко на малых

площадах, для обоснования сейсмической бальности участков под строительством и т.д.

Большой объем, сложный геоэлектрический разрез, детальность работ, требуемая точность к результатам вертикальных электрических зондирований, продиктовали необходимость применения машинных способов интерпретации, с использованием персональных компьютеров (ПК), особенно, когда речь идет о электроупругом эффекте.

Кроме того, количественная интерпретация кривых ВЭЗ, полученных в вулканических районах Армении, во многих случаях затруднена или выполняется с большими ошибками, так как существующие теоретические кривые охватывают не все возможные соотношения $v_2 = h_2/h_1$ и $\mu_2 = \rho_2/\rho_1$, а так же при интерпретации с помощью палеток, сравнительно маломощные промежуточные слои, визуально не наблюдаемые на интерпретируемых ВЭЗ, не выделяются, что приводит к большим ошибкам (R). Известные графоаналитические и способы интерпретации требуют знания параметров геоэлектрического разреза, постоянства значений удельного электрического сопротивления слоев или закономерностей их изменения по площади, знания статически установленных связей между обобщенными параметрами геоэлектрического разреза и параметрами, определяемыми по кривым ВЭЗ.

Впервые интерпретацию кривых ВЭЗ с помощью ЭВМ осуществил К.Возов, а затем Р.Д.Юнка. Сущность интерпре-

тации заключалась в подборе кривых ВЭЗ, наилучшим образом совпадающих с интерпретируемыми кривыми, то есть с помощью ЭВМ осуществляли автоматический подбор. Автоматический подбор для интерпретации кривых ВЭЗ применен так же Е.Б.Изотовой [46]. Важным шагом при интерпретации ВЭЗ явилась разработка диалоговой системы интерпретации, которую одним из первых применили Н.Г.Шкабарня [103] и Н.К.Johansen [114]. Сопоставление рассчитанной теоретической и интерпретируемой кривых на вычерченных графиках или на экране дисплея позволяет интерпретатору ввести соответствующие изменения в параметры модели разреза при решении прямой задачи с помощью ЭВМ. Последний способ особенно ценен при процессе интерпретации. В связи с широким размахом внедрения персональных компьютеров, появились многочисленные программы, с оригинальными решениями прямых и обратных задач электрических зондирований. Следует отметить программы интерпретации ВЭЗ разработанные авторами [5,39,40,45,46,57,58,59,63,66].

Впервые количественная интерпретация кривых ВЭЗ, полученных в вулканических районах Армении, была осуществлена нами с помощью ЭВМ в Краснодарском филиале ВНИИГеофизика, с использованием способа снятия слоев, разработанной Н.Г.Шкабарня [103]. В основу метода положена формула американского математика Л.Слихтера, через интеграл Ханкеля:

$$\rho_k = \rho_1 z^2 \int_0^\infty R_1(m) I_1(mr) dm \quad (1)$$

где P_1 - удельное сопротивление первого слоя, r - расстояние от точки наблюдения до источника поля, m - переменная интегрированная параметр разделения переменных при решении уравнения Лапласа, $I_1(mr)$ - функция Бесселя нулевого порядка первого рода, $R_1(m)$ - функция трансформата, зависящая от мощностей, удельных электрических сопротивлений слоев и переменной интегрирования

$$R_1(m) = \frac{th}{cth} \left\{ mh_1 + \frac{Arth \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{Arcth \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)} \frac{th}{cth} \left[mh_2 + \dots + \frac{Arth \frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}}{Arcth \frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}} \right] \dots \right\} \quad (2)$$

В функции трансформата следует оставить котангенсы, если - $\rho_i > \rho_{i-1}$

и тангенсы - если $\rho_i < \rho_{i-1}$. При нарушении этих условий, выбор тригонометрической функции определяется тождеством:

$$cth(mhi + Arcth \frac{\rho_{i+1}}{\rho_i}) = th(mhi + arth \frac{\rho_{i+1}}{\rho_i})$$

при однородном полупространстве - $h = \infty$, $R_1(m) = \rho_i$

Для двуслойного разреза

$$R_1(m) = \rho_1 \frac{th}{cth} \left[mh_1 + \frac{Arth \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{Arcth \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)} \right]$$

tg оставляется в случае $\rho_i < \rho_1$, ctg - когда $\rho_i > \rho_1$.

Трехслойный разрез описывается четырьмя формулами с различными комбинациями функций tg и ctg , а четырехслойный разрез - восемью формулами и т.д.

Расчетная формула функции $R_1(m)$, по значениям ρ_k кривой ВЭЗ, получена из значения (1) и имеет вид

$$R_1(m) = \int_0^{\infty} \frac{\rho_k(r)}{\rho_1} \frac{I_1(mr)}{r} dr$$

Расчет функции $R_1(m)$ приведен в [46,59,74,105,106].

Как видно из выражения (2), функция $R_1(m)$ зависит от параметров ρ_k и ρ_1 геоэлектрического разреза. График функции $R_1(m)$, подобно кривой асимптоты функции $R(m)$ совпадают с асимптотами кривых ВЭЗ из которых они трансформированы, т.е. функция $R_1(m)$ при благоприятных геоэлектрических разрезах удобна для анализа, она проще связана с параметрами разреза, и ее вычисление не составляет особого труда. В связи с этим наряду с кривой ВЭЗ разрабатывались методы интерпретации функции $R_1(m)$, полученной от интерпретируемой кривой ρ_k . Один из способов интерпретации функции $R_1(m)$ аналогичен палеоточной интерпретации ρ_k кривых ВЭЗ. Кривая функции $R_1(m)$, рассчитанная от кривой ρ_k ВЭЗ, сравнивается с теоретически рассчитанной кривой функции $R_1(m)$. Этот способ не нашел широкого применения.

Второй способ обоснован на использовании рекуррентного свойства функции $R_1(m)$, позволяющего пересчитывать значения функции $R_1(m)$ на подошву каждого выделяемого слоя, т.е. на кровлю последующего слоя, сверху вниз, осуществляя как бы последовательное исключение влияния

верхних слоев на значение функции $R_I(m)$. Влияние первого слоя рассчитывается по формуле;

$$R_{II}(m) = \rho_1 \frac{th}{cth} \left[mh_1 + \frac{Arth}{Arcth} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right]$$

Величины h_1 и ρ_1 определяется с помощью семейства теоретических кривых $R_I(m)$ и вычерченной на прозрачном билогарифмическом бланке кривой $R_I(m)$, аналогично интерпретации кривых ВЭЗ с помощью двухслойной палетки. Разность значений функции $R_I(m)$ и $R_{II}(m)$ соответствует значениям функции трансформата на кровле второго слоя — $R_2(m)$, описывающего выражением

$$R_2(m) = \rho_2 \frac{th}{cth} \left[mh_2 + \frac{Arth}{Arcth} \frac{\rho_3}{\rho_2} R_3(m) \right]$$

Повторно используя двухслойную палетку $R_I(m)$, определяются параметры h_2 и ρ_2 , после чего рассчитывается значение функции $R_3(m)$ по формуле

$$R_3(m) = \rho_3 \frac{th}{cth} \left[mh_3 + \frac{Arth}{Arcth} \frac{\rho_4}{\rho_3} R_4(m) \right]$$

исключая влияние второго слоя, получаем выражение функции трансформата на кровле третьего слоя. Процесс интерпретации продолжается до получения значения h_{n-1} и ρ_{n-1} предпоследнего слоя.

При полуавтоматической интерпретации кривых $R_I(m)$, предполагается, что известно значение удельного электрического сопротивления первого слоя, ЭВМ рассчитывает значения функции $R_2(m)$ на кровле второго слоя. На

графопостроителе ЭВМ выдает 15 графиков левой асимптоты трансформата $R_2(m)$. Критерием правильности определения значений мощности первого слоя служит горизонтальность левой асимптотной функции $R_2(m)$, т.е. минимум три точки левой асимптоты должны иметь одинаковые значения. Если ни одна из 15 кривых не имеет левой горизонтальной асимптоты, берется мощность той кривой, у которой левая асимптота ближе горизонтальной, и машина рассчитывает новые значения трансформата $R_2(m)$. Уточнив значение мощности первого слоя, по левой асимптоте определяется удельное электрическое сопротивление второго слоя, ЭВМ рассчитывает значения функции $R_3(m)$ на кровле третьего слоя и так дальше. Если известны значения удельных электрических сопротивлений слоев, критерий горизонтальности левой асимптоты отпадает. В ЭВМ последовательно вводятся значения удельных электрических сопротивлений тех слоев, мощность которых определяется. В последнем случае точность определения значений параметров увеличивается.

Следует отметить, что графики функции $R_j(m)$ менее дифференцированы, чем графики ρ_k , т.е. трансформат обладает меньшей разрешающей способностью. Для устранения этого недостатка Б.К.Матвеевым [63] предлагается увеличить масштаб палеток и графиков функции $R_j(m)$ от 6,25 до 10 или 12,5 см. Одновременно он отмечает ряд преимуществ при интерпретации кривой функции $R(m)$, по сравнению с

кривой ρ_k . Одним из этих достоинств является существование строгой зависимости между параметрами эквивалентного слоя и параметрами среды. Эта зависимость одинакова для всех типов геоэлектрических разрезов. Другое немаловажное преимущество заключается в применении регуляризующих алгоритмов, способствующих решению обратной задачи.

На рис.46 приведены результаты интерпретации одной из кривых ВЭЗ, полученной в вулканических районах Армении. Интерпретация кривых ВЭЗ осуществлена в Краснодарском филиале ВНИИГеофизика в 1966-1967 гг. и 1971 г под руководством Шкабарня Н.Г. с использованием способа снятия слоев. Как видно из рисунка, кривая ВЭЗ на первый взгляд соответствует геоэлектрическому разрезу типа К. При интерпретации таких кривых с помощью палеток, из-за аномального значения $v_2 > 24$ не совмещаются с теоретическими кривыми, и что немаловажно, выделение третьего слоя и тем более определение этого слоя, не имея дополнительных информаций, весьма затруднительно. С помощью интерпретации снятия слоев получены следующие параметры; $h_1 = 1,5 \text{ м}$, $\rho_1 = 48,0 \text{ Ом.м}$, $h_2 = 78,4 \text{ м}$, $\rho_2 = 920,0 \text{ Ом.м}$, $h_3 = 212,3 \text{ м}$, $\rho_3 = 548,5 \text{ Ом.м}$, $\rho_4 = 72,0 \text{ Ом.м}$. Максимальное расхождение значений $R_f(m)$, полученных из кривой ρ_k , и теоретически рассчитанных с вышеприведенными параметрами $R_f(m)$, составляет 3,2%.

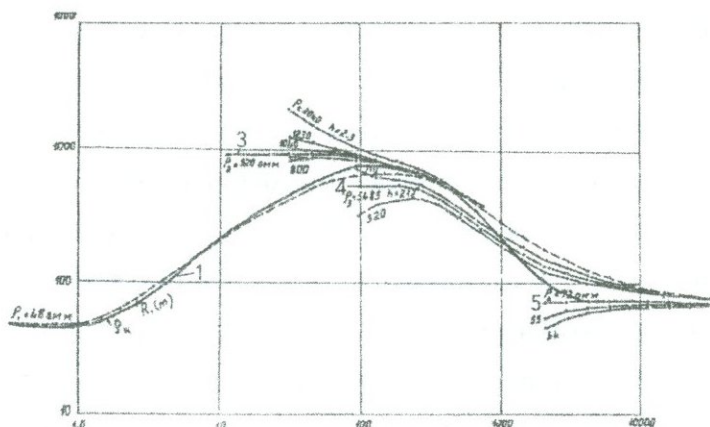


Рис. 46.

Способ последовательного исключения верхних слоев в ряде случаев позволил нам выделить промежуточные маломощные слои, особенно при интерпретации кривых типа АК и КQ. При геоэлектрическом разрезе типа АК, визуальное выделение маломощного второго слоя, а при КQ третьего слоя было невозможно. Используя данные бурения, вышеупомянутые слои были выделены, минуя критерии горизонтальности левой асимптоты. Проведенные исследования показали преимущество данного способа относительно палеточного.

В последние годы, разработаны программы и пакет программ для интерпретации кривых ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, как для однородных, так и для неоднородных сред. Нами для обработки кривых ВЭЗ на персональном компьютере обработана диалоговая программа РИМ, составленная

В.А.Шевниным [104]. В основу метода положен алгоритм наискорейшего спуска, опубликованном О.Куфудом [59]. Не останавливаясь на идее метода наискорейшего спуска, которую специалист найдет в цитируемой работе, отметим, по заданной модели начального приближения ρ_0 , т.е. ориентировочным значениям удельных электрических сопротивлений ($\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n$) и мощностей ($h_1, h_2, \dots, h_{n-1}$) исследуемого геоэлектрического разреза, вводимым в компьютер интерпретатором, рассчитывается теоретическая кривая ВЭЗ (f), а затем функция цели, являющегося квадратом среднеквадратической навязки;

$$FC = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left(1 - \frac{\rho_{kj}^r}{\rho_{kj}} \right)^2$$

где n число разностей, ρ_{kj}^r , ρ_{kj} - значения удельных электрических сопротивлений теоретически рассчитанной и интерпретируемой кривой на разное. Задачей программы является достижение минимума значения функции цели, т.е. минимизация расхождения значений теоретической и интерпретируемой кривых на разное r_j т.е.

$$\frac{\partial EC}{\partial P} \rightarrow 0$$

Если условие достижения наперед заданной минимальной погрешности не соблюдается, по программе рассчитываются новые значения ρ_i (ρ_0 нов.), взяв за основу уже рассчитанные по данным первого приближения значения ρ_i .

Цикл расчетов повторяется до выполнения одного из условий окончания подбора;

а) достижение наперед заданной погрешности,

б) исчерпание числа итераций,

г) шаг расчета станет меньше 0.003.

Интерпретация кривых ВЭЗ с помощью программы РИМ осуществляется ручным или автоматическим изменением параметров разрезов. При ручном подборе предусмотрено с помощью диалога с ЭВМ задать число слоев, ввести в программу значения удельных электрических сопротивлений и мощностей слоев, использовать единую модель для всего профиля.

В процессе интерпретации кривой можно также закрепить значение удельных электрических сопротивлений и мощностей слоев, изменить их число, вывести таблицу АВ/2, значения кажущихся электрических сопротивлений интерпретируемой и теоретически рассчитанной кривых, их расхождения в процентах. В программе предусмотрен ряд приемов, облегчающих и ускоряющих процесс интерпретации. По данной программе рассмотрим ход интерпретации кривой, которая была рассмотрена как пример для способа снятия слоев.

При интерпретации данной кривой ВЭЗ, как параметры первого приближения нами были взяты результаты, полученные способом снятия слоев. На рис.47 представлены данные начального приближения, значение

невязки, графики, интерпретируемой и теоретических кривых ВЭЗ и предложение интерпретатору выбора дальнейших действий. Прежде чем продолжать описание дальнейшего процесса интерпретации, отметим, что расхождение значений кажущихся сопротивлений теоретической и интерпретируемой кривых (невязка) намного больше и составляет 18,5%. Дальнейшая интерпретация в автоматическом режиме, после 16-ой попытки доводит невязку до 3,5%, что вполне удовлетворительно. Сопоставление интерпретируемой и теоретической кривых ВЭЗ с экрана дисплея приведено на рис.48. Как видно из рисунка, после каждой попытки ПК предлагает продолжение интерпретации в автоматическом режиме, выбор режима дальнейшей работы (на рисунке МЕНЮ - М) и по желанию интерпретатора, закончить интерпретацию данной кривой. Распечатка режима дальнейшей работы с экрана дисплея представлена на рис.49. Для анализа расхождения значений кажущихся удельных электрических сопротивлений по разносам можно вывести таблицу на экран дисплея, распечатка которой приведена на рис.50. Следует отметить, что теоретически рассчитанные значения электрических сопротивлений, полученные в ходе интерпретации кривых ВЭЗ, можно использовать для составления палеток для данного района.

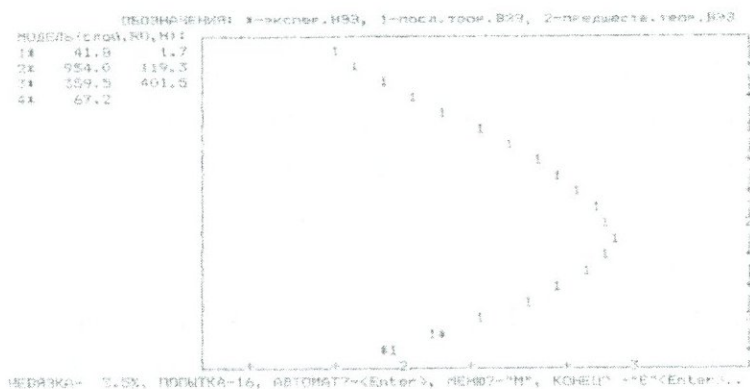


Рис. 48.

```

**** ВЫБЕРИТЕ РЕЖИМ ДАЛЬНЕЙШЕЙ РАБОТЫ: ****
*****
ПОДКЛЮЧИТЬ БЛОК АВТОМАТИЧЕСКОЙ МИНИМИЗАЦИИ НЕВЯЗКИ: "1", <Enter>
ПЕРЕЙТИ К РУЧНОЙ ЗАМЕНЕ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ: "2", <Enter>
ЗАКРЕПИТЬ НЕКОТОРЫЕ RD СЛОЕВ И ГЛУБИНЫ ГРАНИЦ
ДЛЯ ПОСЛЕДУЮЩЕГО АВТОМАТИЧЕСКОГО ПОДБОРА: "3", <Enter>
ИЗМЕНИТЬ ЧИСЛО СЛОЕВ: "4", <Enter>
ВЫВЕСТИ НА ЭКРАН ТАБЛИЦУ RD КАЖ.,
ЕСЛИ РАЗЛИЧИЯ ГРАФИКОВ НА ЭКРАНЕ ВИДНЫ ПЛОХО: "5", <Enter>
ЗАКОНЧИТЬ ОБРАБОТКУ ЭТОЙ КРИВОЙ ВЭЗ: "6", <Enter>...
  
```

Рис. 49

На наш взгляд, представляет интерес режим работы определения модели разреза автоматом. Как видим, интерпретация кривой ВЭЗ в этом режиме позволила выделить маломощные промежуточные слои, что, несомненно, является большим преимуществом при интерпретации кривых, полученных над подобными геоэлектрическими разрезами.

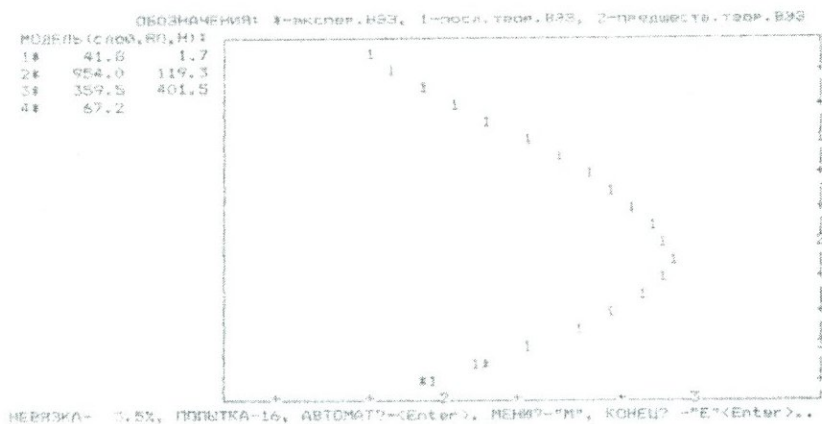


Рис. 50

Сравнивая результаты интерпретации кривой ВЭЗ способом снятия слоев и способом подбора, можно констатировать, что точность интерпретации способом снятия слоев значительно уступает способу подбора, хотя такая точность вполне удовлетворяла при интерпретации кривых, полученных в вулканических районах Армении [102]. Невысокая точность интерпретации кривых ВЭЗ способом снятия слоев, а также ряд других недостатков, в частности, неустойчивость решения задачи, когда мощность нижележащей толщи не превышает мощности покрывающей толщи, и при неизвестных параметрах промежуточных слоев, отмечены как авторами программы [105,106], так и в работах [59,74,114].

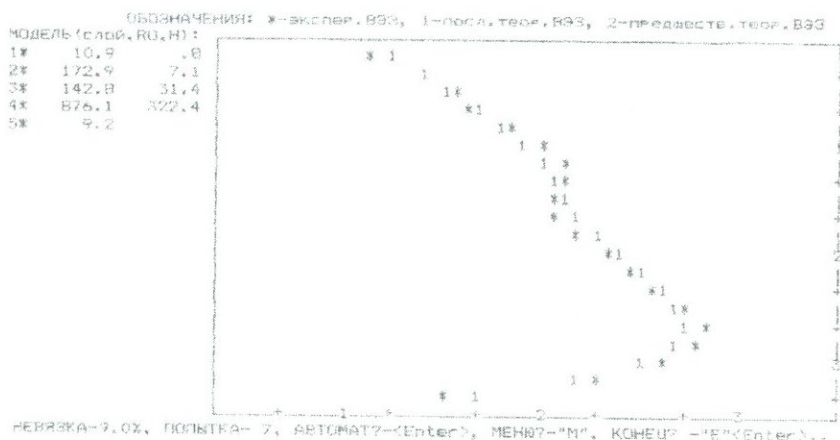


Рис. 51.

С целью выяснения возможностей способа подбора, точности интерпретации, нами интерпретировано параметрическое ВЭЗ, полученное в сложных геоэлектрических условиях территории Армянской АЭС. Результаты интерпретации следующие; $\rho_1=10,9$ Ом.м, $\rho_2=172,9$ Ом.м, $\rho_3=142,8$ Ом.м, $\rho_4=876,1$ Ом.м, $\rho_5=9,2$ Ом.м, $h_1=0,8$ м, $h_2=7,1$ м, $h_3=31,4$ м, $h_4=322,4$ м. Распечатка интерпретации данной кривой приведена на рис.51. По данным бурения геологический разрез представлен следующим образом; мощность наносных образований - 0,8м. валунногалечных образований базальтовых пород, обломков туфов - 17,3м., сильно пористых, ошлакованных базальтов - 13,2м., плотных, мелкозернистых базальтов - 350,0м. Как видим, хорошо отбивается подошва наносных образований и сильно пористых, ошлакованных базальтов, являющихся

первым водоносным горизонтом. Региональный водоупор, по данным бурения, залегает на глубине 381,1 м. от дневной поверхности, в то время как по данным интерпретации - 361,75 м ($h_1 + h_2 + h_3 + h_4$), т.е. расхождение составляет 5,2%, что можно считать превосходным результатом для интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в сложных геоэлектрических условиях Армении. Интерпретация этой параметрической кривой в режиме определения модели автоматом, не привела к улучшению результата интерпретации. В режиме ручной замены параметров привела к улучшению результата сходимости кривых, т.е. уменьшению значения невязки, хотя результаты интерпретации не согласуются с геоэлектрическим разрезом скважины. В данном случае, к программе надо относиться как к инструменту, помогающему в процессе интерпретации.

Сопоставляя результаты интерпретации способом снятия слоев и способом подбора, можно заключить, что последний способ более совершенен, более гибок, позволяет выделить маломощные промежуточные слои.

5.3. Теоретическая оценка деформации (сжатия и растяжения) в окрестности скважин

Рассмотрим единственную скважину радиусом R введенную в пласт мощностью H с неограниченной протяженностью и предположим, что напряжение в толще в процессе

развития очага представляет собой гармоническое колебание и объемное сжатие (или растяжение).

Представим деформацию в виде:

$$Q(t) = \theta_0 + \theta_1 \operatorname{Re}[\exp(i\omega t)] \quad (3)$$

где θ_0 - начальная деформация, θ_1 - ее возмущение.

При этом произойдут изменения: во-первых проницаемости $K(e) = K_0 + K_1 \operatorname{Re}[\exp(i\omega t)]$, во вторых пластового давления. Далее объемное сжатие представим в виде $\theta = \operatorname{div} \vec{U}$, где $\vec{U}$ - вектор смещения точек пористой среды.

Предполагая отсутствие притока тепла и связи между фазами, рассмотрим пористый объем Ω с кусочно-гладкой границей Γ . Из выражения (3), допуская и предполагая незначительность массовых сил, получим:

$$\frac{(1-\nu)}{\beta_{ck}(1+\nu)} \Delta \theta - n \Delta P = (1-m_0) \rho_2 \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} - \rho_1 \frac{k}{\mu} \frac{\partial}{\partial t} \Delta P \quad (4)$$

где $\beta_{ck} = \frac{3(1-2\nu)}{E}$ - коэффициент сжимаемости скелета породы, n - коэффициент разгрузки, P - поровое давление, m_0 - пористость среды в том состоянии, от которого отчитывается деформация, ρ_2 - плотность скелета, ρ_1 - плотность жидкости (наполнителя), k - проницаемость, μ - динамическая вязкость, t - время.

Напряжение на границе F_{ij} будем считать известными функциями времени и координат. Условимся рассматривать такие граничные условия, при которых $F_{ij} = F_{ij}^{(0)} + X_{ij} \cos \omega t$; $|F_{ij}^{(0)}| \gg |X_{ij}|$. Тогда, естественно предположить, что дефор-

мация, давление и проницаемость могут быть представлены асимптотическими рядами [2]:

$$\begin{aligned}\theta &= \theta_0 + \sum_{j=1}^{\infty} \delta^j \theta_j; & P &= P_0 + \sum_{j=1}^{\infty} \delta^j P_j \\ K &= K_0 + \sum_{j=1}^{\infty} \delta^j K_j, & \text{где } \delta &= \max_{(ij)} \left| \frac{X_{ij}}{F_{ij}} \right| \ll 1\end{aligned}\quad (5)$$

Подставляя (5) в (4), получим рекуррентную последовательность краевых задач, первая представляет собой достаточно известную задачу о воздействии постоянных нагрузок на пористое тело. Ее решение не зависит от времени: распределение давления удовлетворяет уравнению Лапласа. С учетом этого, система для первого приближения упрощается и принимает вид:

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{3(1-\nu)}{\beta_{ck}(1+\nu)} \Delta \theta_1 - n \Delta P_1 &= (1-m_0) \rho_2 \frac{\partial^2 \theta_1}{\partial t^2} - \rho_1 \frac{k_0}{\mu} \frac{\partial}{\partial t} \Delta P_1 \\ \beta_{ck}(1-m_0) \frac{\partial P_1}{\partial t} + (1-m_0) \frac{\partial \theta_1}{\partial t} &= \frac{k_0}{\mu} \Delta P_1 \\ \theta_{1,r} &= - \frac{[x_{ij} \cos \omega t + n P_1(r,t) \delta_{ij}] \beta_{ck}}{3} \\ \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{\partial P}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right. \quad (6)$$

С помощью обычной подстановки $Q_1 = V \exp(i\omega t)$, $P_1 = \xi \exp(i\omega t)$ получим систему уравнений ξ

$$\begin{aligned}\Delta v - n \Delta \xi &= -\omega^2 \rho_2 (1-m_0) v - \rho_1 \frac{k_0}{\mu} i \omega \Delta \xi \\ \beta_{ck}(1-m_0) i \omega \xi + (1-m_0) i m v &= \frac{k_0}{\mu} \Delta \xi\end{aligned}\quad (7)$$

с граничными условиями

$$v_{\Gamma} = \frac{[x_i - n\xi\delta_i]\beta_{ck}}{3}; \quad \xi(r_0) = 0; \quad \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{\partial \xi}{\partial z} = 0$$

$$\left. \frac{\partial \xi}{\partial t} \right|_{z=0} = \left. \frac{\partial \xi}{\partial z} \right|_{z=n} = 0$$

Эта краевая задача имеет единственное решение, однако его нахождение в общем случае связано с решением дифференциальных уравнений четвертой степени и сложными выкладками, которые упрощаются при следующем предположении: выделим мысленно в слое поперечные стержни и допустим, что они деформируются силами, приложенными к торцам и равным:

$$f = x_{zz} - n\xi(r)$$

Учитывая незначительность граничных напряжений и их зависимость от радиуса, а также однородность деформационных стержней, которые зависят только от расстояния до скважины, получим, что решение общей задачи будет заключено между двумя крайними моделями.

Первая модель предполагает простое сжатие стержней, когда боковые их стороны свободны и стержни не взаимодействуют. Вторая модель - одностороннее сжатие, когда эти стороны закреплены.

Поскольку деформации в первом случае однородны, то тензор эффективных напряжений постоянен вдоль стержня и все компоненты его, кроме T_{zz} равны нулю

$$T_{zz} = X_{zz} + n\xi.$$

Из общего выражения [3] T_{ij} связывающего компоненты эффективных напряжений и деформаций получим, что они ортогональны

$$U_{ik} = 0, \text{ если } i \neq k$$

$$U_{zz} = -\frac{\sigma_{zz}}{E}; U_{xx} = U_{yy} = -\nu U_{zz}$$

Относительное изменение объема равно $\nu = \frac{-(x_{zz} + n\xi)\beta}{3}$.

Подставляя это выражение во второе уравнение системы (7) получим уравнение для

$$\Delta \xi - a^2 i \omega \xi + i \omega b = 0 \quad (8)$$

в котором $a^2 = \frac{\mu \beta_{ck} (1 - m_0)(3 + n)}{3k_0}$; $b = \frac{\mu \beta_{ck} (1 - m_0)x_{zz}}{3k_0}$

Во второй модели из всех компонентов тензора деформации отлична от нуля только

$$U_{zz} = \frac{-(1 + \nu)\beta_{ck}}{3(1 - \nu)} x_{zz}$$

и для ξ получим уравнение, в котором

$$a^2 = \frac{\mu(1 - m_0)\beta_{ck}[3 + n + \nu(3 - n)]}{3k_0(1 - \nu)}$$

$$b = \frac{\mu\beta_{ck}(1 + \nu)(1 - m_0)x_{zz}}{3k_0(1 - \nu)} \quad (9)$$

где ν - коэффициент Пуассона, n - коэффициент разгрузки ($0.8 \leq n \leq 1.1$) [4].

Решение уравнения (6) выражается формулой:

$$P_1(r,t) = -\frac{b}{a^2} + \frac{b}{a^2} [\Phi_1(r_0 \varepsilon, r \varepsilon) \cos \omega t - \Phi_2(r_0 \varepsilon, r \varepsilon) \sin \omega t] \quad (10)$$

где $\Phi_1(r_0\varepsilon, r\varepsilon)$ и $\Phi_2(r_0\varepsilon, r\varepsilon)$ - известные функции, приведенные в таблице 12, где $\varepsilon = \left(\frac{a^2 w}{2}\right)^{1/2}$.

Таблица 12

Φ	$\varepsilon_r = 0.005$	$\varepsilon_r = 0.01$	$\varepsilon_r = 0.02$
$\Phi_1 0.005$	1	0.92996	0.786422
$\Phi_1 0.001$	—	1	0.846338
$\Phi_2 0.005$	0	0.021270	0.64382
$\Phi_2 0.01$	—	0	0.02736

Из (7) найдем для первой модели

$$P_1(rt) = -\frac{X_{zz} \cos wt}{3+n} + \frac{X_{zz}}{3+n} [\Phi_1(\varepsilon r_0, \varepsilon r) \cos wt + \Phi_2(\varepsilon r_0, \varepsilon r) \sin wt] \quad (10)$$

для второй модели

$$P_1(rt) = -\frac{X_{zz}(1+\nu) \cos wt}{3+n-\nu(3-n)} + \frac{X_{zz}(1+\nu)}{3+n-\nu(3-n)} [\Phi_1(\varepsilon r_0, \varepsilon r) \cos wt + \Phi_2(\varepsilon r_0, \varepsilon r) \sin wt] \quad (11)$$

Первая модель и формула (10) должны привести к удовлетворительным результатам при исследовании высокопористых рыхлых коллекторов.

Распределение давления в виде соответствующему (11) отвечает пористым и проницаемым, но цементированным коллекторам. Множитель $f = (1+\nu)/[3+n-\nu(3-n)]^{-1}$ меняется незначительно: $f = 0.35 \pm 0.03$. Впредь, при расчетах мы будем использовать именно это значение, а также полагать, что коэффициент Пуассона

$$\nu = 0.12, \quad \varepsilon = \left(\frac{a^2 w}{2}\right)^{1/2}$$

Кроме выше перечисленных расчетов, есть возможность дать простую оценку порядку величины гидравлической проводимости и проницаемости в районе скважины по скорости заполнения воды. Предположим, что необсаженные части скважины радиусом R и полудлиной l может быть аппроксимирована сферой эквивалентного радиуса R и, что скважина проложена в безгранично, насыщенной жидкостью, пористой породе с проницаемостью k и вязкостью текучей среды η , найдем, что скорость изменения уровня h воды и за время t будет [5]:

$$P_g \frac{dn}{dt} = \frac{dP}{dt} = P_g g_m \frac{R}{\eta} \frac{dP}{dr} \quad r=a$$

где P - донное давление, m - отношение между площадью поверхности полости и поперечным сечением скважины.

Используя решение для потока в сферическую полость находим:

$$\frac{dP}{dt} = A e^{-\beta(t+2\gamma\sqrt{t})} \quad \beta = P_g m \frac{R}{2a}$$

где A - постоянная, r - постоянная, связанная с диффузией, при больших t , это сводится к выражению

$$\frac{dP}{dt} \approx A e^{-\beta t}$$

для $m=200$, $\eta=10^{-2}$ и $a=10$ см.

В данном случае, наблюдаемое время заполнения показывает, что коэффициент проницаемости равен 10^{-6} , а

коэффициент диффузии для воды — 10^{-6} м²/с. Это довольно маленькая величина для растрескавшихся пород.

Можно для поисков гидрогеодинамических предвестников землетрясений использовать другие геофизические методы с целью поисков гидрогеодинамических эффектов.

Практически можно установить связь между скважиной, подвергаемой к сжатию (растяжению) и с кажущимся электрическим сопротивлением с водоносным горизонтом, то можно ожидать изменения электрического сопротивления водосодержащих пород перед землетрясениями.

В частности, в качестве электродов (А, В) можно применить обсадные трубы скважин. Электрический ток будет распространяться по водоносному горизонту, по которому расположены скважины.

Согласно концепции об электрическом предвестнике, при подготовке землетрясения электрическое сопротивление ρ_k должно увеличиваться вследствие образования трещин и падения уровня подземных вод, а в момент и после толчка убывает, т.к. в это время происходит подъем уровня воды в скважине.

Однако, здесь необходимо учесть и тот аргумент, что если геоэлектрический предвестник связан с изменением режима подземных вод, то он так же запаздывает по отношению к упругой деформации земной коры. Применение данного метода, позволит в полевых условиях, ориентировочно, провести эксперимент, а именно в скважинах где,

в частности, наблюдается изменение уровня подземных вод, т.е. путем заполнения и выкачивания воды из скважины.

5.4. Разработка стационарного геоэлектрического измерителя "Гарни-1"

Для проведения электроразведочных работ (ВЭЗ) в полевых условиях использовались компенсаторы "ЭСК-1", "ЭСК-2", а в последние годы автокомпенсатор электроразведочный "А-72". Выше указанные приборы позволяют измерять: разность потенциала на приемных электродах (АВ), на время измерений в цепь питающих электродов включать внешние источники тока, измерять силу тока в питающей цепи, компенсировать поляризацию приемных электродов.

Измеряемые величины считываются непосредственно с прибора по шкалам стрелочного измерителя и с помощью логарифмической линейки рассчитывают ρ_k .

Автокомпенсатор АЭ-72 является транзисторным вариантом электроразведочного компенсатора ЭСК-2. Измеряемые величины считываются адекватным, как ЭСК-1.

Однако, перечисленные приборы абсолютно не годны для проведения стационарных режимных наблюдений, особенно, когда речь идет о поиске электрических предвестников землетрясения, т.к. при вмешательстве техника-опера-

тора, можно допускать сплошные ошибки, в частности, искажение данных, получение ложных аномалий и др.

Исходя из этих соображений в обсерватории был разработан прибор для стационарных режимных наблюдений. На рис.52. приведен внешний вид прибора "Гарни-1". Основные технические данные "Гарни-1": ток — постоянный от щелочных аккумуляторов — 12В и от переменной электросети — 220В, пределы измерения — по напряжению от 1 до 1000мВ, сила тока от 0.1 до 0.5А.



Рис. 52.

На лицевой панели размещены кварцевые часы (часы, минуты) и сброс. Частота 0.4 Гц; 0.8Гц, время опроса от 2 сек. до 64 сек; тумблер сети питания и разность потенциалов — U . Кроме того есть табло, где автоматически считывается величина кажущегося сопротивления ρ_k с точностью до 0.1Омм и есть кнопка индикации. На

обратной стороне панели (рис. 53.) есть 4 штепсельных гнезда с надписями "А, М, N, В" — "AB" — для подключения питающей цепи и "MN" — для подключения приемных электродов. Гнездо — самописец позволяет подключить к самопишущему устройству, а также графически регистрировать значение ρ_k , гнездо печать — автоматически печатает это значение, есть гнезда для предохранителей и заземления.

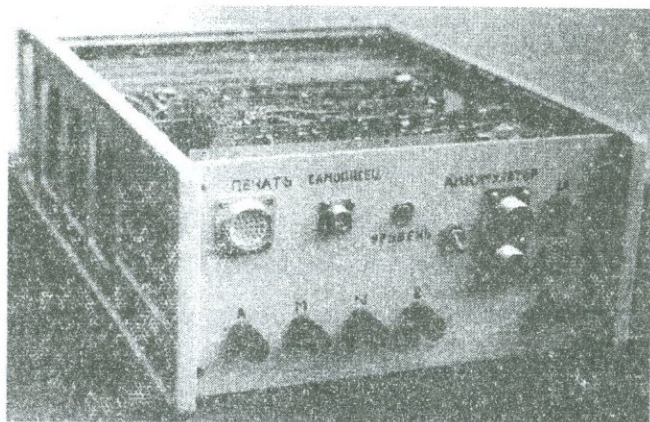


Рис. 53.

Тумблер — уровень для переключения полярности приемных электродов "+" " - ",

Пределы тока I и ΔU производятся автоматически благодаря внутренним платам, обеспечиваются автоматические замеры I , ΔU и ρ_k .

Прибор "Гарни-1" одновременно можно успешно применять и для замеров в гидрогеодинамических скважинах,

употребляя абсальные трубы скважины в качестве питающих электродов "AB" и при изменении уровня воды в скважинах произойдет изменение ρ_k , что и позволит зарегистрировать изменение ρ_k во времени.

Габариты 12x24x335мм. Масса — 3.8кг. Диапазон рабочих температур от -10° до 50°C .

Прибор можно использовать и в полевых условиях, однако возникнет необходимость при замерах во время измерений ввести поправки в коэффициент k ($\rho_k = k \frac{\Delta U}{I}$), т.к. меняются длины AB и MN.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы сводятся к следующему:

1. Обобщение данных о гидрогеодинамических предвестниках землетрясений позволяет выделить взаимосвязь сейсмических и гидрогеологических процессов и возможность применения метода для выделения гидрогеодинамических эффектов по уровню подземных вод.

2. Установлена зависимость, близкая к линейной, между логарифмом времени проявления предвестника ($\lg T$) и силой землетрясения.

3. Блоковое строение земной коры территории Армении, ее локальная неоднородность и высокая сейсмичность создают благоприятные условия для выделения гидрогеологических эффектов, предшествующих землетрясению.

4. Выделены сезонные колебания уровня подземных вод в скважинах (NN1, 12, 15, 22 и 27), связанные с изменением инфильтрационного питания, и отмечено отсутствие таких колебаний по скважинам (NN 2, 3, 8), что указывает на наличие водоупорных толщ в верхней части разреза скважин. Установлено запаздывание сезонных экстремумов в водоносной зоне, вскрытой скважинами NN 1, 21, 15, что объясняется расположением скважины относительно области питания водоносного горизонта. Учет этих особенностей необходим при исследованиях, направленных на поиск гидрогеодинамических предвестников землетрясений.

5. Краткосрочные гидрогеодинамические эффекты, выявленные по уровню подземных вод наблюдательных скважин, следует использовать в качестве показателей геодинамических процессов, протекающих в сейсмоактивных зонах территории Армении.

6. На месторождениях минеральных вод РА выявлено, что некоторые показатели режима (минерализация, температура, дебит) неоднозначно реагируют на сильные землетрясения, в результате этого выделена группа месторождений: Арзни, Акнахпюр, Джермук и Бжни, которая особо чувствительна к сейсмическим событиям.

7. Количество зарегистрированных гидрогеодинамических предвестников землетрясений уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния. Основная масса предвестников зарегистрирована на расстоянии до 200км от эпицентра землетрясения. По-видимому, эта область характеризуется наиболее интенсивными процессами изменения напряженно-деформированного состояния горных пород при формировании очага землетрясения.

8. Сопоставление параметров гидрогеодинамических предвестников с характеристиками землетрясения показало, что существует тенденция к увеличению длительности и амплитуды гидрогеодинамического предвестника с ростом магнитуды и эпицентрального расстояния.

9. Отмечены случаи, когда эффекты-предвестники должны были существовать, если исходить из расчетных

значений деформаций, но не были зарегистрированы. Рассмотрение этого вопроса показало, что существует четкая зависимость количества обнаруженных и отсутствующих предвестников землетрясений от положения наблюдательной скважины относительно разлома, свидетельствующая о том, что скважины в приразломных зонах, обладающие наибольшей тензочувствительностью, более надежно регистрируют предвестники землетрясений, чем скважины, удаленные от разлома. Проявление гидрогеодинамических предвестников землетрясений зависит от угла между линией простирания разлома, к которому тяготеет та или иная скважина, и направлением от скважины на эпицентр землетрясения, с увеличением этого угла, его приближением к 90^0 , деформация в зоне разлома при подготовке землетрясений проявляется сильнее, чем при малых углах.

Повышение амплитуды предвестника с ростом эпицентрального расстояния и слабая зависимость между амплитудой предвестника и магнитудой землетрясения указывают на то, что на формирование гидрогеодинамических предвестников землетрясений играет тензочувствительность системы скважина-пласт. А отсутствие эффектов-предвестников, на наш взгляд, связано со слабыми деформациями в точках наблюдений перед землетрясениями, либо с нулевой тензочувствительности системы скважина-пласт.

Количество гидрогеологических эффектов землетрясений, выявленных по изменению минерализации и температуры минеральных вод, увеличивается с ростом величины магнитуды землетрясения.

По изменению параметров минеральных вод курортов Арзни и Кировакан зарегистрированы постсейсмические гидрогеологические эффекты, имеющие на сегодняшний день необратимый характер. Необратимость гидрогеологических эффектов была установлена сохранением этих эффектов на протяжении 2.5 лет после землетрясения, происшедшего в Армении 07.12.88г., с магнитудой 7.0.

Подобное воздействие постсейсмических явлений на минеральные воды Армении указывает как на возможность увеличения дебита и общей минерализации вод, так и уменьшение последних, что необходимо учитывать при эксплуатации минеральных вод.

10. Проведенный анализ режима подземных вод для выявления его связи с сейсмичностью показал достаточную информативность наблюдательной сети Армении. По расчетным данным, коэффициент информативности наблюдательной сети равен 0.54.

Целесообразно при обработке и интерпретации данных по уровню подземных вод учитывать тензочувствительность системы скважина-пласт, сильно влияющей на формирование гидрогеодинамических предвестников землетрясений. Поэтому желательно наращивать наблюдательную сеть

размещением скважин на участках с повышенной температурностью.

Предлагается определение максимального радиуса воздействия изменений напряженно-деформированного состояния среды на уровень воды в наблюдательной скважине, амплитудных и временных закономерностей в проявлениях гидрогеодинамических эффектов.

Поскольку изменения напряженно-деформированного состояния среды, вызываемые современными геодинамическими процессами, проявляются в вариациях многих геофизических полей, в частности, сейсмического волнового, электроупругого, электромагнитного, гидрогеодинамического и величин деформаций и наклонов земной коры, рекомендуем проводить комплексные исследования с целью сопоставления и уверенного определения природы геодинамических процессов.

Желательно также унифицировать способы замеров уровня вод во всем скважинам.

На практике можно установить связь между гидрогеодинамической скважиной и с кажущимся электрическим сопротивлением. Здесь учитывается тот аргумент, что геоэлектрический предвестник связан с изменением режима подземных вод.

11. Желательно, рядом с существующими гидрогеодинамическими скважинами (особенно 2, 3, 8) пробурить дополнительные скважины до глубины действующих

скважин и их обсадные трубы использовать в качестве питающих электродов (А, В) и проводить замеры ρ_k .

12. Полученные данные ВЭЗ, особенно в тех участках, где гидрогеодинамические скважины находятся в сложных геоэлектрических условиях, интерпретировать с помощью методов подбора на ЭВМ.

13. Теоретические расчеты показывают, что деформация (сжатия и растяжения) пласта, где расположены гидрогеодинамические скважины, приводит к увеличению или уменьшению воды в скважинах, и это в свою очередь приводит к изменению ρ_k .

14. При поисках электроупругих эффектов (с помощью замеров ρ_k) необходимо замеры проводить в автоматическом режиме с помощью разработанного нами измерителя "Гарни-1", во избежание дополнительных ошибок.

15. Так как ВЭЗ, при поисках предвестников землетрясений, эффективен для мало-глубинных очагов, то он будет полезен в период афтершокового процесса, когда происходит миграция очагов к поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арбузов В.А., Берри И.Л., Казарян С.В. О влиянии землетрясений на режим месторождений углекислых минеральных вод горноскладчатых областей. Вопросы изучения лечебных минеральных вод, грязей и климата. Труды ЦНИИ курортологии и физиотерапии, М., вып.39, с.101-111.
2. Ананян А.Л. Минеральные воды Армянской ССР. Сб.ИГН АН Арм.ССР, Ереван, 1963, с.179-190.
3. Абрамян М.К. Отчет по изучению режима подземных вод территории Республики Армения за 1990 г. Ереван, 1991.500с.
4. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1968, 408с.
5. Абрамова Е.Ш. Способы решения обратной задачи ВЭЗ. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979, N11, с.88-96.
6. Альтгаузен Н.М., Барсуков О.М. О временных вариациях электропроводности. В сб. "Физические основания поисков методов прогноза землетрясений". Изд. Наука, 1970, с.104-110.
7. Ахвердян Л.А., Малхасян Г.Э. Электроразведочные исследования в районе строительства подземной геофизической обсерватории "Гарни". — Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т.ХХХІІІ, N6, 1980.
8. Ахвердян Л.А., Акопян Ц.Г. Магнитотеллурические исследования в районе Армянской атомной электростанции. — Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.ХХХ, N3, 1977.

9. 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. 1980, N3, с.41-49.
10. Бюс Е.И., Гигинейшвили В.М. Ленинанканское землетрясение 22.X.1926 г. Кварт.сейсм.бюлл., 1943, т.12, N2, с.39-111.
11. Багмет А.Л., Багмет М.И., Барабанов В.Л., Гриневский О.А. и др. Исследование земноприливных колебаний уровня подземных вод на скважине "Обнинск". Физика Земли, 1989, N11, с.84-95.
12. Бентен Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974, 464с.
13. Балашов Л.С., Куликов Г.В., Лебедев Л.В. Изучение гидрогеологических предвестников землетрясений. Советская геология, 1982, N9, с.111-121.
14. Барсуков О.М. Поиски электрических критериев прогноза землетрясений. Экспериментальная сейсмология. М., Наука, 1971.
15. Барсуков О.М. Вариация электросопротивления горных пород и землетрясения. Предвестники землетрясения. Ин-т Физики Земли АН СССР. М., 1973.
16. Барсуков О.М., Краснюк П.Д. Ориентировочная оценка размеров зоны подготовки землетрясения по измерению электрического сопротивления горного массива. Предвестники землетрясений. Ин-т Физики Земли АН СССР. М., 1973.

17. Барсуков О.М. Связь вариаций электрического сопротивления с приливными изменениями силы тяжести. Узбекистон геология журнали. Узбек.геол. журн., N5, 1972.
18. Барсуков О.М., Сорокин О.Н. Изменение кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе. Изв. АН СССР, Физика Земли, N10, 1973.
19. Барсуков О.М., Сорокин О.Н. О связи сейсмических явлений с электрическими. Ин-т Физики Земли АН СССР. М., 1973.
20. Боборикин А.М. О роли растягивающих напряжений в подготовке и осуществлении землетрясений. Вопросы геологии, геохимии и геофизики земной коры Белоруссии. Минск, 1975.
21. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли. ДАН СССР, 1982, т.262, N2, с.310-314.
22. Вартанян Г.С. Гидрогеодеформационное поле при Спитакском и Калифорнийском землетрясениях. Советская геология, 1992, N1, с.3-9.
23. Вартанян Г.С., Бредехофт Дж.Д., Роуэллофс Э. Гидрогеологические методы исследований тектонических напряжений. Советская геология, 1991, N9, с.3-12.
24. Варданянц Л.А. Сейсмотектоника Кавказа. Тр.Сейсмологич. ин-та АН СССР, 1935, N64.
25. Габризян А.А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, N4, с.3-21.

26. Габриэлян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-
тектоника Армянской ССР. Изв.ЕГУ,Ереван, 1981. 270с.
27. Гриневский А.О., Барабанов В.Л. Методика обработки
гидрогеодинамических данных в целях прогноза
землетрясений. Тензисы докладов Всесоюзного научно-
технического семинара 24-25 марта 1983г. Методика и
организация наблюдений за режимом подземных вод
для прогноза землетрясений М.: ВСЕГИНГЕО, 1983,
с.44-47.
28. Гидрогеодинамические предвестники землетрясений.
АН СССР, ИФЗ, М., 1984. 120с.
29. Геология Армянской ССР. Том X, Геофизика, Ереван,
1972, 275 с.
30. Геология Армянской ССР. Том УШ, Гидрогеология,
Ереван, 1974, 210с.
31. Геология Армянской ССР. Том IX[^] Минеральные воды.
Ереван, 1969, 523 с.
32. Добровольский И.Г. Механика подготовки тектоничес-
кого землетрясения. ИФЗ, М., 1984, 188с.
33. Долуханова Н.И., Толстихин Н.И. Схема структурно-
гидрогеологического районирования Армянской ССР.
Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1967, N5-6. С.104-109.
34. Добровольский И.П., ЗубковС.И., Мячкин В.И. Об
оценке размеров зоны проявления предвестников
землетрясений. В сб.: Моделирование предвестников
землетрясений. М.: Наука, 1980, с.7-43.

35. Дьяков В.П., Куренков О.В. Изменения уровня жидкости в скважинах в зависимости от колебаний атмосферного давления. Нефтяное хозяйство, 1966, N7, с.30-45.
36. Добрынин В.М. Деформация и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1970. 239с.
37. Дарвин Дж. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. М.: Наука, 1965. 380с.
38. Деформационные процессы в период, предшествующий Спитакскому землетрясению. АН СССР, ИФЗ, М., 1989, с.7-10.
39. Дианова В.И. Комплекс программ автоматической обработки кривых вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Геол.-геофиз. аспекты изучения оценки оловорудных районов Востока СССР. М., 1984, с.132-145.
40. Дмитриев В.И. Методы решения обратных задач разведочной геофизики. Вестн. МГУ. Вычисл. мат. и кибернет. 1986. N3, с.42-51.
41. Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Материалы по регион. и поиск. гидрогеологии. Л.: ВСЕГЕИ, 1963, с.5-35.
42. Изучение подземных вод вулканических областей геофизическими методами. (сост. Минасян Р.С.). М., Недра, 1989. 200с.

43. Игумнов В.А., Степанян З.Г. Некоторые гидрогеохимические аспекты Спитакского землетрясения. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, N3, 1989, с. 24-33
44. Игумнов В.А., Степанян З.Г. О погрешностях геохимических режимных наблюдений. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, 1992, N3, с.41-52.
45. Изотова Е.Б., Хорев О.А. Алгоритмы и программы интерпретации многослойных кривых ВЭЗ. Л., Изд. ВИРГ, 1968.
46. Изотова Е.Б., Ермохин К.М., Петров А.А., Федоров А.Н. Интерпретация зондирований в неоднородных средах. Зап. АГИ, 1987. Т. 113, с.73-79.
47. Киссин И.Г. Об исследованиях роли воды в сейсмических процессах. Физика Земли, 1971, N3, с.39-48.
48. Киссин И.Г., Барабанов В.А., Гриневский А.О., Марков В.М., Худзинский А.А. Опыт исследования режима подземных вод для выделения гидрогеодинамических предвестников землетрясений. Физика Земли, 1983, N6, с.74-86.
49. Киссин И.Г., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А. Краткосрочные гидрогеологические эффекты как показатель геодинамической активности зоны Передового Копетдагского разлома. ДАН СССР, 1992, т.322, N1, с.69-74.
50. Киссин И.Г., Оролбаев Э.Э. О гидрогеологических эффектах современных движений земной коры. ДАН СССР, 1986, т.291, N3, с.566-570.
51. Киссин И.Г. Гидрогеологический мониторинг земной коры. Физика Земли, 1993, N8, с.58-69.

52. Карапетян Н.К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван, Изв.АН АрмССР, Науки о земле, 1986, N2, с.47-52.
53. Карапетян Н.К. Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1990, 263с.
54. Киссин И.Г., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А. Экстремальные вариации уровня подземных вод в сейсмоактивном районе. ДАН СССР, 1990, т.314, N5, с.1099-1103.
55. Количественная связь между коэффициентом влияния на уровень воды в скважине атмосферного давления и количества атмосферных осадков. Zpang Zhaogong, Zheng Jinhan, Feng Chugang Durnen, Earthquake, 1990, N6, p.38-44
56. Киссин И.Г. Чувствительные зоны земной коры и амплитуда аномалий предвестников землетрясений. ДАН СССР, 1985, т.218, N2, с.304-307.
57. Кисков В.В. Численное моделирование ВЭЗ в двумерно-неоднородных средах. Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1985, с.51-55.
58. Колесников В.П. Обработка и интерпретация результатов вертикального электрического зондирования с помощью ЭВМ. М. Недра. 1981. 141с.
59. Куфуд О. Зондирование методом сопротивлений. М., Недра. 1984. 270с.
60. Ландау Л.А., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика, М.: Наука, 1987.

61. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968, 482с.
62. Методические рекомендации по наблюдениям для выявления гидрогеодинамических предвестников землетрясений. ИФЗ АН СССР, М., 1986, 52с.
63. Матвеев Б.К. Интерпретация электромагнитных зондирований. М., Недра. 1974. 232с.
64. Мусаев И.А. Регистрация потенциалов собственной поляризации в скважине, связанных с землетрясением и природа естественного электрического поля Земли. Докл. АН СССР, N5, 1971.
65. Муталиев Н. Оценка эффекта изменения электросопротивления горных пород в связи с глубинными процессами. Узбекистон геология журнали. Узбек.геол. журн., N1, 1971.
66. Мыщик Н.В. Программа для машинной интерпретации кривых ВЭЗ и опыт ее применения в Белорусии. Геол., гидрогеол., полезн. ископ. Белорусии, методы их исследования. Минск, 1982. 137с.
67. Осика Д.Г., Мегаев А.Б. Изучение удельной электропроводности воды Зурабекантских термальных источников в связи с сейсмичностью недр области Дагестанского клина. Докл. АН СССР, N3, 1978.
68. Пашаян Р.А. Исследование режима подземных вод для выделения гидрогеодинамических эффектов, предшествующих землетрясениям ДНАН РА, 1995, т.95, N3, с.171-173.
69. Пашаян Р.А., Ананян А.А. Особенности реакции некоторых минеральных источников Армении на

- сильные землетрясения. Изв.НАН РА, Науки о Земле, 1994, т.47, N1-2, с.113-118.
70. Пашаян Р.А. Режим подземных вод в скважинах, используемых для изучения гидрогеодинамических эффектов. Изв.НАН РА, 1993, Науки о Земле, т.46, N3, с.59-63.
71. Пашаян Р.А., Туманян Г.А. Краткосрочные гидро-геологические эффекты, связанные с современными движениями земной коры на территории Республики Армения. Изв.НАН РА, Науки о Земле, 1997, т.50, N1-2, с.74-80.
72. Паффенгольд К.Н. Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Ереван: Изд.АН АрмССР, 1946, 109с.
73. Паффенгольд К.Н. Некоторые особенности геологического строения и тектоники Армении, причины землетрясений района г.Еревана. Проблемы современной геологии. 1937, N9, с.799-804.
74. Петрова А.А., Федоров А.Н. Решение обратной задачи электроразведки постоянным током и вызванной поляризации. Изв. АН СССР. 1988, N11, с.60-65.
75. Прохорова Л.Н., Шевнин В.А., Бахиров А.Г. Интерпретация кривых ВЭЗ на ЭВМ с оценкой эффективности решения. Изв. Вузов. Геология и разведка. 1987, с.74-80.
76. Пухляков Л.А. Электрометаморфическая гипотеза происхождения землетрясений. Изв. Томск, политехн. ин-та, 1976, 289с.

77. Рабинер Л., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1978, 849с.
78. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, 388с.
79. Рижов А.А., Каринская И.Д. Программы решения прямой и обратной задачи ВЭЗ и ВЭЗ-ВП для ЭВМ серии ЕС. М., 1981, 134с.
80. Садовский М.А., Монахов Ф.И., Семенов А.Н. Гидрогеодинамические предсказания Южно-Курильских землетрясений. ДАН СССР, 1977, т.236, N1, с.50-53.
81. Сейсмический мониторинг земной коры. М.: ИФЗ АН СССР, 1986, 289с.
82. Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния. ДАН СССР, 1979, т.245, N4, с.825-829.
83. Сидорин А.Я. Зависимость величины аномальных деформаций земной коры от расстояния от эпицентра готовящегося землетрясения. ДАН СССР, 1980, т.250, N3, с.599-602.
84. Седов Л.Н. Механизм сплошной среды. Т.1, М.: Наука, 1983. Т.2, М.: Наука, 1984.
85. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Зависимость времени проявления предвестников от силы землетрясения. ДАН СССР, 1985, т.285, N6, с.135-139.
86. Сапрыгин С.М. Механизм формирования гидрогеодинамического предвестника землетрясений. АН СССР. Вулканология и сейсмология, 1980, N2, с.122-124.

87. Садовский М.А., Нерсесов И.Л. Прогноз землетрясений: состояние проблемы. Вести АН СССР, N4, 1969.
88. Садовский М.А., Нерсесов И.Л. Вопросы прогноза землетрясений. Изв. АН СССР, Физика Земли, N9, 1978.
89. Саркисян Р.Р. Электроразведочные исследования на Араратском сейсмопрогностическом полигоне и геоэлектрический предвестник. — Юбилейная научная конференция, посвящ. 35-летию основания ИГИС НАН РА (тезисы докладов). Гюмри: 1996, с.57-58.
- ✓ 90. Седов Л.И. Механика сплошной среды. М., Наука, т.1, 2, 1983-84гг.
91. Трифонов В.Г., Караханян А.С., Кожурин А.И. Активные разломы и сейсмичность. Природа, 1989, N12, с.32-39.
92. Туманян Г.А. Глубинная структура земной коры из космических изображениях. Исследование Земли из космоса. М., N5, 1983, с.32
93. Туманян Г.А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Горис-Берд). Геотектоника, М., 1983, N4, с.99-111.
94. Туманян Г.А. Яникян В.О., Осипова И.Б. Отчет о результатах геолого-геофизических исследований по профилю Ехегнадзор-Берд(У). Фонды УГ РА, 1979, 300с.
95. Туманян Г.А. и др. Отчет о результатах геолого-геофизических исследований по профилю II (Октемберян-Спитак-Степанаван-Лок). Фонды УГ РА, 1980, 320с.

96. Туманян Г.А. и др. Отчет о результатах геолого-геофизических исследований по профилю I (Октемберян-Гюмри-Ашоцк), IV (Эчмиадзин-Меградзор-Фиолетово-Атан-Ноемберян), VII (Воротанский перевал). Фонды УГ РА, 1983, 350с.
97. Халатян Э.С. Распределение бора в минеральных водах Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 149с.
98. Ходжоян М.П. Режимные работы по минеральным источникам Амени. Фонды УГ РА, 1991, 250с.
99. Хачатрян Д.А., Минасян Р.С. К использованию машинного способа интерпретации кривых ВЭЗ вулканических областей. Молодой научный работник N16. Изд. Ергосуниверситета, 1972.
100. Хуторянский В.К. Повышение геологической эффективности интерпретации ВЭЗ и ВЭЗ-ВП в неоднородных средах с помощью ЭВМ. Повышение эффективности геол. методов поиска и оценки местор. полезн. ископ. на основе мат. моделей. Новосибирск, 1986, с.111-117.
101. Штенгелов Е.С. Связь сейсмичности с режимом подземных и поверхностных вод в Таджикистане. ДАН Тадж.ССР, 1979, т.22, N7, с.417-421.
102. Шевнин В.А. Опыт использования ЭВМ в учебном процессе по электроразведке. Изв. Вузов. сер. геол. и разведка. N12, 1985, с.108-111.
103. Шкабарня Н.Г., Гриценко В.Г. Интерпретация кривых электрического зондирования с применением ЭВМ. М., Недра, 1971.

104. Шкабарня Н.Г. Автоматизированная интерпретация кривых ВЭЗ и ВП в рудных районах. Разведка и охрана недр. 1986, N11, с.40-45.
105. Электрическое зондирование геологической среды. Часть 1. Прямые задачи и методика работ. Под ред. В.К.Хмелевского и В.А.Шевнина. М., 1988, 176с.
106. Электрическое зондирование геологической среды. Часть II. Интерпретация и практическое применение. Под ред. В.К. Хмелевского и В.А. Шевнина. М., 1992, 199с.
107. Электроразведка. Справочник "Геофизика". М., Недра, 1980.
108. Bolt B.A., Wang Chi-Yuen. The present status of earthquakes prediction. CEC Cris.Revs.Solid State sci., N2, 5, 1975.
109. Coc R.S. Earthquake prediction in the Peoples Republic of China S(Trans.Am.Geophys.Union) , 52, 940 (1971).
110. Dmowaska E. Electromechanical phenomena associatied with earthquakes. Geophys.Surv., N2, 3, 1977.
111. Dmowaska E., Hanyda A., Teisseure E. Electromechanical effects associated with earthquakes. Pure and Appl. Geophys., N4, 115, 1977.
112. Fitterman D.V., Madden Jh.R. Resistivity observations during creep events at Melendy Ranch, California. Journ. Geophys. Res., N33, 82, 1972.
113. Fitterman D.V. Theoretical resistivity variations along stressed strike — slip faults. Journ.Geophys.Res., N26, 81, 1976.

114. Johansen N.K. A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. Geophys. Prospect. 1977. 25. N4. pp.667-691.
115. Johnson AG., Covacp R.L., Nur A. Fluid-pressure variations and fault creep in Central California "tectonophysics", 1974, v23, pp.257-266.
116. Honkura Y., Niblett E., Kurtz R. Changes in magnetic and telluric fields in a seismically active region of eastern Canada: preliminary results of earthquake prediction studies. Tectonophysics, N3-4, 34, 1976.
117. Kovach R.L., Wesson RL, Robinson R. Water level fluctuations and earthquakes on the San Andreas fault zone. Geology, 1975, 3, N8.
118. Kissin I.G., Grinevsky A.O. Main features of hydrogeodynamic earthquake precursors. Ttctonophysics, 178, pp.277-286.
119. Karahanjan AS 'Active faults of Armenian apland'. Scientific meeting on seismic protection, Venice, 1983, July, 88, pp. 88-93.
120. Mizutani H., Ishido T. Electrokinetic phenomena associated with earthquakes. Geophys.Res.lett., N7, 3, 1976.
121. Press F e.a. Earthquake Research in China In: EOS Armenian Geophysical Union Transactions, 1975, v56, N11.
122. Reddy J.K., Phillips R.J. Monitoring of time dependent electrical resistivity by magnetotellurics. J.Geomagn. and Geoelectr., N2, 28, 1976.
123. Rikitake T. Earthquake predictions. Earth-Sci.Revc., N4, 4, 1968.

124. Rikitake T., Yamazaki. Electrical conductivity of straismod rocks Residual strains associatied with large earthquakes as observed by a resistivity variometed. Bull.Earthquake Res.Inst.Univ. Tokyo, N1, 47, 1969.
125. Rikitake T., Yamazaki. Resistivity changes as a precursor of earthquake. Geomagnetic and Geoelectric, N6, 28, 1976.
126. Sobolev G.A. Application of electric method to the tentative short term forecast of Kamchatka earthquakes. Pure and Appl.Geophys., N1-2, 113, 1975.
127. Wang Tiecheng, He Jongtai. Monitoring and research in the behavior of underground water and its relation with earthquakes in China. 'Acta seismologica Sinica'. 1990, v3, N1, pp.104-114.
128. Wohris RC. Hydrologic effects of the March 27, 1964 outside Alaska. 'Geol. Surv. Prof'. Paper 544-C,1967.
129. Wakita H. Water well as a possible indicator of tectonic strain. Science, 189, N4202, 553 (1975).
130. Yang C.I., Coodman R.E. Electrical resistivity of granite in frictional sliding application to earthquake prediction. Geophys. Res.. Lett, N12, 2, 1975.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
 Глава I. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОУПРУГИХ ПРЕДВЕСТНИКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	
1.1 Современное состояние исследований гидрогеодинамических и электроупругих предвестников землетрясений	7
1.2. Анализ исследований по выявлению гидрогеодинамических предвестников в Армении.....	23
1.3. Зависимость длительности предвестника от магнитуды землетрясений	28
 Глава II. ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОБОСНОВАНИЯ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ	
2.1 Геолого-тектоническая обстановка	33
2.2 Гидрогеологические условия	40
2.3. Геофизическая оценка гидрогеологических условий региона	50
2.4 Распределение сейсмичности во времени и пространстве на территории Армении	54
 Глава III. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ	
3.1. Результаты режимных наблюдений гидрогеодинамических скважин и их интерпретация	65
3.2. Особенности изменений уровня подземных вод в гидрогеодинамических скважинах	72
3.2.1. Годовые циклы колебания уровня подземных вод....	72
3.2.2. Влияние инфильтрации атмосферных осадков на изменение уровня подземных вод	79
3.2.3. Барометрические и приливные колебания уровня подземных вод	86
3.2.4. Влияние техногенных факторов на уровень вод скважин	91

3.3. Режим минеральных вод	93
3.4. Методика выделения гидрогеодинамических эффектов	99
Глава IV. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ АНАЛИЗ	
4.1. Гидрогеодинамические предвестники землетрясений...	105
4.1.1. Характерные особенности гидрогеодинамических эффектов-предвестников	112
4.1.2. Форма и амплитуда изменения гидрогеодинами- ческих эффектов-предвестников	114
4.1.3. Длительность эффектов-предвестников	118
4.2. Возможные причины отсутствия гидрогеодинами- ческих предвестников	123
4.2.1. Близость наблюдательных скважин от разлома	129
4.2.2. Влияние расположения скважины относительно эпицентра землетрясения	132
4.3. Гидрогеологические эффекты на месторождениях минеральных вод	136
4.4. Оценка информативности наблюдательной сети	156
Глава V. ЭЛЕКТРОУПРУГИЕ ЭФФЕКТЫ	
5.1. Оценка электроупругих эффектов в пределах Арабатского сейсмопрогностического полигона	162
5.2. Об использовании ЭВМ для интерпретации кривых ВЭЗ, полученных в сложных геоэлектрических условиях Республики Армении	168
5.3. Теоретическая оценка деформации (сжатия и растяжения) в окрестности скважин	183
5.4. Разработка стационарного геоэлектрического измерителя "Гарни-1"	191
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	195
ЛИТЕРАТУРА	201

Ахвердян Леон Артаваздович
Пашаян Ромела Артаваздовна

ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРОУПРУГИЕ
ЭФФЕКТЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ
НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Переплет: З.Геворкян
Тех.редактор: А.Карапетян
Набрана на компьютере оператором: А.Саргсян

Сдано в производство 01.08.2000г.
Бумага формата 60x84 1/16
Тираж 110
Цена 3500 драм.

Издательство "Гитутюн"

5599