ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀՀ ԳԱԱ Ա. Նազարովի անվան երկրաֆիզիկայի և
ինժեներային սեյսմաբանության ինստիտուտ

ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՍՄԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ԱՐԴԻ ՀԻՄՆԱԽՆԴԻՐՆԵՐԸ

ՀՀ ԳԱԱ ԵԻՍԻ հիմնադիր, *ակադեմիկոս Ա.Գ. ՆԱԶԱՐՈՎԻ* ծննդյան 100-ամյակին նվիրված նստաշրջանի

ԳԻՏԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԺՈՂՈՎԱԾՈՒ

(7-11 հոկտեմբերի, 2008թ., ք.Գյումրի)

ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություն" հրատարակչություն
Գյումրի-2008թ.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀՀ ԳԱԱ Ա. Նազարովի անվան երկրաֆիզիկայի և
ինժեներային սեյսմաբանության ինստիտուտ

ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՍՄԱԲԱՆՈՒԹՅԱՆ ԱՐԴԻ ՀԻՄՆԱԽՆԴԻՐՆԵՐԸ

ՀՀ ԳԱԱ ԵԻՍԻ հիմնադիր, *ակադեմիկոս Ա.Գ. ՆԱԶԱՐՈՎԻ* ծննդյան 100-ամյակին նվիրված ստաշրջանի

ԳԻՏԱԿԱՆ ԱՇԽԱՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԺՈՂՈՎԱԾՈՒ

(7-11 հոկտեմբերի, 2008թ., ք.Գյումրի)

ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություն" հրատարակչություն
Գյումրի-2008թ.

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А.Назарова НАН РА

СОВРЕМЕННЫЕ ЗАДАЧИ ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

конференции, посвященной 100-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА,
академика А.Г.НАЗАРОВА

(7-11 октября 2008г. г.Гюмри)

Издательство "Гитутюн" НАН РА
Гюмри-2008г.

Рекомендовано к печати
Ученым советом Института геофизики и инженерной сейсмологии им. А.Назарова НАН РА

Редакционная коллегия: Оганесян С.М. (редактор), Хачиян Э.Е., Григорян В.Г.(зам редактора), Мкртчян М.Б. (отв.секретарь), Тамразян А.А., Аветисян А.М., Гедакян Э.Г., Ахвердян Л.А, Оганесян А.О., Карапетян С.С.

Сборник научных трудов конференции посвящен 100-летию со дня рождения основателя ИГИС НАН РА, академика А.Г.Назарова. В нем получили развитие и обобщение идеи А.Г.Назарова в области геофизики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкого строительства, с учетом последствий Спитакского и других разрушительных землетрясений, происшедших за последние десятилетия. Сборник содержит также статьи по вопросам изучения глубинного строения Земли, сейсмического риска, прогноза землетрясений, разведочной геофизики и др.

Сборник предназначен научным работникам, аспирантам и студентам.

ՀՀ ԳԱԱ ԵԻՍԻ հիմնադիր, ակադեմիկոս Ա.Գ.Նազարովի ծննդյան 100-ամյակին նվիրված գիտական նստաշրջան (7-11 հոկտեմբեր 2008):

ՀՀ ԳԱԱ, ՀՀ ԳԱԱ Քիմիական և Երկրի մասին գիտությունների բաժանմունք, ՀՀ ԳԱԱ ԵԻՍԻ,

ՀՀ ԳԱԱ հրատարակչություն

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES
OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

Institute of Geophysics and Engineering
Seismology named of A.Nazarov of the NAS RA

ACTUAL PROBLEMS OF GEOPHYSICS AND ENGINEERING SEISMOLOGY

COLLECTION OF SCIENTIFIC WORKS

Of the Conference, Dedicated to the 100th Anniversary of Academician A.G.Nazarov, IGES founder.

(October, 7-11, 2008, Gyumri)

NAS RA Publishing House
Gyumri, 2008

академик

АРМЕН ГЕОРГИЕВИЧ НАЗАРОВ

СОДЕРЖАНИЕ

ХАЧИЯН Э.Е., ОГАНЕСЯН С.М., ГРИГОРЯН В.Г. - ПАМЯТИ А.Г. НАЗАРОВА (к 100-летию со дня рождения).....14

СЕКЦИЯ 1 - ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

АРЗУМАНЯН В.Г. (НССЗ РА) - ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА ЗАТУХАНИЕ КОЛЕБАНИЙ ЗДАНИЙ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ МИКРОСЕЙСМ.....19

АТАБЕКЯН Р.А., ДАРБИНЯН С.С., АТАБЕКЯН Л.Р., НАЗАРЕТЯН С.Н. (НССЗ РА, ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА) - О ВЛИЯНИИ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ.....27

БАБАЯН Т.О., КАРАПЕТЯН С.С. (ИГИС НАН РА) - ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ТЕРРИТОРИЙ ПЛОТИН ВОДОХРАНИЛИЩ АРЦАХА.....33

ԲԱՅԲՈՒՐԴՅԱՆ Գ.Ե., ԳԱՍՊԱՐՅԱՆ Ա.Ս. (ՀՀ ԳԱԱ ԵՒՍԻ) - ԵՌԱԲԱՂԱԴՐԻՉ ՀՈՐԱՏԱՆՑՔԱՅԻՆ ՄՈԴԵՌՆԻԶԱՑՎԱԾ ԱԿՍԵԼԵՐՈՄԵՏՐ Ս-062.....46

БУРДЗИЕВА О.Г., ЗААЛИШВИЛИ В.Б. (ЦЕНТР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАН и РСО-А) - ОЦЕНКА ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГРУНТАХ 50

ГРИГОРЯН В. Г., КАРАПЕТЯН ДЖ. К. (ИГИС НАН РА) - СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ.....58

ЗААЛИШВИЛИ В.Б., МЕЛЬКОВ Д.А., ХАРЕБОВ А.К. (ЦЕНТР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАН и РСО-А) – ИНСТРУМЕНТАЛЬНО - РАСЧЕТНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ. СПОСОБ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ АНАЛОГИЙ.....67

ЗАДОЯН П. М. (НТЦ ЯДЕРНОЙ И РАДИАЦИОННОЙ БЕЗОПАСНОСТИ) - СЕЙСМИЧЕСКАЯ РЕАКЦИЯ ААЭС С УЧЕТОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ОСНОВАНИЕМ.....76

ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ Ս.Ս., ՄԿՐՏՉՅԱՆ Գ.Ա., ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ Ս. Ա. (ՀՀ ԳԱԱ ԵՒՍԻ) - 1988 ԹՎԱԿԱՆԻ ԴԵԿՏԵՄԲԵՐԻ 7-Ի ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՀԵՏՑՆՑՈՒՄՆԵՐԻ ԳՐԱՆՑՈՒՄՆԵՐԻ ՀԵՏԱՀԱՅԱՑ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆ 85

КАРАПЕТЯН С.С., МКРТЧЯН Г.А. (ИГИС НАН РА) - ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА "СПЕКТРАЛЬНОГО СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ" ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ ПЛОТИН ВОДОХРАНИЛИЩ.....94

КОНСТАНТИНОВА Т.Г., ДЕЛЕМЕНЬ И.Ф. (ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН) - СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАКРОСЕЙМИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И АРМЕНИИ.....99

МИНДЕЛЬ И.Г., ТРИФОНОВ Б.А., РАГОЗИН Н.А. (ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ РАН) - ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ГРУНТОВ.....107

ОГАНЕСЯН С.М., ГАСПАРЯН Г.С., ОГАНЕСЯН А.О., ГРИГОРЯН В.Г., ГЕОДАКЯН Э.Г. (ИГИС НАН РА) - ДЕТАЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ.....116

САРКИСЯН Р. Е., САРКИСЯН В. К. (ИГИС НАН РА) - ТИПОВАЯ МЕТОДИКА ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОВЕРКИ СЕЙСМОМЕТРОВ.....126

САРКИСЯН Р.Е., САРКИСЯН В. К. (ИГИС НАН РА) - НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ УСТАНОВКИ СКВАЖИННЫХ СЕЙСМОМЕТРОВ.....131

СЕКЦИЯ 2 – СЕЙСМОСТОЙКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО

АДАМЯН В. Г. (Гюмрийский филиал ГИУ РА) - СУЩНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ СХЕМ ДЕФЕРЕНТА-ЭПИЦИКЛА В ТЕОРИИ ГРАВИТАЦИИ.....135

АКОПЯН Г.А., МНАЦАКАНЯН В.Л.(ЗАО «АТОМЭНЕРГОСЕЙСМОПРОЕКТ» МЭ и ПР РА) - ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА МОДЕЛЯХ СООРУЖЕНИЙ АЭС ПРИ ВЗРЫВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ.....142

АМБАРЦУМЯН В.А., АМБАРЦУМЯН А.В. (ЗАО АрмНИИСС и ЗС) - КРУТИЛЬНЫЕ КОЛЕБАНИЯ СИММЕТРИЧНЫХ В ПЛАНЕ КАРКАСНЫХ ЗДАНИЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ.....146

GABRICHIDZE G.K. (INSTITUTE OF STRUCTURAI MECHANICS AND EARTHQUAKE ENGINEERING, GEORGIA) - NEW MODEL OF MOTION OF CONSTRAINT PARTICLE.....153

КАРАПЕТЯН Б.К. (ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА) - РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЕННЫХ НА ОСНОВАНИИ МЕТОДА ПРЯМОГО ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИЛ академика А.Г. НАЗАРОВА.....158

МАРКАРЯН Т.Г. (ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА) - ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАБОТЫ ПОД НАГРУЗКОЙ ВОССТАНОВЛЕННЫХ И УСИЛЕННЫХ СТЕНОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ТУФОКАМЕННЫХ КЛАДОК.....174

МУРАДЯН А.Р. (ИГИС НАН РА) - О КОЭФФИЦИЕНТЕ КОМПЕНСАЦИИ ПРИ КОЛЕБАНИИ ЛИНЕЙНОГО ОСЦИЛЛЯТОРА.....184

MUKHUTDINOVA R. KH., SOBIROV B.SH. (INSTITUTE OF MECHANICS AND SEISMIC STABILITY OF STRUCTURES, AS, UZBEKISTAN) - IMPROVEMENT OF THE METHODS OF DESIGN OF BUILDING CONSTRUCTION AS A CALL OF TIME.....187

МХИТАРЯН Д.А. (ИГИС НАН РА) - ОСОБЕННОСТИ РАБОТЫ ЖЕЛЕЗОБЕТОННЫХ КОНСТРУКЦИЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ.....188

НАЗАРЕТЯН С.Н. (НССЗ РА) - ПРЕДЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ВНЕСЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ В ГЛАВЕ «СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ» НОРМ ПРОЕКТИРОВАНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА РА.....194

ОГАНЕСЯН С.М. (ИГИС НАН РА) - ВРАЩАТЕЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ДВИЖЕНИЯ ШАРА (МАТЕРИАЛЬНОЙ ТОЧКИ) ПО ОКРУЖНОСТИ.....200

ОГАНЕСЯН С.М. (ИГИС НАН РА) - ИДЕЙНЫЕ ОСНОВЫ НОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ.....211

СУЛТАНОВ К.С., САЛЯМОВА К.Д. (ИНСТИТУТ МЕХАНИКИ И СЕЙСМОСТОЙКОСТИ СООРУЖЕНИЙ АН РУз.) - ДИНАМИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ГРУНТОВЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ С УЧЕТОМ НЕЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ УВЛАЖНЕННОСТИ ГРУНТА ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ.....216

СЕКЦИЯ 3 - ГЕОФИЗИКА

АГБАЛЯН Ю.Г. (ЦЕНТР ЭКОЛОГО-НООСФЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАН РА) - ФОТОРЕГИСТРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СЕТИ ХАРТМАНА.....224

ԱՆՏՈՆՅԱՆ Ա., ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ Հ., ՄԱՐԳԱՐՅԱՆ Ա., ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ Գ., ԽԱՆԳԱԼԴՅԱՆ Ա., ԱԴԻԲԵԿՅԱՆ Մ., ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ Հ. (ՍՊԱԾ) - ԸՆԹԱՑԻԿ ՍԵՅՍՄԻԿ ՎՏԱՆԳԻ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ »ՀՈՒՅՍ« ՓՈՐՁԱԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈՐ ՀԱՄԱԿԱՐԳԻ ՓՈՐՁԱՐԿՈՒՄԸ ԵՎ ՏԵՍՏԱՎՈՐՈՒՄԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍՊԱԾՈՒՄ.....233

АХВЕРДЯН Л.А., ДАВТЯН А.М. , ГРИГОРЯН.Т.А. (ГГО ИГН НАН РА) - ЗАВИСИМОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО КОЭФФИЦИЕНТА ПОЛЕЗНОГО ДЕЙСТВИЯ ОТ РАЗМЕРОВ ОЧАГА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ..241

АХВЕРДЯН Л.А., МАНАСЕРЯН Г. М., БЕГЛАРЯН Н.О.(ГГО ИГН, ИГИС НАН РА) - МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРА И ОБЛАСТЬ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....245

ՀԱՅՐԱՊԵՏՅԱՆ Վ. (ՍՊԱԾ) - Vp/Vs-Ի ՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ԱՐԺԵՔԸ և ԴՐԱ ՎԱՐՔԸ 2007թ. ՏԵՂԻ ՈՒՆԵՑԱԾ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻՑ ԱՌԱՋ.....249

БАГРАМЯН А.Х. (ГГПИ им. М. Налбандяна) - ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПО ПОВЕРНОСТНЫМ ВОЛНАМ 256

ВАРДАНЯН К.С., АВДАЛЯН А.Г., ПОГОСЯН Н.М. (ИГИС НАН РА)- ЗНАЧЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ С УЧЕТОМ ПОПРАВКИ ЗА РЕЛЬЕФ.....264

ГВИШИАНИ А.Д., ЗЛОТНИЦКИ Ж., РОДКИН М.В., АГАЯН С.М., БОГОУТДИНОВ Ш.Р. (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН, CNRS, UNIVERSITY CLERMON-FERRAND, FRANCE) – ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ ПРИ АНАЛИЗЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ В СВЯЗИ С МОНИТОРИНГОМ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ.....272

ГЕОДАКЯН Э.Г., БАБАЯН Т.О. (ИГИС НАН РА) - СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕРРИТОРИИ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ЕГО ЭЛЕМЕНТОВ.....280

ГЕОДАКЯН Э. Г., МКРТЧЯН Г. А. (ИГИС НАН РА) - ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ.....293

ДАВТЯН А.М, АХВЕРДЯН Л.А., ГРИГОРЯН.Т.А. (ГГО ИГН НАН РА) - О СВЯЗИ ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРЕДВЕСТНИКА С МАГНИТУДОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫМ РАССТОЯНИЕМ.....303

ЗИЯУДИНОВ Ф.Ф., ХАМИДОВ Х.Л., ШУКУРОВ М.А. (ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ АН РУз.) - ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ.....306

ԿԻՐԱԿՈՍՅԱՆ Հ. (ՍՊԱԾ) - ՍԵՅՍՄԻԿ ՌԻՍԿԻ ՆՎԱԶԵՑՄԱՆ ՇՐՋԱՆԱԿՆԵՐՈՒՄ ԱՆՑԿԱՑՎԱԾ ՀՈԳԵԲԱՆԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇ ՏՎՅԱԼՆԵՐ..312

КЛИШ И. (ЕГУ) - ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГАРЦ (ГЕРМАНИЯ).....319

МАЛИЦКИЙ Д.В., ПАК Р., МУЙЛА О. (КАРПАТСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИГ НАН УКРАИНЫ) - АНАЛИЗ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В СЛОИСТОЙ СРЕДЕ.....328

МАМЫРОВ Э. (ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ НАН РК) - ФИЗИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОЙ МАГНИТУДЫ РИХТЕРА С СЕЙСМИЧЕСКИМ МОМЕНТОМ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....335

МАМЫРОВ Э., МАХАНЬКОВА В.А., ГРЕБЕННИКОВА В.В. (ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ НАН РК) - ВЕРОЯТНЫЕ ФАЗЫ АКТИВИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО КЫРГЫЗСТАНА (2007-2015 гг.).....341

ՄԱՆԱՍՅԱՆ Վ.Ն. (ՍՊԱԾ) - ՀՀ ԳԵՏԵՐԻ ՏԵՂԵԿԱՏՎԱԿԱՆ ԴԻՏԱԿԵՏԵՐԻ ՋՐԻ ԵԼՔԵՐԻ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ԿԱՆԽԱՆՇԱՆՆԵՐ.....347

МЕЛИК-АДАМЯН Г.У. (ИГН НАН РА) - ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ НЕКОТОРЫХ МИОПЛИОЦЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ.....354

МИНАСЯН Р.С., ВАРДАНЯН В.П. (ЕГУ) - ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ШИРАКСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ (ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ).....360

ՄԻՐԶՈՅԱՆ Լ.Բ. (ԵՊՀ) - ՍՊԻՏԱԿԻ 1988Թ. ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՀԵՏՑՆՑՈՒՄՆԱՅԻՆ ԳՈՐԾԸՆԹԱՑՆԵՐԻ ՏԵՎՈՂՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ 364

МКРТЧЯН М.Б. (ИГИС НАН РА) - МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.....370

НАЗАРЕТЯН С.Н., СААКЯН А.А., ДАРБИНЯН С.С., СААКЯН Т.А., СУВАРЯН Л.Г (НССЗ РА, ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА)-СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК ТЕРРИТОРИИ г. СТЕПАНАВАН.....380

ОГАНЕСЯН С.Р. (НССЗ РА) - АНАЛИТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ОБРАЗУЮЩИХСЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....391

ПАШАЯН Р.А. (ГГО ИГН НАН РА) - ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ ГИДРОГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ.....400

ПЕТРОСЯН Г.М., АДИБЕКЯН М.В. (НССЗ РА) - ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ ПО МЕРЕ ПРИБЛИЖЕНИЯ К МОМЕНТУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ.....410

ПОГРЕБНОЙ В.Н., МАМЫРОВ Э., ГРЕБЕННИКОВА В.В. (ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ НАН РК) - УТОЧНЕНИЕ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО КЫРГЫЗСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....416

РАШИДОВ Т.Р., КОНДРАТЬЕВ В.А. (ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ АН РУз.) - СОВРЕМЕННЫЕ КОНЦЕПЦИИ ОЦЕНКИ И УПРАВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИМ РИСКОМ В УЗБЕКИСТАНЕ.....425

РОДКИН М.В., ГРИГОРЯН А.А. (ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН, АРСАТ ЦЕНТР НИО ОО РА) - МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОЦЕНКА ДОЛГОСРОЧНОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ (КАВКАЗСКИЙ РЕГИОН).....438

РОДКИН М.В., СЛЕПНЕВ А.С., РОДКИН М.М. (МИТП РАН, МФТИ, РОССИЯ) - НЕКОТОРЫЕ ПОДХОДЫ К ВЫЯВЛЕНИЮ И ПРОГНОЗУ ПРЕДКРИЗИСНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЛОЖНЫХ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ СИСТЕМАХ.....447

РОЖКОВА Е.В. (ИНСТИТУТ МЕХАНИКИ И СЕЙСМОСТОЙКОСТИ СООРУЖЕНИЙ РУз.) - К ИССЛЕДОВАНИЮ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЛОСКИХ ВОЛН В УПРУГИХ АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ РЕКУРРЕНТНО-ОПЕРАТОРНЫМ МЕТОДОМ.....454

ԹՈՒՄԱՆՅԱՆ Հ. Ա. (ՀՀ ԳԱԱ ԵԳԻ) - ՀՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ ՀԻՄՆԱՀԱՐՑԵՐԸ.....464

ХАМИДОВ Л.А., МАМАДЖАНОВА Г., ФАХРУДДИНОВ Ж.Ф. (ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ АН РУз) - МАКСИМАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ ДЕФОРМАЦИОННОГО ВЛИЯНИЯ КОНЦЕНТРАТОРОВ НАПРЯЖЕНИЙ.....474

СЕКЦИЯ 4 - РАЗВЕДОЧНАЯ ГЕОФИЗИКА

МЕЖЛУМЯН Г. Б. (ИГН НАН РА) - ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВАЖНЕЙШИХ ЭЛЕМЕНТОВ - ПРИМЕСЕЙ В ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ СВАРАНЦСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ.482

МИРЗОЯН Г.Г. (ИГН НАН РА) - ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ АНТАРАШАТ-НОРАШЕНИКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ КАПАНСКОГО РАЙОНА.....489

ТАМРАЗЯН. А. А. (ИГИС НАН РА) - РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ КАРЬЕРНЫХ ВЗРЫВНЫХ СКВАЖИН.....496

ФИДАНЯН Ф. М., АВДАЛЯН А. Г. (ИГИС НАН РА) - ПРОСЛЕЖИВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН, РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЕНИИ.....502

ЧИЛИНГАРЯН А. З., КАРАПЕТЯН К. А. (ИГИС НАН РА) - ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ВЕТВЕЙ РАЗОРВАННЫХ ВЫСОКООМНЫХ ПЛАСТООБРАЗНЫХ ТЕЛ МЕТОДОМ ПОГРУЖЕННОГО ЭЛЕКТРОДА....511

ЧИЛИНГАРЯН А.З., КАРАПЕТЯН К.А. (ИГИС НАН РА) - ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ ОЦЕНКЕ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ.....517

ПАМЯТИ А.Г. НАЗАРОВА
(к 100-летию со дня рождения)

Армен Георгиевич Назаров был крупным ученым, отличным организатором науки и незаурядным воспитателем. Он оставил огромное научное наследие, глубокие идеи и самые смелые замыслы. Вся его жизнь - это пример беспредельного служения любимому делу - науке. А.Г.Назаров был истинным ученым в самом широком смысле этого слова. Ему была свойственна безграничная доброжелательность к окружающим и завидная скромность.

А.Г.Назаров родился в 1908 году в Париже, среднее образование получил в Тбилиси, здесь же окончил индустриальный институт.

Научная деятельность А.Г.Назарова начинается исследованиями в области теории сейсмостойкости и тесно связанной с ней строительной механикой. Об этом свидетель-ствуют его первые публикации, начиная с 1931 года, когда были опубликованы его научные работы "Вынужденные колебания стоек при сейсмических явлениях" и "Расчет гибких деревянных арок". В дальнейшем он занимался многими сложными проблемами различных областей науки, но вопросы строительной механики и сейсмостойкости сооружений всегда были в центре внимания ученого на протяжении всей его длительной и плодотворной научной деятельности.

1920-1950 годы были годами становления теории о сейсмостойкости сооружений, хотя первые предложения по расчету сооружений на сейсмические воздействия появились в начале нашего столетия (так называемая статистическая теория сейсмостойкости). Бурное развитие эта наука получила после 20-х годов. Сначала японский ученый Х.Мононобе, а затем академик К.С.Завриев предложили проводить расчеты сооружений на сейсмические воздействия при гармоническом законе колебания грунта с учетом свободных колебаний (динамическая теория сейсмостойкости). В совместной работе К.С. Завриева и А.Г.Назарова методы динамического расчета на сейсмические воздействия были распространены на более сложные сооружения со многими степенями свободы. Практическое применение динамической теории сейсмостойкости потребовало знания более

углубленных сведений о динамических свойствах самих зданий и сооружений и о кинематических параметрах колебания грунта во время землетрясения. Этим вопросам посвящена серия работ А.Г.Назарова.

В 1945 году Назаров защищает докторскую диссертацию на тему: "Опыт построения теории сейсмостойкости", в которой предлагается новый спектральный метод определения сейсмических сил, действующих на сооружения. В том же году он избирается член-корреспондентом АН Армении. В 1946 г. Армен Георгиевич переезжает в город Ереван и до 1961 г. работает в Армянском научно-исследовательском институте стройматериалов и сооружений (ныне ЗАО АрмНИИСС и ЗС) на должностях директора и заместителя директора по научной части. А.Г.Назаров по совместительству ведет педагогическую работу в Ереванском политехническом институте (ныне Армянский ГИУ), являясь профессором кафедры строительных конструкций, преподает курс динамики и сейсмостойкости сооружений. В этот период А.Г.Назаров проводит огромную научно-организаторскую и научно-методическую работу по укреплению научных кадров, воспитанию и подготовке молодых ученых в области инженерной сейсмологии и строительного дела в целом. Благодаря его научно-организационной деятельности в АрмНИИСС и ЗС успешно разрабатывается ряд важнейших проблем, имеющих большое практическое значение для развития строительства. Профессор А.Г.Назаров являлся консультантом ряда ведущих строительных и проектных организаций республик Закавказья.

В 1958 г. А.Г.Назарову присуждается звание заслуженного деятеля науки и техники, а в 1960 г. он избирается академиком Академии наук Армении. В 1961 г. А.Г.Назаров избран членом Совета по сейсмологии при Президиуме Академии наук СССР. Ему поручается составление программы исследований всех институтов, занимающихся вопросами сейсмостойкости сооружений и координация работ, проводимых в области инженерной сейсмологии. В дальнейшем эту работу он продолжает проводить, находясь на посту председателя Комиссии по инженерной сейсмологии Междуведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) при Президиуме Академии наук СССР. В 1961 г. по инициативе В.А.Амбарцумяна и А.Г.Назарова в г.Ленинакане (ныне г.Гюмри) организовывается

Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм.ССР, которым он руководил долгие годы. При его руководстве ИГИС АН Арм.ССР был удостоен высокой правительственной награды - Ордена Трудового Красного Знамени. В разное время он возглавлял отделы моделирования, теоретических исследований, теоретических разработок методом сейсмопрогноза. С 1981 по 1983 гг. А.Г.Назаров был академиком-секретарем Отделения наук о Земле АН Арм.ССР.

А.Г.Назаров являлся признанным авторитетом в области сейсмостойкого строительства и инженерной сейсмологии. Его научные доклады, посвященные вопросам сейсмостойкости сооружений, теоретических основ моделирования, инженерной сейсмологии представлялись на многочисленных международных конференциях и симпозиумах (Мадрид – 1959 г., Токио – 1960 г., Веллингтон – 1965 г., Сантьяго – 1969 г., Лондон – 1970 г., Рим – 1973 г., Стамбул – 1975 г.). Научные труды А.Г.Назарова переводились и издавались в Соединенных Штатах Америки, во Франции, в Китае, в Японии. С целью проведения совместных научных работ в области инженерной сейсмологии и прогноза землетрясений, в 1963 г. А.Г.Назаров был командирован в бывшую Чехословакию, в 1977-1979 гг. – в Венгрию, Югославию, США.

Последние два десятилетия своей творческой жизни Армен Георгиевич систематически занимался вопросами развития и более строгого обоснования теории импульсивных функций. В это время и создавались основы трансфинитного анализа, которые были опубликованы отдельной книгой – "Элементы трансфинитного анализа".

В 1945 г. он закончил разработку теории сейсмостойкости на спектральной основе, которая была представлена как докторская диссертация. Позднее она была подробно изложена в монографии "Метод инженерного анализа сейсмических сил", опубликованной двумя изданиями в 1956 и 1959 гг.

В 1951 - 1954 гг. А.Г.Назаровым проведена серия теоретических исследований по учету рассеяния энергии и точки приложения силы инерции при колебаниях упругих систем.

В 1955 - 1970 гг. А.Г.Назаров, исходя из чисто физических представлений, показал возможность моделирования поведения твердых деформируемых тел применительно к задачам

сейсмостойкости сооружений. В 1965 г. выходит в свет монография А.Г. Назарова "О механическом подобии твердых деформируемых тел - (к теории моделирования)", где им предложена расширенная теория подобия твердых деформируемых тел, которая широко используется на крупномасштабных моделях при изучении строительных конструкций на сейсмические воздействия в лабораторных и полевых условиях.

В 1974 г. Издательство АН Арм. ССР издает монографию А.Г.Назарова и С.С. Дарбиняна "Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений". В ней рассматриваются результаты исследований по созданию новой сейсмической шкалы для определения интенсивности сильных землетрясений, основанной на инструментальных данных. В работе устанавливается новая мера сейсмической интенсивности на данной площадке: все три компоненты записи колебания грунта при землетрясении в функции от времени. Показано, что в современных условиях, в связи с большей надежностью акселерографов, предпочтение следует отдавать акселерограммам.

За пять десятилетий научной творческой деятельности А.Г.Назаров написал более 150 научных трудов, в том числе десять монографий, которые по своей значимости стоят в ряду лучших работ по строительной механике, сейсмостойкости сооружений, инженерной сейсмологии и теории моделирования.

В его жизни и деятельности особое место занимают долгие годы работы в г. Гюмри. Именно в эти годы А.Г.Назаров проявил искусство и энергию научного организатора и, что самое главное, бесконечную веру в важность создания и развития новых научных направлений геофизики и инженерной сейсмологии. Под его руководством Институт геофизики и инженерной сейсмологии приобрел неоспоримый авторитет в научном мире. И не случайно, что теперь институт носит имя академика А.Г.Назарова.

А.Г.Назаров обладал глубокой теоретической подготовкой, большой эрудицией, успешно осуществлял связь научной работы с производством и, в порядке творческого содружества, оказывал неоценимую помощь научным, проектным и строительным организациям при разрешении научных и производственных вопросов, связанных с прикладной математикой, сейсмологией, инженерной сейсмологией и сейсмостойкостью сооружений. Он неустанно боролся за повышение

качества строительных работ, а также за правильное применение антисейсмических мероприятий.

А.Г.Назаров был активным общественным деятелем. В качестве председателя Ленинаканского отделения общества "Знание" пропагандировал и распространял научные знания среди трудящихся города, имел множество научных и общественных обязанностей: являлся ответственным редактором "Докладов Академии наук Арм.ССР", основателем и главным редактором "Бюллетеня по инженерной сейсмологии", членом бюро МСССС АН СССР, председателем Кавказской секции МСССС и различных комиссий МСССС. Армен Георгиевич неоднократно избирался депутатом Ереванского и Ленинаканского городских советов народных депутатов и дважды - депутатом Верховного совета Армянской ССР.

Армен Георгиевич скончался в апреле 1983 г. в г. Ереване.

За долгую, плодотворную научно-педагогическую деятельность и за большие заслуги в науке академик А.Г.Назаров был награжден многими высокими государственными наградами: орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, другими медалями, грамотами Президиума АН Арм.ССР.

Все, что он делал, делал ради науки и людей. Диапазон его творческой деятельности так широк, что порою удивляешься, как может один человек заниматься такими различными вопросами: прогнозирование землетрясений и сейсмостойкость сооружений; строительная механика и измерительная техника; методы подобия и теория дифференциальных уравнений; импульсивные функции и трансфинитный анализ; не говоря уже о научной фантастике и социологии. Много энергии и любви отдал А.Г.Назаров воспитанию научных кадров. Своими щедрыми знаниями он охотно делился не только со своими аспирантами и сотрудниками, но и многочисленным отрядом инженеров и строителей, которые часто, по различным вопросам обращались к нему. Благодаря своим редким душевным качествам А.Г.Назаров снискал исключительную любовь и уважение своих многочисленных коллег и учеников, которые с благодарностью хранят светлую память о нем.

Э. Хачиян
С. Оганесян
В. Григорян

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА ЗАТУХАНИЕ КОЛЕБАНИЙ ЗДАНИЙ ПО ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ МИКРОСЕЙСМ

АРЗУМАНЯН В.Г.
(НССЗ РА)

Грунтовые условия оказывают существенное влияние на поведение зданий при землетрясении. Наглядные примеры влияния геологии земной поверхности на сейсмические колебания - это города Сан-Франциско, Мехико и Гюмри. В Сан-Франциско локальные усиления колебаний на неконсолидированных отложениях во время широко известного Сан-Франциского 1906г. и недавнего 1989г. (Loma Prieta) землетрясений привели к увеличению интенсивности колебаний на 2 балла по шкале MSK-64.

В г. Мехико, где очень мягкие грунты, во время удаленного землетрясения (1985г.), наблюдалось очень сильное усиление колебаний, приведшее к многочисленным жертвам среди населения и большим экономическим потерям. Во время недавних разрушительных землетрясений (Спитак, Армения 1988, Iran 1990, Northridge 1994, Kobe 1995, Turkey 1999) были получены новые данные о влиянии грунтовых условий на колебания и степени важности их учета при анализе поведения зданий (Bard, 1997).

При неблагоприятных сочетаниях взаимодействия грунт-сооружение это приводит к резкому увеличению сейсмических сил, действующих на сооружение. Естественно предположить, что этот фактор будет влиять также на основные динамические характеристики зданий и сооружений, в частности, на периоды колебаний и затухание, являющиеся исходным материалом для расчета сейсмических нагрузок, действующих на сооружения.

Грунтовые условия территории городов Армении характеризуются большой разновидностью и различием по сейсмическим свойствам. Грунты площадок строительства представлены всеми категориями грунтов, указанных в строительных нормах Армении [2], что дает разницу в сейсмичности различных участков территорий городов. Отметим, что с современных позиций оценка сейсмичности отдельных

площадок выполнялась по неполноценным данным, что приводило к заниженной оценке сейсмичности территорий.

Периоды колебаний зданий в Армении достаточно детально изучены как аналитическими, так и экспериментальными методами в работах армянских ученых и специалистов под руководством академика НАН РА Э.Е. Хачияна. Получены значения периодов колебаний зданий различных типов, а также эмпирические зависимости изменения периодов собственных колебаний зданий различных конструктивных схем от их этажности. Результаты этих исследований и список проведенных работ широко освещены в монографии Э.Е. Хачияна [3]. Что касается влияния различных факторов на затухание колебаний зданий, то ряд аспектов этой проблемы остаются еще недостаточно изученными.

Цель настоящей работы - экспериментальное изучение влияния грунтовых условий на затухание колебаний зданий.

Эта задача, в наших исследованиях, изучалась путем измерения микроколебаний 9-ти этажных каркасно-панельных зданий серии 111, широко распространенных в Армении. В качестве объектов исследований были выбраны здания, расположенные на грунтах, различных по сейсмическим свойствам, от первой до третьей категории.

В большинстве случаев механизм рассеяния энергии в реальных сооружениях не всегда полностью понятен и поэтому, часто невозможно оценить коэффициент затухания аналитическим способом. По этой причине коэффициент затухания сооружений необходимо определять экспериментальными методами.

Возможно, наиболее простой и часто употребляемый экспериментальный метод, это измерение затухания амплитуд свободных колебаний. В этом случае затухание системы определяется логарифмическим декрементом δ по формуле:

$$\delta = \ln(v_n / v_{n+1}),$$

где v_n и v_{n+1} - амплитуды колебаний двух соседних циклов.

Недостатком этого метода является необходимость возбуждения затухающих свободных колебаний зданий посредством взрыва, удара по зданию или падения тяжелого груза, что не всегда осуществлимо на территориях урбанизированных районов.

В данной работе изучение затухания колебаний зданий проводилось путем измерения микроколебаний зданий под воздействием микросейсм. Этот метод более удобен для анализа затухания зданий, так как он не требует дорогостоящих мероприятий для возбуждения затухающих свободных колебаний зданий, хотя и требует больших навыков для обработки записей микросейсм.

Наиболее удобным методом определения коэффициента затухания ξ по микроколебаниям здания является Half-Power (Bandwidth) метод [4] (рис 1).

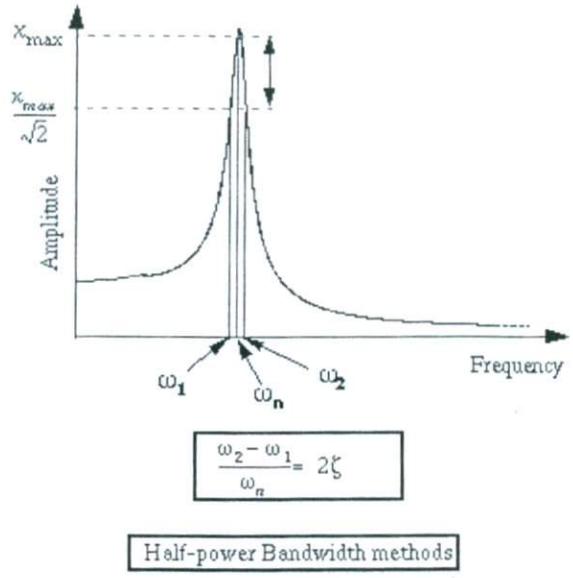


Рис.1 Half-Power Bandwidth метод.

По этому методу коэффициент затухания определяется шириной амплитудного спектра перемещений Фурье на отметке амплитуд, где отклик системы равняется $\frac{1}{\sqrt{2}}$ от резонансной величины.

Инструментальные измерения проводились комплексом аппаратуры SMACH SM2, включающей трехкомпонентный датчик, регистрирующий ускорения колебаний, устройство, обрабатывающее записи колебаний и переносной компьютер. Этот высокочувствительный акселерограф позволяет регистрировать ускорения колебаний от 0.004 см/сек^2 до 500 см/сек^2 в широком диапазоне частот от 0.4 до 50 Гц.

Записи микроколебаний зданий осуществлялись в точках по центру симметрии на уровне перекрытия 9-ых этажей в трех взаимно-перпендикулярных направлениях.

Процесс определения динамических характеристик зданий приведен на примере 9-ти этажного каркасного здания, расположенного по адресу г.Ереван, ул. А. Хачатуряна, 1.

На рис.2 показана характерная запись ускорений микроколебаний, полученная на уровне перекрытий 9-го этажа.

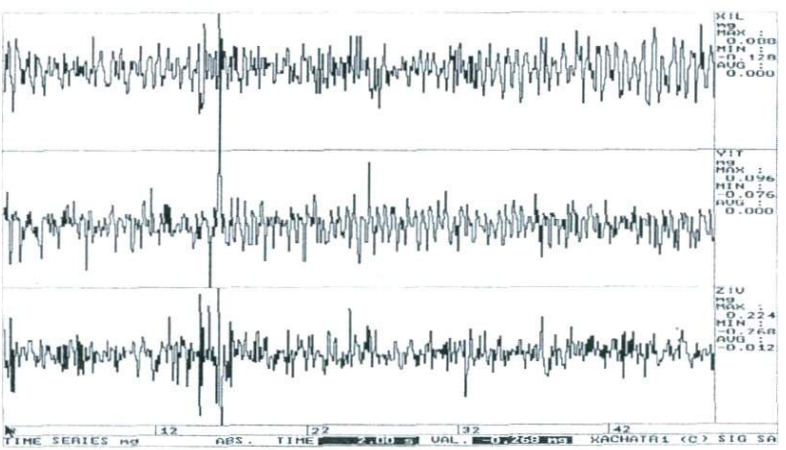


Рис. 2. Запись ускорений микроколебаний 9-ти этажного здания по ул. А. Хачатуряна, 1.

В дальнейшем, путем интегрирования зарегистрированных горизонтальных ускорений микроколебаний, получаем соответствующие записи горизонтальных перемещений здания, показанные на рис.3.

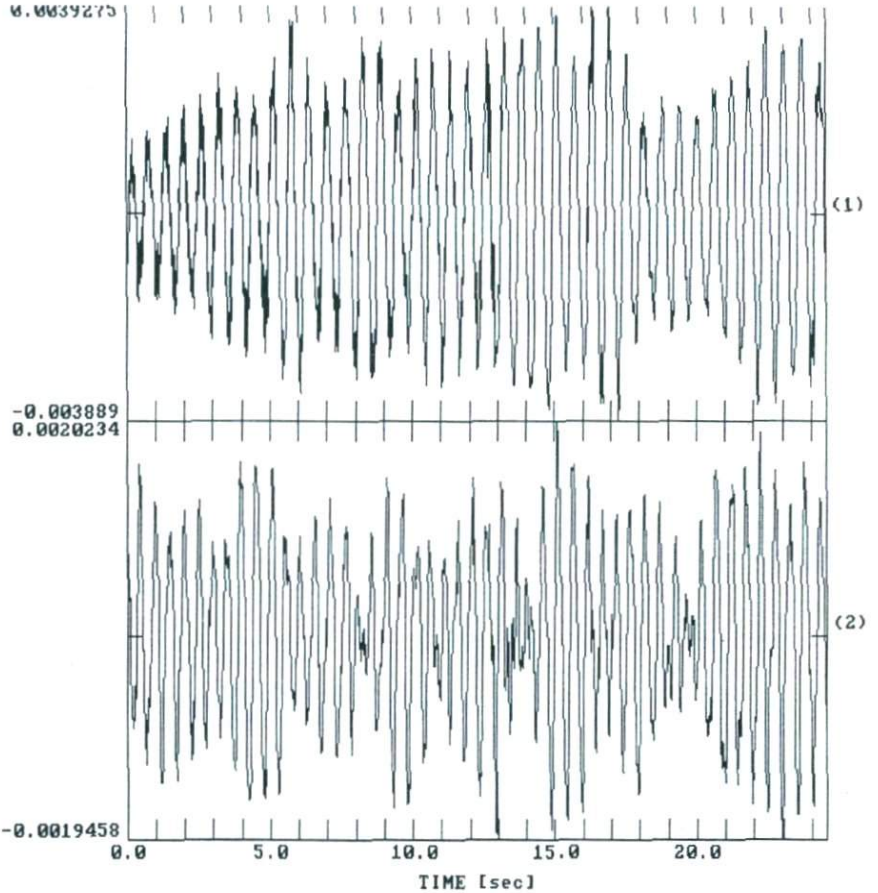


Рис. 3. Записи горизонтальных перемещений здания, полученные после интегрирования ускорений микроколебаний (в долях см.)
(1) - микроколебания в поперечном направлении
(2) - микроколебания в продольном направлении

Полученные записи перемещений в дальнейшем были отфильтрованы в интервале 0.5 - 10Hz. Чтобы избежать влияния негативных воздействий неестественного происхождения на микроколебания здания, таких как перемещение лифта и др., были отобраны наиболее спокойные участки микроколебаний. Анализ этих микроколебаний проведен по методу Фурье и показан на рис. 4.

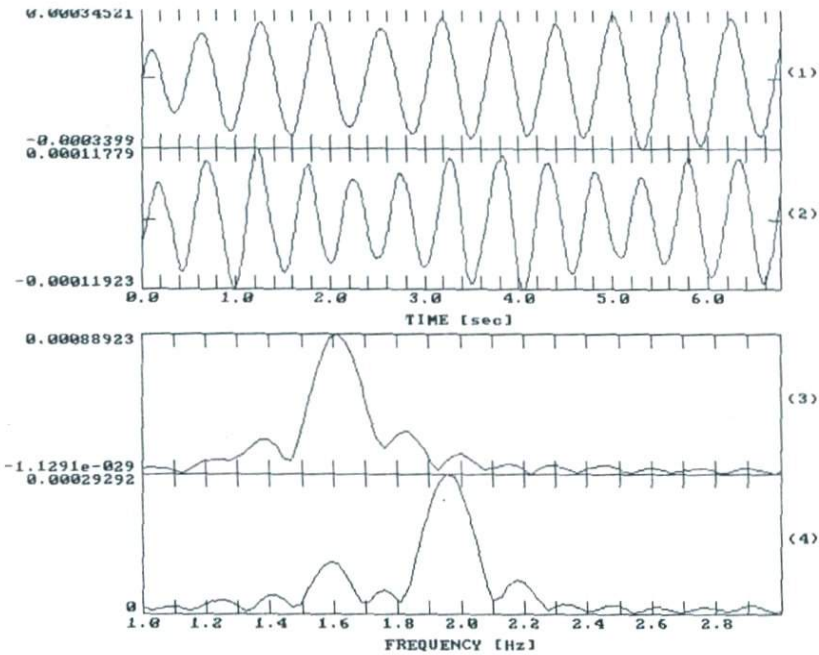


Рис.4.Отобранные для обработки участки микроколебаний в поперечном (1) и продольном (2) направлениях здания и соответствующие им амплитудные спектры перемещений Фурье (3,4).

Коэффициенты критического затухания исследуемого здания (h%) и периоды собственных колебаний непосредственно определены по полученным амплитудным спектрам перемещений Фурье и равны:

$$T_X = 1/1.6\,\text{Hz} = 0.62\ \text{сек}$$

$$T_Y = 1/1.95\,\text{Hz} = 0.51\ \text{сек}$$

$$h_X = 4.4\,\%;\ h_Y = 4.0\,\%$$

Аналогичные измерения проведены для всех исследуемых зданий. Всего было исследовано 7 зданий. Полученные значения коэффициентов критического затухания и периодов собственных колебаний этих зданий приведены в таблице 1. Поскольку

коэффициенты затухания были определены по микросейсмам колебаний, что соответствует упругой стадии деформирования зданий, то они характеризуют вязкое трение, включающее эффект поверхностного слоя грунта.

Как видно из таблицы 1, полученные значения коэффициентов критического затухания 9-ти этажных каркасных зданий резко отличаются друг от друга, в зависимости от категории грунта. Так, на грунтах I категории, коэффициент критического затухания h равен 1.9%, в то время как на грунтах III категории он составляет 4.4%. То есть на слабых грунтах затухание зданий при колебаниях значительно больше, чем на твердых.

Таблица 1.

Значения периодов основного тона свободных колебаний и коэффициентов критического затухания 9-ти этажных каркасных жилых зданий

N объекта	Адрес здания	Категория грунта	T_x сек.	T_y сек.	h_x	h_y
1	г.Ереван, ул. А. Хачатряна 1	III	0.62	0.51	4.4	4.0
2	г.Ереван, ул. Бабаджаняна 63а	II	0.62	0.61	3.7	3.7
3	г.Ереван, ул. Т. Петросяна 1а	II	0.45	0.48	2.6	2.7
4	г. Капан, ул.Давид Бек 7	I	0.54	0.29	1.9	3.5
5	г. Капан ул. М. Арутюняна 12	II	0.62	0.5	3.6	3.9
6	г. Раздан, ул. Разданмаш 10	II	0.56	0.57	3.8	3.8
7	г. Раздан, ул. Разданмаш 10	II	0.55	0.56	3.7	3.8

Заключение

1. Экспериментально исследовано влияние грунтовых условий на коэффициенты затухания зданий. Натурные испытания осуществлены на 9-ти этажных каркасных зданиях по микросейсмам колебаний.

2. Определенные значения коэффициентов затухания соответствуют упругой стадии деформирования зданий и характеризуют вязкое трение, включающее эффект поверхностного слоя грунта.
3. В зависимости от категории грунта, значения коэффициентов критического затухания исследуемых зданий резко отличаются друг от друга и находятся в интервале от 1.9% до 4.4%. При этом мягким грунтам соответствует больший коэффициент затухания здания.

Литература

1. Bard P.Y. Local effects on strong ground motion. Basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. Advanced study course on seismic risk (SERINA), Thessaloniki, Greece, 1997, pp. 229-299.
2. Հայաստանի Հանրապետության շինարարական նորմեր: «Սեյսմակայուն շինարարություն: Նախագծման նորմեր» ՀՀՇՆ II-6.02.2006, Երևան 2006:
3. Хачиян Э.Е. Сейсмические воздействия на высотные здания и сооружения. Ереван 1973.
4. Ray W. Clough, Joseph Penzien. Dynamics of structures. McGRAW-HILL INTERNATIONAL EDITIONS 1987.
5. Midorikawa S. Ambient Vibration Tests of Buildings in Santiago and Vina del Mar. A Report on the Chile-Japan Joint Study Project on Seismic Design of Structures. The Japan International Cooperation Agency. 1990.
6. Hiroyoshi Kobayashi et al. Evaluation of dynamic behavior of building structures with microtremors for seismic microzonation mapping. The 11th World Conference on Earthquake Engineering Acapulco, Mexico, June 23 – 28, 1996.

О ВЛИЯНИИ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

АТАБЕКЯН Р.А., ДАРБИНЯН С.С., АТАБЕКЯН Л.Р., НАЗАРЕТЯН С.Н.
(НССЗ РА, ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА)

Степень сейсмических воздействий на сооружения, в зависимости от грунтовых условий, достаточно изучена и учитывается во всех строительных нормах [4, 5]. Исследования последствий сильных землетрясений и накопление новых данных способствуют уточнению этого фактора. С этой точки зрения анализ последствий Спитакского разрушительного землетрясения 1988г. является особенно важным, т.к. в зоне влияния оказались территории с различными инженерно–геологическими условиями. На основе макросейсмических обследований и материалов инженерно–геологических изысканий выполнен подробный анализ последствий Спитакского землетрясения 1988г. на территории г.Ванадзор [1]. Учтены также данные по г.Гюмри [3,7].

Инженерно–геологические условия территории г.Ванадзор обусловлены комплексом коренной основы вулканогенных и вулканогенно–осадочных пород, которые на склонах Базумского и Памбакского хребтов и долинах рек перекрываются чехлом четвертичных склоновых, речных и озерно- речных отложений.

Породы коренной основы представлены андезито-базальтами, порфиритами и туфобрекчиями. Редко встречаются маломощные туфы. Андезитобазальтами сложена, в частности, возвышенность жилых массивов "Димац" и "Базум", где эти породы часто выходят на дневную поверхность, особенно на южных склонах. Трещиноватые порфириты распространены на северо-западной части города.

Рыхлые образования горных склонов отличаются большой разнообразностью. Широкое распространение имеют делювиальные отложения, мощность которых составляет от нескольких до 25м. Они, в основном, представлены щебнем и дресвой с супесчано–суглинистым заполнителем. Встречаются участки, сложенные суглинистыми и супесчаными грунтами с содержанием 10-15 % среднеобломочного материала.

Рыхлые образования речных долин представлены аллювиальными отложениями различной мощности. Это в основном валуно-галечниковые грунты с песчаным или супесчаным заполнителем. По своему составу в большей части аллювиальные отложения представлены как крупнообломочные грунты.

По литологическому составу выделены основные инженерно–геологические элементы, распространенные на территории г. Ванадзор [2], для которых определены физико-механические показатели. На основании данных более 2 тыс. скважин составлена уточненная карта грунтовых условий территории г. Ванадзор в масштабе 1:10000, с выделением неблагоприятных для строительства, по сейсмическим условиям, площадок. Преобладающая часть территории г. Ванадзор сложена грунтами второй категории по сейсмическим свойствам. Участки, сложенные грунтами третьей категории в основном представлены тугопластичными и мягкопластичными суглинками, мощностью более 15м, с коэффициентом пористости $e = 1,1\text{-}1,2$. С целью уточнения категории грунтов по сейсмическим свойствам проведены дополнительные геофизические исследования. Определены скорости прохождения продольных - *Ср* и поперечных - *Cs* сейсмических волн, с использованием сейсморазведочной накопительной станции "Талгар–3", сейсмоприемниками СВ–20, методом головных (преломленных) волн. Шаг измерений принят от 1,0 до 3,0м. Длина трассы измерений до 45м, что позволило получать данные до глубины 20м. Построены прямые и встречные годографы. Отклонение величин мощностей отдельных слоев, определенное по годографам и фактическим данным буровых скважин, не превышает 8%, что свидетельствует о достоверности полученных значений скоростей Ср и Cs. В качестве примера здесь приведены результаты измерений на площадке с грунтами третьей категории. Здесь, для поверхностного слоя, мощностью 8.0м получено Cs^{I} =315м/сек, а для нижележащего слоя, с разведанной мощностью 10,0м - C_S^{II} = 450 м/сек. В соответствии с [5] при $150 < C_S < 500$ грунты следует отнести к третьей категории по сейсмическим свойствам. По макросейсмическим данным, во время Спитакского землетрясения 1988г. здесь имели место наибольшие разрушения.

Для оценки влияния грунтовых условий осуществлен анализ данных макросейсмических обследований. В момент землетрясения в г.Ванадзор насчитывалось около 700 типовых многоквартирных жилых зданий и более 7 тысяч домов частного сектора. После основного удара частично или полностью было разрушено 48 многоквартирных зданий и до 80 домов [1]. Отметим, что в г. Гюмри были разрушены или подлежали сносу практически все 180 зданий серии 111 и до 250 зданий серий 450, 451, с повреждениями 4 и 5 степени по шкале MSK - 64 [3,7]. Проектная сейсмостойкость этих типовых зданий 7-8 баллов (Амакс= 0,1 - 0,2g) [6]. По этой причине, для анализа имеющихся данных одновременно использованы шкалы MSK-64, EMS-98 и неофициальная MMSK-86, с отнесением зданий к соответствующим типам. Отметим, что при отнесении типовых зданий (с проектной сейсмичностью 7–8 баллов) к сейсмостойким типам (к шкалам MMSK-86 и EMS-98) получился чрезмерный разброс оценки проявленной интенсивности землетрясения по отдельным типам зданий, что свидетельствует о неправомерности применения этих шкал. Это подтверждается также наличием значительных нарушений норм сейсмостойкого строительства, отмеченных во многочисленных актах обследования зданий и публикациях. Для обследованных зданий более подходящей оказалась шкала MSK-64, с отнесением к следующим типам [1]:

Тип А II. Местные здания - это в основном дома частного сектора, выполненные из рваного, реже тесаного камня, с регулярной кладкой в углах. К этому типу отнесены также дома со стенами типа “мидис”.

Тип Б. Каменные здания, выполненные из тесаного камня. К этому типу отнесены типовые дома серий 450 и 451, каменные здания школ, детских садов и т.п., построенные по типовым проектам. Здания этого типа, как правило, включают железобетонные элементы в виде поясов, сердечников, рам, ригелей и др., но построены со значительными нарушениями норм сейсмостойкого строительства. Несущие и самонесущие стены домов этого типа в основном из кладки типа “мидис”, реже кладка из туфового камня правильной формы.

Тип В. Типовые железобетонные, каркаснопанельные и крупнопанельные здания. К этому типу отнесены как различные модификации зданий серии 111, так и другие жилые и

общественные здания с полным каркасом. Обобщенные данные макросейсмических обследований по 13 микрорайонам г. Ванадзор приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Данные макросейсмических обследований Спитакского землетрясения по 13 микрорайонам г. Ванадзоор.

	Средняя степень повреждений (проявленной интенсивности зем. сения) по микрорайонам (Мр) г. Ванадзор по шкале MSK -												
	Мр 1	Мр 2	Мр 3	Мр 4	Мр 5	Мр 6	Мр 7	Мр 8	Мр 9	Мр 10	Мр 11	Мр 12	Мр 13
АII	VII	VII	VII	VII	VIII	VII	VII	VII	VII	VII	VII	–	V
Б	IX	<VIII	<VIII	<VIII	IX	<VIII	<VIII	<VIII	<VIII	<VIII	<VIII	<VIII	<VIII
В	–	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII	VIII

Наибольшие повреждения имеются на территории микрорайона 5 (*территория завода прецизионных станков*). Здесь, на грунтах третьей категории по сейсмическим свойствам, имело место увеличение сейсмического воздействия около одного балла (MSK-641), что соответствует рекомендациям старых норм сейсмостойкого строительства [6].

Влияние грунтовых условий более резко проявилось в г. Гюмри. Здесь были разрушены как каркаснопанельные здания, с периодами собственных колебаний до 0,8сек, близких к преобладающим периодам грунтов (0,5-0,6 сек), так и здания серии 450, с периодами собственных колебаний 0,22-0,28 сек. Большие разрушения в г. Гюмри, в основном, обусловлены наличием высокопористых озерных отложений (e>1,0), мощностью в сотни метров.

Еще в 70-х годах Пучков С.В. [2] показал, что энергия землетрясения, определяемая предельными разрушающими напряжениями горных пород, $\sigma_{ПР} = \sigma = V.\, C_P \cdot \rho$, ($\sigma$–напряжение в породе при прохождении сейсмических волн, **V**–скорость колебания частиц среды, ρ–плотность) может увеличиваться до определенного предела. По инструментальным данным максимальная энергия разрушительных землетрясений составляет до

10^{25} эрг. Она связана с плотностью потока энергии ($\mathbf{F_0 = V^2 \cdot C_P \cdot \rho}$) следующей формулой:

$$E = \int_S \int_T F_0 \, dS \, dT.$$

Для ограниченной территории принято $E = F_0 \cdot S \cdot T$.

где S - площадь.

Для коренных скальных пород с наименьшей прочностью 5,0 МПа, при $E=10^{25}$ *эрг*, получено: F_0=600кГ/см.сек. и V=12см/сек., что приблизительно соответствует силе землетрясения в VII баллов. Дальнейшее увеличение интенсивности сотрясений происходит в пределах рыхлых отложений [3].

Попытаемся аналогичным образом оценить интенсивность Спитакского землетрясения 1988г. с магнитудой 7,0 *($E=10^{22}$ эрг=10^{16} Кг.см = $9{,}81 \cdot 10^{16}$ н.см)*. В эпицентральной зоне, при глубине очага 10км имеем $S= 2\pi R^2 = 6{,}28 \cdot 10^2$ км^2=$6{,}28 \cdot 10^{12}$ см^2. Продолжительность записи основного удара в ближней зоне T=24сек (по записи Ашоцкой инженерно–сейсмометрической станции). Тогда плотность потока энергии составляет:

$F_0 = E/S \cdot T = 9{,}81 \cdot 10^{16}$ н.см : ($6{,}28 \times 10^{12}$ см$^2 \times$ 24 сек) = 651 /см.сек.

Для поверхностных скальных грунтов имеем C_S=2,6 км/сек и ρ =2,5т/м^3 =$2{,}5 \cdot 10^{-3}$ кг./см^3. Из $F_0 = V^2 \cdot C_S \cdot \rho$, для коренных скальных пород получим:

$$V^2_{СК} = F_0 / C_S \cdot \rho = 100{,}1 \text{ см}^2/\text{сек}^2, \; V_{СК} = 10{,}0 \text{ см/сек},$$

Принимая, что плотность энергии не меняется при переходе к рыхлым, поверхностным грунтам второй категории со средними значениями : $C_{S.II}$=0,65 км/сек [4] и ρ =1,9т/м^3 получаем, $F_0 = V^2_{СК} \cdot 2{,}6 \cdot 2{,}5 = V^2_{рых} \cdot 0{,}65 \times 1{,}9$ откуда $V_{рых} = V_{II} = 2{,}29 \; V_{СК} = 2{,}29 \times 10{,}0 = 22{,}9$ см/сек. ($K_0^{I\text{-}II} = 2{,}29$)

Соответственно, при переходе от грунтов второй категории к грунтам третьей категории ($C_{S.III}$=0,35 км/сек. [4], ρ =1,75т/м^3) имеем: $F_0 = V^2_{II} \times 0{,}65 \times 1{,}9 = V^2_{III} \times 0{,}35 \times 1{,}75$ откуда $V_{III} = 1{,}42 \; V_{II} = 1{,}42 \times 22{,}9 = 32{,}5$см/сек. ($K_0^{II\text{-}III} = 1{,}42$).

Таким образом, для грунтов I, II и III категории по сейсмическим свойствам соответственно получаются следующие значения скоростей колебания частиц грунтов: $V_{СК} = V_I = 10.0$, $V_{II} = 22{,}9$ и $V_{III} = 32{,}5$ см/сек. Это означает, что в соответствии с [3] интенсивность Спитакского землетрясения в эпицентральной зоне, на эталонных грунтах второй категории, составляет до IX баллов, а на грунтах третьей категории - более IX баллов по шкале

MSK-64, что соответствует общепринятой оценке интенсивности в эпицентре. Если для эталонных грунтов II категории принять K_0^{II} =1.0, то для грунтов I и III категории соответственно получаются: $K_0^I = 1/2,29 = 0,44$ *и* $K_0^{III} = 1,42$.

Таким образом, на грунтах III категории получается повышение фоновой интенсивности землетрясения в 1,42 раза, а по макросейсмическим данным - до одного балла по шкале MSK-64.

Отметим, что если приращение интенсивности оценить по скоростям от $V_{II} = 22,9$*см/сек. до* $V_{III} = 32,5$ *см/сек,* то в соответствие с [4] также имеет место повышение интенсивности до одного балла.

Литература

1. Атабекян Р.А. Об оценке интенсивности Спитакского землетрясения 1988г. в г.Ванадзор (Кировакан). Сейсмостойкое строительство. М., 1999, № 4.(98), с. 44–46.
2. Атабекян Р.А. Инженерно-геологические особенности территории г.Ванадзор для оценки природной опасности. Вестник Международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности, том 9, № 3, Санкт–Петербург, 2004, с16–18.
3. Назаретян С.Н., Суварян А.Г., Суварян Л.Г. Предварительная оценка сейсмического риска территории г. Гюмри. Изв. НАН РА, Науки о Земле. N1, 2007, с.42-48
4. Пучков С.В. Закономерности колебаний грунта при землетрясении, М. Наука, 1974, 118с.
5. Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования. (СНРА II-6.02.2006) Госуправление архитектуры РА, Ереван, 1995, 34с.
6. Строительство в сейсмических районах. (СНиП II-7-81) М.,1982, 48с.
7. Mouradian H. Mikaelian E. Atabekian R. Approach to seismik protection of existing buildings. The second international conference on earthguake hazard end seismic risk reduction.Yerevan. p.267.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ТЕРРИТОРИЙ ПЛОТИН ВОДОХРАНИЛИЩ АРЦАХА

БАБАЯН Т.О., КАРАПЕТЯН С.С.
(ИГИС НАН РА)

Гидротехнические сооружения, АЭС, ГЭС и крупные промышленные объекты относятся к числу особо важных объектов, повреждения которых от сильных землетрясений приводят к тяжелым хозяйственным, экологическим и социальным последствиям.

К таким сооружениям относятся плотины водохранилищ Варанда, Хонашен, Ишханагет, Аскеран, Степанакерт, Аракел в Арцахе, при проектировании которых необходимо было учесть степень их сейсмоопасности. Оценка сейсмической опасности, ожидаемой на территориях этих сооружений производилась двумя этапами.

На первом этапе проводились исследования для территории радиусом 50-60км от каждой проектируемой плотины, в результате которых проведено детальное сейсмическое районирование и определена величина наибольшей сейсмической интенсивности, т.е. горизонтального сейсмического ускорения, ожидаемого на территории данного водохранилища для исходных грунтовых условий. На второй стадии комплексом инженерно-геологических и инструментальных методов производилось сейсмическое микрорайонирование территорий отмеченных плотин, с определением величины ожидаемой максимальной сейсмоопасности, т.е. горизонтальных сейсмических ускорений для различных грунтовых условий, слагающих эти территории, принимая в основу отмеченное выше исходное ускорение. Настоящая статья содержит результаты исследования, обобщения и научного анализа инженерно-геологических и инструментальных материалов, полученных на второй стадии работ, т.е. во время работ по сейсмическому микрорайонированию этих территорий.

Исследования сейсмических свойств грунтовых разновидностей, слагающих эти территории и СМР произведены по принятой методике [1,2], комплексом инженерно-геологических и инструментальных методов. Используя данные о скважинах, пробуренных ЗАО "Институт Армводпроект", инженерно-

геологических профилей и параметры, характеризующие физико-механические и сейсмические свойства грунтов, выделены основные типы грунтовых условий. Так как территории различных водохранилищ Арцаха представлены подобными грунтами [3, 4, 5, 6, 7, 8, 9], то стало возможным совместно изучать, сопоставлять и анализировать грунтовые разновидности, участвующие в инженерно-геологическом строении водохранилищ, а также параметры, характеризующие их физико-механические и сейсмические свойства и обобщать результаты инженерно-геологических и инструментальных исследований. Несмотря на однотипность грунтов на территориях разных плотин, они отличаются некоторыми физико-механическими характеристиками, типом и количеством заполнителя. Поэтому один и тот же тип грунта относился к разным, иногда переходным категориям по сейсмическим свойствам.

Принимая в основу инженерно - геологические и гидрогеологические условия исследуемой территории, параметры, характеризующие сейсмические свойства грунтов, данные о грунтовых водах и мощностях слоев, генерализировались инженерно-геологические разрезы исследуемых территорий. Затем выделялись участки определенных генерализированных инженерно-геологических разрезов и составлялась карта инженерно-геологического зонирования, на которой отмечены основные инженерно-геологические зоны, характерные для исследуемой территории и которая послужила основой для карты сейсмического микрорайонирования (СМР).

В работах по СМР большое место было выделено исследованию сейсмических свойств грунтов инструментальными методами. При этом применены методы по записям специально организованных сейсмовзрывов, сейсмических жесткостей и по записям микроколебаний, произведенным на различных грунтовых условиях исследуемых территорий. В характерных инженерно-геологических условиях инструментальными сейсморазведочными исследованиями определены скорости распространения продольных и поперечных волн (таблица 1).

Таблица 1

N	Тип грунта	Плотность ρ (г/см^3)	Коэф. пористости	Сцепление С кг/см^2 Естест влажн./ водонасыщ.	Модуль деформ. E_0 (кг/см^2) Естествен влажн./ водонас.	Естеств. влажн. W (%)	Коэф. фильтрации K_f (м/день)	Угол внутреннего трения φ^o Естеств влажн./ водонас.	Число пластичности W_n	Консистенция I_L	V_P (м/сек)	V_S (м/сек)	T_0 Естест. влажн./ водонас.	Категория грунта
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1 (2)	Русло-пойменные аллювиальные галечно-гравелистые, песчанистые отложения, до 10% илисто-песчаным и 15-20% р/з песчаным заполнителем	Ас-2.11 ГВ Ар-1.95 Ва -2.02 Иш-2.1 Хо-1.98	0.29 0.5 0.44 0.4 0.5	0.05 - 0.06/0.05 0.01 -	320 290/285 485/412 373 230/200	8.0 - 9 10 10	8.0 11.2 9.0 8 15	28 33/31 32/29 31 33/32	- - - - -	- - - - -	800-900 450-1500 - 700-1300 800	500-680 210-710- 270-620 380	0.25/0.3 0.21-0.32 - 0.35 0.2	I I-II II II I-II
2 (3)	Делювиальные, склоновые супеси с содержанием гравия, дресвы, щебня и песков до 10-22% ; суглинисто-супесчаные делювиальные грунты, иногда разной степени карбонатизированные	Ас-1.84 Ар-1.86 Ва-1.62-1.7 Иш-1.8 Ст-1.9 Хо-1.92	0.8 0.79 0.9-0.94 0.69 0.75 0.76	0.5 0.5/0.4 0.55/0.35 0.31 0.33 0.25/0.19	80 76/59 67-97/26-72 95 58 82/70	22 18.7 16.7-20.1 18.7 22 24.6	0.01 0.08 0.0036 0.042 0.016 0.015	19 20/18 20°15' 20 16 22/21	- 11.08 пл. 11.58-16.4 11.08 пл. 10.23 13.39	- Ар-«0 тв 0.27-0.35 «0 «0 тверд 0.053	365 390-860 480-500 300-1280 370-430 830	150 140-310 230-280 136-460 200 300	- 0.28-0.35 0.4-0.5 0.43-0.5 0.36 0.32-0.45	II-III II II II II II
3 (3а)	Делювиальные гравийные, гравийно-песчаные, гравийно-дресвяные грунты до 20-22% суглинистым цементирующим заполнителем	Ар-2.0 Ва-1.98 Иш-1.97 Хо-1.98	0.6 0.55 0.49 0.6	0.18/0.13 0.2/0.17 0.02 0.18/0.13	197/181 225/185 275 197/181	10 16 10 10	6-8 2.08 5.2 6-8	32/30 30/28 28 32	- - - 30	- - - -	550/700 610 620-1620 1260	275/350 360 310-810 660	0.22-0.31 0.18-0.35 0.33-0.34 0.2-0.28	I II I-II I-II

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
4 (4)	Террасовые, аллювиальные галечно-гравелистые грунты содержанием до 15% песка, иногда с 25-30% суглинисто-супесчаным заполнителем и валунами	Ас-2.2 Ар-2.0 Ва-2.0 Иш-1.8 Ст-2.0 Хо -2.25	0.343 0.48 0.4 - 0.45 0.36	0.08 - 0.02/0.01 0.02 - 0.18/0.09	350 296/281 230/190 300 220 219/204	11.0 10 10 - 8 14	1.5-1.8 5.1 7.77 - 7.6 12.47	27°30' 35/33 31/29 40 31 36/33	- - - - - -	- - - - - -	1200 630-840 980 1000 670-800 970	730-740 280-420 650 300 490 650	0.17-0.26 0.31 0.25-0.35 0.28- 0.3/ 0.35	I I II II I I-II
6 (5а-а)	Залегающие на коренных породах продукты их выветривания, супесчано-суглинистые отложения, гидротерм. измененные, коричнево-охрового, грязно-зеленого, малинового цветов	Ва-1.96	0.63	0.2	-	22	-	19	11.44	0.73	620	280	0.33-0.5	III
7 (5а-б)	Залегающие на коренных породах продукты их выветривания , галечно-гравелистые отложения гидротермально измененные, коричнево-охрового, грязно-зеленого, малинового цветов, с суглинисто-супесчаным, песчаным	Ар-2.0 Ва-1.99 Иш-1.95 Ст-2.0 Хо-2.0	0.58 0.38 0.58 0.54 0.58	0.15/0.10 - 0.18 0.1 0.15/0.1	206/185 280/200 280/200 185 206/185	15.1 12 15.1 15 15	0.311 0.08 0.057 0.13 0.13	2/30 - 23 30 30	- - - - -	- - - - -	1500-2400 760 1500-1650 1180-1450 2250	680-1090 380 730-780 880 1500	0.14-0.28 0.14-0.2 0.26-0.27 0.25 -	I II I I I

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
8 (5)	Коренные породы батского яруса средней юры – туфогены: туфопесчаники, туфиты, туфоконглобрекчии, андезитопорфиритовые разновидности сероватого, темно-зелено-синего, бурого оттенков, монолитные, в верхней части разреза до 3-4м трещиноватые, роговиковые, конгломератовые	Ас-2.4 Ар-2.61 Ва-2.4 Иш-2.5 Ст-2.57 Хо-2.52	- 0.1 0.18 0.18 0.07 0.16	- - - - - -	$1.4*10^3$ 380/390 $1.4*10^3/10^5$ $1.4*10^4$ 1420 $0.8*10^4$	4.0 6 - 6 - 5	«0.001 0.0057 0.001 0.003 0.0007 0.0085	 угол естеств. откоса- 70-75	- - - - - -	- - - - - -	1600-2000 2500-3090 2000 2600-4000 2600-3530 3350	1150 1320-1625 1400 1280-1600 1700 1860	0.1-0.18 0.15-0.17 0.04-0.15 - 0.16-0.26 0.1-0.25	I I I I I

Методами инженерно-геологических аналогий, сейсмических жесткостей и сейсмовзрывов определены величины приращений ожидаемой сейсмической опасности и величины ожидаемой сейсмической опасности по I и g во всех инженерно-геологических условиях. Таким образом была составлена карта сейсмического микрорайонирования территории каждой плотины, относя величину соответствующего ожидаемого ускорения к каждой зоне, выделенной на карте инженерно-геологического зонирования. В качестве примера приведена карта СМР территории плотины Хонашенского водохранилища (рис.1).

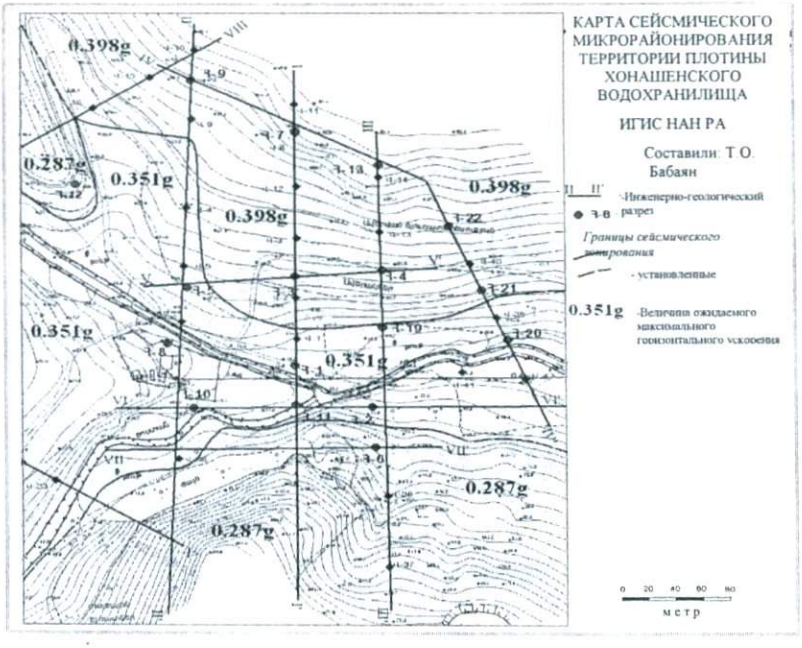


Рис.1

Из величин сейсмоопасности, определенных в условиях территории плотины каждого водохранилища, была выбрана наиболее опасная, т.е. наибольшая величина ожидаемой интенсивности и ускорения. Отмечены также соответствующие величины преобладающих периодов.

Несмотря на однотипность грунтовых разновидностей, степень сейсмоопасности территории каждой плотины отличается от

других, в первую очередь величиной исходной сейсмоопасности, обусловленной параметрами наиболее опасного сейсмогенного тектонического нарушения и очага землетрясения и наиболее опасным типом грунтового разреза под плотиной (таблица 1).

Так как после заполнения водохранилища водой, грунты под фундаментом плотины насыщаются водой, то независимо от параметров e и I_L и соответствующей категории (СНРА II-6.02-2006, пункт 9.2.2) наиболее опасных грунтовых условий, прогнозируемая сейсмическая опасность рассчитана также прибавлением на степени сейсмоопасности этих грунтовых условий величины приращения сейсмоопасности, в условиях полного водонасыщения (таблица 2).

Таблица 2.

Водохранилища	Преобладающий период $T_{пр}$ (сек)	Ожидаемая максимальная исходная интенсивность		Ожидаемая максимальная сейсмоопасность на территории плотины		Ожидаемая максимальная сейсмоопасн. на территории плотины в водонасыщенном состоянии	
		I	G	I	g	I	g
Аскерана	0.11-0.26	7.8	0.28	8.8	0.384	8.8	0.38
Аракела	0.15-0.5	8.0	0.323	8.2	0.332	9.2	0.42
Ишханагета	0.26-0.5	8.9	0.394	8.9	0.394	9.9	0.47
Хонашена	0.13-0.45	9.0	0.398	9.0	0.398	10	0.48
Степанакерта	0.2-0.36	7.7	0.295	7.9	0.31	8.9	0.39
Варанда	0.04-0.5	8.3	0.34	8.7	0.38	9.7	0.46

Во время исследований особое внимание привлекли данные о преобладающих периодах колебаний грунтов. Поэтому мы остановимся на их исследовании более подробно. Они определены по спектрам Фурье, рассчитанным и построенным по записям, полученным в различных грунтовых условиях посредством взрывов, по записям микросейсм или полученным вследствие удара. Причем, если спектры построены по записям сейсмовзрывов или ударов, то во время расчетов спектров была выбрана часть записей после вынужденных колебаний, когда грунт начал колебаться своей характерной частотой. Пределы

Методами инженерно-геологических аналогий, сейсмических жесткостей и сейсмовзрывов определены величины приращений ожидаемой сейсмической опасности и величины ожидаемой сейсмической опасности по I и g во всех инженерно-геологических условиях. Таким образом была составлена карта сейсмического микрорайонирования территории каждой плотины, относя величину соответствующего ожидаемого ускорения к каждой зоне, выделенной на карте инженерно-геологического зонирования. В качестве примера приведена карта СМР территории плотины Хонашенского водохранилища (рис.1).

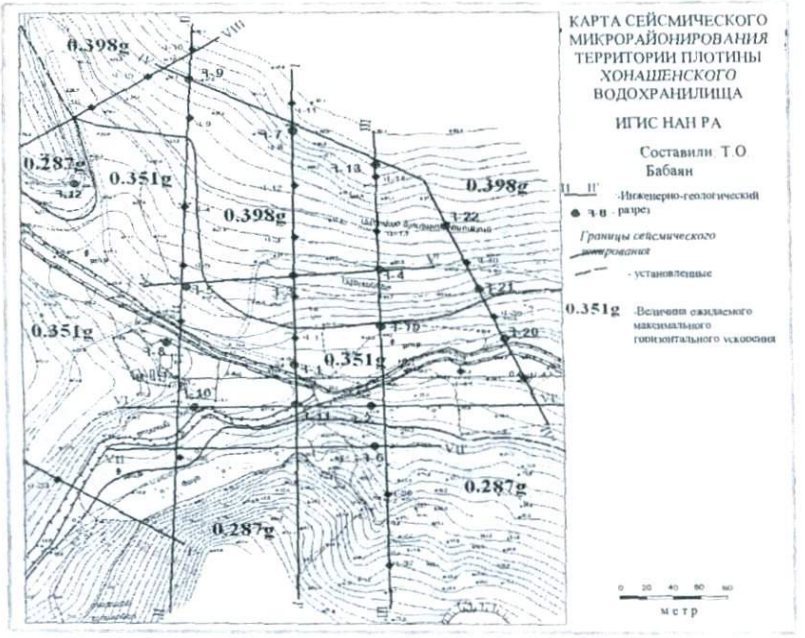


Рис.1

Из величин сейсмоопасности, определенных в условиях территории плотины каждого водохранилища, была выбрана наиболее опасная, т.е. наибольшая величина ожидаемой интенсивности и ускорения. Отмечены также соответствующие величины преобладающих периодов.

Несмотря на однотипность грунтовых разновидностей, степень сейсмоопасности территории каждой плотины отличается от

других, в первую очередь величиной исходной сейсмоопасности, обусловленной параметрами наиболее опасного сейсмогенного тектонического нарушения и очага землетрясения и наиболее опасным типом грунтового разреза под плотиной (таблица 1).

Так как после заполнения водохранилища водой, грунты под фундаментом плотины насыщаются водой, то независимо от параметров e и I_L и соответствующей категории (СНРА II-6.02-2006, пункт 9.2.2) наиболее опасных грунтовых условий, прогнозируемая сейсмическая опасность рассчитана также прибавлением на степени сейсмоопасности этих грунтовых условий величины приращения сейсмоопасности, в условиях полного водонасыщения (таблица 2).

Таблица 2.

Водохранилища	Преобладающий период $T_{пр.}$ (сек)	Ожидаемая максимальная исходная интенсивность		Ожидаемая максимальная сейсмоопасность на территории плотины		Ожидаемая максимальная сейсмоопасн. на территории плотины в водонасыщенном состоянии	
		I	G	I	g	I	g
Аскерана	0.11-0.26	7.8	0.28	8.8	0.384	8.8	0.38
Аракела	0.15-0.5	8.0	0.323	8.2	0.332	9.2	0.42
Ишханагета	0.26-0.5	8.9	0.394	8.9	0.394	9.9	0.47
Хонашена	0.13-0.45	9.0	0.398	9.0	0.398	10	0.48
Степанакерта	0.2-0.36	7.7	0.295	7.9	0.31	8.9	0.39
Варанда	0.04-0.5	8.3	0.34	8.7	0.38	9.7	0.46

Во время исследований особое внимание привлекли данные о преобладающих периодах колебаний грунтов. Поэтому мы остановимся на их исследовании более подробно. Они определены по спектрам Фурье, рассчитанным и построенным по записям, полученным в различных грунтовых условиях посредством взрывов, по записям микросейсм или полученным вследствие удара. Причем, если спектры построены по записям сейсмовзрывов или ударов, то во время расчетов спектров была выбрана часть записей после вынужденных колебаний, когда грунт начал колебаться своей характерной частотой. Пределы

собственных периодов колебаний в различных грунтовых условиях приведены в таблице 1.

На рис.2 показана связь преобладающих периодов и глубины слоя в том же грунте.

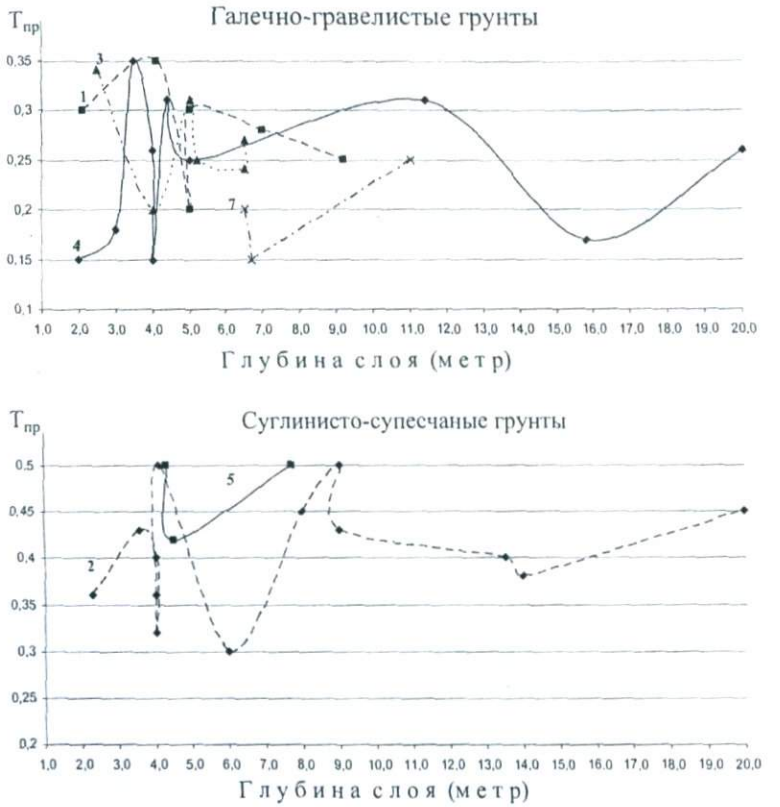
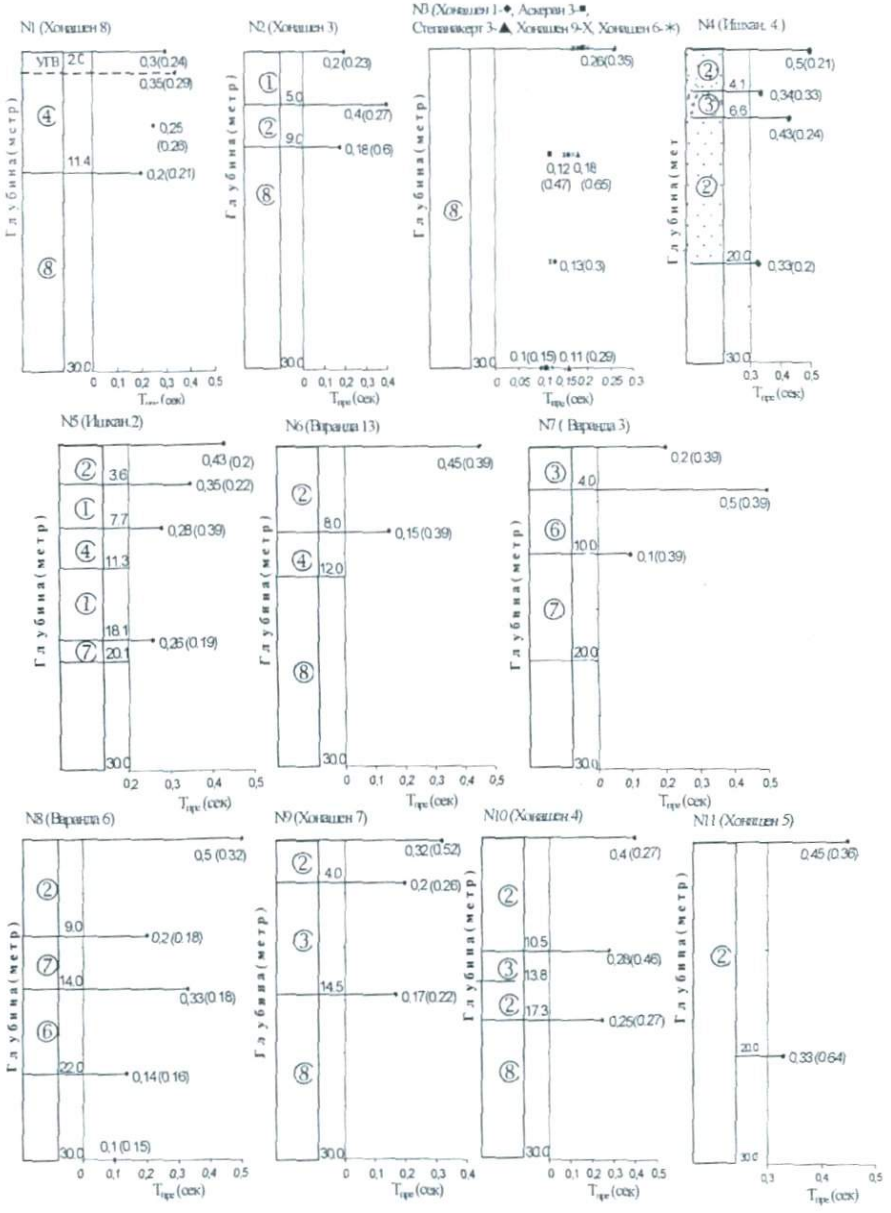
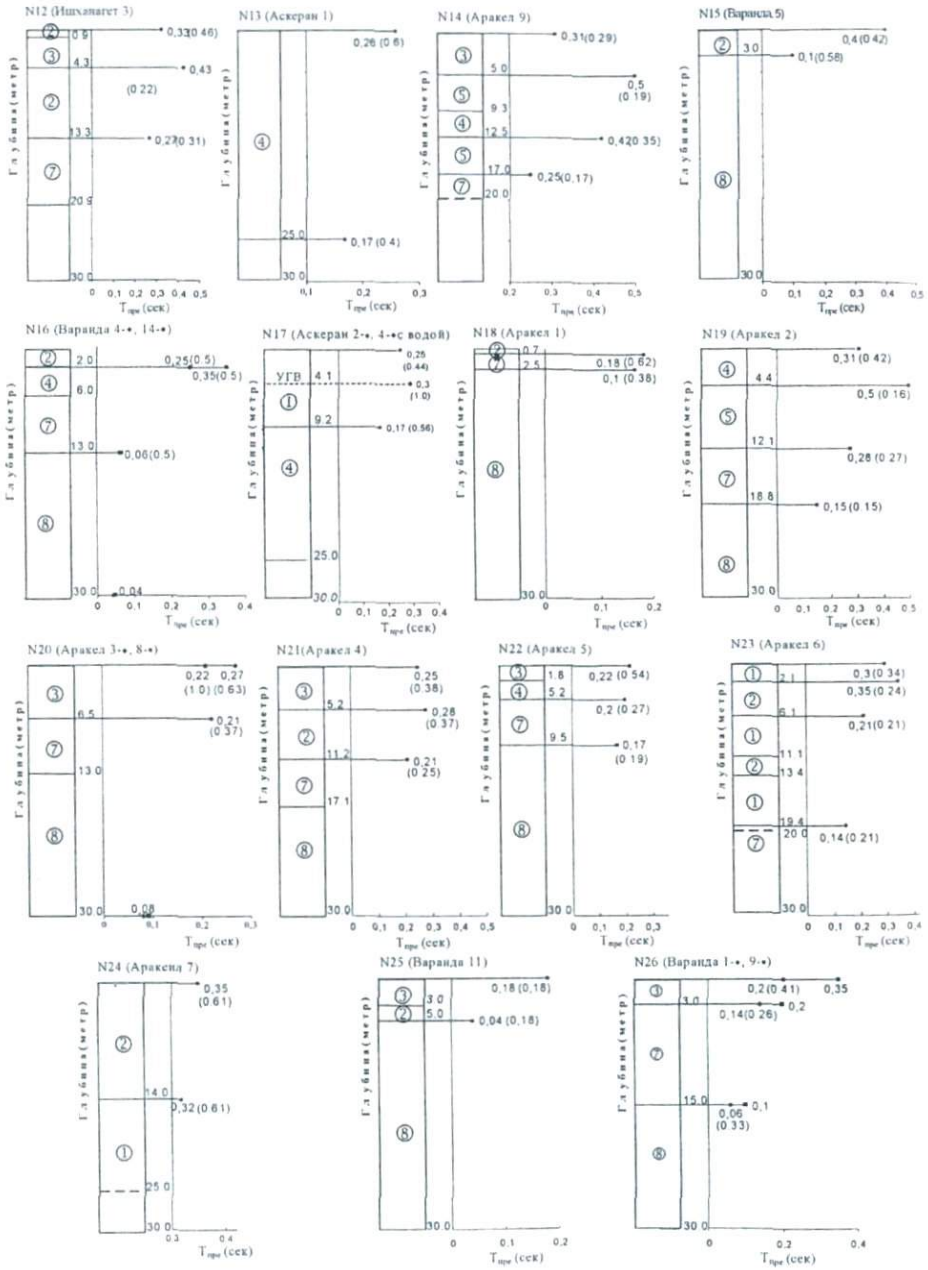


Рис.2. Связь преобладающих периодов с глубиной слоя.

Анализ показал, что в спектрах, полученных для характерных территорий плотин водохранилищ, выделяются собственные или преобладающие периоды (определенные по 60% уровня спектра) со своими соответствующими весовыми категориями, отмеченными в скобках (рис.3). Это позволило построить графики преобладающих периодов, соответствующих инженерно-геологическим разрезам характерным для территорий отмеченных выше плотин (рис.3, 1-26).


N1 (Хонашен 8)
N2 (Хонашен 3)
N3 (Хонашен 1-◆, Аскеран 3-■, Степанакерт 3-▲ Хонашен 9-Х, Хонашен 6-*)
N4 (Ишхан. 4)
N5 (Ишхан.2)
N6 (Вранда 13)
N7 (Вранда 3)
N8 (Вранда 6)
N9 (Хонашен 7)
N10 (Хонашен 4)
N11 (Хонашен 5)
Глубина (метр)
Tпр (сек)


N12 (Ишханагет 3)
N13 (Аскеран 1)
N14 (Аракел 9)
N15 (Варанда 5)
N16 (Варанда 4-•, 14-•)
N17 (Аскеран 2-•, 4-•с водой)
N18 (Аракел 1)
N19 (Аракел 2)
N20 (Аракел 3-•, 8-•)
N21(Аракел 4)
N22 (Аракел 5)
N23 (Аракел 6)
N24 (Аракеил 7)
N25 (Варанда 11)
N26 (Варанда 1-•, 9-•)
Глубина(метр)
Tпрг (сек)
УГВ

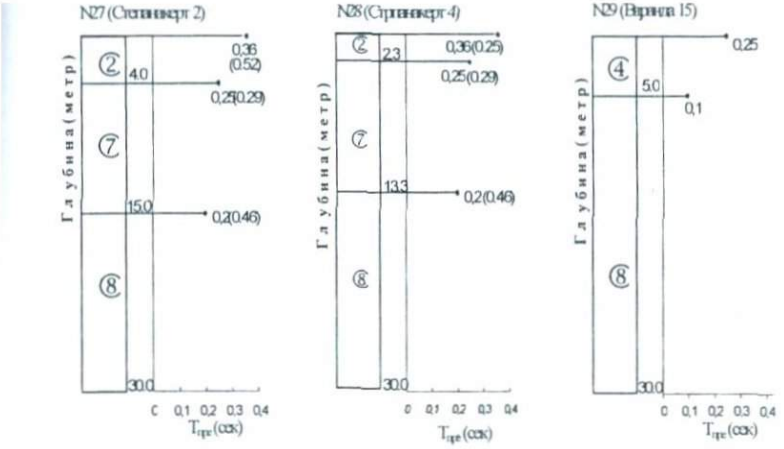


Рис.3 (NN 1-27)

Анализ графиков привел к следующим выводам.

1.Все виды супесчано-суглинистых и галечно-гравелистых грунтов, независимо от их происхождения (аллювиальные, делювиальные, террасовые) и условий их залегания, *имеют тот же* диапазон преобладающих периодов, соответственно 0.32-0.5сек и 0.15-0.35сек, кроме залегающих на коренных породах продуктов их выветривания - галечно-гравелистых отложений с преобладающими периодами в диапазоне 0.14-0.28сек. Это можно объяснить тем, что они сравнительно сплошны и крупнообломочны.

2.Во многих случаях преобладающие периоды выветрелых надкоренных грунтов не наблюдаются в спектре.

3.В слое одного и того же грунта с глубиной увеличиваются плотность грунта и скорость распространения сейсмических волн *в нем*, между тем в нижней и верхней частях 30-метрового слоя преобладающий период этого грунта не меняется (рис.2).

4.При мощности грунтового слоя менее 2м преобладающие периоды этого грунта не выражаются в спектре.

5.Не наблюдалась связь между преобладающим периодом и изменением мощности грунта (0.32-0.5сек).

6.*Величины* преобладающих периодов, полученные различными инструментальными методами (регистрации сейсмовзрывов, микросейсм, ударов) существенно не отличаются.

7.При наличии грунтовых вод, в том же грунте, в пункте Аскеран-4, грунт-1, УГВ-4.1м; Хонашен-8, грунт-4, УГВ-2м ниже уровня грунтовых вод наблюдалось увеличение $T_{пр}$ на 0.05сек, по сравнению с $T_{пр}$ выше УГВ, в Аскеране соответственно 0.3сек - ниже УГВ и 0.25сек - выше УГВ. То есть в Аскеране было $T_{пр}$-0.3сек ниже УГВ и 0.25сек – выше УГВ, а в Хонашене – соответственно 0.35сек и 0.3сек.

8.Величины преобладающих периодов грунтов II-III (0.32-0.5сек) и III (0.33-0.5сек) категорий не отличаются и соответствуют преобладающим периодам грунтов II категории (СНРА II-6.02-2006).

9.График N20 показывает, что в спектрах различных участков того же грунтового разреза наблюдались следующие различия: в условиях Аракел-3 наблюден один преобладающий период, а при Аракел-8 – два: 0.21сек и 0.27сек, что по-видимому обусловлено неоднородностью грунтового разреза.

10.Весовая категория по спектральной амплитуде преобладающего периода, характерного для данного грунта в спектре пласта, не зависит от мощности этого слоя, несмотря на то, что при почти одинаковом разрезе Степанакерт-2 и Хонашен-7, очень мало отличающиеся преобладающие периоды имеют подобные весовые категории (в верхней части разреза).

11.В пунктах измерений Степанакерт-2 и Степанакерт-4 инженерно-геологические разрезы отличаются только мощностью поверхностного слоя ②, соответственно 4м и 2м. Но интересно, что весовая категория грунта ② с $T_{пр}$-0.36сек при мощности 4м равна 0.52, а при мощности 2.3м - 0.25сек.

12.После накопления воды в водохранилищах меняются сейсмические свойства и степень сейсмоопасности грунтов оснований, следовательно в таблице 2 приведены также величины *степени прогнозируемой, ожидаемой сейсмоопасности при* полном водонасыщении оснований.

Литература

1.Федоров С.А., Баулин Ю.И., Бабаян Т. О. и др. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. ГОССТРОЙ СССР, Главстройпроект ПНИИИС, "Наука", М., 1985.

2. Павлов О.В., Баулин Ю.И., Карапетян С.С. и др. Влияние сложного рельефа на проявление интенсивности сейсмического воздействия при СМР. В кн. "Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность", Москва, Наука, 1988.
3. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Ասկերանի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2005, 55էջ:
4. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Վարանդայի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2005, 51էջ:
5. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Իշխանագետի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2005, 52էջ:
6. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Առաքելի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2006, 50էջ:
7. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Խոնաշենի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2006, 50էջ:
8. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Ստեփանակերտի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2006, 44էջ:
9. Բաբայան Թ., Գյոդակյան Է., Կարապետյան Ս. ԼՂՀ Ամարասի ջրամբարի պատվարի տարածքի սեյսմիկ միկրոշրջանացումը, Գիտա-տեխնիկական հաշվետվություն, Գյումրի, 2006, 50էջ:

ԵՌԱԲԱՂԱԴՐԻՉ ՀՈՐԱՏԱՆՑՔԱՅԻՆ ՄՈԴԵՌՆԻԶԱՑՎԱԾ ԱԿՍԵԼԵՐՈՄԵՏՐ U-062

ԲԱՅԲՈՒՐԴՅԱՆ Գ.Ե., ԳԱՍՊԱՐՅԱՆ Ա.Ս.
(ՀՀ ԳԱԱ ԵՒՍԻ)

Ժամանակակից սեյսմաչափական տեխնիկայի կարևորագույն խնդիրներից մեկը՝ սեյսմիկ դիտարկումների ցանցերում բարոյապես և ֆիզիկապես մաշված սարքավորումների փոխարինումն է նոր սերնդի սարքերով:

Մեծ զգայնությամբ սեյսմաչափական դիտարկումներ կատարելու համար անհրաժեշտ է ունենալ միկրոսեյսմերի ցածր մակարդակ ունեցող տարածք, որը գործնականորեն անհնարին է: Այդ խնդիրը լուծվում է դիտարկումներ կատարելով հորատանցքերի մեջ: Հորատանցքային դիտարկումները թույլ են տալիս բացառելու սեյսմիկ ազդանշանի վրա արդյունաբերական և այլ տիպի աղավաղումները:

Ինստիտուտում նախագծված և պատրաստված հորատանցքային U-062 ակսելերոմետրերի երկարատև շահագործման փորձը և ժամանակակից հորատանցքային ակսելերոմետրերի մասին կուտակված ինֆորմացիայի մշակումը ցույց տվեցին, որ եղած U-062 հորատանցքային ակսելերոմետրերը կարիք ունեն մոդեռնիզացիայի: Անհրաժեշտություն էր առաջացել փոփոխություններ կատարելու մեխանիկական մասի և էլեկտրոնային սխեմաների մեջ:

Գոյություն ունեցող հորատանցքային ակսելերոմետրերի հիմնական թերություններն են՝

1.Արագացման տվիչը անմիջականորեն չի հպվում հորատանցքի պատին:

2.Ակսելերոմետրը հորատանցքի մեջ սևեռելու էլեկտրոմեխանիկական մեխանիզմն անհուսալի է աշխատում:

3.Մալուխների և էլեկտրական կցորդիչների ամրացման սկզբունքը մեծ դժվարություն է ստեղծում դաշտային պայմաններում կատարվող աշխատանքների ժամանակ: էլեկտրական կցորդիչները տեղադրված են ակսելերոմետրերի մեջ և շահագործման ժամանակ որևէ միացում կատարելու դեպքում անհրաժեշտ է լրիվ քանդել և բացել ակսելերոմետրերը հենց հորատանցքի մոտ, դաշտային պայմաններում, որը ցանկալի չէ:

4.Մալուխային ցանցի ազդեցությունը օգտակար ազդանշանի վրա փոքրացնելու նպատակով անհրաժեշտ է ունենալ հոսանքային ելք՝ միաժամանակ փոխելով լիցքային ուժեղացուցիչի սկզբունքային սխեման:

Նկատի ունենալով վերևում նշվածը, U-062 հորատանցքային ակսելերոմետրը մոդեռնիզացվել է:

Ակսելերոմետրի աշխատանքի սկզբունքը հիմնված է ուղղակի պյեզոէֆեկտի օգտագործման վրա՝ այն է պյեզոբյուրեղի վրա մեխանիկական ուժի ազդեցության արդյունքում այն էլեկտրականապես բևեռանում է, այսինքն տեղի է ունենում մեխանիկական էներգիայի ձևափոխումը էլեկտրականի:

Երկրի սեյսմիկ տատանումների կամ արդյունաբերական վիբրացիայի ազդեցությունը իրանի վրա **a** արագացումով բերում է նրան, որ **m** զանգվածով իներցիոն մարմինը՝բեռը, փոփոխական ուժով ճնշում է պյեզոբյուրեղին: Այդ փոփոխական ուժը՝ **F=ma** և համեմատական է իներցիոն մարմնի արագացմանը, հետևաբար պյեզոբյուրեղի սեղմակներում առաջացած էլեկտրական լարումը համեմատական է իներցիոն մարմնի արագացմանը, որը վերջնական արդյունքում համեմատական է Երկրի սեյսմիկ տատանումներին կամ արդյունաբերական վիբրացիային:

Իներցիոն մարմինը իրենից ներկայացնում է խորանարդ, որի բոլոր նիստերին ամրացվում են պյեզոբյորեղները և զույգ-զույգ միացված են հաջորդաբար: Այսպիսով ունենք երեք փոխուղղահայաց զույգեր, որտեղ յուրաքանչյուր զույգը ընկալում է մեխանիկական շարժման որոշակի բաղադրիչը- այս դեպքում երկու հորիզոնական և մեկ ուղղահայաց: Ամեն մի զույգ պյեզոբյուրեղը միացված է լիցքային ուժեղացուցիչի մուտքին, որի մուտքային դիմադրությունը կազմում է 1 գՕմ: Ուժեղացուցիչի ելքը միացվում է լարում-հոսանք ձևափոխիչին, որը հաղորդակցման ցանցում ապահովում է 0-20մԱ հոսանք, որի շնորհիվ վերանում է մալուխային ցանցի ազդեցությունը օգտակար ազդանշանի վրա:

Եռաբաղադրիչ հորատանցքային ակսելերոմետրի արտաքին տեսքը բերված է նկ. 1-ում:

1 տվիչի ներքևի և վերևի մասում գտնվում են 2 և 3 կափարիչները, որոնք 4 ռետինե օղակներով ամրանում են տվիչի իրանին՝ ապահովելով հերմետիկությունը: Կափարիչ-

ների վրա ամրացված են 5 էլեկտրական կցորդիչները, որոնք ապահովում են կապը ինչպես մեկ հորատանցքում գտվող երեք ակսելերոմետրերի, այնպես էլ նրանց բոլորի կապը համակարգչի հետ՝ մալուխային ցանցի միջոցով: Ակսելերոմետրը հորատանցքի մեջ սևեռելու համար նախատեսնված է սևեռման մեխանիզմը, որը բաղկացած է երկու միանման 6 թևերից, որոնց ծայրերին անշարժ ամրացված են 7 հոլովակները: Վերևի և ներքևի թևերը իրար են միացված 8 ճկուն կապով: Երբ վերևի թևը 9 ճոպանի օգնությամբ վեր է բարձրացվում, միաժամանակ նա իր հետ վերև է բարձրացնում ներքևի թևը, մինչև հոլովակների հպվելը հորատանցքի պատին: Դրանից հետո ակսելերոմետրը իր ծանրությամբ ներքև իջնելով՝ սեղմվում է պատին:

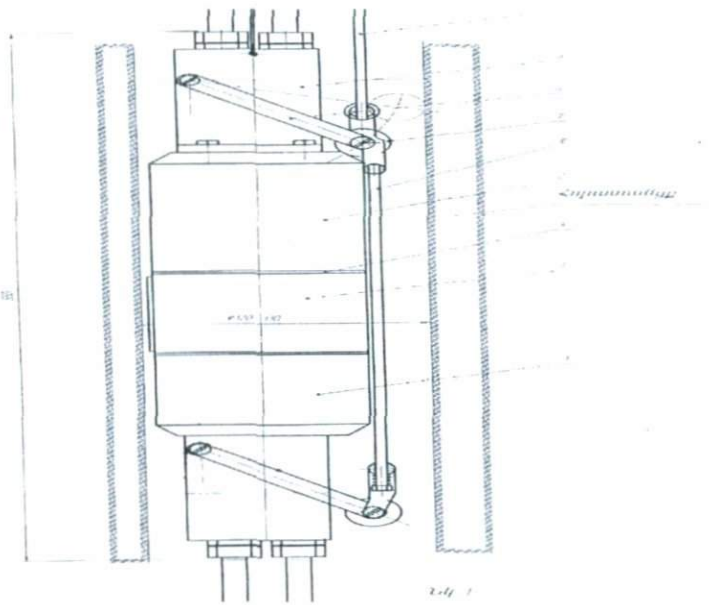
ԲՆՈՒԹԱԳՐԵՐԸ

Կերպափոխման գործակիցը, Վ վրկ^2/մ	1±6%
Լայնական կերպափոխման հարաբերական գործակիցը, %	± 3
Հաճախականային միջակայքը, Հց	0.3 –ից 50
Հաճախականային բնութագրի անհավասարաչափությունը, %	± 6
Դինամիկական տիրույթը, Դբ	80
Չափվող արագացումների տիրույթը, մ/վրկ^2	0.01-ից 10
Ամպլիտուդային բնութագրի ոչ գծայնությունը , %	±6
Յուրաքանչյուր շավիղի ելքային դիմադրությունը, կՕմ	2
Սարքը միաժամանակ երեք փոխուղղահայաց ուղղություններով չափում է տատանողական շարժման արագացումները և բոլոր շավիղները նույնական են բնութագրերի թույլտվածքների-սահմաններում:	
Սնուցումը հոսանքի արտաքին հաստատուն աղբյուրից, Վ	± 15
Առավելագույն ելքային ազդանշանը, Վ	± 10
Աշխատանքային ջերմաստիճանային տիրույթը, ^0C	+10 մինչև +50

Ակսելերոմետրի կոնստրուկցիան հնարավորություն է տալիս մեկ հորատանցքում միաժամանակ տեղադրելու մինչև երեք ակսելերոմետրեր՝ նախապես որոշված խորությունների վրա: Մոդեռնիզացված U-062 ակսելերոմետրերում ներդրված է աշխատունակությունը ստուգելու մեխանիզմ, որը հնարավո-

րություն է տալիս հեռակառավարման միջոցով ստուգելու յուրաքանչյուր ակսելերոմետրի աշխատունակությունը:

Սարքի եզրային չափերն են Φ100 X 550մմ՝ առանց մալուխների և ճոպանների երկարությունները հաշվի առնելու: Սարքի քաշը չի անցնում 10կգ-ից:



Նշված ակսելերոմետրի բազայի վրա նախագծվել և պատրաստվել է U-062-1 ակսելերոմետրը, որը նախատեսված է գետնի վրա տեղադրելու համար: Ջրամբարների պատվարների հսկման համակարգերում նրանք կարող են փոխարինել ՕՍՊ և U-069 սարքերին:

U-062-1 ակսելերոմետրերի տեխնիկական բնութագրերը համապատասխանում են U-062-ի բնութագրերին:

Սարքի եզրային չափերն են 130X 130 X150մմ

Սարքի քաշը չի անցնում 7,5 կգ-ից:

U-062 և U-062-1 ակսելերոմետրերը պատրաստվել և համապատասխան փորձարկումներ անցնելուց հետո համաձայն պայմանագրի ուղարկվել են Սիրիայի Արաբական Հանրապետություն, ջրամբարի պատվարի սեյսմակայունության հսկման համակարգում օգտագործելու նպատակով:

ОЦЕНКА ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГРУНТАХ

БУРДЗИЕВА О.Г., ЗААЛИШВИЛИ В.Б.
(ЦЕНТР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАН И РСО-А)

Для оценки реальной сейсмической опасности необходимо оперировать параметрами сильного движения грунтов [Idriss, Seed, 1968(a,b)]. В отсутствие сильного землетрясения получают записи в ближней зоне умеренного (слабого) землетрясения [Castellany, Petrini, 1973], т.к. ускорения грунтов с расстоянием сильно затухают [Fukushima, Tanaka,1990]. Тем не менее, близкое соседство с эпицентром высоких значений ускорения грунтов не дает (табл.1) [Aki, 1967].

Таблица 1.

Ускорение грунтов в ближней зоне землетрясения

Землетрясение	Время событи я год	Интенсив-ность земле-трясения, I, балл	Эпицен-тральное расстояние, r, миля	Ускоре-ние, a, g
Эль-Центро	1940	XI	4	0,33
Плотина Гувера	1948	VI	4	0,12
Холлистер	1951	VI	3	0,04
Хавтори	1952	V	5	0,03
Артвин	1953	V	1	0,06
Сузин Бэй	1955	VII	5	0,12
Плотина Хебгена	1958	IV	1	0,04
Холлистер	1960	VI	4	0,07
Лонг Бич	1961	IV	1	0,03
Мост Вилера	1963	VI	5	0,06

В ранних исследованиях традиционно считалось, что применение ускорений грунтов – простейший и лучший путь для характеристики опасности землетрясений. При этом, как правило, использовались горизонтальные ускорения, хотя величина вертикальных ускорений также может быть значительной [Ohtahi, Kobayashi,1990].Высокие значения вертикального ускорения a = 1,3–1,4g впервые были зарегистрированы в 1976 (Газли), а горизонтального - 1,15–1,25 g в 1971г. (Пакойма).

В качестве разрушительного потенциала воздействия достаточно уверенно можно использовать значение длительности движения грунта [Аптикаев, 1975; Barnhar et al., 1979; Kiremidjian, Shah, 1980], увеличение которой при равных ускорениях грунтов повышает сейсмическую опасность.

Отдельные авторы [Kiremidjian, Shah, 1980] отмечают, что смещения и скорости частиц на рыхлых грунтах превышают соответствующие показатели на скальных грунтах, а ускорения рыхлых грунтов совпадают с ускорениями скальных. Разрушительный потенциал ускорения грунтов не особенно надежен [Fukushima, Tanaka, 1990]. Так, при ускорении грунтов 0,44 g наблюдались весьма слабые повреждения [Evernden, Thomson, 1985; Omote, Yoshimura, 1973; Trifunac, 1973].

Ускорение на рыхлых грунтах a = 0,3g называли «чудовищным» [Сюэхиро, 1935]. Величина ускорений грунтов в сейсмической шкале ММ1 с 1955г возросла в 5 раз и достигла, для 7–9 баллов, значений 0,1–0,55 g [Поляков, 1978]. Амбрасейс показал, что возможны землетрясения с ускорением грунтов до 2 g. До этого инженеры нередко приходили к выводу, что в эпицентральной зоне сильного землетрясения имели место высокие ускорения. Ускорения грунтов устанавливались в то время по перемещениям предметов и другими способами [Ambraseys, 1970]. Так, при землетрясении в Ассаме (1897) реальное ускорение грунтов значительно превышало 0,42 g (табл.2) и достигало 1,5 g [Ньюмарк, Розенблют, 1980]. Прошло почти 20 лет, и расчеты Амбрасейса подтвердились. В Иране (1990) были зарегистрированы пики ускорений грунтов 0,5 g [Moinfar, Naderzadeh, 1994]. При главном толчке Хоккайдойского землетрясения (M=7,8) в 1993г. ускорение составило 0,4–0,9 g, при сильнейшем афтершоке (M = 6,5) достигло 1,6 g, а по второй горизонтальной составляющей составило всего 0,4 g [Kudo, 1995]. Наконец, регистрация ускорения грунтов 1,82 g при Нортриджском землетрясении (США, 1994) подтвердила отсутствие внешней границы в шкале ускорений [Finn Liam et al., 1994].

Таблица 2

Пиковые значения ускорения грунтов

Землетрясение	Время события, год	Пиковое ускорение грунтов
Неаполь	1857	0,3
Ахаия	1862	0,37
Мино-Авари	1891	0,43
Ассам	1897	0,42
Сан-Франциско	1906	0,2
Мессина	1908	0,2
Танго	1927	0,47
Огасима	1934	0,73
Нанкан	1946	0,47
Итаичи	1949	0,95

Скорость грунтов считается более надежным показателем опасности. К сожалению, ни один из параметров движения грунтов, даже скорость, не стала таким показателем. Так не стала таким показателем [Reiter, 1991] и т.н. интенсивность Ариаса [Arias, 1970].

Остается проблема разграничения слабого и сильного движений грунтов. Величины ускорения сильных движений лежат в диапазоне $5 \cdot 10^{-4}$–1 g, а слабых – 10^{-5}–$2 \cdot 10^{-2}$g [Petrovski, 1980]. Нелинейностью грунтов объясняют малое различие в ускорениях в ближней зоне землетрясения [Турдукулов и др., 1988; Boor et al, 1980]. При этом повреждения застройки из-за нелинейности были незначительны при ускорениях 1,6 g [Kudo, 1995] и 1,82 g [Trifunac, Todorovska, 1998].

Отметим, что при повышении воздействия, усиление амплитуд колебаний значительно уменьшается [Finn Liam et al, 1994]. Вопросам усиливающего фактора грунтов посвящено много работ [Bostroms et al., 1988; Hudson, Udvadia, 1973; Idriss, Seed, 1968; Jorner et al., 1981; Liam et al., 1975; Seale, Archuleta, 1989]. Из них следует, что усиления амплитуды колебаний в ближней и дальней зоне землетрясения – различны.

Поглощение энергии объемом системы – показатель нелинейного поведения системы [Chopra, 1981]. Усиление колебаний [Hamada, Fujita, 1975] при сильном грунтовом

движении почти в два раза меньше (табл. 3), чем при слабом. Разработка концепции критерия нелинейных свойств грунтов является основой для использования при сейсмическом микрорайонировании (СМР) территории [Aubri, Modaressi, 1987; Hays, 1980; Hays, 1983; Iwasaki et al., 1981; Lysmer, 1982].

В связи с этим учет нелинейных явлений в грунте или системе грунт–сооружение совершенно исключает существование приращения балльности в виде традиционной постоянной величины [Aubri, Modaressi, 1987] т.е. исключительно на линейном представлении грунтового движения.

В последние годы разработан целый ряд новых способов СМР [Заалишвили, 2000 Заалишвили, 2006].

Таблица 3

Усиление амплитуд колебаний грунтов

Станция	Вид грунта	Пики ускорения, м/с^2		Усиление по отношению к скальным породам	
		Слабые	сильные	слабые	сильные
2	Аллювий (мелкозернистый песок)	6	30	6	3
3	Аллювий (илистый песок)	7	50	7	5
5	Скальные породы	1	10	-	-

В табл. 4 приведены результаты сопоставления материалов инженерного макросейсмического обследования эпицентральной зоны Рачинского землетрясения (Грузия, 1991) и параметров инструментальных записей, полученных сетью SMACH, при различных грунтовых условиях [Заалишвили, 2000]. Расчеты приращения интенсивности (балльности) производили с помощью следующего выражения [Заалишвили и др., 1999]:

$$\delta I = \left\{ \lg \frac{M_1^2 t_{i1} f_{\text{ñâ}i1}^2}{M_2^2 t_{i2} f_{\text{ñâ}i2}^2} \sqrt{\frac{a_{i1}}{a_{i2}}} - \lg \frac{M_1^2 t_{01} f_{\text{ñâ}01}^2}{M_2^2 t_{02} f_{\text{ñâ}02}^2} \sqrt{\frac{a_{01}}{a_{02}}} \right\}, \qquad (3)$$

где δI – нелинейное приращение при изменяющемся уровне воздействия, $\delta I = \Delta I_{ni} - \Delta I_{n0}$;

ΔI_{ni} , ΔI_{n0} – нелинейное приращение для исследуемого и эталонного грунта, соответственно, балл;

M_1, M_2 – магнитуды (n)-го и (n+1)-го землетрясений, соответственно;

t_{i01}, t_{i02} – длительность колебаний исследуемого и эталонного грунтов при (n)-м и (n+1)-м землетрясениях (с магнитудами M_1 и M_2), соответственно, с;

$f_{cвi01}$, $f_{cвi02}$ – средневзвешенные частоты колебаний исследуемого и эталонного при (n)-м и (n+1)-м землетрясениях, соответственно, Гц;

a_{i01}, a_{i02} – ускорения колебаний исследуемого и эталонного грунтов при (n)-м и (n+1)-м землетрясениях, соответственно, м/с^2.

Таблица 4

Инженерно-геологические условия площадки	Приращение интенсивности, ΔI, балл при магнитуде землетрясения		
	M = 3,0	M = 5,0	M = 5,3
а) глина макропористая, h = 10,0 м); б) галечники с песчано-глинистым заполнителем (> 30%, h = 5,0 м); в) известняки, слабо выветрелые	–	–-	–
а)известняки, выветрелые, (h = 10,0 м); в) известняки, слабо выветрелые	–2,30	–1,48	–0,84

Хорошо видно, что с увеличением магнитуды землетрясения приращение интенсивности падает. Это объясняет известное малое различие сейсмического эффекта на рыхлых и скальных грунтах в эпицентральной зоне сильного землетрясения. Разработка подобных подходов позволяет по слабым воздействиям производить прогноз поведения грунтов при сильных и, несомненно, является основой для использования относительно слабых источников.

Литература

1.Аптикаев Ф.Ф. Учет длительности колебаний при инструментальной оценке сейсмической интенсивности //Сейсми-

ческая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. с. 234–239.
2.Заалишвили В.Б.,Куранова О.И., Заалишвили З.В., Харебов К.С. Способ сейсмического микрорайонирования. 1999. Патент РФ № 2162606.
3.Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. М., ОИФЗ, 2000, 367с.
4.Заалишвили В.Б. Основы сейсмического микрорайонирования. – Владикавказ, ВНЦ РАН и РСО-А, 2006, 204.
5.Ньюмарк Н., Розенблют Э. Основы сейсмостойкого строительства М.: Госстройиздат, 1980. 344 с.
6.Поляков С.В. Последствия сильных землетрясений. М.: Стройиздат, 1978. 311 с.
7.Сюэхиро К. Инженерная сейсмология. М.:Эк.жизнь, 1935.с.167.
8.Турдукулов А.Т., Репина З.Ф., Токмулин Ж.А., Иксаков М. Влияние инженерно-геологических условий и сейсмотектонических структур на характер проявления землетрясений. Фрунзе, 1988. 84 с.
9.Aki K. Scaling law of seismic spectrums //J. of Geophys. Res. 1967. Vol. 73. pp. 1217–1231.
10.Ambraseys N.N. Factors control1ing the earthguake responce foundation materials //Proc. 3rd Europ. Symp. Earthguake Eng. Sofia, 1970. pp. 309–323.
11.Arias A.A. Measure of earthquake intensity //Seismic Design of Nuclear Power Plants. MIT. PRESS. USA, 1970. pp. 438–483.
12.Aubri D., Modaressi H. Calcul non lineaire des effects de site en genil paraseismigue //Meth. Elem . Finis. Proj. Geotech. Paris, 1987. pp. 239–247.
13.Barnhar T.P., Robin K. Mc Guire. The usefulness of ground duration in predicting the severity of seismic shaking //Proc. 2nd, U.S. National Conf. on Earthquake Eng. Stanford, California. 1979. Berkeley, pp. 713–722.
14.Boor D.M., Joyner W., Oliver A.A., Page R.A. Peak acceleration, velocity and displacement from strong-motion records //Bul. of the Seismol. Soc. of America. 1980. Vol. 70, No 1. pp.305–321.
15.Bostroms A., Datta Subhendy, Olsson K. Ground motion amplification on alluvial valleys. Elast. wave Propagation //Proc. 2nd. IVTAH-IVPAP Symp., Gal Way, March 20–25. 1988. Amsterdam. pp. 106–107.

16.Castellany A., Petrini V. Research activity on decign response spectra for Italian sites //Proc. World. Conf. Earthquake Eng. 5th. Rome. 1973. pp. 1210–1213.
17.Chopra A.K. Dynamics of structures // Earthquake Eng. Res. Institute. 1981.
18.Evernden J.F., Thomson J.M. Predicating seismic intensities evaluating earthquake hazards in the Los Angeles Region. //USGS Prof. Paper No1360, USG. Washington. 1985. pp.151–202.
19.Finn Liam W.D., Iai S., Matsunavga Y. Effect of site conditions of ground motions. Proc. 10th European Gonf. on Earthquake Eng. Vienna (abstract). 1994.Vol.2.
20.Fukushima I.,Tanaka T. A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan //Bul. of the Seismol. Soc. of America. 1990. Vol. 80. No 4. pp. 757–783.
21.Hudson D.E., Udwadia F.E. Local distribution of strong earthquake ground motion . Proceeding 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 1973. pp. 691–700.
22.Hamada M., Fujita H. Behaviors of the alluvial layers of the sloped bed rock during earthquakes //Proc. of 5th European Conf. on Earthquake Eng. Vol. 1, Chapt. 1. Istanbul, 1975.
23.Hays W.W. Procedures for estimating earthquake ground motion //U.S.Geological Survey Prof. Paper. 1980. 1114 p.
24.Hays W.W. Site-Specific Effects of soil and rock on ground motion and the implications for earthquake-resistant design //Proc. of Conf. XXII //U.S. Geological Survey Opent File Report. 1983. pp.830–845.
25.Hudson D.E., Udwadia F.E. Local distribution of strong earthquake ground motion // Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 1973. pp. 691–700.
26.Idriss I.M., Seed H.B. An analysis of ground motions during the 1957 San. Francisco earthquake //Bul. Seismol. Soc. Amer. 58, 1968. pp. 2013–2032.
27.Iwasaki Toshico, Tokida Kenichi, Mc Guire Robin, Tatsuoka Fumio Assessment of the probability of liquefaction on of uncompacted sandy deposits //Struct. Safety and Reliab. Proc. I cossar '81: 3rd. Int. Conf. Trodneim, June 23–25, 1981. Amsterdam e.a., 1981. pp.231–240.
28.Jorner W., Warrick R., Fumal T. The Effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote lake, California Earthquake of

1979 //Bull .of the Seismol. Soc.of America. 1981. Vol. 71, No 4. pp.1333–1349.
29.Kiremidjian A., Shah H.C. Probabilistic site-dependent response spectra. Structural Division //Proc. of Soc. Civil Eng. 1980. Vol. 106. No 1. pp.69–86.
30.Kudo K. Topics of Effects of surface geology on strong-ground motion from the recent earthquakes in Japan and the activity of Japanes Working Group on effects on surface geology //Proc. 10th European Conf. on Earthquake Eng. Vienna. 1995. Vol.4. pp.2635–2641.
31.Liam W., Semin F., Tercan S., Ipek M. A parametric study of soil amplication. Proc. 5th European Gonf. on Earthquake Eng. Vol.2. No 34. Istanbul, 1975.
32.Lysmer J. Seismic site and soil-structure interaction analysis. Number. Method. Geomech. Proc. NATO Adv. Study Inst., Vimeiro, Aug. - Sept. 4, 1981, Dorbrect e.a., 1982. pp. 409-454.
33.Moinfar A.A., Nadersadeh A. Strong motion characteristics and acceleration distribution during the Manjil, IRAN Earthquake of 20 June 1990. Proc. 10th European Conf. on Earthguake Eng. Vienna (abstract). 1994. Vol. 1.
34.Ohtahi K., Kobayashi H. The relation between the buildings damages and the vibration properties of ground (in the case of Spitak Earthquake). Nist Spec. Publ., 1990, N 796, pp. 234-252.
35.Omote S., Yoshimura K. Considerations on earthquake force evaluation //Proc. 5th World Conf. Earthq. Eng.Rome, 1973. Pp. 1688–1691.
36.Petrovski J. Need for experimental evidence in development of seismic microzoning methods. Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology University "Kiril and Mefodi", Skopje, (manuscript). 1980. 10 p.
37.Reiter L. Earthquake hazard analysis. New York: Columbia Univ. Press, 1991. 245 p.
38.Seale S.H., Archuleta, Ralph Site amplification and attenuation of strong ground motion // J. Bul. Seismol. Soc. Amer. 1989. Vol 79, No 6. pp.1673–1696.
39.Trifunac M.D. Characterization of responce spectra by parameters governing. The Cross Nature of Earthquake source Mechanisms. Proc. 5th World Conf. Earth. Eng., Rome, 1973. pp. 1688–1691.

40.Trifunac M.D., Todorovska M.I. Nonlinear soil response as natural passive isolation mechanism – the 1994 Northridge, California, earthquake //Soil Dynamics and Earthquake Eng. 1998. Vol. 17, No 1. pp. 41–51.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

ГРИГОРЯН В. Г., КАРАПЕТЯН ДЖ. К.
(ИГИС НАН РА)

Изучение записей сильных землетрясений за последние несколько десятилетий и их статистический анализ показали, что использование значения максимального ускорения колебания грунтов, как наиболее приемлемого количественного показателя для определения меры воздействия, помимо своего неоспоримого преимущества, (оно удобно, при расчетах сейсмических нагрузок) имеет также свои отрицательные стороны [1,2]:
а) зависимость A_{max}- максимального ускорения грунта от энергии землетрясения нелинейна, в сравнительно большом диапазоне изменения величин M; б) некоторая, относительно устойчивая зависимость между ускорением и энергией существует в диапазоне магнитуд (4.5÷6.5). При значениях магнитуд M>6.5 рост значений ускорений с увеличением M резко замедляется; в) в общем случае все описываемые зависимости типа $A_{max}=f(M, R)$ в интервале расстояний $R\leq30$ км имеют сложный характер и не могут быть описаны простыми аналитическими выражениями, так как содержат много неопределенностей. Так, полученные разными авторами в последнее время результаты исследований, а также проведенная нами обработка записей и их анализ показывают, что иногда сталкиваемся с такими оценками максимальных значений ускорений (или пределов их изменений), непосредственное использование которых (особенно с практической точки зрения), приводят к значительным сложностям. Исходя из этого, для всестороннего анализа распределений количественных параметров колебаний грунтов по магнитудам, целесообразно использовать так называемые интегральные параметры. Рассмотрение этих параметров, изучение их распределений по энергиям землетрясений, позволяют сделать

позволяют сделать ряд важных заключений как качественного, так и количественного характера.

Следует отметить, что энергетические методы расчета в теории сейсмостойкости начали развиваться с середине 70-х годов прошлого столетия. Данной проблеме были посвящены работы [3,4,5,6,7]. В приведенных работах, в частности, указывается на необходимость учета временного фактора колебаний в процессах возникновения повреждений и разрушений зданий, так как несущая способность материалов и конструкции зависит не только от одного максимального загружения, но и от количества циклов повторных загружений.

Известно, что достаточно «универсальной» энергетической характеристикой сейсмического воздействия может служить так называемая модифицированная интенсивность Ариаса [8], которая имеет следующий вид:

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_1} [a(t)]^2 \, dt \qquad (1)$$

где a(t) - акселерограмма данного землетрясения, а t_1-полная длительность колебаний.

Необходимо подчеркнуть, что I_A является достаточно стабильной величиной по сравнению со среднестатистическими значениями максимальных ускорений грунта [7]. В работе [4], например, предлагается в качестве количественной характеристики сейсмического воздействия, использовать не A_{max}, а максимальную скорость колебания грунта - V_{max} или модифицированную интенсивность по Ариасу - I_A.

В качестве количественной характеристики сейсмического воздействия может служить также среднеквадратическое значение акселерограммы a(t) (Root-mean-square), которое определяется выражением

$$a_{rms} = \sqrt{\frac{1}{t_r} \int_0^{t_1} [a(t)]^2 \, dt} \qquad (2)$$

Согласно данным, приведенным в [5], зависимости между этим параметром и интенсивностью выраженной баллом J более стабильны, нежели зависимости между A_{max} и J.

Следует отметить, что кроме параметров (I_A) и (a_{rms}) используется также интегральный параметр т.н. «характе-

ристическая интенсивность» (Characteristic Intensity), которая непосредственно зависит от параметра (a_{rms}) и определяется следующей формулой [9]

$$I_c = (a_{rms})^{3/2} \sqrt{t_r} \qquad (3)$$

Дж. Бомер и Мартинез-Перейра [10] предлагают использовать интегральный параметр, названный им «специальной энергетической плотностью» - SED (Specific Energy Density)

$$SED = \int_0^{t_1} [\, V(t) \,]^2 \, dt \qquad (4)$$

где V(t) - велосиграмма данного землетрясения.

Следует отметить, что отсутствие сравнительно богатого представительного материала (речь идет о велосиграммах) не позволяет отнестись к данным характеристикам, как более или менее надежным.

И, наконец, интегральный параметр CAV-абсолютная кумулятивная скорость (Cumulative Absolute Velocity), которая определяется следующим простым выражением [11,12,13]:

$$CAV = \int_0^{t_1} |a(t)| \, dt \qquad (5)$$

В отличие от приведенных выше интегральных параметров, в этом интеграле значения ускорений задаются в абсолютных величинах и не содержат квадратные значения.

На основе существующих данных для двух интервалов изменения значений магнитуд: M<4.3 и M=5.5÷7.8, выведены функциональные зависимости между:

- магнитудами и максимальными значениями ускорений A_{max};
- магнитудами и интегральными параметрами (в частности, интенсивности по Ариасу, среднеквадратичными значениями акселерограмм, характеристической интенсивности и кумулятивной абсолютной скорости).

В качестве экспериментального материала для диапазона магнитуд M< 4.3 использованы 17 акселерограмм землетрясений, происшедших на территории Армении. А для диапазона магнитуд M=5.5÷7.8 использованы, в основном, 60 акселерограмм землетрясений происшедших на территориях США, Турции,

Тайваня, Италии [14,15,16,17,18,19,20]. Данные о грунтовых условиях мест регистрации приводятся, в основном, в обобщенных качественных характеристиках - средние грунты.

Расчеты интенсивности по Ариасу, среднеквадратических значений ускорений, характеристической интенсивности и кумулятивной абсолютной скорости, осуществлены по компьютерной программе [20].

[A_{max}=f(M), a_{rms}=f(M), J_A=f(M), J_C=f(M), CAV=f(M)] зависимости аналитически представляются в следующем виде:

$$\lg X = \lg a_0 + bM \qquad (6)$$

Коэффициенты a_0 и b рассчитаны по методу наименьших квадратов [21].

Значения дисперсии и коэффициентов корреляции A_{max}, a_{rms}, J_A, J_C и CAV рассчитаны по формулам (7) и (8) соответственно

$$\lg \sigma [X] = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \left[\lg \overline{X} - \lg X_i \right]^2}{n-1}}, \qquad (7)$$

$$r_{xy} = \frac{1}{n \sigma_x \sigma_y} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y}), \qquad (8)$$

где - $\overline{x}, \overline{y}$ средние, а σ_x и σ_y . среднеквадратичные отклонения величин x и y, r_{xy} - коэффициент корреляции. Значения последних приведены в табл. 1 (все оценки относятся к расстояниям $R \leq 37$ км). Итак, на основе имеющихся данных были получены корреляционные уравнения, которые позволяют оценить значения интегральных параметров колебаний грунтов при разных энергиях землетрясений. Графики зависимостей: [A_{max}=f(M), a_{rms}=f(M), J_A=f(M), J_C=f(M), CAV=f(M)] приведены на рис.1.

Из представленных графических изображений, а также из данных, приведенных в табл. 1. видно, что для интервалов магнитуд ($M < 4.3$ и $M=5.5 \div 7.8$) из рассмотренных интегральных параметров наиболее низкие значения среднеквадратических отклонений σ [lgX] получаются при интегральном параметре кумулятивной абсолютной скорости - CAV.

Таблица 1.

Значения коэффициентов a_0, b, среднеквадратических отклонений σ [lgX] и коэффициентов корреляции (r_{xy}).

Для диапазона магнитуд M<4.3				
Название параметра	A_0	b	σ[lgX]	(r_{xy})
1	2	3	4	5
Максимальное значение ускорения (A_{max}), см/сек^2	6.822	0.0743	0.251	0.222
Среднеквадратичные значения ускорения (a_{rms}), см/сек^2	1.4223	0.0484	0.217	0.169
Интенсивность по Ариасу (J_A), мм/сек	0.045	0.341	0.333	0.618
Характеристическая интенсивность (J_C)	2.0001	0.1943	0.272	0.482
Кумулятивная абсолютная скорость (CAV), см/сек	1.290	0.2952	0.123	0.879
Для диапазона магнитуд M=5.5÷7.8				
1	2	3	4	5
Максимальное значение ускорения (A_{max}), см/сек^2	14.167	0.1730	0.321	0.366
Среднеквадратичные значения ускорения (a_{rms}), см/сек^2	1.5320	0.1873	0.269	0.453
Интенсивность по Ариасу (J_A), мм/сек	0.0037	0.6097	0.526	0.646
Характеристическая интенсивность (J_C)	1.8782	0.3985	0.395	0.593
Кумулятивная абсолютная скорость (CAV), см/сек	0.8186	0.4213	0.241	0.787

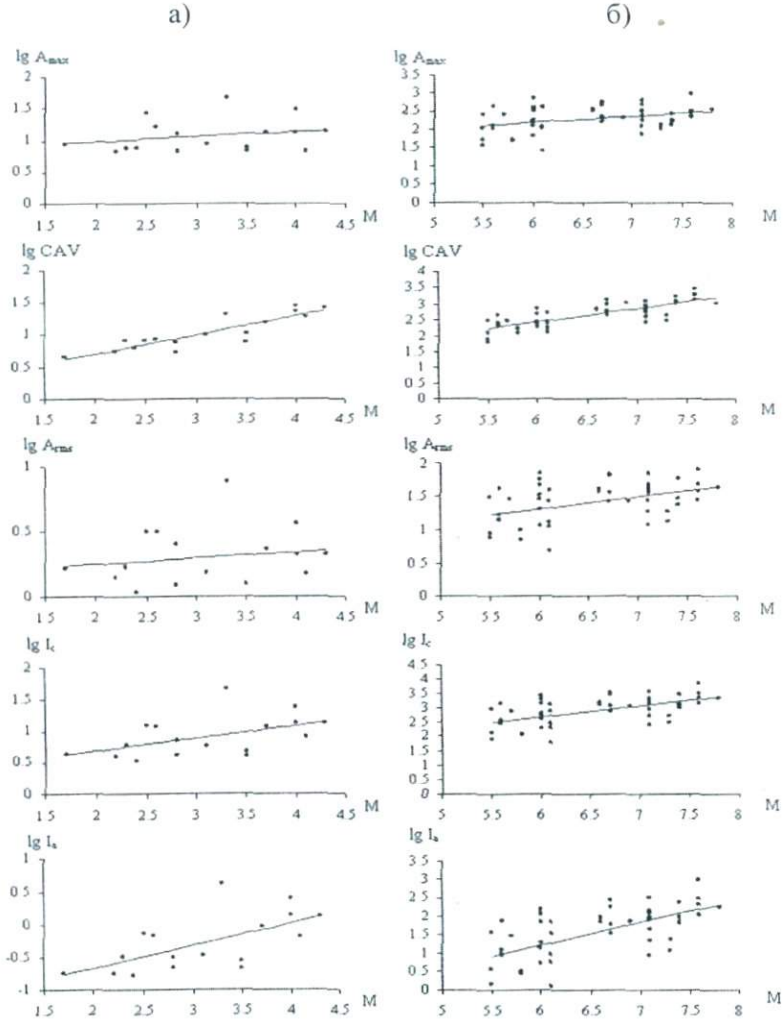


Рис. 1. Графики зависимостей: $A_{max}=f(M)$, $a_{rms}=f(M)$, $J_A=f(M)$, $J_C=f(M)$, $CAV=f(M)$, для двух интервалов значений магнитуд: $M<4.3$ (а) и $M= 5.5\div7.8$ (б).

Например, разница выраженная в процентах, между среднеквадратичными значениями интегрального параметра (CAV) и максимального ускорения-A_{max} для диапазона магнитуд M<4.3 составляет - 204%, а для диапазона M=5.5÷7.8-133%. Разница коэффициентов корреляции для диапазона M < 4.3 составляет - 400 %, а для диапазона M=5.5÷7.8–200 %.

Таким образом использование параметра CAV для диапазона M < 4.3 приводит к уменьшению разброса почти в два раза и увеличению коэффициента корреляции в четыре раза (по отношению с анологичными характеристикиами для максимальных ускорений грунтов):

$$\sigma(CAV) = 0.5\,\sigma(A_{max})$$

$$r_{XM}(CAV) = 4.0\,r_{XM}(A_{max})$$

Для диапазона магнитуд M=5.5÷7.8 эти соотношения соответственно таковы:

$$\sigma(CAV) = 0.75\,\sigma(A_{max})$$

$$r_{XM}(CAV) = 2.2\ r_{XM}(A_{max})$$

где $\sigma(A, t)$ - значение стандарта отклонения, когда учитываем два параметра колебания (в данном случае одновременно амплитуду и продолжительность), а $\sigma(X)$ - значения отклонений стандартов оцениваемых параметров. Отметим также, что наибольший разброс для рассмотренных интервалов магнитуд получается при «интенсивности по Ариасу».

Между тем характер зависимостей $A_{max}=f(M)$ не столь четкий. Так: рост A_{max} очень медленный с ростом значений M. При этом, этот процесс не однозначен для двух (M < 4.3 и M=5.5÷7.8) интервалов магнитуд. Если для M< 4.3 рост A_{max} более быстрый с увеличением значений M, то для M=5.5÷7.8 он сравнительно слаб. Для интегральных параметров CAV, $a_{rms,}$ J_A и J_A характеристики зависимостей X=f(M,R) довольно четкие-наблюдается рост CAV, $a_{rms,}$ J_A и J_A величин с ростом энергии. Однако этот процесс так же, как и в рассмотренных выше зависимостях $lgA_{max}(M,R)$ неоднозначен для всего интервала изменения M. Вероятно, это в какой то степени обусловлено неоднородностью экспериментального материала.

На основе анализа мировых и региональных инструментальных данных получены следующие важные результаты:

- при рассмотрении зависимостей интегральных параметров от магнитуд (M) и расстояний (R), коэффициенты корреляции значительно увиличиваются. Кроме того значения кумулятивной абсолютной скорости, гораздо лучше коррелируются с параметрами очага землетрясения для всего диапазона M. Наименьшая дисперсия и наибольшее значение коэффициента корреляции получаются в случае рассмотрения интегрального параметра кумулятивной абсолютной скорости - CAV;
- предлагается из перечисленных интегральных параметров, в качестве стабильного критерия сейсмического воздействия, дополнительно использовать кумулятивную абсолютную скорость.

Литература

1. Григорян В.Г. Снова об ускорениях грунтов. В сб. научных трудов конф., посвященной 40-летию основания ИГИС им. А. Назарова НАН РА Изд. "Гитутюн" НАН РА, г. Гюмри, 2002, с. 311-316.
2. Григорян В.Г., Карапетян Дж. К. Задача об альтернативном использовании интегральных параметров колебаний. Материалы конф. посвященной 90-летию профессора С.П. Бальяна - Ер.: Изд. "ЕГУ", 2007, с. 155-159.
3. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности-М.: Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, № 5, 2005, с. 33-37.
4. Долгая А.А., Индейкин А.А. Статистический анализ интенсивности по Ариасу и скорости для реальных землетрясений - М.: Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2000, № 2, с. 32-34.
5. Корчинский И.Л., Жунусов Т.Ж., Малевская О.Я. Количественная оценка параметров ожидаемых землетрясений. Изд. "Казахстан", 1985, 80 с.
6. Петров А.А. Кумулятивный квадрат ускорений и энергетический критерий сейсмостойкости сооружений. // Сейсмостойкое строительство, 1999, №5, с. 22-25.

7. Попова Е.А., Ткаченко А.С., Уздин А.М. Некоторые проблемы применения энергетических методов для оценки сейсмостойкости сооружений - М,: Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2000, №2, с. 28-30.
8. Arias A. [1970] A measure of earthquake intensity // Seismic design for nuclear power piants, (ed.R. J. Hansen) MIT Press, Cambridge, Massachusetts, pp. 438-483.
9. Kramer S. L. [1996] Geotechnical Earthquake Engineering Prentice-Hall.
10. Bommer J.J. and Martinez-Pereira A. [1999] "The effective duration of earthquake strong motion."Journal of Earthquake Engineering. Vol. 3. No. 2, pp. 127-172.
11. EPRI NP-5930, A Criterion for Determining Exceedance of the Operating Basis Earthquake, Palo Alto, California: Electric Power Research Institute, prepared by Jack R. Benjamin and Associates, Inc., July 1988.
12. EPRI NP-6695, Guidelines for Nuclear Plant Response to an Earthquake, Palo Alto, California: Electric Power Research Institute, prepared by MPR Associates, Inc., December 1989.
13. EPRI TR-100082, Standardization of the Cumulative Absolute Velocity, Palo Alto, California: Electric Power Research Institute, prepared by Yankee Atomic Electric Company, December 1991.
14. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. -М.: ИКЦ. «Академкнига», 2003. – 375 с.
15. Arefiev S., Parini I., Romanov A., and Mayer–Rosa D., Smit P.[1991]. The Ratchi (Georgia, USSR)-Earthquake of 29. April 1991: Strong-motion data of selected aftershocks 3. May-30. June 1991. Technical report. Publication Series of the Swiss Seismological Service Federal Institute of Technology, Zürich, Switzerland, Vol.1, No.103, p.211.
16. Arefiev S., Parini I., Pletnev K., Romanov A. and Mayer–Rosa D., Smit P. [1991]. Spitak (Armenia, USSR) 1988 Earthquake Region: Strong-motion data of selected earthquakes june 1990-April 1991. Technical report. Publication Series of the Swiss Seismological Service Federal Institute of Technology, Zürich, Switzerland, Vol.1, No.104, p. 102.
17. Balassanian S., Melkumian M., Arzoumanian V., Nazaretian S., Oganesian A., Gevorgian E., Arefiev S., Smit P., Mayer-Rosa D., (1997) Spitak Area Strong Motion Network. Strong Motion Bulletin

June 1991-February 1997. Publication Series of the Swiss Seismological Service, Zurich, p. 102.
18.Cagnetti V., Pasquale V. The earthquake sequence in Friuli, Italy, 1976 //BSSA. 1979. Vol. 69. P. 1797-1818.
19.Gebrande H., Miller H., Schmedes E. Digital registrations of aftershocks of the Friuli earthquake 1976 //Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. A-6. 1977. Vol. 117. P. 75-84.
20.SeismoSoft [2004] " SeismoSignal- A computer program for signal processing of strong-motion data "[online].
21.Чернова Н.И. Математическая статистика. Учеб. Пособие /Сиб.ГУТИ. Новосибирск, 2007. 87 с.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНО-РАСЧЕТНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ. СПОСОБ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ АНАЛОГИЙ

ЗААЛИШВИЛИ В.Б., МЕЛЬКОВ Д.А., ХАРЕБОВ А.К.
(ЦЕНТР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАН и РСО-А)

В настоящее время во всем мире получено большое число цифровых записей землетрясений. При этом, если раньше (например в США) на грунтовые особенности расположения станций, регистрирующих сейсмические события, не обращалось особого внимания, а само описание ограничивалось названием типа «аллювий», который может сильно различаться по своим сейсмическим свойствам, то в последние годы положение резко изменилось. Ряд тяжелых последствий при сильных землетрясениях (Мексика, 1985; Кобе, 1995 и т.д.) указал на необходимость учета грунтовых условий при оценках возможного поведения застройки. Наибольшее развитие такие подходы получили в Японии, где ранее, как и в бывшем СССР особенностям грунтов уделяли особое внимание. Именно после землетрясения Кобе, всего за один год, была разработана система K-NET и создана сеть наблюдений, включающая 1000 равномерно (с отклонением не более 10-15 м) расположенных по всей стране цифровых станций, напрямую связанных с Интернетом. Большое число данных подлежат обработке с помощью их организации в базы данных (БД).

Использование сейсмологических баз данных (БД), для целей инженерной сейсмологии, имеет некоторые особенности. Прежде всего, кроме параметров землетрясения, должны быть указаны грунтовые условия расположения сейсмических станций и интенсивности проявления сейсмического воздействия, т.е. соответствующий сейсмический эффект.

Для формирования БД нами были использованы инструментальные записи около 50000 землетрясений, зарегистрированных системой K-NET (Япония) и любезно переданных А.В. Николаевым в 1999 г., а также записи разрушительного землетрясения на Тайване (1999).

Первичная или предварительная подготовка исходного материала для дальнейшей обработки заключалась в следующем: каждая запись в формате ASCII имеет стандартную форму, включающую в себя данные о землетрясении, станции, записи, грунте и т.д., а также оцифрованную инструментальную запись в виде числового массива. Наличие стандартной формы записей позволило с помощью специально созданного программного обеспечения разработать автоматически создаваемую общую таблицу - оглавление с соответствующими параметрами для каждой записи. В таблицу, кроме самого числового массива, вводится и ряд дополнительных параметров, необходимых для дальнейшей работы. Так, в частности, добавлена позиция, определяющая категорию грунта, на которой расположена сейсмическая станция, по сейсмическим свойствам этого грунта на основе имеющейся описательной информации о грунтах по возможности.

Общая таблица была импортирована в систему управления базами данных (СУБД) MS ACCESS для автоматизации работы с базами данных: реализации SQL-запросов по различным критериям и подготовки наборов данных для статистической обработки соответствующим программным обеспечением.

Отличием указанных записей от обычных, является наличие грунтовых условий расположения сейсмических станций, что позволяет непосредственно исследовать связь интенсивности землетрясений и особенностей грунтовых условий с параметрами инструментальной записи. С научной и практической точки зрения интересно установить корреляции между параметрами записей, показателями грунтовых условий в местах расположения

сейсмических станций и характеристиками землетрясений (магнитудой, эпицентральным расстоянием, глубиной очага, интенсивностью и т.д.).

Разработанный программный продукт (рис. 1):

- содержит в себе БД сильных грунтовых движений – 50000 трехмерных цифровых записей землетрясений;
- рассчитывает и выводит на экран амплитудные спектры Фурье с нулевым средним;
- рассчитывает следующие частотные параметры: площадь спектра, максимальную амплитуду спектра Фурье и соответствующую частоту, усредненную по спектру частоту и квадрат частоты, нормализованный спектр;
- содержит в себе процедуры пополнения БД из различных форматов: K-NET, Taiwan и др.

Для обработки данных создано соответствующее программное обеспечение. Преобразование данных из форматов K-NET, Taiwan и др. проводится специальной процедурой на Delphi и достаточно быстро может быть перестроено на форматы записей США, Мексики, Турции и др.

Записи сильных движений обрабатываются в следующей последовательности

- ввод исходных данных о событии, станции, грунтовых условиях и др. в виде списка файлов, подлежащих обработке;
- преобразование и проверка исходных данных, а также ввод данных в основную БД программного продукта;
- вычисление спектров Фурье, с использованием быстрого преобразования Фурье, расчет параметров для дальнейшего статистического анализа;
- графический вывод результатов;
- установление взаимозависимостей между параметрами землетрясения и грунтовыми условиями, с использованием статистического анализа.

При выводе графических результатов автоматически масштабируются соответствующие координатные оси.

Банк данных сильных движений грунтов, несомненно, – естественная основа для создания базы данных инструментальных записей сильных землетрясений. Такие базы можно уже

непосредственно использовать для целей сейсмостойкого строительства и инженерной сейсмологии.

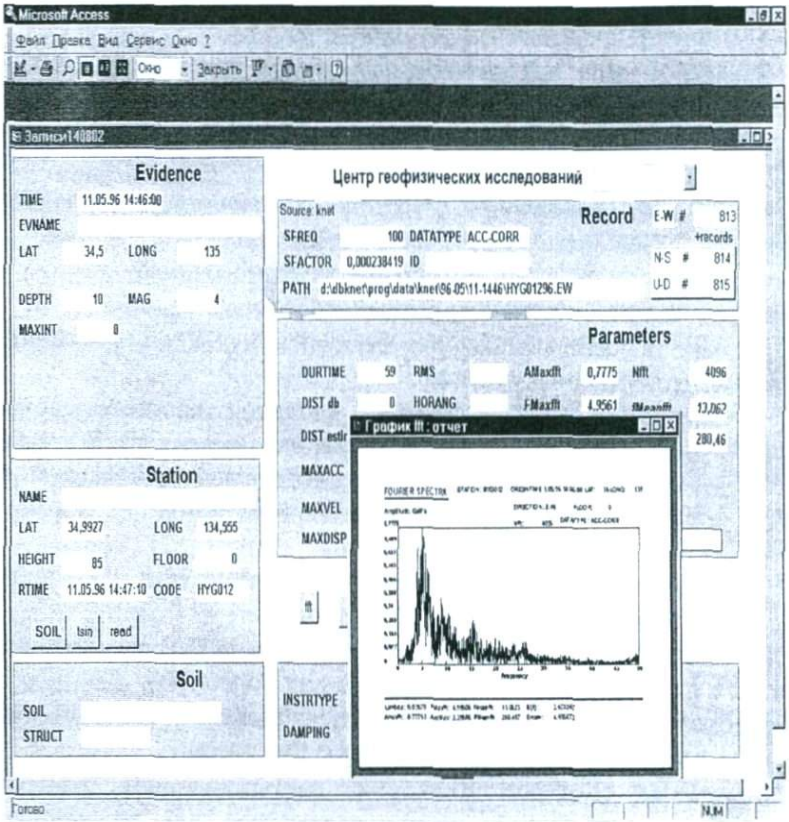


Рис.1 Окно программы базы данных

В результате исследования, существующие банки инструментальных записей колебаний различных грунтов сильных грунтовых движений, были преобразованы в БД при различных интенсивностях землетрясений. Магнитуда землетрясений варьировала в широких пределах от 2,8 до 8,1.

В настоящее время появились возможности получить данные о грунтовых условиях в виде одновременного наличия таких важных показателей грунтов, как описательное строение грунтовой толщи, с мощностью до 20м, значения скоростей

распространения продольных и поперечных сейсмических волн в грунтовых слоях. Указанные величины выдаются в виде скоростных разрезов соответствующих грунтовых толщ, индексов пенетрации и других показателей слоев грунтов, формирующих инженерно-геологическое строение участков. Более того, имеются графические изображения указанных инженерно-геологических разрезов, которые описывают строение участков, на которых расположены соответствующие сейсмические станции, представляющие собой густую сеть регистрационной системы сильных грунтовых движений.

В регионах с умеренной сейсмической активностью, в случае отсутствия записей сильных движений, сейсмическую реакцию грунтов и расчетную интенсивность определяют с помощью т.н. косвенных способов. При этом инструментальные исследования, проводимые в сжатые сроки, когда невозможно организовать долговременные инструментальные наблюдения, ограничиваются, как правило, способами акустических жесткостей регистрации слабых землетрясений, а также способом микросейсм, являющимся только вспомогательным (Рекомендации по СМР и РСН-87). Такой подход обусловлен невозможностью использовать мощные взрывные источники на урбанизированной территории.

В последние годы разработан целый ряд способов с использованием современных мощных импульсных и вибрационных источников [Заалишвили, 2000]. К сожалению, мощные источники имеются не во всех регионах и, кроме того, предполагают высокое качество исследований (что не всегда выполняется, особенно для отдаленных районов России). В данной работе предлагается новый способ (способ инструментальных аналогий), основанный на анализе инструментальных записей сильных землетрясений, зарегистрированных в различных регионах мира, станциями, расположенными на участках с различными инженерно-геологическими условиями. По экономическим затратам способ инструментальных аналогий сопоставим с численным методом СМР.

В последние десятилетия стремительно растет количество информационных технологий, затрагивающих все сферы человеческой деятельности, включая сейсмологию. Применение цифровых станций когда-то дало возможность автоматизировать

обработку записей землетрясений и создать мощные БД. В настоящее время объемы хранения информации и скорости вычислений растут в геометрической прогрессии. Одновременно во многих регионах мира увеличивается число станций, регистрирующих сильные движения. Для решения задач инженерной сейсмологии места расположения станций выбирают так, чтобы охватить все возможные грунтовые условия территории. Данные об инженерно-геологических условиях – неотъемлемая составная часть современных сейсмологических БД. Подобная БД создана и в Геофизическом центре экспериментальной диагностики ВНЦ РАН и РСО-А и включает в себя данные сетей K-NET (Япония) и ряда других сетей со всего мира [Заалишвили и др., 2002].

Алгоритм предлагаемого способа инструментальных аналогий [Заалишвили, 2006] таков: выбирать из БД грунтовые условия, наиболее соответствующие грунтовым условиям исследуемого участка. Далее выбирать записи землетрясений, учитывая определенные параметры: магнитуду землетрясения, эпицентральное расстояние и глубину очага, которые определяют по карте активных разломов данного региона. Поскольку число записей землетрясений, в точности соответствующих условиям исследуемого участка, невелико, проводят поиск землетрясений, удовлетворяющих определенным интервалам значений указанных параметров. По этой причине пересчитывают максимальные амплитуды колебаний на заданное эпицентральное расстояние. В самом упрощенном виде можно принять следующий закон затухания:

$$A = A_0 \mathrm{e}^{-\varepsilon x}, \qquad (1)$$

где A – амплитуда колебаний; ϵ – коэффициент затухания; x – расстояние.

Пересчитывают амплитуды колебаний A_1 на заданное эпицентральное расстояние Δ_2 по формуле

$$A_2 = A_1 e^{\varepsilon(\Delta_2 - \Delta_1)}. \qquad (2)$$

В первом приближении коэффициент затухания ϵ можно считать постоянным, в общем случае ϵ – функция частоты колебаний.

Коэффициент затухания ϵ можно вычислить по модели затухания для данного региона. Таким образом формируется банк

данных, который, помимо записей землетрясений и данных о грунтовых условиях расположения станций, содержит в себе эмпирические формулы для различных классов записей. Известно [Окамото, 1980] соотношение между магнитудой землетрясения, эпицентральным расстоянием и максимальным ускорением грунтов (рис.2):

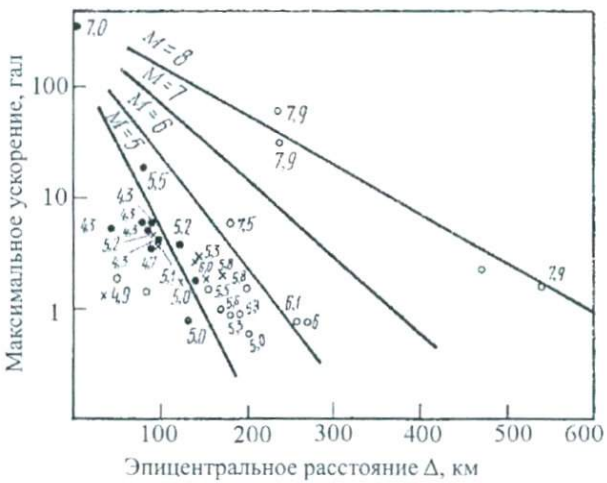


Рис.2 Зависимость ускорения от эпицентрального расстояния

$$\lg\frac{a_{\max}}{640}=\frac{\Delta+40}{100}\left(-7{,}604+1{,}7244\,M-0{,}1036\,M^2\right). \qquad (3)$$

В результате несложных преобразований получается

$$a_{\max 2}=a_{\max 1}\,\mathrm{e}^{-\frac{\ln 10}{100}(\Delta_2-\Delta_1)f(M)}, \qquad (4)$$

где $f(M)=7{,}604-1{,}7244M+0{,}1036\,M^2$,

откуда: $\alpha=\dfrac{\ln 10}{100}f(M)=2.3\cdot 10^{-2}\cdot f(M)\ \hat{e}i^{-1}$. (5)

Данное значение коэффициента поглощения α было использовано для пересчета максимальных ускорений на требуемое эпицентральное расстояние. Результаты расчетов для события 26.03.97 (17:31:00), зарегистрированного сетью K-NET,

приведены в табл. 1. Увеличение амплитуды колебаний в два раза соответствует приращению балльности на единицу.

Грунтовые условия станции KGS001 характеризуются наличием глинистых грунтов мощностью порядка 8м, подстилаемых галечниками, что позволило выбрать данную станцию в качестве эквивалентной станции MUS. Станция KGS004 была выбрана в качестве эквивалентной станции HOL, в силу наличия песчаных и глинистых грунтов мощностью порядка 20м. Пески, присутствующие в разрезе, по своим свойствам близки к глинам текучей консистенции, присутствующим в разрезе станции HOL. Таким образом, (табл. 1), приращение балльности для грунтовых условий станции HOL составит 0,9 балла. Для сравнения приращение балльности для грунтовых условий станции KGS005 составило около 1,5 баллов, что вызвано наличием песчаных грунтов мощностью порядка 10 м.

Таблица 1.

Код станции	Эквивалент станции	Δ, км	A_{max}, гал	A_{max} (Δ = 10 км), гал	ΔI относительно KGS001
KGS001	MUS	30	129	191	0
KGS002		11	547	558	1,54
KGS003		19	306	365	0,93
KGS004	HOL	19	293	350	0,87
KGS005		12	493	513	1,42

Примечание. $M = 6,3$; $h = 8$ км.

Выводы

- Рассмотрены основы и алгоритм организации баз данных (БД) сильных движений для целей сейсмического микрорайонирования (СМР). Показано, что использование сейсмологических БД для целей сейсмического микрорайонирования значительно повышает обоснованность результатов. Для обработки данных создано программное обеспечение.
- Анализ данных позволил установить корреляционные связи между параметрами движения грунтов. В частности, рассмотрены показатели потенциала «повреждаемости» объекта и их связь с проявленной интенсивностью землетрясений. В

результате установлена различная ценность указанных показателей, а также особенности их взаимосвязей.

- Рассмотрены физические основы способа инструментальных аналогий, разработанного в 2006г., и алгоритм его реализации. Этот способ основан на анализе инструментальных записей сильных землетрясений, зарегистрированных в различных регионах мира станциями, расположенными на участках с различными инженерно-геологическими условиями. По экономическим затратам данный способ сопоставим с численным методом СМР, но, опираясь на современные информационные технологии, способ инструментальных аналогий характеризуется более высоким уровнем обоснованности.

Литература

1. Окамото Ш. Сейсмостойкость инженерных сооружений. М.: Стройиздат, 1980.
2. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. М., ОИФЗ РАН, 2000, 367 с.
3. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Комплекс вычислительных программ «NCB-2» для обработки инструментальных записей природных и техногенных катастроф. //Доклады международной конференции «Информационные технологии и системы: наука и практика». Владикавказ, 2002.
4. Заалишвили В.Б. Основы сейсмического микрорайонирования. Владикавказ, ВНЦ РАН и РСО-А, 2006, 204с.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ РЕАКЦИЯ ААЭС С УЧЕТОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ОСНОВАНИЕМ

ЗАДОЯН П.М.
(НТЦ ЯДЕРНОЙ И РАДИАЦИОННОЙ БЕЗОПАСНОСТИ)

Введение

Сейсмическая безопасность атомных станций обусловливается уровнем сейсмостойкости зданий и сооружений, а также надежным функционированием большого количества наименований оборудования. Оборудование необходимо квалифицировать по способности обеспечения безопасной работы реакторной установки (РУ) во время землетрясения и ее безопасного останова. При этом процесс переоценки сейсмической безопасности, начиная с определения сейсмической опасности площадки расположения РУ и до сейсмической аттестации отдельных наименований, проводится в рамках комплексной программы [1]. В представленной статье приводятся результаты анализа одной из задач программы переоценки сейсмической безопасноси энергоблока, а именно, расчет поэтажных спектров реакции главного корпуса 2-го энергоблока ААЭС с учетом динамического взаимодействия сооружения с основанием. Целесообразность рассмотрения этой задачи обусловливается как спецификой здания РУ и основания, так и проблемой сейсмической переоценки эксплуатируемой станции [2].

1. Основание сооружения главного корпуса

Особенностью основания под главный корпус является наличие межстадийных геологических наслоений, верхние границы которых располагаются на глубинах -11м и - 40м. Наличие указанных слоев оказывает влияние на реакцию системы основание-сооружение, поэтому важно рассмотреть эффект взаимодействия сооружения с основанием при прохождении сейсмических волн. Вместе с тем, отсутсвие полноты данных по динамическим характеристикам и деградационным свойствам указанных слоев вынуждает проводить специальные оценки неопределенностей в геотехнических свойствах на основе известных данных и определить границы их возможного изменения в значениях. Основные геотехнические данные

поверхностных слоев, полученные на основе инженерно-геологических изысканий на стадиях проектирования (1970) и доизучния (1995) площадки Армянской АЭС, приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Геотехнические характеристики верхних слоев.

No.	Глубина м	Описание слоя	Толщ.м	Vp m/s	Vs м/с	Объем н. вес кН/м3	Пуассон коэф.
1	0-3.0	Выветр. поверхн. слой	3	600	350-635	17.1	0.24
2	3.0-11.0	Базальт	8	3050	1800	24	0.23
3	11.0-16.0	Выветр. базальт, шлак	5	1100	635	19.3	0.25
4	16.0-40.0	Базальт	24	4425	2500	26.5	0.27
5	40.0-47.0	Трещин. базальт	7	1200	700	20	0.24
6	47.0-87.0	Базальт	40	4600	2700	27	0.24
-	87-	Скала	-				

Отмеченные области неопределенностей были оценены при анализе низких, наилучших и высших оценок модулей сдвига и, соответсвенно, при анализе реакции в диапазоне возможных изменений упругих свойств слоев основания [3]. Вычисленные значения характеристик скоростей сдвига и затухания приведены в таблице 2, профиля основания - на рис. 1.

Таблица 2. Характеристики грунтовых слоев

Объемн. Вес, кН/м^3	Vp м/сек	Vs, м/сек			Затухание, %		
		A	B	M	A	B	M
24	3050	1800	1200	1500	2	2	2
19.3	1100	650	350	500	4	7	5.5
26.5	4425	2500	1600	2050	2	2	2
20	1200	700	400	550	4	7	5.5
27	4600	2700	1800	2250	2	2	2
27	4600	2700	1800	2250	1	1	1

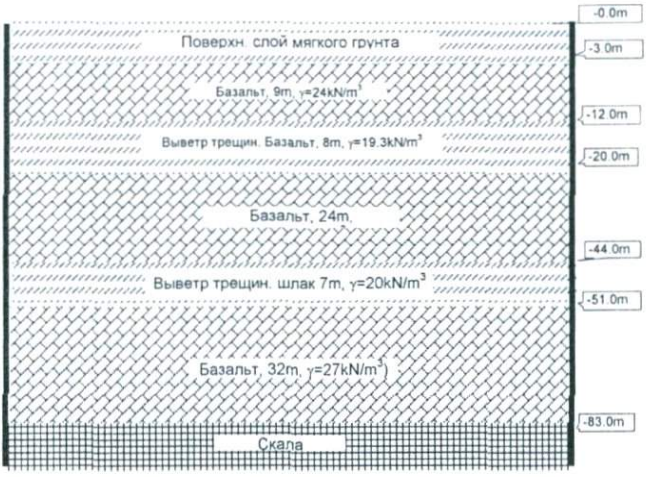


Рис. 1. Профиль основания.

Особенности динамического поведения поверхностных геологических профилей "A", "B" и "M" просматриваются в частотнозависимых функциях усиления (рис.2).

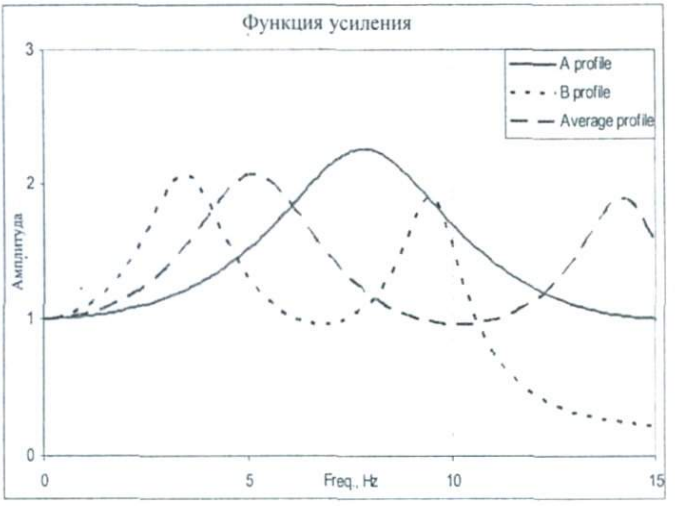


Рис. 2. Частотнозависимые функции усиления основания.

2. Модель взаимодействия сооружения с фундаментом

Сооружение главного корпуса, помимо углубленного фундамента, имеет также внедренный в основание фундамент железобетонной шахты РУ (рис.3).

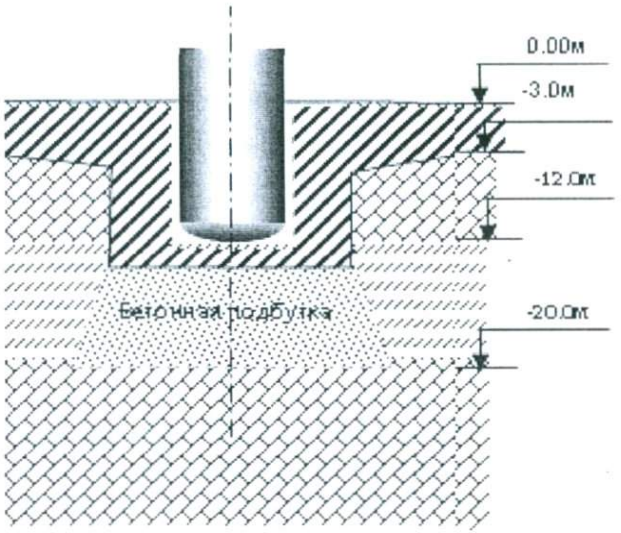


Рис. 3. Внедренный в основание фундамент шахты РУ.

Данное обстоятельство существенно влияет на работу системы сооружение-основание, что учитывается при анализе динамического взаимодействия фундамента сооружения с основанием.

В основу расчета положен "Метод отнимания гибких объемов", где система сооружение-основание расчленяется на две подсистемы: фундамент и сооружение. Далее система представляется в виде верхнего сооружения с добавлением внедренной в основание части здания и рытого грунта. Последнее имеет фиктивное значение, поскольку в действительности в объеме внедрения грунта нет, поэтому в формировании динамической матрицы жесткости влияние этой части учитывается со знаком минус (отнимается). Постановка задачи схематично показана на рис. 4.

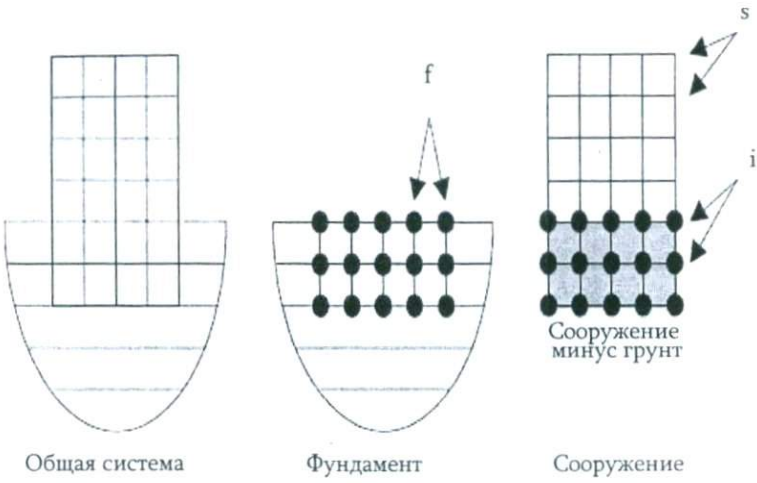


Рис. 4. Схема представления системы "сооружение-основание".
s - узлы конструкции, i - узлы внедрения, f - узлы рытого

Метод анализа разработан J.Lysmer [4]. Движение системы при сейсмическом воздействии определяется в частотном поле, с помощью комбинации уравнений движения сооружения и грунта:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{C}_{ss} & \mathbf{C}_{si} \\ \mathbf{C}_{is} & \left(\mathbf{C}_{ii} - \mathbf{C}_{ff} - \mathbf{X}_{ff}\right) \end{bmatrix} \begin{vmatrix} \mathbf{u}_f \\ \mathbf{u}_f \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \mathbf{0} \\ \mathbf{X}_{ff}\mathbf{u}'_f \end{vmatrix}$$

где $C(\omega)=K-\omega^2 M$ - матрица динамической жесткости, M, K - общая масса и матрица комплексной жесткости, $\boldsymbol{u}$ – вектор узловых перемещений, $\boldsymbol{X_{ff}}$ – матрица импеданса фундамента, индексы s, i и f относятся к узлам сооружения, соприкосновения и грунта соответственно.

В расчетной модели используются три типа узлов дискретизации, с помощью которых различаются узлы взаимодействия фундамента со средой основания. При этом последовательно, для каждого значения частоты, рассматриваются следующие задачи:

- В области внедрения вычисляется реакция свободной площадки $\boldsymbol{u_f}$.
- Определяется матрица импеданса $\boldsymbol{X_{ff}}$, представляющая собой динамическую жесткость фундамента в узлах взаимодействия фундамента с основанием. Вычисление матрицы производится

посредством обращения комплексной (симметричной) матрицы податливости.

- Вычисляется реакция сооружения с учетом матрицы комплексной жесткости.

Цикл вычислений, как минимум, включает в себя расчетные модули Site, Point, House, Analys, Motion. В представленных расчетах использован модифицированный подход, лежащий в основе вычислительного комплекса ACSSASSI [5].

3. Расчетная модель сооружения

Пространственная конечно-элементная модель строительных конструкций и оборудования ГК разработана с учетом массы, анкеровки и конфигурации оборудования. Парогенераторы и корпус реактора смоделированы с учетом инерционных свойств и номинального режима эксплуатации, теплоносители, паропроводы, емкости и теплообменники, а также оборудование первого контура (с массой более 5т) смоделированы в виде сосредоточенных масс. В целом модель ГК состоит из 2000 узлов и порядка 4000 элементов, включая сплошные узловые элементы рытого грунта [6].

4. Расчетное движение

Расчетное движение представляется с помощью спектра реакции площадки [2] (рис.5). Генерация искусственных акселерограмм выполнена на основе процедуры ASCE 4-98 [3]. В общей сложности сгенерированы и применены 3 набора трехкомпонентных расчетных акселерограмм [6].

5. Генерация поэтажных спектров реакций.

При расчете поэтажных спектров вычисляются также вторичные компоненты пространственной реакции, которые в итоге комбинируются по компонентам реакции с помощью правила ККСК. Окончательные спектры получаются после расширения пиковых значений и последующего сглаживания [2]. Последние процедуры направлены на покрытие неопределенностей и для удобства их использования в процессе сейсмической аттестации различных наименований оборудования.

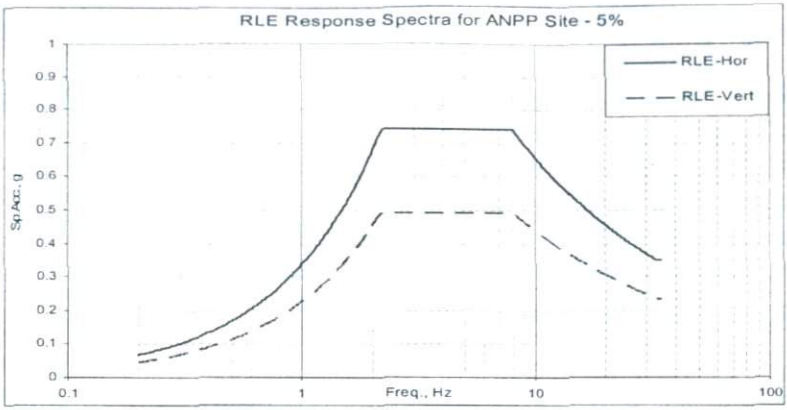


Рис. 5. Спектры реакций площадки ААЭС.

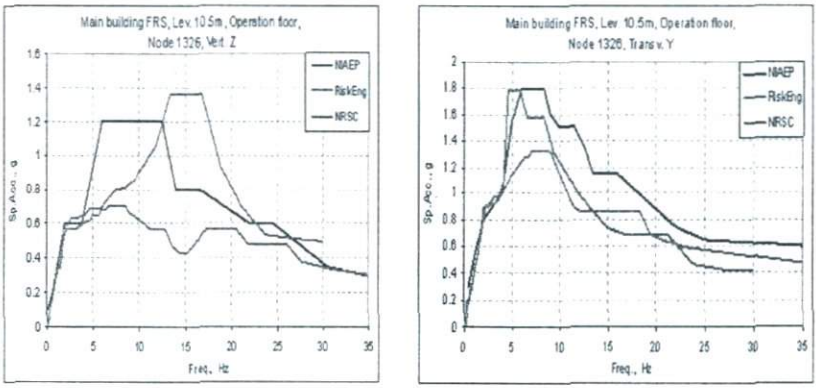


Рис.6.Сопоставление горизонтальных и вертикальных спектров реакций.

На рис. 6 приведены отдельные спектры поэтажных реакций на уровне зала аппаратного отделения. С целью оценки влияния эффекта рассчитанные спектры показаны в сопоставлении с результатами расчетов без учета динамического взаимодействия сооружения с основанием. Нижные кривые представляют собой спектры реакций с учетом динамического взаимодействия сооружения с основанием (отмечены NRSC). С целью валидации проведено сопоставление рассчитанных спектров со спектром реакции записи акселерограммы (на уровне пола

продольных этажерок электроустройств первого энергоблока) Спитакского землетрясения 07.11.1988г (рис. 7).

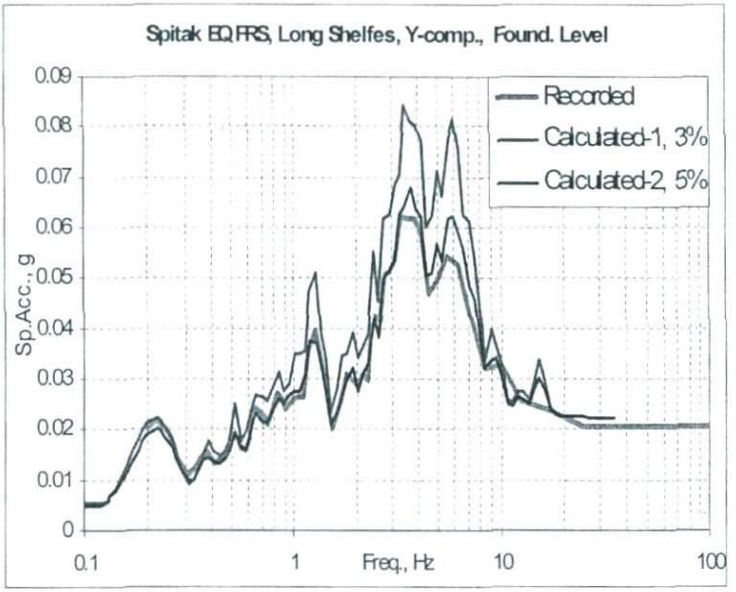


Рис.7. Сопоставление спектров зарегистрированного и рассчитанного ускорений

Заключение

Учет влияния динамического взаимодействия сооружения с основанием при расчете реакции сооружения ГК ААЭС обоснован, поскольку полученные при этом спектры, несмотря на ряд неопределенностей, являются более реалистическими. По результатам реализации Программы переоценки сейсмической безопасности 2-го энергоблока ААЭС можно констатировать, что за исключением незначительных узлов и элементов, подлежащих усилению, сооружение и системы имеют достаточный уровень сейсмопрочности, т.е. при землетрясении определенного уровня они способны привести РУ в режим безопасного останова.

Следует также отметить, что последние разработки по уточнению сейсмической опасности площадки ААЭС, в частности, сейсмотектонической модели, проведенные и иностранными

экспертами, еще раз подтвердили правильный выбор площадки размещения ААЭС, что является заслугой академика А.Г. Назарова.

Литература

1.Программа переоценки сейсмической безопасности 2-го энергаблока ААЭС, 2000.

2. Technical Guidelines for the Seismic Re-evaluation Programme of the Armenian Nuclear Power Plant - Unit 2, IAEA, 1997.

3.Seismic Analysis of Safety-Related Nuclear Structures, Standard 4, American Society of Structure Engineering, 1998.

4.Lysmer, J., Tajirian, F., Vahdani, S., and Ostadan, F "SASSI - A System for Analysis of Soil- Structure Interaction", University of California, Berkely, (1988);

5.Ghiocel, D.M. ACS_SASSI, An Advanced Computational Software for 3D Dynamic Analysis Including Soil-Structure Interaction, GPT, 2002, Pittsford, NY 14534.

6.Расчет поэтажных спектров реакции 2-го энергоблока ААЭС на ЗПУ с 84% обеспеченности. Отчет НТЦ ЯРБ, NRSC-A101a-1-2005.

1988 ԹՎԱԿԱՆԻ ԴԵԿՏԵՄԲԵՐԻ 7-Ի ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՀԵՏՑՆՑՈՒՄՆԵՐԻ ԳՐԱՆՑՈՒՄՆԵՐԻ ՀԵՏԱՀԱՅԱՑ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆ

ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ Ս.Ս., ՄԿՐՏՉՅԱՆ Գ.Ա., ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ Ս. Ա.
(ՀՀ ԳԱԱ ԵՒՍԻ)

Վերջին ժամանակներում առաջ է քաշվում երկրաշարժերի առաջացման մեխանիզմի մի նոր մոդել, որը հայտնի է այսպես կոչված «պլանետար բաբախումներ» անվան տակ: Կա վարկած, որ «պլանետար բաբախումներ»-ը բացատրվում են տեկտոնական խզումներում կատարվող որոշակի պրոցեսներով, որին հաջորդում են երկրաշարժերը, այն տեղի ունի ոչ միայն երկրի սեյսմոակտիվ շրջաններում, այլ նաև սեյսմիկ տեսակետից առավել հանգիստ տարածքներում: Որպես օրինակ կարելի է առանձնացնել Ա.Դ. Սաշուրինի (Sashourin A.D. et all, 2001) կողմից կատարված հետազոտությունները:

«Պլանետար բաբախումներ» երբեմն երևացել են նաև սեյսմոակտիվ շրջաններում ստացված սեյսմոգրամմաների վրա, բայց դրանց պատշաճ բացատրություն չի տրվել: Այժմ կարելի է արդեն նշել, որ այն բաբախումները, որոնք երևում են սեյսմոգրամմների կոդայում, կարող են լինել «պլանետար բաբախումների» արդյունք: Ըստ Սաշուրինի GPS համակարգի միջոցով Տյումենում կատարած հետազոտությունների, «պլանետար բաբախումների» գերակշռող պարբերությունները կարող են գտնվել մի քանի վայրկյանից մինչև մի քանի տասնյակ րոպե միջակայքում (Sashourin A.D. et all, 2001): Այդ պարբերությունները, ինչպես նաև նրանց ամպլիտուդաները, ըստ ժամանակի փոփոխական են և կարող են նույնիսկ իսպառ անհետանալ: Այժմ Ա.Գ. Գլիկմանի կողմից մշակված է սարքերի համալիր (Ա.Գ. Գլիկման, 2007) սեյսմաակտիվ գոտիներում առկա դիտարկումներ կատարելու նպատակով:

1988 դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի աղետալի երկրաշարժից հետո Գյումրի քաղաքի տարբեր ինժեներա-երկրաբանական կառուցվածք ունեցող տեղամասերում, Արևիկ և Մարմաշեն հարակից բնակավայրերում սեյսմիկ միկրոշրջանացման նպատակներով տեղակայվել էին ժամանակավոր սեյսմիկ կայաններ՝ Սպիտակի երկրաշարժի հետցնցումների գրանցման համար: Ըստ սեյսմիկ միկրո-

շրջանացման ընդունված մեթոդիկայի դիտակայաններից մեկը ընդունվում է որպես էտալոնային և հետագա բոլոր համեմատությունները կատարվում են նրա նկատմամբ, այս դեպքում որպես այդպիսին ծառայել է «Կարմիր բերդ» դիտակայանը: «Կարմիր բերդ» դիտակայանի տարածքը ինժեներա-երկրաբանական տեսակետից համարվում է բավականին բարենպաստ մնացած դիտակայանների համեմատ, բացի «Արևիկ» դիտակայանի: Չխորանալով ինժեներա-երկրաբանական մանրամասների մեջ, դիտակայանների տեղակայման տարածքները պայմանականորեն կարելի է բնութագրել հետևյալ կերպ՝ «Արևիկ» դիտակայան-կոշտ գրունտներ, «Կարմիր բերդ» դիտակայան-կիսակոշտ, «Հաղթանակ», «ԲՍՌ», «Մարմաշեն», «Սեվերսկի»-փափուկ գրունտներ: 1989թ. փետրվար-հունիս ժամանակահատվածում կուտակվել է բավականին հարուստ նյութ: Ստացված գրանցումների վրա, նրանց կոդայում, նկատվել են բաբախումներ որոշակի հաճախականությամբ և ամպլիտուդայով: Որպես օրինակ, նկ.1-ում բերված է այդպիսի գրանցումներից մեկը (սեյսմոգրամ), որի կոդայում հստակ առանձնանում են այդ բաբախումները:

Ի նկատի ունենալով այս հանգամանքը, վերանայվեցին այդ ժամանակաշրջանում գրանցված հետցնցումները, առանձնացվեցին այն սեյսմագրամները, որոնց վրա տեսանելի է այդ երևույթը: Անհրաժեշտ է նշել, որ դրանք երևացել են ոչ բոլոր սեյսմիկ պրոցեսների ժամանակ:

Ամբողջ սեյսմոգրամների փաթեթից ընտրվեցին և վերլուծության ենթարկվեցին այն սեյսմոգրամները, որոնց վրա երևում են որոշակի պարբերությամբ բաբախումներ:

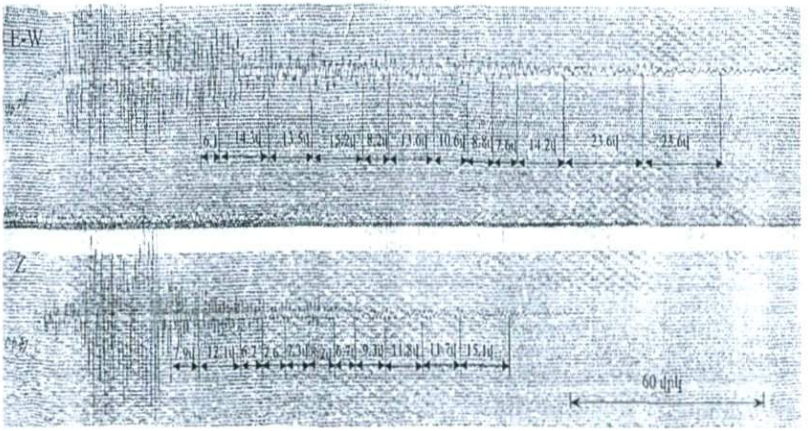
Եթե այդ բաբախումները ստիպողական պրոցեսի ավարտից հետո միջավայրի ազատ տատանումների արդյունք են, ապա նրանց գերակշռող պարբերությունները պետք է համապատասխանեին տվյալ գրունտային տարատեսակին բնորոշ արժեքներին: Սակայն այդ օրինաչափությունը այս դեպքերում չի պահպանվում:

Ըստ ընդունված տեսության կոշտ գրունտների («Արևիկ») գերակշռող պարբերությունները պետք է ավելի փոքր լինեն, քան կիսակոշտ («Կարմիր բերդ») և փափուկ գրունտների («Հաղթանակ»,«ԲՍՌ»,«Մարմաշեն»,«Սեվերսկի») վրա միևնույն սեյսմիկ պրոցեսից ստացված գերակշռող

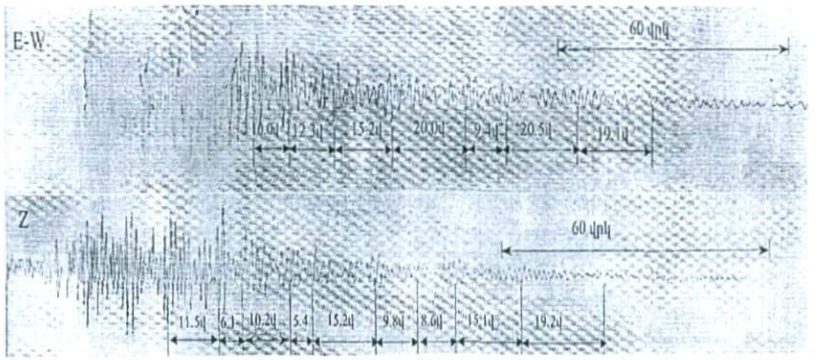
պարբերություններն են: Իր հերթին կիսակոշտ («Կարմիր բերդ») գրունտների գերակշռող պարբերությունները պետք է ավելի փոքր լինեն, քան փափուկ գրունտների գերակշռող պարբերություններն են: Այսպես օրինակ, «Արևիկ» դիտակայանում ազատ տատանումների գերակշռող պարբերությունները պետք է գտնվեին 0.2-0.3 վրկ միջակայքում, այնինչ ստացվել են պարբերություններ, որոնք գտնվել են 4.5-24.6 վրկ միջակայքում (աղյուսակ 1):

Նույն պատկերն է ստացվել նաև մնացած դիտակայանների համար, անկախ գրանցված բաղադրիչի տիպից:

ա)



բ)



Նկ.1. Ժամանակավոր դիտակայաններում ստացված գրանցումները ա) Կարմիր Բերդ, բ) Արևիկ

1989թ. նույն ժամանակում տարբեր սեյսմիկ դիտակայաններում գրանցված սեյսմոգրամմաների մշակման արդյունքները

N	Կայանի անվանումը	Ժապավենի տեղադրման և հանման օրը, ամիսը	Երկրաշարժը տեղի ունենալու ժամանակը	Բաբախումների պարբերությունն ըստ բաղադրիչների (վրկ)		Բաբախումների միջին պարբերությունն ըստ բաղադրիչների (վրկ)	
				E-W	Z	E-W	Z
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	Կարմիր բերդ	15.02-16.02	—	8-13	11-21,5	7,6	14,7
	Հաղթանակ			5,7-10,9	—	7,3	—
2.	Կարմիր բերդ	10.03	12:13	8-22	5,5-14	12,35	9,31
	Հաղթանակ			9,3-16,6	10,4-26,6	13,7	17,2
3.	Կարմիր բերդ	24.03	—	5-14,5	11,5-16,5	10	13,5
	ԲՍՈ			8,5-16	—	11,5	—
4.	Կարմիր բերդ	13.04	07:19	10-20,5	10-25,5	15,3	18
	Հաղթանակ			10,4-15,6	5,7-17,2	12,9	9,8
	ԲՍՈ			6-13,5	6,5-22,5	11,6	15,9
5.	Կարմիր բերդ	28.05-29.05	—	10,5-13	6,5-13,5	12	10
	Արևիկ			15-16,2	3,6-10,8	15,6	6,36
6.	Կարմիր բերդ	06.06	14:20	6,5-23,6	10-19,1	14,8	14,56
	Արևիկ			7,9-15,1	11,5-19,2	11,3	15,35
	Մարմաշեն			5,5-17	10-17,5	8,3	14,6
7.	Արևիկ	16.06-17.06	—	13,2-24,6	7,2-19,8	18,24	12,36
	Մարմաշեն			4,5-17,5	5,5-18	11	9,5
8.	Կարմիր բերդ	01.07-02.07	22:08	6,5-11,5	12,5-24,5	8,9	16,5
	Սեվերսկի			7,3-14,08	8,8-19,3	11,5	14,2

Այն ժամանակ այդ բաբախումները վերագրվեցին Շիրակի գոգավորության երկրաբանական կառուցվածքի առանձնահատկությանը, սակայն հարց է առաջանում, եթե այդ պրոցեսը բնութագրվում է երկրաբանական առանձնահատկությամբ, ապա ինչու՞ այն չի երևում բոլոր գրանցումների վրա և արդյոք կարելի՞ է հավանական համարել այն վարկածը, որ դրանք «պլանետար բաբախումների» արդյունք են:

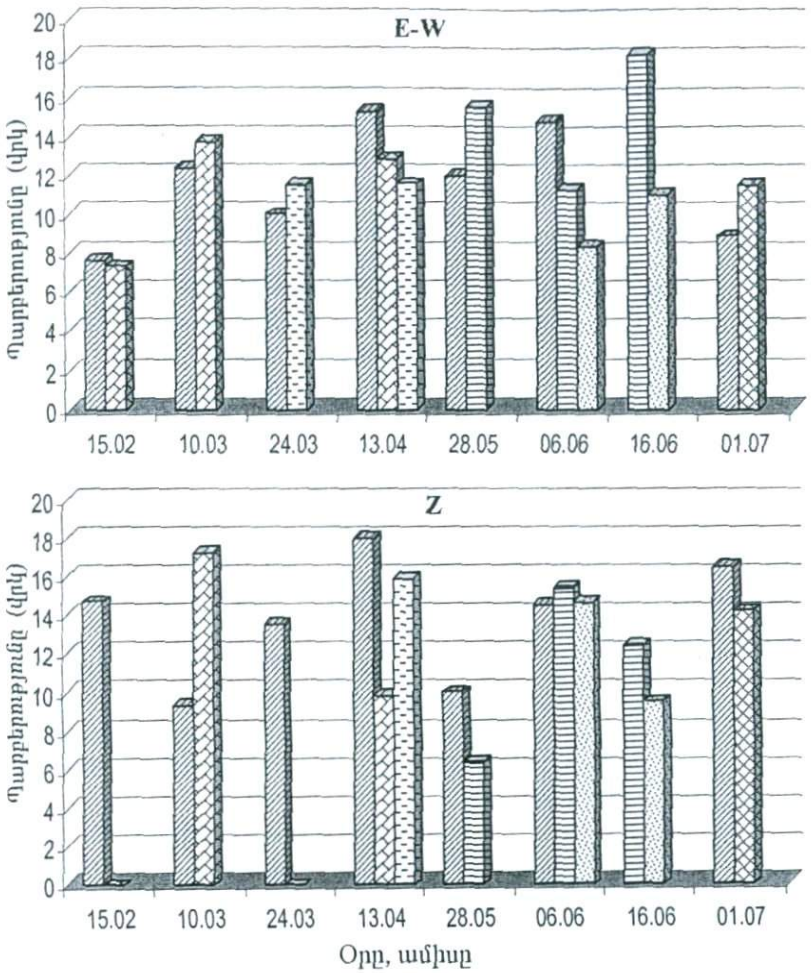
Աղյուսակ 1-ում և դիագրամում (նկ.2) բերված են տարբեր դիտակայաններում ստացված սեյսմոգրամներից հաշվարկված այդ բաբախումների արդյունքները ըստ բաղադրիչների: Ընդ որում միևնույն հետցնցումը գրանցվել է տարբեր դիտակայաններում միաժամանակ, համեմատության համար դրանք համատեղվել են միևնույն տողում:Ստացված արդյունքների վերլուծության արդյունքում պարզվեց, որ գրունտների տիպերը այս պրոցեսների ընթացքում ընդհանրապես դեր չեն խաղում և որևէ օրինաչափություն միևնույն սեյսմիկ պրոցեսը գրանցած տարբեր դիտակետերի գրանցումների միջև չի նկատվում:

Աղյուսակ 1-ի յոթերորդ և ութերորդ սյուներում համապատասխանաբար տրված են միջին պարբերությունների արժեքները ըստ հորիզոնական (E-W) և ուղղահայաց (Z) բաղադրիչների: Այս դեպքում նույնպես որևէ օրինաչափություն հայտնաբերել չի հաջողվել:

Աղյուսակ 2-ում և դիագրամում (նկ.3) բերված են նույն դիտակայանում տարբեր ժամանակներում գրանցված սեյսմոգրամներից հաշվարկված այդ բաբախումների արդյունքները ըստ բաղադրիչների:

Ինչպես երևում է ստացված արդյունքներից գրանցված բաբախումների գերակշռող պարբերությունների միջին արժեքների փոփոխման տիրույթը բավականին մեծ է, ընդ որում դրանց ամենամեծ արժեքներն ստացվել են «Կարմիր բերդ» (E-W - հորիզոնական բաղադրիչը 7.6-15.3, Z - ուղղահայաց բաղադրիչը 9-18 վրկ), «Հաղթանակ» (E-W՝ 7.3-15.7 վրկ, Z՝ 9.8-17.2 վրկ) և «Արևիկ» (E-W՝ 11.3-18.24 վրկ, Z՝ 6.4-14 վրկ) դիտակայաններում:

E-W - հորիզոնական և Z - ուղղահայաց բաղադրիչների համեմատությունը ցույց է տալիս, որ մեծամասամբ ուղղահայաց բաղադրիչը մեծ է հորիզոնական բաղադրիչից:

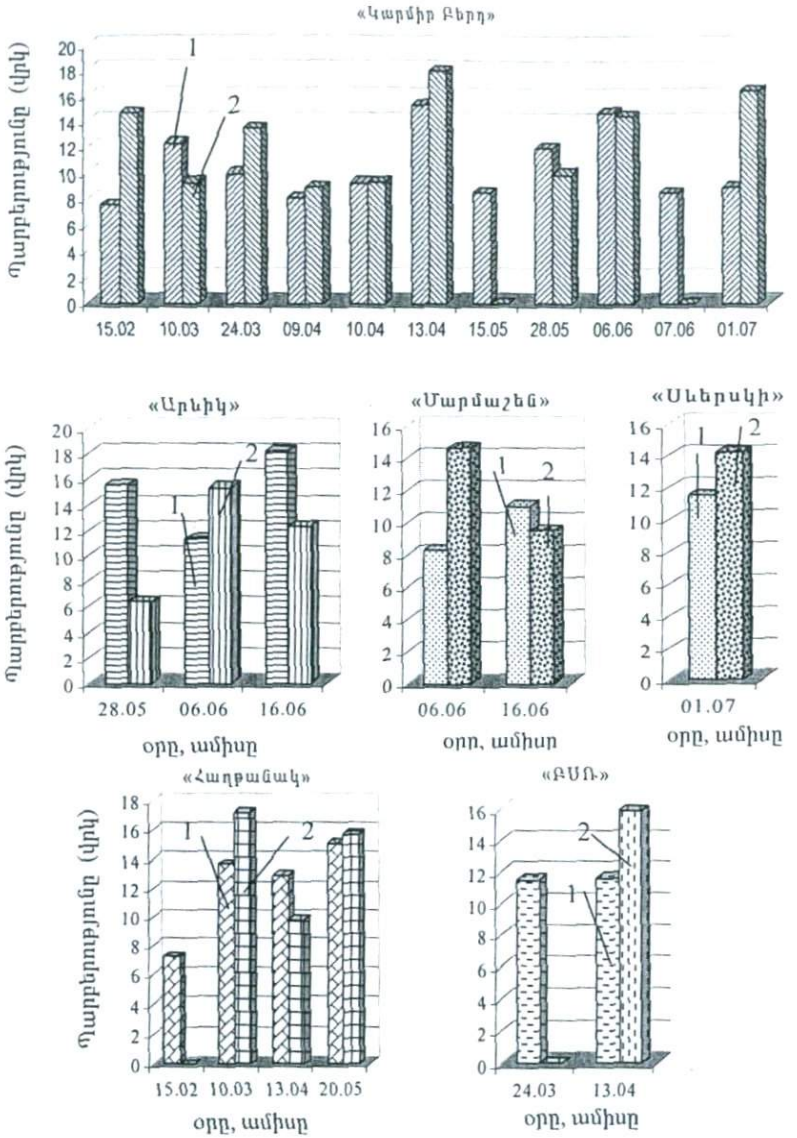


Նկ. 2. Սեյսմիկ դիտակայաններում նույն երկրաշարժերի գրանցումների վրա երևացող բաբախումների պարբերությունների դիագրամմա

Աղյուսակ 2

1989թ. սեյսմիկ դիտակայաններում գրանցված սեյսմոգրամմաների մշակման արդյունքները

Կայանի անվանումը	Ժապավենի տեղադրման և հանման օրը, ամիսը	Երկրաշարժի տեղի ունենալու ժամանակը	Բաբախումների պարբերությունն ըստ բաղադրիչների (վրկ)		Բաբախումների միջին պարբերությունն ըստ բաղադրիչների (վրկ)	
			E-W	Z	E-W	Z
1	2	3	4	5	6	7
Կարմիր բերդ	15.02-16.02	—	8-13	11-21,5	7,6	14,7
	10.03	12:13	8-22	5,5-14	12,35	9,31
	24.03	—	5-14,5	11,5-16,5	10	13,5
	09.04	10:59	5-14	6-17,5	8,10	9,00
	10.04	19:59	8-10,5	7-14	9,30	9,40
	13.04	07:19	10-20,5	10-25,5	15,3	18
	15.05	—	6,5-10,5	—	8,60	—
	28.05-29.05	—	10,5-13	6,5-13,5	12	10
	06.06	14:20	6,5-23,6	10-19,1	14,8	14,56
	6.06-7.06.89	—	2,5-12	—	8,60	—
	01.07-02.07	22:08	6,5-11,5	12,5-24,5	8,9	16,5
Արևիկ	28.05-29.05	—	15-16,2	3,6-10,8	15,6	6,36
	06.06	14:20	7,9-15,1	11,5-19,2	11,3	15,35
	16.06-17.06	—	13,2-24,6	7,2-19,8	18,24	12,36
Մարմաշեն	06.06	14:20	5,5-17	10-17,5	8,3	14,6
	16.06-17.06	—	4,5-17,5	5,5-18	11	9,5
Սևերսկի	01.07-02.07	22:08	7,3-14,08	8,8-19,3	11,5	14,2
Հաղթանակ	15.02-16.02		5,7-10,9	—	7,3	—
	10.03	12:13	9,3-16,6	10,4-26,6	13,7	17,2
	13.04		10,4-15,6	5,7-17,2	12,9	9,8
	20.05	—	13.4-18	12,05-19,32	15,10	15,7
ԲՍՌ	24.03	—	8,5-16	—	11,5	—
	13.04	07:19	6-13,5	6,5-22,5	11,6	15,9



Նկ.3. 1989թ.ժամանակավոր դիտակայաններում երկրաշարժերի գրանցումների վրա երևացող բաբախումների պարբերությունների դիագրամմաները՝ 1 – հորիզոնական բաղադրիչ,
2- ուղղահայաց բաղադրիչ

Եզրակացություններ

Այսպիսով 1988 թվականի դեկտեմբերի 7-ի երկրաշարժի հետցնցումների գրանցումների կոդաների վերլուծությունների արդյունքում պարզվել է, որ՝

- գրունտների տիպերը այս պրոցեսների ընթացքում ընդհանրապես դեր չեն խաղում և որևէ օրինաչափություն միևնույն սեյսմիկ պրոցեսը գրանցած տարբեր դիտակայանների գրանցումների միջև չի նկատվում;
- ստացված գերակշռող պարբերությունների արժեքները գերազանցում են գրունտների համար ընդունված արժեքները մեկ, երկու կարգով;
- մեծամասամբ ուղղահայաց բաղադրիչը գերազանցում է հորիզոնական բաղադրիչին;
- ստացված պարբերությունների փոփոխման տիրույթը գտնվում է՝

  E-W - հորիզոնական բաղադրիչ՝ 7.3-18.24 վրկ,

  Z - ուղղահայաց բաղադրիչ՝ 6.4-18 վրկ միջակայքերում:

Ստացված արդյունքները դեռևս հիմք չեն տալիս եզրակացնելու, որ այդ պրոցեսը «պլանետար բաբախումներ»-ի արդյունք են: Անհրաժեշտ է այն հիմնավորել GPS համակարգի կիրառման միջոցով, կամ կազմակերպել ստացիոնար դիտարկումներ ակտիվ սեյսմիկ գոտիներում Ա.Գ. Գլիկմանի կողմից ստեղծված համակարգի միջոցով:

Գրականություն

1. Sashourin A.D., Panzhin A.A., Kostrukova N.K., Kostrukov O.M. Field investigation of dynamic displacement in zone of tectonic breaking. /Rock mechanics - a challenge for society: Proceedings of the ISRM regional symposium EUROK 2001. Espoo, Finland 3-7 June 2001/ Balkema 2001. p. 157-162.
2. Գլիկման Ա.Գ. Երկրաշարժերի ռեզոնանսային բնույթի մասին. Գիտահանրամատչելի հանդես «Գիտության աշխարհում», 2007, N 3, էջ 59-63.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА "СПЕКТРАЛЬНОГО СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ" ДЛЯ ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ ПЛОТИН ВОДОХРАНИЛИЩ

КАРАПЕТЯН С.С., МКРТЧЯН Г.А.
(ИГИС НАН РА)

"Спектрально сейсморазведочное профилирование" (ССП) сравнительно недавно разработанный геофизический метод, который в нашей республике еще не нашел своего должного применения. Теоретические и практические обоснования метода представлены в Интернет сайте http://www.newgeophys.spb.ru/ (Гликман А.Г. 2005). Этот метод вызвал у нас определенный интерес для практических геофизических исследований, в частности для оценки текущего состояния плотин водохранилищ. В результате контакта с автором методики нами были получены все необходимые приборы и программные пакеты для осуществления ССП метода.

При практических геофизических исследованиях первые признаки опасных явлений появились еще в 2005 году, когда обрабатывались материалы, полученные на инженерно-сейсмометрической станции, расположенной на плотине («Тавшут», 2005). На точках инженерно-сейсмометрических наблюдений N5 и N6, расположенных на правой стороне плотины (рис.2), были зарегистрированы большие ускорения и скорости перемещений по сравнению с другими точками наблюдений. Эти результаты представлены на эпюре, приведенной на рис.2г.

Наблюдая истинную картину этих опасных проявлений, было решено проводить первое пробное спектрально-сейсморазведочное профилирование. Общая длина профиля составила 338 метров. Профиль состоял из двух участков, которые отличались друг от друга только шагом измерений (рис.1, 2).

Рассмотрим эти участки, как отдельные профили ССП-1 и ССП-2. На рисунке 1 подробно представлена правая часть плотины с участками деформационных явлений, результаты СС профилирования с вертикальным разрезом плотины.

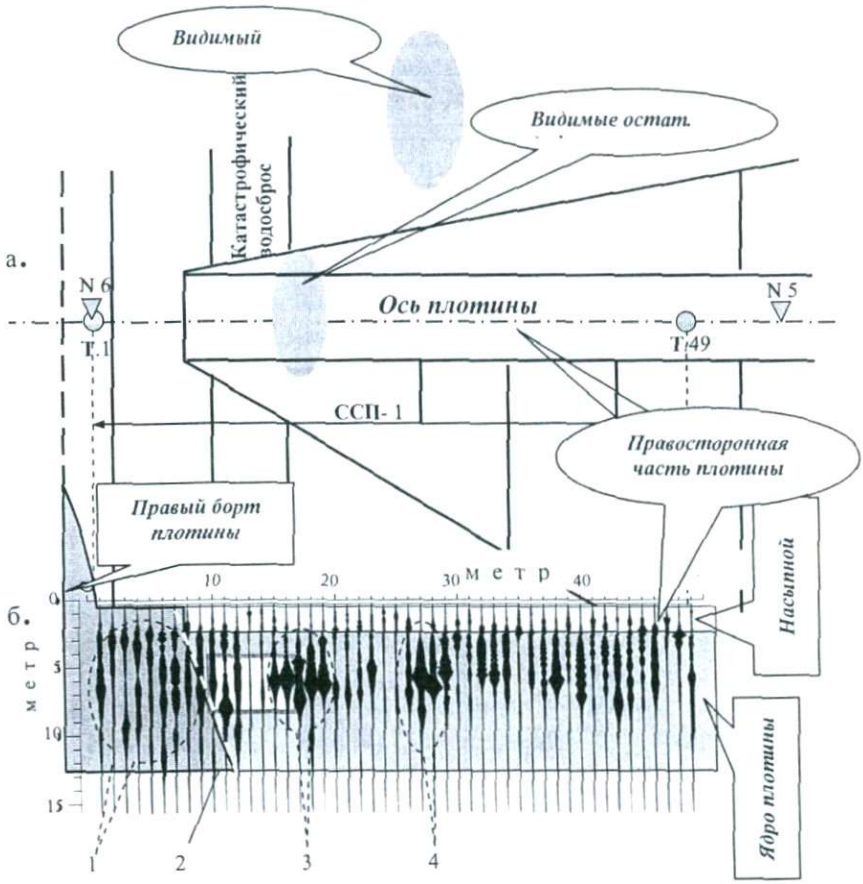


Рис. 1. Результаты проведенных исследований на правостороннем участке плотины Тавшутского водохранилища: а.- план правой части плотины, б.- вертикальный разрез плотины с разрезом ССП-1

○ **Т.49** – граничные точки ССП

▽ **N 5-** инженерно-сейсмометрические точки наблюдения

Выделенные участки

1- Разрез ССП, характеризующий правый борт плотины
2 -Граница между телом плотины и бортом ущелья
3 -Видимый просадочный участок на поверхносте плотины
4 -Невидимый просадочный или ослабленный участок

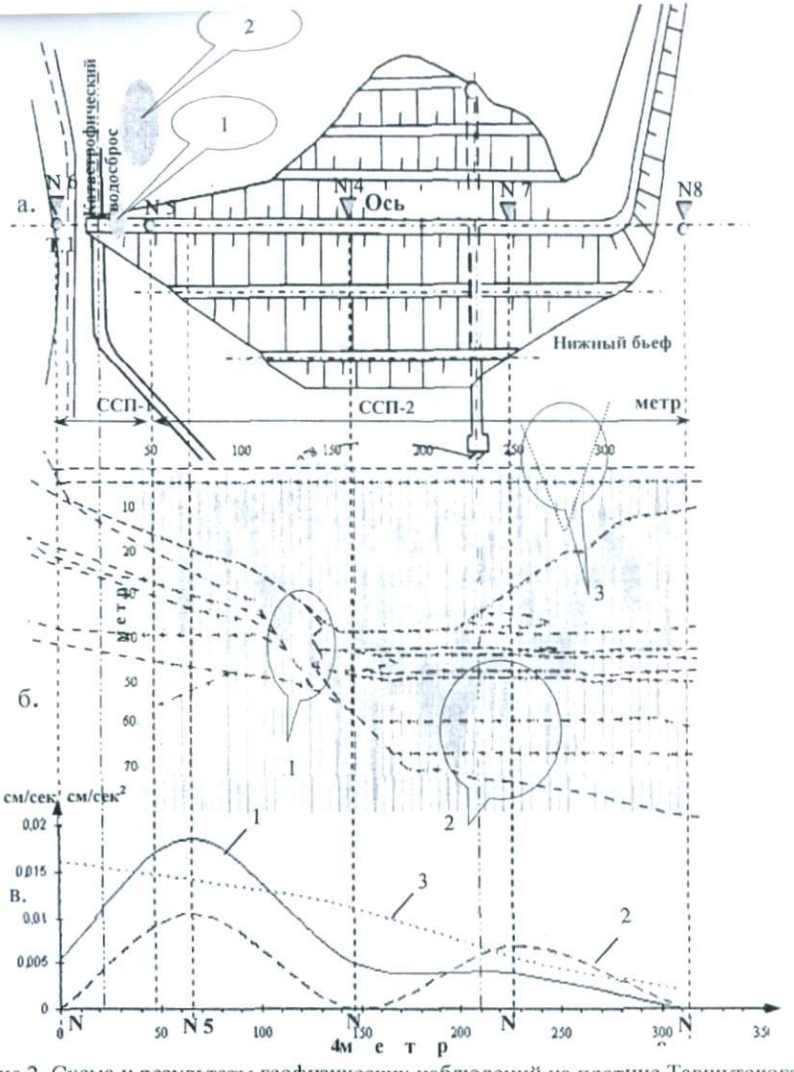


Рис.2. Схема и результаты геофизических наблюдений на плотине Тавшутского водохранилища: **а.** план плотины Тавшутского водхранилища и схема проведенных геофизических наблюдений

○ **Т.49** - граничные точки ССП наблюдений,

▽ **N 6** - инженерно-сейсмометрические точки наблюдений,

1 - Видимые остаточные деформации на поверхности плотины,

2 - Видимый провал

б. - вертикальный разрез плотины с разрезом ССП-2

в. -эпюры распределения скоростей смещений и ускорений по оси плотины

1- вертикальная составляющая скорости смещения (см/сек)

2 - горизонтальная составляющая скорости смещения (см/сек)

Интерпретация спектральной картины проводится определенными канонами, исходя из ширины и добротности совокупности полученных спектров, и по взаимному расположению. Из полученных спектральных картин можно определить тектонические нарушения, границы, наличие подземных вод, коммуникации, сооружения и т.д. (Гликман А.Г.). Первая точка наблюдений ССП-1 находилась непосредственно в точке наблюдений N6 инженерно-сейсмометрической станции (рис.1). Общая длина профиля составила 48 метров, шаг наблюдений 1 метр, количество точек наблюдений - 49.

С учетом вышеуказанного, на ССП-1 выделены четыре участка: N1- (с начала 0-9 метров), N2- (9-12 метров), N3- (15-19 метров) и N4-(27-30 метров). Спектральная картина участка N1 значительно отличается от остальных, так как мы приурочили к правому борту данные анализа грунтовых условий 20-и метрового слоя. Этот участок сложен 2-5 метровым слоем крупнообломочных дресвянно-щебенистых грунтов с 25% суглинисто-супесчаным заполнителем. Ниже находятся легкие, пылеватые глины тугопластичной консистенции (1-10 метр). Они подстилаются 2-2.5 метровым слоем крупнообломочным дресвянно-щебенистым грунтами, ниже которых находятся плотные, крепкие андезито-дациты. На спектральном изображении участка N2 четко выделяется граница между телом плотины, и правим бортом. Участок N3 (15-19 метров) совпадает с границами деформационных явлений, проявляемых на поверхности плотины. Как видно из спектрального изображения, этот участок сильно отличается от фонового изображения тела плотины. Такая же картина получена и на участке N4 на промежутке 27-30 метров, с той лишь разницей, что на поверхности плотины пока не проявлены следы деформационных явлений.

На рис.2 представлена плотина Тавшутского водохранилища в плане, где выделены видимые поврежденные участки (рис.2а), изображение профиля ССП-2 (рис.2б) и эпюра результатов точек наблюдений инженерно-сейсмометрической станции. Первая точка наблюдений ССП-2 совпадает с последней точкой ССП-1. Профилирование проводилось шагом 5 метров, длина профиля составила 290 метров. Анализ результатов профилирования показал, что в общей сложности тело плотины до глубины 15-16 метров довольно однородно, на участке 110-120

метров на глубине около 20-32 метров выделяется участок (рис.2б, 1), который по аналогии участка N3 ССП-1, можно считать ослабленной зоной. На участке приблизительно 185-245 метров (рис.2б, 2), начиная с глубин 40-60 метров, наблюдается воронкообразное распределение спектров, которое по интерпретации А.Г. Гликмана (Гликман А.Г., 2002) можно считать тектонической зоной. Правая часть спектра совпадает с участком орошаемого водовыпуска. Правее него на участке 265-290 метров (рис.2б, 3) приблизительно с глубины 20 метров наблюдается перемещение спектров максимальной добротности до глубины 40 метра.

Вероятно этот участок представляет приграничную область стыковки тела плотины - левый борт (по аналогии участка 2 от ССП-1).

Выводы

Наш регион, как горная область, своим строением значительно отличается от равнинных областей России, для которых уже накоплен достаточный инструментальный материал, для статистического анализа данных.

Применение ССП метода конкретно на плотине водохранилища Тавшут для оценки его текущего состояния, довольно обнадеживающее.

Для надежного научного обоснования результатов проводимых исследований, необходима долгая и кропотливая работа. Самим ответственным этапом исследований является интерпретация и комментарии полученных результатов. В результате многолетнего опыта, российские исследователи выявляли основные критерии интерпретации ССП разрезов приемлемых для их условий. Для убедительности, что эти критерии применимы также и для условий нашей республики, необходимы ССП исследования на хорошо изученных территориях, строение и характеристики которых известны заранее с применением инженерно-геологических, инженерно-геофизических и других инструментальных методов.

На основе проведенной работы можно утверждать, что первичные результаты использования метода ССП обнадеживающие для планирования новых опытно-методических работ, проводимых в ИГИС НАН РА.

Литература

1. Гликман А.Г. О структуре поля упругих колебаний при сейсмоизмерениях. /В кн. Седьмые геофизические чтения имени В.В. Фединского. 3-5 марта 2005г. Тезиси докладов-М.:2005,с. 9-10.
2. Гликман А.Г. О применении метода ССП для прогнозирования геодинамических явлений. http://newgeophys.spb.ru/ru/docl.shtml
3. Гликман А.Г. Спектральная сейсморазведка - истоки и следствия,2002. http://www.newgeophys.spb.ru/ru/article/geon2005/index.shtml
4. «Թավշուտ», «Հեր-Հեր», «Սովետաշեն» ջրամբարների պատվարների վրա տեղակայված ինժեներա - սեյսմաչա-փական կայանների ստուգաչափական աշխատանքների հաշվետվություն 2005թ , 63 էջ:

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МАКРОСЕЙМИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И АРМЕНИИ

КОНСТАНТИНОВА Т.Г., ДЕЛЕМЕНЬ И.Ф.
(ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН)

При анализе макросейсмических последствий сильных землетрясений основное внимание, как правило, уделяется влиянию сейсмических колебаний на повреждаемость зданий и сооружений. При сильных землетрясениях во многих частях мира (Турция, Румыния, Китай, Япония и др.) наблюдались многочисленные разрушения торцов зданий. Часто это вызвано поворотом перекрытий зданий относительно вертикальной оси, когда центры сил инерции и упругости не совпадают. Эффект кручения наблюдается и в зданиях с идеальным архитектурно-планировочным решением, в которых предусмотрено симметричное во всех направлениях распределение масс и жесткостей. Для зданий с ядрами жесткости в средней части сооружения на первое место выходят крутильные колебания. Для них инерционные характеристики, связанные с вращением перекрытий относительно вертикальных осей, становятся доминирующими. В наихудших условиях оказываются опять же торцовые элементы здания [Егупов, 2000].

В данной работе рассмотрена связь повреждения зданий и сооружений с разжижением грунтов на примере макросейсмического обследования землетрясений 7 декабря 1988 года в городе Кировакан, 27(28) мая 1995 года в г. Нефтегорске и Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 г. в поселке Корф (Корякия).

Подземные толчки сильнейшего землетрясения 7 декабря 1988 года практически уничтожили Спитак, разрушили Ленинакан, Кировакан и Степанаван и более 300 селений. В эпицентральной зоне Спитакского землетрясения часто встречены разрушения торцов зданий (рис.1).

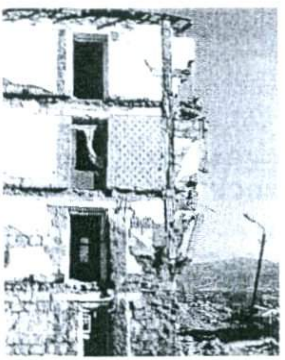
а)  б)

Рис. 1. Повреждения торцовых частей зданий в г. Ленинакан (а) и в г. Спитак (б). Фото М.А. Клячко.

Это можно объяснить крутильными колебаниями, связанными со сдвигом поперечных стен в вертикальной плоскости. Наличие крутильных колебаний при Спитакском землетрясении подтверждают повороты архитектурных памятников и надгробных камней. Верхняя часть часовни в г. Спитаке сдвинута и повернута (рис. 2а). Надгробные памятники в зоне бедствия получили разнообразные повреждения. Одни из них устояли, другие падали в широтном направлении. Многие имели сдвиг и поворот на разную величину (рис. 2б).

а) б)

Рис. 2. Сдвиг и поворот верхней части часовни (а) и надгробного памятника (б) при землетрясении 7.12.1988 в г. Спитак.

Фото М.А. Клячко.

При землетрясении в городе Кировакане были разрушены 38 зданий, основаниями которых были супесчано-суглинистые пролювиально-делювиальные отложения, разжижающиеся с потерей несущих свойств при вибрации на частотах 5-10 Гц.

Через 7 лет после землетрясения в Армении, подобная трагедия повторилась в городе Нефтегорске на острове Сахалин, который в считанные минуты *был стёрт с лица Земли*. Землетрясения интенсивностью более 6 баллов в этом районе не ожидались. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 года было одним из самых разрушительных на территории России. Погибло две трети населения города. Город полностью ликвидирован. На территории г. Нефтегорска грунты представлены в основном мелкозернистыми и пылеватыми песками маловлажными, влажными и обводненными. Рядом с Домом культуры обнаружен слой мелкозернистых водонасыщенных песков, обладающих свойствами плывунов. Уровень грунтовых вод в пределах города колеблется от 1,5 м до 6,0 м. Встречены грунтовые воды типа верховодки. При землетрясении разрушены все пятиэтажные крупноблочные жилые дома, а двухэтажные блочные здания, усиленные до 7 баллов, получили повреждения 1-2 степени (рис. 3). Обрушились два двухэтажные каркасные здания, в одном из них находился магазин, в другом Дом культуры. Повреждены трехэтажное кирпичное здание школы, административное здание с почтой. Они были построены без антисейсмических мероприятий. Полностью разрушено двухэтажное каркасно-панельное здание НГДУ "Востокнефтегаз", хотя оно построено с антисейсмическими мероприятиями [Константинова, 2000].

Рис. 3. Нефтегорск после землетрясения, видны не разрушенные двухэтажные здания и протяженные груды развалин бывших пятиэтажных. Фото Г.Л. Коффа.

В результате землетрясения в 3-4 км южнее Нефтегорска вскрылся разлом, протяженностью до 35 км. В пределах этой зоны обнаружен выдавленный песок в полуразжиженном состоянии и песок, излившийся на поверхность из образовавшихся грифонов, в разжиженном состоянии. Разжижение грунтов наиболее проявлено на Пильтунской косе. Во время землетрясения в местах излияния обводненных песчано-глинистых масс образовались многочисленные кратеры диаметром до 25-30 м. Встречены просадки грунта [Стрельцов, 2005].

После Нефтегорского землетрясения, на 2-3 балла превысившего сейсмическую опасность, указанную на картах сейсмического районирования СР-69 и СР-78, были созданы временные схемы сейсмического районирования для этого района.

На севере Камчатки длительное время, вплоть до Хаилинского землетрясения 1991 года, Корякский округ относился к 6-балльной зоне сейсмической опасности. После этого события на территории этого округа выполнялись работы, направленные на уточнение сейсмичности данного района. В 1993 году населенные пункты Тиличики, Корф и Хаилино были

переведены в 7-балльную зону. К этому времени строительство практически прекратилось.

Поселок Корф расположен на песчаной косе, протянувшейся с ССВ на ЮЮЗ на 20 км, при максимальной ширине 500-600 м. Наиболее высокая часть Корфской косы не превышает 3 м над уровнем моря. Коса сложена современными морскими отложениями (mQ_{IV}), представленными песками разной крупности, гравийными и галечниковыми грунтами с песчаным заполнителем. Они залегают в виде линз и прослоев, не выдержаны по мощности и простиранию. Подземные воды распространены повсеместно и приурочены к горизонту современных четвертичных отложений, залегают от дневной поверхности до глубины 2,0 - 2,4 м. Сезонная мерзлота на многих участках поселка доходит до этой же глубины.

Во время Олюторского землетрясения 20(21) апреля 2006 года в поселке Корф, находящемся на расстоянии 105 км от эпицентра, произошло практически повсеместное разжижение грунтов, сопровождавшееся фонтанированием и излиянием из трещин песка, мелкой гальки, щебня, реже кусков угля размером до 10 см. Мощность излияний - от нескольких сантиметров до метра, иногда и более. Происходила просадка грунта и наклон зданий в сторону бухты. По результатам макросейсмического обследования территории опубликованы подробные описания повреждения зданий и сейсмотектонических деформаций грунтов [Константинова, 2007; Пинегина, Константинова, 2006]. Приводим примеры наиболее значительных повреждений зданий.

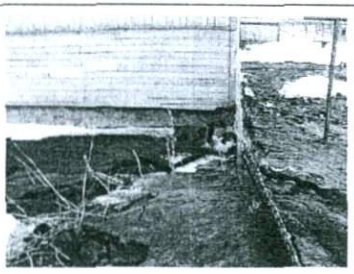
а)  б)

Рис. 7. Деформация грунта с образованием трещины в нём вызвала повреждение фундамента дома (а); дом сдвинут с фундамента (б). Фото Константиновой Т.Г.

Две трещины в грунте, сошедшиеся в торце двухэтажного дома из бруса, повредили фундамент, который разорван в нескольких местах, ширина наибольшего разрыва до 20 см (рис. 7а), дом сдвинут с фундамента (рис. 7б).

Одна из образовавшихся в грунте во время землетрясения трещин подошла к двухэтажному блочному зданию спортзала и прошла под ним, вызвав появление в его стене сквозной вертикальной трещины от фундамента до крыши (рис. 8).

Рис. 8. Трещина в грунте подошла к зданию, разорвала стену. Фото Пинегиной Т.К.

Рис.9. Вдоль косы образовались грязевые выбросы площадью до нескольких км^2. Фото Пинегиной Т.К.

Трещина в грунте прошла также под зданием дизельной электростанции. Образовались трещины в фундаменте до 1,5-2,0 см с отколом бетона. Часть фундамента сдвинута к бухте. Обнаружены вертикальные сквозные трещины от фундамента до крыши здания. В блочном одноэтажном здании пожарной части при землетрясении также образовалась широкая сквозная вертикальная трещина в несущей стене. Она прошла от фундамента здания до крыши, расширяясь кверху. Трещин в грунте не обнаружено.

В поселке на фоне снежного покрова отчетливо видны трещины в грунте и выбросы песка.

Аэропорт. В ангарах для ремонта вертолетов произошел перекос дверей, появились трещины в стыке стен. От дверных проемов вдоль стены образовались сквозные трещины. Несущие торцовые опоры отклонились от стен на 5-7 см и разорваны со смещением, в несущих бетонных стенах глубокие сквозные трещины. Бетонный пол в ангарах разбит и покороблен.

Около ангаров и на взлетной полосе образовались трещины от тонких до нескольких сантиметров шириной и произошли выбросы грязи (нередко в виде фонтанов высотой 10 – 15 см) площадью от первых десятков $м^2$ до нескольких сотен $м^2$. Были деформированы асфальт и бетонные плиты, появилось много просадок.

Вдоль бухты в грунте протягивается трещина длиной в сотни метров. Вся обозримая территория залита выбросами песка и ила (рис. 9). Площадь грязевых выбросов достигает нескольких $км^2$. Трещина в грунте прошла через полуразрушенный бетонный барак и расколола его на 2 части.

В поселке Корф макросейсмические обследования последствий Олюторского землетрясения 20.04.2006 свидетельствуют том, что в результате землетрясения на земной поверхности возникла сеть трещин. Вдоль трещин во многих местах наблюдались выбросы грязи и просадка грунта. Трещины рвали фундаменты домов, иногда несущие стены, вызвали большие повреждения в строениях. Образовывались просадки. В поселке из 57 обследованных строений 41 практически не пригодно для дальнейшей эксплуатации.

Землетрясение вызвало всеобщую панику. Люди, испуганные сильными колебаниями, с трудом выбегали на улицы, многие из них падали. Еще большее потрясение испытали они, когда на их глазах в грунтах стали образовываться трещины, которые то расширялись, то сужались и из них появились грязевые фонтаны. В море и на бухте образовались фонтаны воды высотой до 1-2 м. (Пинегина, Константинова, 2006б). Отметим, что трещины открывались при землетрясении повсеместно на косе, однако на наиболее возвышенных участках они были сухими. На пониженных участках по трещинам отмечались грязевые выбросы, в прибрежной же части формировались

грязевые вулканчики, нередко в виде цепочек, вытянутых вдоль трещин. На акватории отмечались фонтаны воды. На наш взгляд, эти явления могут быть вызваны тем, что при разжижении лагунных алевролитов из-за небольшого наклона слагаемой ими толщи в сторону акватории, происходило перемещение разжиженной водно-алевролитовой суспензии вниз по падению слоя. При этом смещался материал перекрывающего их слоя осадков, образующих морскую косу, которая сложена не склонными к разжижению морскими песками. Образовались трещины отрыва, ортогональные направлению смещения материалы в подстилающем их разжиженном слое.

Очаг Олюторского землетрясения находился на суше. Произойди это в море и при этом случилось бы цунами, жители поселка Корф были бы обречены на смерть.

Комплект карт ОСР-97 заменил карту ОСР-78 и все временные схемы сейсмического районирования. Сейсмичность регионов, в которых произошли упомянутые выше землетрясения, повышена на 2-3 балла. К сожалению, в Армении землетрясением разрушены Спитак, Ленинакан, Кировакан, Степанаван и сотни селений. Города Нефтегорск и поселка Корф нет. Последствия разрушений и повреждений зданий при землетрясениях подтверждают необходимость ввести в карты сейсмического районирования учет опасностей вторичных процессов. На Камчатке основная часть построек XX века, новое строительство идет довольно медленно. Сейчас часто выкупается земля и строительство на ней выполняется без соблюдения необходимых требований, что может привести к еще большим человеческим и материальным потерям. Необходимо повысить ответственность застройщиков за невыполнение существующих нормативов и регламентов в области сейсмостойкого строительства.

Литература

1. Егупов К.В. Проблемы проектирования на сейсмостойкость протяженных и несимметричных сооружений. Сейсмостойкое строительство. 2000. № 1. с.23-30.
2. Константинова Т.Г. Особенности грунтов, обладающих свойствами тиксотропии (на примере Петропавловска-Камчатского, Кировакана, Нефтегорска). Память и уроки Нефтегорского землетрясения. Южно-Сахалинск, 2000, с.133-136.

3.Константинова Т. Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения (20)21 апреля 2006 года. В сборнике «Олюторское землетрясение (20)21 апреля 2006 г. Корякское нагорье. Первые результаты исследований». РАН. Геофизическая служба. Камчатский филиал. Петропавловск-Камчатский. 2007. с.54-125.
4.Пинегина Т.К., Константинова Т.Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения 21 апреля 2006 года. Изд. КРАУНЦ. Петропавловск-Камчатский. 2006 г. с. 169-173.
5.Стрельцов М.И. Нефтегорское землетрясение 28(28) мая 1995 года на Сахалине. Москва «Янус-К» 2005. с. 177.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ГРУНТОВ

МИНДЕЛЬ И.Г., ТРИФОНОВ Б.А., РАГОЗИН Н.А.
(ИНСТИТУТ ГЕОЭКОЛОГИИ РАН)

Как известно, все горные породы при водонасыщении делятся на две основные группы: относительно инертные (скальные, галечниковые) и сенсорные (практически все дисперсные породы) [3]. Скальные породы, в том числе трещиноватые, а также крупнообломочные с акустическими контактами между обломками и малым содержанием песчано-глинистого заполнителя при водонасыщении незначительно меняют свои физико-механические и сейсмические свойства, и потому их можно отнести к сравнительно устойчивым к сейсмическим воздействиям. Дисперсные же породы, напротив, изменяют свои свойства при увлажнении и водонасыщении. К дисперсным породам относятся глины, суглинки, супеси, тонкозернистые пески и другие породы с аналогичным гранулометрическим составом при диаметре частиц меньше 0,1 мм. Здесь не будем останавливаться на физико-химической природе изменения деформационных, прочностных и сейсмических свойств дисперсных пород при их увлажнении и водонасыщении, а также на влиянии различных видов воды (криогенного, малоподвижного, диффузионного, капиллярного и

гравитационного комплексов воды) на изменение этих свойств, что было рассмотрено ранее в работах Н.И. Кригера и его учеников [3].

Далее основное внимание уделяется особенностям сейсмического микрорайонирования территорий распространения водонасыщенных, в основном дисперсных, пород в приложении к проблемам проектирования и строительства в сейсмически опасных районах. И в этом случае в соответствии с традициями, принятыми в национальных и международных кодах по геотехнике и сейсмичности, будем использовать термин «грунт» (soil), в том числе и термин «категория грунтов по сейсмическим свойствам». Заметим только, что последний термин далее трактуется в свете терминологии, принятой в российских СНиП II—7-81* «Строительство в сейсмических районах», т.е. в отношении оценки сейсмической интенсивности площадок строительства в баллах с учётом литологического состава, состояния и некоторых физических параметров грунтов относительно исходной сейсмичности района. В научной и специальной литературе к сейсмическим свойствам грунтов относятся многие параметры: скорости распространения волн различного типа, показатели их поглощения, амплитудно-частотные характеристики колебаний, величины смещений, скоростей и ускорений частиц грунта при землетрясениях и некоторые другие. В настоящей статье основное внимание уделено роли скорости поперечных волн (Vs) и отношения скоростей продольных волн (Vp) к поперечным (Vp/Vs), которые для водонасыщенных грунтов в значительной мере определяют их поведение при землетрясениях.

К настоящему времени накоплены обширные сведения о скоростях сейсмических волн в различных, особенно в дисперсных, грунтах различной степени влажности и водонасыщенности (криогенные грунты здесь не рассматриваются, и учёт их свойств в мёрзлом и оттаявшем состоянии при сейсмическом микрорайонировании является самостоятельной проблемой). Попытка учесть сведения о скоростях сейсмических волн в грунтах для отнесения их к той или иной категории по сейсмическим свойствам предпринята в российских СНиП «Гидротехническое строительство в

сейсмических районах», в нормативах Казахстана, Армении, а также в международном коде (International Building Code, 2000).

Основной особенностью водонасыщенных мелкозернистых и пылеватых песков, пластичных и текучих супесей, текучепластичных и текучих суглинков и глин является проявление их не столько упругих, сколько вязких и пластических свойств при воздействии статических и динамических нагрузок. В зависимости от интенсивности напряжений, скорости их изменения и продолжительности воздействия превалируют те или иные механизмы сопротивления грунтов таким воздействиям.

При сильных землетрясениях под воздействием высоких напряжений дисперсные грунты в значительной мере теряют свою прочность, что выражается в значительном уменьшении модуля сдвига и увеличении показателя демпфирования. Этот процесс поддаётся учёту с помощью специальных лабораторных исследований грунтов (например, известный метод «резонансных колонн») и расчётов количественных характеристик сейсмических воздействий по некоторым компьютерным программам (например, по модернизированным версиям известной программы SHAKE). Следствием значительной потери прочности грунтов за счёт разрушения структурных связей между частицами грунта и образования остаточных деформаций, на что расходуется часть сейсмической энергии при сильных землетрясениях, является снижение амплитуды колебаний на поверхности грунтовой толщи. Это известное явление нашло отражение в российских СНиП II-7-81*, где в примечании к п.2.5* указано, что на грунтах III категории при интенсивности землетрясений 8 и более баллов в значение сейсмической нагрузки вводится множитель 0,7, учитывающий нелинейное деформирование грунтов.

На практике скорости распространения сейсмических волн в водонасыщенных песчано-глинистых грунтах измеряются в диапазоне частот от 30-40 Гц до 150-200 Гц, что характерно для инженерной сейсморазведки. При этом относительные деформации среды при распространении волн от импульсного источника (обычно ударного) за пределами непосредственной области воздействия оцениваются величиной 10^{-6}. Однако и при таких сравнительно малых относительных деформациях неупругие (нелинейные) свойства в дисперсных грунтах выражаются в интенсивном поглощении энергии продольных и,

особенно, поперечных волн и в дисперсии их фазовых скоростей. В таких грунтах значения Vp и Vs зависят не только от упругих (гуковских), но и от релаксационных модулей.

В приложении к распространению сейсмических волн в деформируемой среде наиболее развитой моделью в научной литературе признаётся теория упругого последействия Г.И.Гуревича [1]. Для полностью водонасыщенных песчано-глинистых грунтов величина упругого модуля всестороннего сжатия К близка к обратной величине сжимаемости воды и характеризуется большой устойчивостью. Этим объясняется малая изменчивость Vp в таких грунтах. Скорости же Vs зависят от соотношения упругого и релаксационного модулей и могут изменяться в весьма широких пределах. Согласно модели Г.И.Гуревича отношение Vp/Vs для полностью водонасыщенной «рыхлой» грунтовой среды определяется выражением [1]:

$$\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 = \frac{4}{3} + \frac{K}{G} \bullet \frac{1}{1 + Gq/G_y R} \qquad (1),$$

где K и G – упругие модули соответственно всестороннего сжатия и сдвига, G_y – релаксационный модуль сдвига, R – безразмерная величина, характеризующая интервал частот, в котором декременты поглощения и скорости Vp и Vs мало зависят от частоты (эти величины характеризуют спектр времён релаксации), q – также безразмерная величина, показывающая на сколько порядков частота, ограничивающая сверху или снизу интервал малой зависимости декрементов и скоростей от частоты превышает наблюдаемую в эксперименте частоту. Обычно предполагается, что отношение q/R<1. Величина Vp/Vs характеризует структурные особенности среды, степень прочности связей между частицами: чем более «рыхлые» грунты, тем большее значение принимает Gq/GR и тем большее отношение Vp/Vs ей соответствует.

Поскольку в практике сейсмического микрорайонирования, как упоминалось выше, скорости сейсмических волн, в частности поперечных, измеряются при ударных воздействиях на частотах 20-60 Гц, а при землетрясениях частота колебаний в сейсмической волне, как правило, не превышает 1-5 Гц, для обоснованного использования измеренных скоростей при ударных воздействиях в качестве характеристик параметров

грунтов при землетрясениях следует оценить возможную частотную дисперсию скоростей. Такую оценку можно провести в рамках упомянутой релаксационной модели распространения сейсмических волн Г.И.Гуревича [1]:

$$\frac{V_1}{V_2} = 1 + \frac{D_1}{\pi^2} \ln\left(f_1 / f_2 \right) \qquad (2),$$

где V_1 и D_1 – соответственно скорость и декремент поглощения сейсмической волны на частоте f_1, V_2 - скорость волны на частоте f_2.

В водонасыщенных менее прочных песчано-глинистых грунтах, залегающих вблизи поверхности, значения скорости и декрементов поглощения поперечных волн, измеренные на частотах 20-60 Гц, составляют в большинстве случаев соответственно $Vs \approx 100$ м/с и $D_s \approx 0{,}4 \div 1{,}0$ [3]. Тогда при частотах 1-5 Гц величина дисперсии (уменьшение скоростей поперечных волн) оценивается по приведённой выше зависимости значениями 4÷10%. Это обстоятельство следует иметь в виду при использовании величин Vs и Vp/Vs, получаемых при инженерно-сейсмических исследованиях, в качестве характеристик дисперсных грунтов при оценке их категорий по сейсмическим свойствам. Частотную дисперсию отношения Vp/Vs в подобном случае можно в первом приближении считать такой же, т.е не превышающей 4÷10%. Следует отметить, что в большинстве случаев погрешности определения Vp и Vs в грунтах методами инженерной сейсморазведки составляют несколько процентов, тогда как отношение Vp/Vs может изменяться от 1,4 (в сухих песках) до 15 и более (в водонасыщенных илах), т.е. на порядок.

Наибольшие разрушения на водонасыщенных грунтах при землетрясениях интенсивностью 7 и более баллов, как следует из анализа последствий землетрясений, например, Нефтегорского 1995 г. и многих других, происходят по причине разжижения песков и течения глинистых грунтов. В связи с этим представляется целесообразным водонасыщенные грунты III категории разделить на две группы (IIIа и IIIб,), вторая из которых относится преимущественно к мелкозернистым и пылеватым пескам, а также к глинам и суглинкам текучей и текуче-

пластичной консистенции. Обоснование выделения наиболее «слабых» грунтов в подгруппу IIIб требует пояснения.

Известны способы оценки вероятности разжижения водонасыщенных песков при динамических воздействиях. В результате сложных и часто громоздких опытов были выявлены некоторые критерии разжижения в зависимости от зернистости, содержания пылеватых и глинистых фракций, величины относительной плотности, пригрузки, избыточного давления воды в порах и другого. Сведения о Vs и Vp/Vs в таких грунтах для косвенной оценки вероятности разжижения не привлекались. В последние годы широкое распространение получили испытания методами динамического зондирования (за рубежом методом стандартной пенетрации – SPT). По показателю N (число ударов на единицу погружения конуса) судят о вероятности разжижения водонасыщенных грунтов. В частности, считается, что при значениях N по данным SPT меньше 7-8 разжижение мелкозернистых и пылеватых песков, а также течение «слабых» глинистых грунтов при динамических воздействиях неизбежно.

Для оценки Vs (в м/с) в зависимости от N воспользуемся двумя известными зависимостями, полученными японскими исследователями:

$$Vs\left(\pm 64,0\right) = 106,2N^{0,289}\ [6]$$
$$G_0 = aN^{b}\ [2] \qquad (3), (4)$$

где G_0 – модуль сдвига, вычисленный по значениям Vs, a, b - эмпирически найденные коэффициенты: a - от 1,0 до 1,58, b - от 0,67 до 0,80 (средние значения a=1,27 МПа, b=0,72).

Нетрудно убедиться, что при подстановке значений N в диапазоне от 1-2 до 7-8 в зависимости (3) и (4) получаются близкие значения Vs: от 90-100 м/с до 140-150 м/с. В водонасыщенных песках и «слабых» глинистых грунтах величина отношений Vp/Vs изменяется от 7 до 15. С учётом того, что значения Vs в самых верхних частях разреза в реальных водонасыщенных пылеватых песках и в иловатых глинистых грунтах составляли 60-80 м/с, эти данные также целесообразно учесть при отнесении грунтов к подгруппе IIIб. Именно грунты категории IIIб с большой вероятностью подвержены разжижению и течению при землетрясениях интенсивностью более 6-7 баллов.

Учитывая вышеизложенное с учётом опыта исследований других отечественных и зарубежных авторов, предлагается дополнить таблицу 1 в российских нормах СНиП II-7-81* следующими характеристиками грунтов по сейсмическим свойствам [4,5]:
для I категории Vs>700 м/с при Vp/Vs = 1,7÷2,2, для II категории Vs=250÷700 м/с при Vp/Vs=1,45÷2,2 для неводонасыщенных грунтов и Vp/Vs=2,2÷3,5 – для водонасыщенных, для IIIа категории Vs=150÷250 м/с при Vp/Vs=3,5÷7,0, для IIIб категории Vs=60÷150 м/с при Vp/Vs=7÷15,0. Грунты категории IIIб требуют проведения инженерных мероприятий для предотвращения *недопустимых деформаций при землетрясениях.*

В практическом отношении оценить грунты IIIб категории по материалам инженерной сейсморазведки весьма просто. В качестве примера на рис.1 приведены *сейсмограммы наблюдений* МПВ на участке «Кудепста» в районе Адлера на Черноморском побережье, где верхняя часть разреза сложена водонасыщенными иловатыми грунтами. Как следует из рис.1, при значениях в верхней 10-15-метровой толще грунтов Vs=130-140 м/с отношение Vp/Vs≈10.

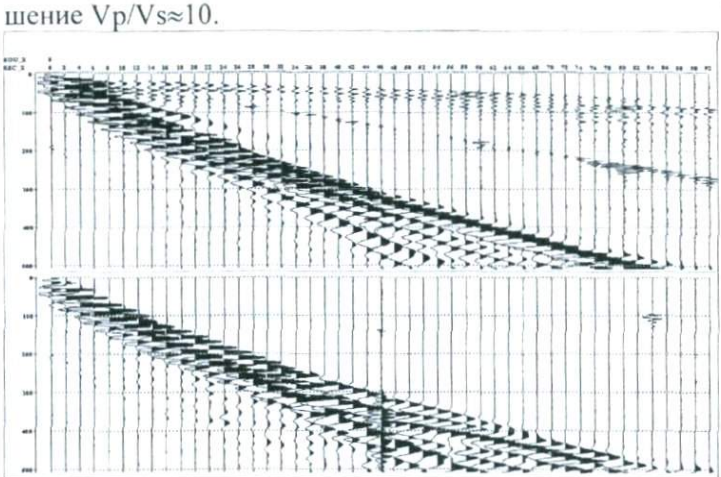


Рис. 1.Сейсмограммы наблюдений МПВ на площадке "Кудепста"(район Адлера), сложенной в верхней части разреза водонасыщенными иловатыми грунтами: верхняя сейсмограмма наблюдения по схеме ZZ; нижняя сейсмограмма по схеме YY.

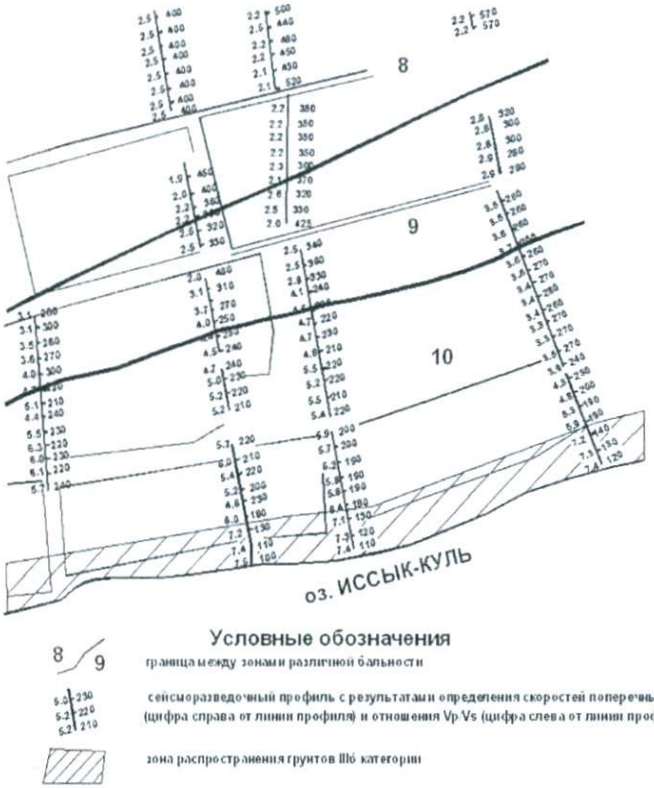


Рис. 2. Фрагмент карты сейсмического микрорайонирования в г. Рыбачье на побережье озера Иссык-Куль, составленная по результатам комплексных инженерно-геологических и инструментальных инженерно-сейсмических наблюдений.

На рис.2 приведён фрагмент карты сейсмического микрорайонирования на территории г. Рыбачье на побережье озера Иссык-Куль, составленной на основе результатов комплексных инженерно-геологических и инструментальных инженерно-сейсмических исследований, в том числе наблюдений за землетрясениями малых энергий. Возле линий сейсморазведочных профилей указаны значения Vs и отношения Vp/Vs. Хорошо видно, что по этим параметрам зоны различной сейсмичности картируются достаточно уверенно, а в прибрежной части отмечается зона (заштрихованная), где высока вероятность

разжижения грунтов при интенсивности уже 6-7 баллов, а при максимальной интенсивности 9-10 баллов – в пределах всей 10-балльной зоны, где развиты грунты IIIа категории и где следует ожидать проявления нелинейных (остаточных) деформаций.

Литература

1. Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.:Наука, 1965. - 484 с.
2. Ишихара К. Поведение грунтов при землетрясениях. Пер. с англ. НПО «Геоконструкция-Фундаментпроект», СПб, 2006.- 384с.
3. Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Миндель И.Г. Сейсмические свойства дисперсных пород (сейсмолитоэкологический подход). М.: ИНЖЭКО, 1994. – 195 с.
4. Миндель И.Г., Трифонов Б.А. Оценка показателей деформационных и прочностных свойств водонасыщенных песчано-глинистых грунтов по отношению Vp/Vs. Тезисы международной научно-практической конференции «Инженерная геофизика-2005», г. Геленджик, 27 марта-2 апреля 2005. С.118-121.
5. Миндель И.Г. Уточнение категорий грунтов по сейсмическим свойствам с учётом скоростей поперечных волн (Vs) и отношения скоростей продольных волн к поперечным (Vp/Vs). Тезисы докладов третьей международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика - 2007», г.Геленджик, 23-27 апреля 2007. С.92-94.
6. Ogura K., Nakanishi S. Development of the Suspension S-wave Logging System. OYO Corporation Technical Report, №2, Tokyo, 1980. P.37-50.

ДЕТАЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

ОГАНЕСЯН С.М., ГАСПАРЯН Г.С., ОГАНЕСЯН А.О., ГРИГОРЯН В.Г., ГЕОДАКЯН Э.Г.
(ИГИС НАН РА)

Во многих странах мира, расположеных в сейсмоопасных регионах, в сейсмологической и инженерной практике давно внедрены методы вероятностной оценки сейсмической опасности. Однако в республике Армения с 1995 года продолжает действовать карта сейсмического районирования (М 1:500000), составленная на основе детерминистического подхода [СНРА-6.02-2006].

Эта карта не только не отражает весь возможный потенциал сейсмогенных структур, но и ее масштаб и информативность не могут удовлетворять всем нынешним требованиям экономического развития республики.

Намеченные в последние годы направления развития экономики в Армении, указывают на необходимость составления региональных планов экономического развития отдельных областей и, следовательно, более детальных карт сейсмического районирования.

Исходя из вышеизложенного, можно сформулировать две очень важные проблемы, которые необходимо решить в ближайшем будущем.

1. Составление и внедрение карты общего сейсмического районирования территории РА на основе вероятностных методов оценки сейсмической опасности.
2. Детализация карты общего сейсмического районирования с возможностью использования ее для областного территориального, народнохозяйственного планирования и уточнения исходной сейсмической интенсивности при микросейсморайонировании.

В последние годы по первой проблеме в РА выполнено множество работ, однако их результаты пока не внедрены в практику в виде нормативных карт [Бабаджанян А.Г. и др. 1999, Гаспарян Г. С. и др. 2002, Оганесян С.М. и др. 2005, Григорян В. Г., 2005].

Работы по второй проблеме: по детальному сейсмическому районированию территории Армении, в основном, для уточнения исходной сейсмической интенсивности районов больших городов или же крупных ответственных сооружений, выполнялись и ранее. Однако, в большинстве случаев составленные карты оставались, по существу, картами общего районирования, с нанесением некоторых данных по сейсмотектонике. При их составлении неполностью были учтены те природные факторы, которые определяют максимальную ожидаемую интенсивность землетрясений на отдельных участках территории и способны влиять на ожидаемые параметры сейсмических воздействий.

К методоке ДСР

Как показывает опыт макросейсмического обследования последствий сильных землетрясений, количественные сейсмологические показатели изменяются в зависимости от механизма очага и энергии землетрясения, гипоцентрального расстояния, направления прихода сейсмических колебаний, рельефа, резонансных явлений, грунтовых условий и геотехнических свойств горных пород как в районе наблюдения, так и между очагом землетресения и пунктом регистрации и т.п.

Исходя из вышеизложенного можно констатировать, что ДСР необходимо проводить на основе результатов комплексных геолого-геофизических, сейсмологических и инженерно-геологических исследований. В этом направлении в ИГИС НАН РА выполнено несколько работ, [Гаспарян Г.С. и др. 2000, Гаспарян Г.С. и др. 2004, Оганесян С.М. и др. 2005], посвященных уточнению структурных особенностей верхней части земной коры, динамике сейсмоактивного слоя и оценке уровня сейсмического потенциала отдельных его элементов и т.д. В работах [Գասպարյան Հ.Ս. և ուրիշներ, 2004, Григорян В. Г., 2005] на основании теоретических моделей и эмпирических зависимостей, впервые построен вариант карты сейсмической опасности территории Армении в масштабе 1:200000, с выделением на ней зон ожидаемых сейсмических воздействий, выраженных в горизонтальных максимальных ускорениях почвы (в долях g) и расчетной интенсивности в баллах. (рис.1).

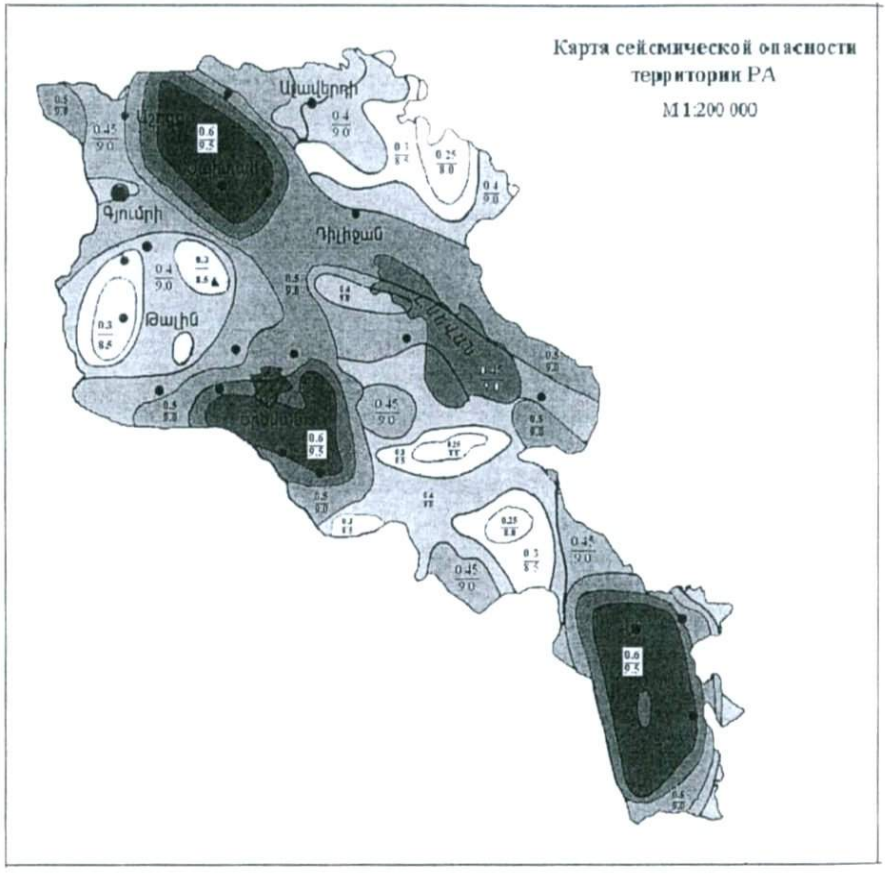


Рис. 1.Карта сейсмической опасности территории Армении в масштабе 1:200 000 [Գասպարյան Հ.Ս. և ուրիշներ, 2004, Григорян В.Г, 2005]. На карте для каждой зоны указаны соответственно: ожидаемая величина горизонтального ускорения грунта (в долях g)-в числителе; округленное до 0.5 значение ожидаемой расчетной интенсивности (в баллах)- в знаменателе.

Важно здесь отметить, что помимо значений максимальных ожидаемых ускорений, на этой карте приведены и баллы, что вполне объяснимо, т. к. будучи интегральной характеристикой, балл продолжает оставаться наиболее стабильной мерой, отражающей суммарный эффект сотрясения (особенно в том

плане, когда величины численных показателей сейсмических воздействий продолжают изменяться) [Уломов В. И., 2005]).

Карта ДСР на инженерно-геологической основе.

За инженерно-геологическую основу ДСР была принята карта, составленная коллективом авторов под редакцией А.Т. Асланяна [Схематическая инженерно-геологическая карта, 1986].

Согласно этой карте на территории Армении выделяются 12 разновозрастных районов распространения геолого-литологических комплексов, по устойчивости пород, подразделяющихся на четыре категории: сильные, средние, слабые и весьма слабые. На рис. 2 приведены совмещенные карты: районирования геолого-литологических комплексов территории Армении (а), и сейсмической опасности (б), в масштабе 1:200000.

Имея ввиду, что устойчивость - это способность пород противостоять внешним физическим и химическим воздействиям (при процессах выветривания и переноса), можно заключить, что эта способность пород в первом приближении сопоставима с их способностью противостоять сейсмическим воздействиям. Кроме того, описание грунтов каждой категории, выделенных на этой карте также сопоставимо с описанием грунтовых условий строительной площадки, принятых в СНРА-6.02.2006 г. к применению при сейсмическом микрорайонировании [СНРА-6.02.2006].

Использование имеющегося фактического материала по инженерной геологии в качестве основы для ДСР, на наш взгляд, оправдано, т.к. позволяет обходиться без проведения дорогостоящих геолого-геофизических, сейсмологических и инженерно-геологических изысканий. Кроме того, оно в некоторой мере исключает субъективный фактор влияния местных условий при определении меры ожидаемых сейсмических воздействий и повышает степень достоверности полученных результатов.

На приведенной инженерно-геологической карте, со средним показателем устойчивости, выделяются в основном вулканогенно-осадочные отложения, представленные туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, песчаниками, известняками, мергелями, аргиллитами, кварцитами, порфиритами, пирокластами и т.д. По горнотехническим свойствам эти породы подходят к скальным и полускальным грунтам и, следовательно, по сейсмическим свойствам вполне могут подходить к средним

(эталонным) грунтам - с исходным значением сейсмической интенсивности. Учитывая и расстояния данных участков от потенциальной очаговой зоны, интенсивность сотрясений на них оценивается в 8-9 и 9 баллов (рис.3).

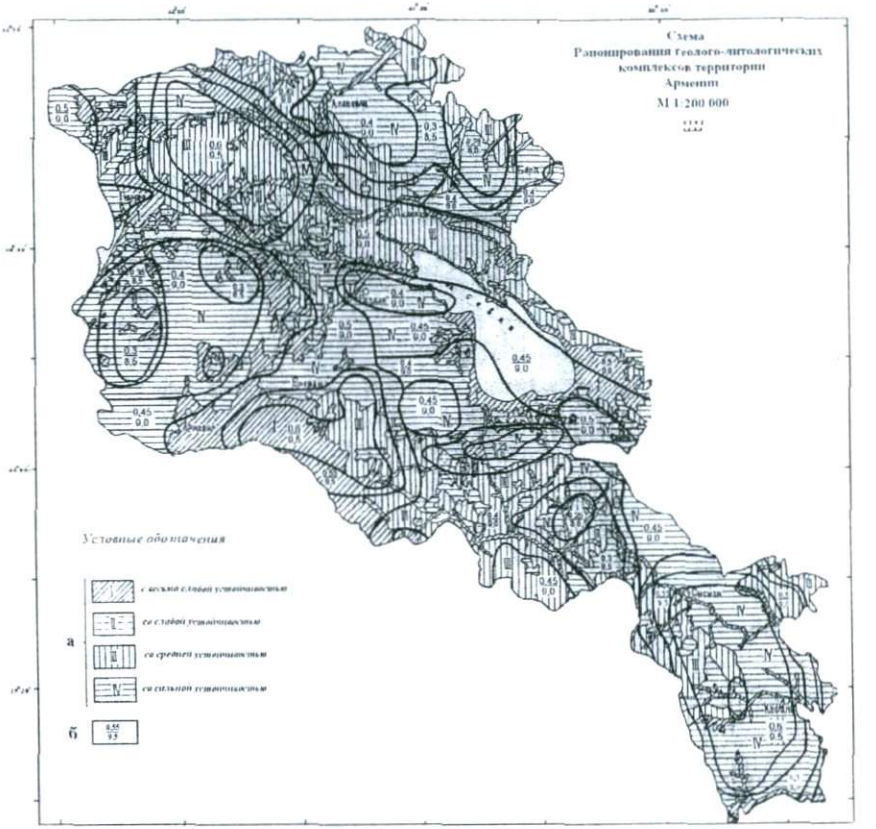


Рис.2.Схема районирования геолого-литологических комплексов территории Армении: а) районы геолого-литологических комплексов с различной эрозионно-деннудационной устойчивостью;
б) зоны с ожидаемой сейсмической опасностью по карте на рис. 1.

На территории республики эти породы весьма широко распространены в пределах Севано-Ширакского синклинория, в центральной и юго-восточной частях республики: в Арташатском,

Араратском, Ехегнадзорском, Вайкском, Сисианском и Каджаранском, а также на северо-востоке: в Ноемберянском и Шамшадинском районах.

С выраженной устойчивостью выделяются миоценплиоценовые и четвертичные вулканические образования, представленные базальтами, андезитобазальтами, андезитами и андезитодацитами. С такой же характеристикой выделяются юра-меловые вулканогенно-осадочные отложения, представленные порфиритами и туфобрекчиями, а также палеозой-мезозойские интрузивные породы: габбродиориты, ультрабазиты и т.д.

По сейсмическим свойствам эти породы соответствуют грунтам первой категории и, следовательно, в районах их распространения исходное значение сейсмической интенсивности понижается на 1 балл. Учитывая расстояние данного района от возможных очагов сильных землетрясений, сейсмическая интенсивность оценивается в 7-8 и 8 баллов (рис.2). Породы этой категории распространены, в основном, в районах эффузивного вулканизма: Джавахетского, Арагацского, Гегамского, Араилерского, Варденисского, а также на северо-востоке республики - в Туманянском, Иджеванском, Шамшадинском, а на северо-западе-Амасийском и Ахурянском районах.

Породы со слабой устойчивостью представлены миоценплиоценовыми и вулканогенно-осадочными отложениями: глины, песчаники, пемзовые пески, туфопесчаники, песчанистые глины, галечники, валуногалечники высоких террас, а также триасовыми осадочными отложениями: алевриты, аргиллиты, песчаники и глины. Сейсмические свойства этих пород сопоставимы с аналогичными показателями грунтов третьей категории и, следовательно, в районах распространения этих грунтов исходное значение сейсмической интенсивности должно повыситься на 1 балл и будет равна 9-10 баллам (рис 2). Эти породы имеют весьма редкое распространение. Небольшие участки они занимают в Арташатском, Араратском и Ехегнадзорском районах. На карте выделены также районы, грунтовые условия которых сопоставимы с грунтами 4-ой категории по сейсмическим характеристикам. Они представлены в основном четвертичными делювиально-пролювиальными, аллювиально-пролювиальными, аллювиально-озерными и частично флювиогляциальными

образованиями: пески, супеси, глины и галечники с весьма слабой устойчивостью.

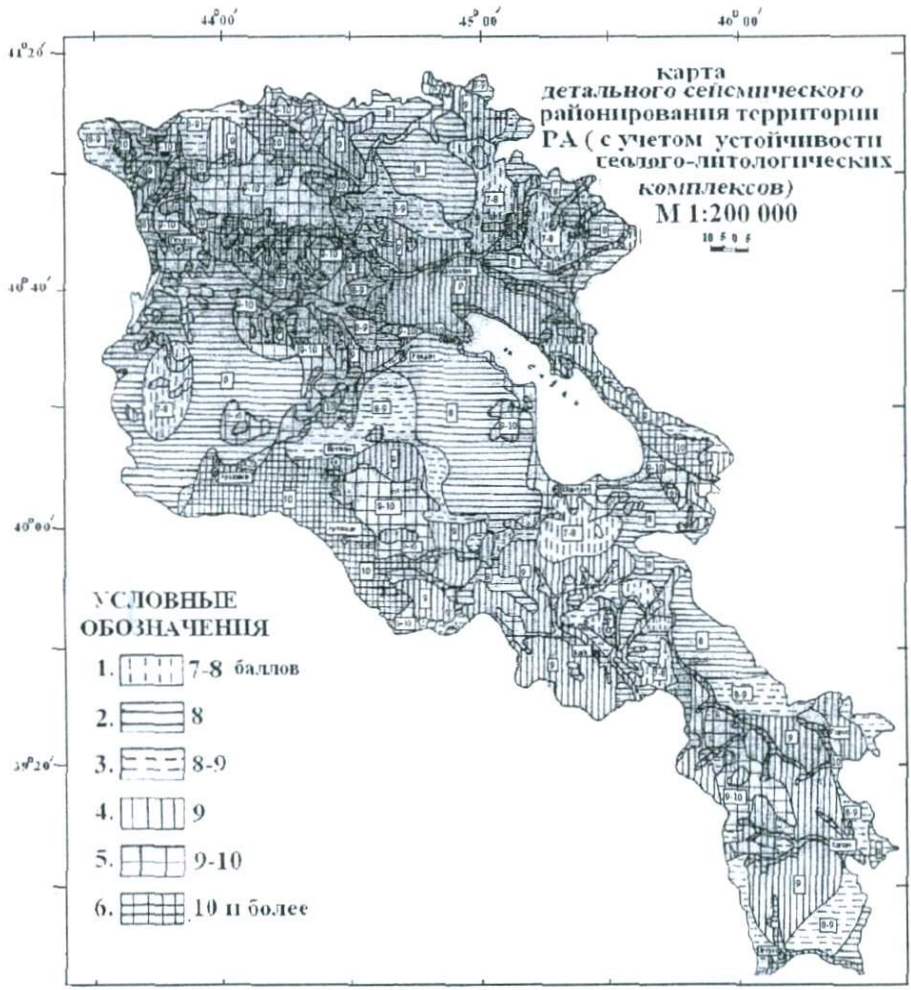


Рис.3. Карта детального сейсмического районирования территории РА (с учетом устойчивости геолого-литологических комплексов).

При планировании строительства в таких районах следует применять особый подход, т.е. кроме повышения исходного значения сейсмической интенсивности на 1 балл, при котором она будет равна 10 баллам, необходимо предусмотреть также

проведение дополнительных работ по инженерной подготовке строительной площадки.

Таким образом, на основании результатов комплексных исследований и сопоставлений был построен вариант карты сейсмической опасности территории Армении с дифференциацией уровня ожидаемой интенсивности соответствует местным инженерно-геологическим условиям. Она может служить основой для рационального планирования и размещения ответственных сооружений, а также для получения предварительной информации об исходном значении сейсмической опасности при проведении работ по СМР.

Породы с весьма слабой устойчивостью на территории республики распространены почти повсеместно. Ими заполнены все поймы рек, крупные долины и плоскогорья, такие как Араратская, Ширакская, Памбакская, Таширская, Степанаванская, Апаранская и др. Они распространены также на побережье оз. Севан в Гаварском, Мартунийском и Варденисском районах.

На территории республики могут выделяться также ряд районов с особыми инженерно-сейсмогеологическими условиями, в которых возможно незакономерное изменение эффекта сотрясения, а также остаточные деформации грунтов (предусмотрено в СНРА II-6.02-2006). К таким районам относятся зоны глубинных разломов и участки их пересечения (дизъюнктивные узлы), заполненные интенсивно дислоцированными и измененными породами, а также районы распространения ультраосновных интрузивных пород. При оценке уровня сейсмической опасности на таких участках также нужен особый подход: проведение дополнительных изысканий и инженерная подготовка строительной площадки, или же исключение какого-либо строительства на них. Однако эти районы, ввиду их слабой изученности, на карте не показаны.

Как показывает мировой опыт макросейсмического обследования последствий сильных землетрясений, в горных районах катастрофические последствия нередко связаны не только с самим землетрясением, но и сопутствующими ему явлениями: оползнями, обвалами, селями, снежными и особенно, земляными лавинами и т.д. Из этого следует, что при проведении работ по ДСР территории Армении необходимо дать прогноз оползнеобвальной опасности, наметить наиболее вероятные пути

движения сейсмовозбужденных обвалов, земляных лавин, селей и т.д. Однако решение этих задач требует проведения большого объема исследовательских работ. В рамках настоящей статьи они пока не рассматривались.

Заключение

Действующая в РА карта общего сейсмического районирования, составленная на детерминистической основе, по своей информативности не удовлетворяет нынешним требованиям сейсмостойкого строительства, а также некоторым положениям СНРА II-6.02-2006. Поэтому возникла необходимость создания новой, более крупномасштабной карты, учитывающей, особенности сейсмического режима региона с дифференциацией уровня сейсмической интенсивности с учетом местных инженерно-геологических условий.

Процесс создания карты детального сейсмического районирования 1:200000 в ИГИС НАН РА проводился на основе системного анализа комплекса геологических, геофизических, сейсмологических, инженерно-геологических и других материалов по следующей последовательности:

- создание модели структуры верхней части земной коры по комплексу геолого-геофизических данных;
- пространственно-временной анализ сейсмологических и палеосейсмогеологических данных;
- построение обобщенной структурно-динамической модели верхней части земной коры, как основы для выделения сейсмогенных зон;
- сейсмотектоническое районирование с выделением сейсмогенных зон и обоснованием максимально возможной силы землетрясений в них;
- районирование территории по степени сейсмической опасности, выраженное в величинах максимальных значении ускорении грунтов;
- инженерно-геологическое районирование территории;
- уточнение исходного значения сейсмической опасности, в зависимости от местных инженерно-геологических условий.

По поводу последнего следует отметить, что ДСР должно проводиться на кондиционной инженерно-геологической основе. Это значит, что выделяемые на таких картах районы должны

достаточно полно отражать природную обстановку, влияющую на уровень сейсмического воздействия и общую сейсмическую опасность. Хотелось бы отметить, что настоящая работа отнюдь не является завершенной, многие её положения могут быть спорными, однако можно считать, что выбрано верное направление для составления детальных карт сейсмического районирования с целью получения более достоверных данных об уровне ожидаемой сейсмической опасности.

Литература

1. Գասպարյան Հ., Գյոդակյան Է., Գրիգորյան Վ., Հովհաննիսյան Հ., Հովհաննիսյան Ս. Հայաստանի տարածքի սեյսմիկ վտանգի 1:200 000 մասշտաբի քարտեզը (նախնական տարբերակ): Գիտ. աշխ. ժողովածու նվ. ՀՀ ԳԱԱ հիմն. 60-ամյակին: «Գիտություն» հրատ., 2004 թ., 184-193 էջեր:
2. Схематическая инженерно-геологическая карта условий развития оползней, обвалов и осыпей на территории Армянской ССР (масштаб 1:200000), под редакцией А.Т. Асланяна. Составили: Хачатрян К.Е., Мелконян Н.А., Казанчян А.А.), 1986.
3. Бабаджанян А.Г., Фиданян Ф.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С. Методика и результаты построения трехмерной гравитационной модели земной коры территории Армении. В сб. Научн. труды конф., посвященной памяти А.Г. Бабаджаняна, Гюмри: Изд. "Гитутюн", 1999, с.54-67.
4. Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Гедакян Э.Г., Фиданян Ф.М. Сейсмогенные зоны территории Армении и их потенциальная сейсмичность. В сб.: Научн. труды конф., посвященной 80-летию основания Ереванского Государственного университета, Ереван: Изд-во ЕГУ, 2000, с.59-65.
5. Григорян В.Г. Основная задача теории количественного сейсмического районирования (на примере территории Армении). ВНИИНТПИ, М: Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2005, #5, с. 42-44
6. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, LVIII, N 3, с.46-53

7.Строительные Нормы Республики Армения. Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования, СНРА II-6.02-2006.

ТИПОВАЯ МЕТОДИКА ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОВЕРКИ СЕЙСМОМЕТРОВ

САРКИСЯН Р. Е., САРКИСЯН В. К.
(ИГИС НАН РА)

В статье [1] приведены требующие решения вопросы метрологического обеспечения в сейсмометрии, одним из которых является типовая методика поверки сейсмометров. Методика разработана для сейсмометров ускорения- акселерометров, но в сущности она пригодна для поверки сейсмометров скорости и смещения .

1. Цель поверки

Поверка производится для экспериментального подтверждения основных технических характеристик сейсмометров на основании проведенных поверок и для заполнения и выдачи паспорта сейсмометра.

Уточним некоторые понятия, применяемые в методике:

– коэффициент преобразования (чувствительность) – отношение выходного сигнала к входному параметру;

–нелинейность амплитудной характеристики – зависимость выходного сигнала от амплитуды входного параметра при постоянной (базовой) частоте;

–неравномерность частотной характеристики – зависимость выходного сигнала от частоты колебаний при постоянной амплитуде входного параметра;

–базовая частота – частота, выбранная из линейного участка частотной характеристики, где выходной сигнал не зависит от частоты.

2.Основные метрологические характеристики, подлежащие поверке.

Подлежат экспериментальной поверке следующие метрологические характеристики сейсмометров:

–определение коэффициента преобразования и случайной составляющей его основной погрешности;
–определение систематической составляющей основной погрешности коэффициента преобразования;

а) определение нелинейности амплитудной характеристики,

б) определение неравномерности частотной характеристики;

–определение предела основной погрешности коэффициента преобразования.

Указанным испытаниям подвергаются все сейсмометры при их производстве (приемочные испытания) или периодически в процессе эксплуатации.

Наряду с указанными основными метрологическими характеристиками, необходимо еще определить влияние на сейсмометр климатических факторов (влажность, температура и давление окружающего воздуха), а также механических факторов (транспортная тряска и удары) и другие характеристики, которые, как правило, проводятся при типовых испытаниях. Методика этих испытаний общеизвестна.

3. Условия поверки и необходимое оборудование

Поверка производится в нормальных условиях, т. е.

– температура окружающего воздуха 20 ± 5^0 С, влажность 65±15 %,
– атмосферное давление 80 ± кПа,
– отсутствие тряски и ударов,
– электрическое питание сети напряжением 220±2 %, частота 50± 0.5 Гц,
– магнитные и электрические поля должны отсутствовать.

Испытания проводятся на вибрационном стенде С-004 с компьютерной системой и со специальной программой измерения низкочастотных напряжений. Амплитуду колебаний определяют прецезионным лазерным интерферометром ПИВ-1.

Для повышения производительности процесса поверки можно использовать образцовые измерители скорости или ускорения, откалиброванные прецезионным лазерным интерферометром. Проще это сделать измерителем скорости, а ускорение рассчитать по известной формуле для заданной частоты.

4. Методы поверки

4.1.Определение коэффициента преобразования и случайной составляющей его основной погрешности.

Установить частоту колебаний вибростола, равную базовой частоте, например, f≈ 5Гц, а амплитуду колебаний $a_i = 1{,}0 /(10\pi)^2$ м = 1,0142мм , что соответствует ускорению 1.0 м /с^2.

Производить 30 измерений с лазерным интерферометром ПИВ-1 и сейсмометром ускорения. Результаты поместить в таблицу1.

Таблица 1.

I	1	2	…..	30
A_0				
A_i				
K_{ia}				

Здесь $A_0 = a_i (2\pi f)^2$ м/с^2 расчетное ускорение вибростола ,

где a_i м - измеряемое ПИВ-1 i-тое измерение амплитуды колебаний стола вибростенда , i = 1,2…n .

A_i - i-тое выходное напряжение сейсмометра в вольтах,

$K_i = A_i / A_0$ – коэффициент преобразования сейсмометра, i - очередной номер измерения.

Рассчитать среднее значение коэффициента преобразования по формуле:

$$K_{cp} = 1/30\ \Sigma K_i$$

Рассчитать среднеквадратичную ошибку

$$\sigma (K_i)^2 = \Sigma (K_j - K_{cp})^2 / n(n-1)$$

Как правило, эти измерения удовлетворяют нормальному закону распределения погрешностей и, когда число измерений больше или равно 30-ти, с вероятностью 0,95 можно сказать, что погрешность измерения не превышает 2σ .

Таким образом, номинальное значение коэффициента преобразования будет

$$K_0 = K_{cp} \pm 2\sigma$$

4. 2.1. Определение нелинейности амплитудной характеристики.
На частоте 5 Гц установить ускорение вибростола, близкое к 0,1; 0,5; 1,0; 2,0; 4,0; 8,0; 10,0 м /с^2, и определить соответственно действительные ускорения формулой

$$A_0 = a_1 (2 \pi f)^2 \text{ м /с}^2 \qquad (1)$$

Произвести на 10 точках диапазона по 10 измерений и определить среднее значение выходного сигнала для каждой точки

$$A_{ср\ i} = 1/10\ \Sigma A_{1j}$$

и коэффициента преобразования

$$K_1 = A_{ср\ i} / A_0 , \qquad (2)$$

отклонение коэффициента преобразования от номинального значения

$$\Delta K_1 = K_i - K_0 \qquad (3)$$

Результаты вычислений поместить в таблицу 2.

Таблица 2.

f=5 Гц

	j	I			
A_{0i} м/с^2		0,1	0.5	....	10
A_{1i}	1	$A_{1,1}$			$A_{10,1}$
...	...	...	...	...	...
A_{10i}	10	$A_{10,1}$			$A_{10,10}$
$A_{ср\ i}$		$A_{ср1}$			$Aср_{10}$
K_i		K_1			K_{10}
ΔK_i		ΔK_1			ΔK_{10}
ΔK^a_{max}					

По результатам таблицы определить максимальное значение нелинейности амплитудной характеристики ΔK^a_{max}.

4.2.2. Определение неравномерности частотной характеристики.
Амплитуду колебаний вибростола установить соответствующей ускорению 1м/с^2 при частотах 0,7; 1,0; 2,0; 5,0; 10; 20; 30; 40; 50 Гц. На каждой частоте производить 10 измерений и по формулам (1), (2) и вычислить среднее значение коэффициента преобразования. По формуле (3) определить его отклонение от номинального значения.

Результаты измерения поместить в таблице 3.

A_{0i} = 5 м/с^2 Таблица 3

	j	I					
Гц		0.7	1.0	2.0	…	40	50
	1	A_1					
	…	…					
	10	A_{10}					
		A_{cp1}					
K_i		K_1					
ΔK_i		ΔK_1					
ΔK^f_{max}							

По результатам таблицы определить максимальное значение неравномерности частотной характеристики – ΔK^f_{max}.

4.3 Определение предела основной погрешности.

Для определения предела основной погрешности определить суммарное значение систематических погрешностей по формуле

$$Q^2 = (\Delta K^f_{max})^2 + (\Delta K^a_{max})^2$$

где K^a_{max}, K^f_{max} - максимальные значения нелинейности амплитудной характеристики и неравномерности частотной характеристики.

Далее согласно ГОСТ 8.207-76 определить предел погрешности результата измерений по формуле

$$\Delta = k S,$$

где $S^2 = Q^2/3 + \sigma (K_i)^2$ – оценка суммарного среднего квадратичного отклонения результата измерения.

K – коэффициент, зависящий от соотношения случайной и неисключенной систематической погрешностей (см. ГОСТ 8.207-76 стр. 6).

5. Оформление результатов поверки.

Для сейсмометра, проходящего поверку, оформляют паспорт, куда вносят результаты поверок.

Литература

1. Саркисян Р. Е. Вопросы обеспечения единства и точности измерений в сейсмометрии. Сборник научных трудов конференции, посвященной 60-летию НАН РА, Гюмри, 2004г.

2.ГОСТ 8.207-76. Прямые измерения с многократными наблюдениями. Метод обработки результатов наблюдений. Основные положения.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ УСТАНОВКИ СКВАЖИННЫХ СЕЙСМОМЕТРОВ

САРКИСЯН Р.Е., САРКИСЯН В. К.
(ИГИС НАН РА)

Правильная установка скважинного сейсмометра в скважине имеет решающее значение для получения точных и достоверных данных. Особое значение имеет решение следующих вопросов.

1.Установка сейсмометра по данному азимуту.

Известны трехкомпонентные скважинные сейсмометры, имеющие зонд и размещенный в нем трехкомпонентный чувствительный элемент. Зонд опускают в скважину и ориентируют чувствительный элемент так, чтобы один из измерительных осей совпадал с заданным направлением [1,2]. Для ориентировки используется следящий механизм с магнитной стрелкой.

Вопрос ориентировки более рационально решен в скважинном сейсмометре [3], который опускают в скважину по диаметрально - противоположно выполненным канавкам на специальной трубе, обсаженной в скважину. По этим канавкам двигаются два катка, закрепленных на зонде, которые используются и для фиксации зонда в скважине.

Недостатком этого метода является то, что для обсадки скважины требуются специальные трубы с канавками.

В статье приводится описание нового метода ориентации сейсмометра в скважине. Сущность метода заключается в том, что узел ориентировки состоит из двух тросов, нижние концы которых закреплены на зонде, в диаметрально противоположных точках, а верхние концы тросов выводятся из скважины. Эти концы намотаны на цилиндрический барабан, закрепленный на выходе скважины, ось барабана направлена по заданному направ-

лению, которое совпадает с одной из чувствительных осей сейсмометра. Сущность метода разъясняется рисунком 1.

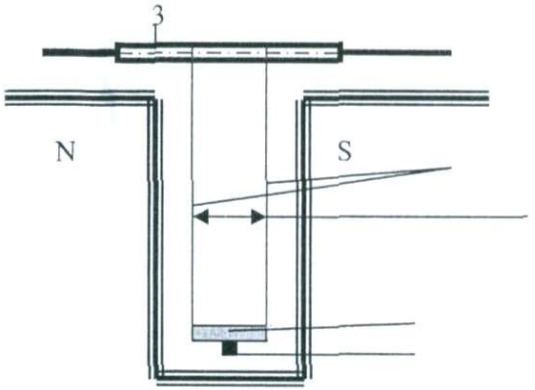


Рис.1

В скважину опускают зонд 1 парой тросов - 2, которые соединяются с зондом в наиболее удаленных от оси скважины диаметрально противоположных точках.

Оставаясь параллельными на расстоянии D, тросы выходят из скважины и наматываются на приспособление в виде круглого барабана 3, служащего для опускания зонда в скважину. Вся конструкция представляет собой маятник, который занимает устойчивое вертикальное положение в скважине. Для увеличения устойчивости маятника на нем подвешен дополнительный груз 4.

Очевидно, что расположенные друг от друга на расстоянии D параллельные тросы удерживают систему в устойчивом положении, когда потенциальная энергия маятника минимальна, т.е. в строго вертикальном положении. Это положение, имеет направление, соединяющее центры тросов. Таким образом, если чувствительная ось сейсмометра направлена по линии, соединяющей оси тросов, то это означает, что чувствительная ось сейсмометра направлена по заданному азимуту. При искривлении скважин нетрудно доказать, что восстанавливающая сила всегда больше силы трения зонда со скважиной.

Ориентируя зонд таким методом, его арретируют.

2. Арретирование сейсмометра в скважине.

Жесткое соприкосновение со стенкой скважины обеспечивает передачу колебаний почвы к сейсмометру без искажений.

Известны способы фиксации сейсмометра в скважине с помощью электромотора и механической системы (например, скважинный сейсмометр С-062), когда фиксация происходит выдвижением из зонда толкателя до упора его к стенке скважины .

Недостаток этого метода в его ненадежности и сложности.

– метод требует специального электрического питания;

– имеет наземный блок управления;

– при обрыве электрической цепи затрудняется вытаскивание сейсмометра со скважины;

– изготовление механической передачи от мотора к толкателю трудоемко.

Этих недостатков лишен зонд, конструкция которого приведена на рисунке 2. Конструкция зонда позволяет фиксировать зонд на любой высоте скважины. Из зонда, по его оси, выведены две трубы 1, выполняющие роль направляющей прямолинейного движения для ползунов 2. На трубах 1 шарнирно закреплены под углом 120^0 три стержня 3, которые свободно упираются на ползуны 2. Ползуны двигаются по трубам 1 тросом, конец которого выведен из скважины. В начальном положении, когда зонд опускают в скважину, трос не натяжен и стержни 3 свободно висят на шарнирах. Верхний и нижний ползуны соединены пружиной растяжения определенной жесткости. Размеры пружины подобраны с таким расчетом, что при натягивании троса сначала в стенку скважины упираются нижние стержни а затем верхние. Опуская зонд на заданную глубину, натягивают трос, нижний ползун при этом поднимает три стержня до упора их в стенку скважины, жестко фиксируя зонд снизу. Продолжая натягивание троса, пружина деформируется и позволяет верхним стержням упереться в стенку скважины. Таким образом, растянутая пружина всегда держит нижние стержни в положении плотного соприкосновения со скважиной, а верхние стержни в таком положении будут держаться натянутым тросом. В этом положении конец троса закрепляют на выходе скважины.

При вытаскивании зонда стержни автоматически освобождают зонд.

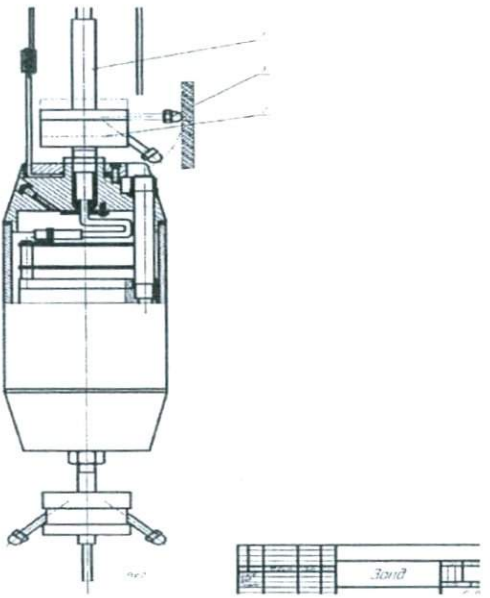


Рис.2

3.Требования к скважине

Если скважина обсажена стальными трубами, то в местах фиксации зонда обсадная труба не должна быть жестко сварена к другим трубам. Тогда она не будет препятствовать горизонтальному смещению и не будет искажать смещение почвы.

Литература

1. Унифицированный сейсмический комплекс Минатом РФ НИИ импульсной техники. Информационный материал из Интернет. CMG-5TB boreholie accelerometer. Guralp Systems Limited. http://www.gurlap.com.
2. AC-23H Downhole Accelerometer. Информационные материалы фирмы GeoSIG www.geosig.com

СУЩНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ СХЕМ ДЕФЕРЕНТА-ЭПИЦИКЛА В ТЕОРИИ ГРАВИТАЦИИ

АДАМЯН В. Г.
(ГЮМРИЙСКИЙ ФИЛИАЛ ГИУ РА)

С древнейших времен астрономы изучают движения небесных тел. Платон и Аристотель учили, что небесные тела совершенны в своей природе и им приличествуют только самые совершенные из всех движений, именно движение равномерное и круговое. Астроному надлежало, опираясь на догму равномерных и круговых движений, воссоздать все многообразие наблюдаемых путей планет.

Но наблюдения астрономов показали, что Солнце и Луна движутся то быстрее, то медленнее. А движения планет по временам видны даже идущими попятно и с остановками при перемене направления. Тогда же астрономы обратили внимание на загадку попятных движений планет и принялись размышлять над ней, чтобы объяснить наблюдаемые сложные и нерегулярные движения планет.

Но все же древних греков не покидала мысль: а не кроется ли за всем этим видимых хаосом некий порядок? Не являются ли наблюдаемые сложные перемещения по небу лишь отражением более регулярных движений планет в пространстве? И они решили заняться поиском единой теории движений небесных тел, которая позволила бы обнаружить порядок и закономерности за кажущимся беспорядком. Именно такую задачу поставил перед Академией Платон, провозгласив ныне знаменитый призыв - "спасти явления".

Клавдий Птолемей для объяснения сложного петлеобразного и притом неравномерного видимого движения планет предположил, что планеты равномерно обращаются по малым окружностям – эпициклам, а центр эпициклов опять же равномерно движется вокруг Земли по большим окружностям – деферентам (рис.1) [1]. Тогда земному наблюдателю покажется, что планеты описывают сложные петли. Это было гениальное решение проблемы. Неравномерные и некруговые движения рассматривались как результат сложения двух круговых и равномерных движений.

Птолемей при соответствующем подборе радиусов эпициклов и деферента, а также при надлежащем выборе скоростей их равномерных движений объяснил видимые движения Луны, Солнца и всех известных тогда планет. При описании движения планет Птолемею потребовалось ввести комбинации из трех или четырех окружностей, движущихся одна по другой.

Птолемей - астроном, произвольно творивший образ Вселенной по законам красоты и гармонии, каким они ему виделись, не задавался мыслью о реальном существовании небесных окружностей. Для астрономов тогда не было необходимости, чтобы применяемые алгоритмы были истинными. Их гипотезы могли бы быть несправедливыми, даже невероятными, достаточно, если они приводят к вычислениям, удовлетворяющим наблюдениям.

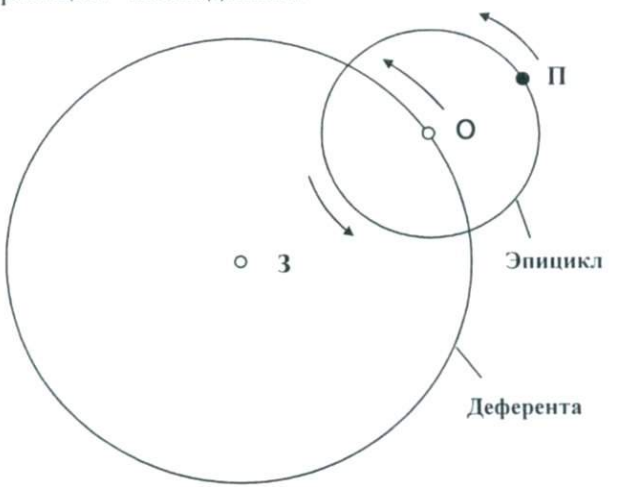


Рис. 1 Схема деферента - эпицикла по Птолемею

Однако философская мысль греков всем этим не удовлетворялась. Они безнадежно старались выяснить, что представляют собой наблюдаемые сложные движения планет и что означают эпициклы и деференты, которые вводит астроном.

Следует отметить, что после создания теории Птолемея, стало окончательно узаконенным в реальности, разделение космоса на два мира: надлунный и подлунный. Древние ученые считали, что применить математику для изучения подлунной природы является

ошибочным и противоречит здравому смыслу, так как они были уверены в невозможности создания теории движения подлунных тел.

Качественно новый шаг был сделан великим польским астрономом Николаем Коперником. Он отказался от принципа геоцентризма, т.е. от неподвижной Земли как центра мира, и построил гелиоцентрическую систему мира, в которой неподвижным является Солнце, а все планеты, в том числе Земля, движутся вокруг Солнца. Другой ложный принцип – равномерных круговых движений – Коперник преодолеть не сумел. Он снова делает попытку "спасти" систему мира с помощью аристотелевых окружностей и представляет движение каждой планеты вокруг Солнца как комбинацию равномерных круговых движений. Замысловатое петлеобразное движение планет Коперник объяснил сочетанием движений Земли и планет, следствием которого стало суточное и годичное движение Земли.

Неизмеримо более существенным для теории Луны и планет был отказ от ложного принципа равномерных круговых движений, что связано с именем Иоганна Кеплера. Он установил, что орбиты планет – суть эллипсов, в одном из фокусов которых, общим для всех планет, находится Солнце. Далее он убедился, что движения планет происходят по орбитам не равномерно, а так, что радиус, проведенный от Солнца к планетам, своим движением описывает площадь, которая пропорциональна времени. Эти два закона вполне определили истинный характер движения каждой планеты и сделали мировоззрение Коперника более близким к объективной истине. Кеплер установил также, что квадраты периодов обращения планет около Солнца соотносятся как кубы больших полуосей их эллиптических орбит. Тем самым была установлена закономерность структуры Солнечной системы.

Законы Кеплера помогли Исааку Ньютону установить закон всемирного тяготения, который позволил дать объяснение многим астрономическим явлениям. Открытие этого закона знаменовало переход от кинематического описания солнечной системы к динамическому объяснению явлений и окончательно утвердило победу учения Коперника. Исходя из закона всемирного тяготения, Ньютон объединил оба вида притяжения в рамках одной теории и объяснил движение земных и небесных тел. Он установил, что в случае значительно больших скоростей,

по сравнению с теми, которыми обладают планеты, движение тел происходит по параболам или гиперболам.

В свете истории развития небесной механики мы можем теперь глубже понять роль и место в ней Клавдия Птолемея. Он создал поистине великое построение астрономической картины мира, отвечающее представлениям своей эпохи. Коперник и Кеплер в своих работах исходили из построений Птолемея. Коперник превратил геоцентрическую систему Птолемея в гелиоцентрическую, но сохранил принцип равномерного движения по кругам и широко использовал математический аппарат Птолемея. Кеплер, отказавшись от этого принципа, тем не менее использовал построения Птолемея, чтобы найти истинную форму планетных орбит.

Следует отметить, что Коперник заимствовал у своего великого предшественника алгоритм вычисления орбит небесных тел. Это означает, что он принялся за доработку теории Птолемея, не меняя ее основ. Именно поэтому представленные траектории планет в виде комбинаций деферента и эпициклов не полностью согласовались с наблюдениями. Кеплер убедился в необходимости отвергнуть астрономические построения Птолемея и Коперника. Он отбросил полностью схему, основанную на эпициклах и деференте, и стал искать другие схемы, но после открытия законов движения планет прекратил свои поиски. Это означает, что никто еще не предложил альтернативу теории Птолемея-Коперника.

Мы говорили о Птолемее, Копернике, Кеплере и Ньютоне лишь для того, чтобы показать истоки созданной нами геометрической теории гравитации. В работах Кеплера и Ньютона мы нашли тот фундамент, на котором воздвигалась наша теория движения материальных тел. В процессе разработки новой теории мы руководствовались стремлением представить законы всемирного тяготения в изящном геометрическом виде и вывести законы движения из свойств конических сечений. Мы стремились обнаружить характерные признаки движений, происходящих в однородных и центральных силовых полях, исходя из геометрических свойств траекторий исследуемых движений.

Существенным отличием древней космологии и предложенной нами геометрической теории гравитации является то, что в них применяются различные схемы деферента-эпицикла. Если у

Птолемея и Коперника планета равномерно обращается по эпициклу, а центр эпицикла опять же равномерно движется по деференту, то, согласно нашей схеме, траектория материального тела является геометрическим местом центров эпициклов, проходящих через ее второй фокус F_2 и касающихся деферента с центром F_1, совпадающим с притягивающим центром (рис.2) [2].

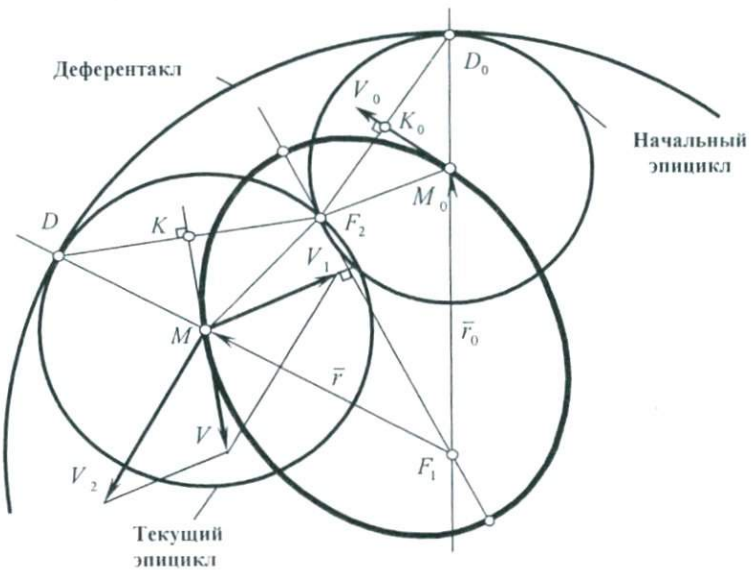


Рис. 2 Схема деферента - эпицикла в геометрической теории гравитации

Благодаря этому новшеству, предложенная нами теория позволила, в отличие от теорий Птолемея и Коперника, объяснить также движения, происходящие в подлунном мире. Наша схема деферента-эпицикла заменяет все прежние схемы, основанные на комбинациях круговых движений. Если Птолемей и Коперник для каждой планеты дали для описания их движений, различающихся между собой, специальные теории, то новая теория является общей для описания движения всех земных и небесных тел.

Отныне дело не в том, чтобы любой ценой "спасти явления", как это было у древних астрономов, которые не могли выяснить

значимость введенных ими геометрических образов. Наша схема стала решающим доказательством того, что природа построена на основе геометрических принципов. Нам удалось освободить птолемеевское учение об эпицикле и деференте от мистики и выбросить из системы древних астрономов целый ряд эпициклов. Был оставлен только один эпицикл, в центре которого находится движущееся тело. Нерегулярности, обнаруженные в движениях, учитываются благодаря непрерывному изменению радиуса эпицикла в процессе движения. Понятие переменных эпициклов совершенно чуждо в астрономии древних ученых, так как никаких намеков на эту мысль не имеется ни у древних, ни у Коперника, ни у Кеплера, ни у Ньютона.

В разработанной нами схеме деферента-эпицикла важную роль имеет равнобедренный треугольник движения MF_2D, вершина F_2 которого неподвижна, вторая вершина M перемещается по траектории тела, а вершина D - по деференту и является точкой касания текущего эпицикла и деферента. Высота треугольника MDF_2, проходящая через точку M, дает направление скорости тела V, модуль которой определяется исходя из величины радиуса MD текущего эпицикла, радиуса-вектора r движущейся точки M и закона квадратного изменения ускорения.

Скорость $\overline{V}$ на орбите разложим на два компонента, один из которых $(\overline{V_2})$ перпендикулярен радиусу вектору r, а второй $(\overline{V_1})$ большой оси эллиптической орбиты. В работе [2] показано, что модули составляющих V_1 и V_2 постоянны, то есть не зависят от положения точки M на орбите. Следовательно, составляющая $\overline{V_1}$ постоянна как по величине, так и по направлению, а составляющая $\overline{V_2}$ изменяется по направлению, но постоянна по модулю. Следует отметить, что разработанный нами алгоритм годен для любых орбит. Орбита может быть эллипсом, параболой или гиперболой. В частном случае она может быть кругом. Траекторией точки будет гипербола, если $V_2 < V_1$; парабола, если $V_1 = V_2$; эллипс, если $V_2 > V_1$; окружность, если $V_1 = 0$ и $V = V_2$.

Следовательно, независимо от вида траектории, движение материальной точки можно рассматривать как сложное движение, состоящее из:

1) поступательного движения по направлению, перпендикулярному фокальной оси F_1F_2 траектории;
2) движения вокруг силового центра F_1 с переменным радиусом F_1M и постоянной по модулю скорости.

Необходимо подчеркнуть также, что геометрические алгоритмы Птолемея и Коперника имеют исключительно кинематический характер и являются только удобным математическим средством для описания движения планет. А алгоритмы, разработанные в новой теории - физические реальности. Здесь учитываются причины движения, т. е. те силы, под действием которых происходят исследуемые движения, что вовсе не рассматривалось в системах Птолемея и Коперника.

Литература

1. Бронштейн В.А. Клавдий Птолемей. М.: Наука, 1988. -240с.
2. Адамян В.Г. Альмагест-2. Геометрическая теория гравитации. Ереван: ГАСПРИНТ, 2004.-224с.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА МОДЕЛЯХ СООРУЖЕНИЙ АЭС ПРИ ВЗРЫВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

АКОПЯН Г.А., МНАЦАКАНЯН В.Л.
(ЗАО «АТОМЭНЕРГОСЕЙСМОПРОЕКТ» МЭ и ПР РА)

Расчеты сооружений и конструкций при сейсмостойком проектировании включают определение поэтажных акселерограмм и спектров реакций, вызванных колебаниями основания, заданными акселерограммой, через которые в свою очередь, определяются нагрузки для установленных на них различных систем.

В расчетной схеме сооружения в виде полностью защемленной в основании конструкции, не учитывается эффект взаимодействия между грунтом и конструкцией. Это оправдывается во многих случаях тем, что для несущих конструкций принятие полного их защемления в основании представляет лучший вариант в смысле передачи им сейсмических воздействий.

Однако, как показывают исследования, в действительности, указанное взаимодействие изменяет эффект сейсмического воздействия на сооружения и конструкции.

Аналитически задачу взаимодействия сооружения с грунтом при движении основания по акселерограмме рассматривают как нестанционарную. Ввиду сложности проблемы при аналитических исследованиях приходится прибегать к определенной идеализации расчетной модели взаимодействия сооружения с грунтом, что в некоторой степени искажает реальную картину взаимодействия. Поэтому, наряду с аналитическими исследованиями проблемы, необходимо найти также пути ее экспериментального решения.

Для оценки эффекта взаимодействия проведены экспериментальные исследования модели сооружения АЭС с грунтом основания при сейсмических воздействиях в полевых условиях. Задача взаимодействия решена путем сравнения акселерограмм на свободной поверхности грунта и на грунте у основания модели сооружения АЭС. Модель возведена на основании теории расширенного подобия твердых дефор-

мируемых тел, разработанной А.Г.Назаровым [I]. Сейсмическое воздействие смоделировано взрывом.

Обеспечение условий подобия при моделировании железобетонных конструкций связано с определенными трудностями при подборе модельного материала. Для железобетона, состоящего из различного рода материалов (арматура, бетон), правильный подбор множителей подобия по напряжениям – β и деформациям - γ связан с определенными трудностями. Поэтому моделирование целесообразно проводить на основе метода расширенного подобия.

Условия подобия в таком случае имеют вид: для геометрических размеров - $\ell'=\alpha\ell$; плотностей - $\rho'=\delta\rho$; деформаций - $\epsilon'=\gamma\epsilon$; напряжений - $\sigma'=\beta\sigma=\alpha\delta\sigma$; объемных сил - $\kappa'=\delta\kappa$; времени - $t'=\xi t=(\alpha\gamma)^{1/2}\,t$; ускорений -$W'=W$ (по условию).

Путем анализа спектрального состава колебаний грунта (базальты) экспериментального полигона, вызванных взрывами и сопоставления со спектральным составом колебаний грунта при сильных землетрясениях установлена величина множителя подобия для времени ξ=0,1. Таким образом фиксируется значение - $(\alpha\gamma)^{1/2}=\xi$.

По приведенной методике была возведена и испытана модель главного корпуса АЭС на сейсмовзрывное воздействие. Модель построена в масштабе α=1:35 из мелкозернистого бетона; стальная арматура заменена алюминиевыми стержнями. Размеры модели в плане составляют 200х200см; высота аппаратного отделения – 110 см; высота обстройки – 131 см; высота защитной оболочки – 168 см; общая высота – 200 см. Общий вес модели - 6 тн.

Для экспериментов были пробурены 9 скважин глубиной от 3 до 6 метров, диаметром – 120 мм. Расстояние между скважинами по профилю – 1,5 м. Произведено четыре основных взрыва с различными параметрами взрывания. Измерения ускорений производились в различных точках (уровнях) по высоте модели АЭС, а также в различных точках на грунте и непосредственно у основания модели.

Задача взаимодействия решена экспериментально, путем сравнения акселерограмм и спектров приведенных ускорений сейсмовзрывного воздействия, полученных на свободной

поверхности грунта (эффект взаимодействия отсутствует) и на грунте у основания модели сооружения АЭС.

Из-за эффекта взаимодействия наблюдается уменьшение амплитуд ускорений и некоторое изменение характера колебаний.

В результате сопоставления наблюдается значительное уменьшение ускорений (до 3 раз), действующих на модель сооружения.

Приведенные выше результаты относятся к модели, установленной на жестких базальтовых грунтах.

Рассмотрим результаты исследований взаимодействия модели сооружения на слабых (супесчаных) грунтах при идеентичном воздействии, сравнивая спектры приведенных ускорений.

В таблице 1 помещены значения спектров приведенных ускорений при взрывах на слабых грунтах.

Таблица 1.

Значения приведенных ускорений при взрывах на слабых грунтах, см/сек^2/периоды Т,сек.

Периоды Т,сек. / Место установки датчика	0,005	0,01	0,015	0,02	0,025	0,03	0,04	0,06	0,08	0,1
На фундаменте	173	196	282	330	255	221	294	127	104	103
На грунте свободной поверхности	182	232	262	396	385	335	281	184	66	55
На грунте у основания	179	187	265	270	174	215	147	157	123	103

Из сопоставления результатов испытаний видно, что в этом случае имеется уменьшение ускорений (порядка 1,5 раза), действующих на модель сооружения из-за влияния взаимодействия.

Проведенные аналитические и экспериментальные исследования выявили существенное различие между колебаниями грунта непосредственно у основания модели сооружения АЭС и на свободной поверхности грунта вдали от сооружения.

Эффект взаимодействия между сооружением и грунтом основания для различных грунтовых условий имеет различные значения. Следовательно, накопление данных по грунтам с целью оценки влияния взаимодействий окажет значительную помощь в решении вопросов расчета и проектирования сооружений АЭС на сейсмостойкость.

Выводы:

1. Проведенные исследования показывают целесообразность изучения вопросов сейсмостойкости, с учетом взаимодействия сооружений АЭС с грунтом основания на моделях с помощью взрывов.
2. Эффекты взаимодействия влияют на динамическое поведение модели сооружений, собственный период которых близок к периоду колебаний грунта.
3. Эффект взаимодействия между сооружением и грунтом для различных грунтовых условий опирания модели имеет различные значения.

Литература

1.Назаров А.Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Ереван, Изд.АН Арм.ССР, 1985,265с.

КРУТИЛЬНЫЕ КОЛЕБАНИЯ СИММЕТРИЧНЫХ В ПЛАНЕ КАРКАСНЫХ ЗДАНИЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

АМБАРЦУМЯН В.А., АМБАРЦУМЯН А.В.
(АрмНИИСС и ЗС РА)

Крутильные сейсмические колебания различного типа зданий рассмотрены в работах [1- 4].

Ниже рассматриваются крутильные колебания многоэтажных, симметричных в плане, каркасных зданий при заданной акселерограмме горизонтального движения основания [рис. 1].

Перемещения и сейсмические силы в направлении OY от действия горизонтального движения основания определяются с помощью известных выражений [3].

$$y_k = -\sum_{j=1}^{n} \eta_{kj}^{(y)} \cdot \frac{T_{yj}}{2\cdot\pi} \cdot \int_0^t y_o''(\xi) \cdot e^{-\frac{\alpha\cdot\pi\cdot(t-\xi)}{T_{yj}}} \cdot \sin\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{yj}}\cdot(t-\xi)\right) d\xi, \qquad (1)$$

$$S_k^{(y)} = m_k \cdot \sum_{j=1}^{n} \eta_{kj}^{(y)} \cdot \frac{2\cdot\pi}{T_{yj}} \cdot \int_0^t y_o''(\xi) \cdot e^{-\frac{\alpha\cdot\pi\cdot(t-\xi)}{T_{yj}}} \cdot \sin\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{yj}}\cdot(t-\xi)\right) d\xi \ , \qquad (2)$$

$$k = 1, 2 \ldots . n,$$

где: y_k и $S_k^{(y)}$ - соответственно перемещение k – го этажа и сейсмическая сила, действующая на k – ом этаже, в направлении OY, T_{yj} - период j – ой формы в направлении OY, $\eta_{kj}^{(y)}$ - коэффициент, характеризующий перемещение k – ого этажа по j – ой форме в направлении OY, m_k - масса сосредоточенная на уровне k – ого этажа, α - коэффициент затухания колебаний. $y_0''(t)$- акселерограмма основания в направлении OY.

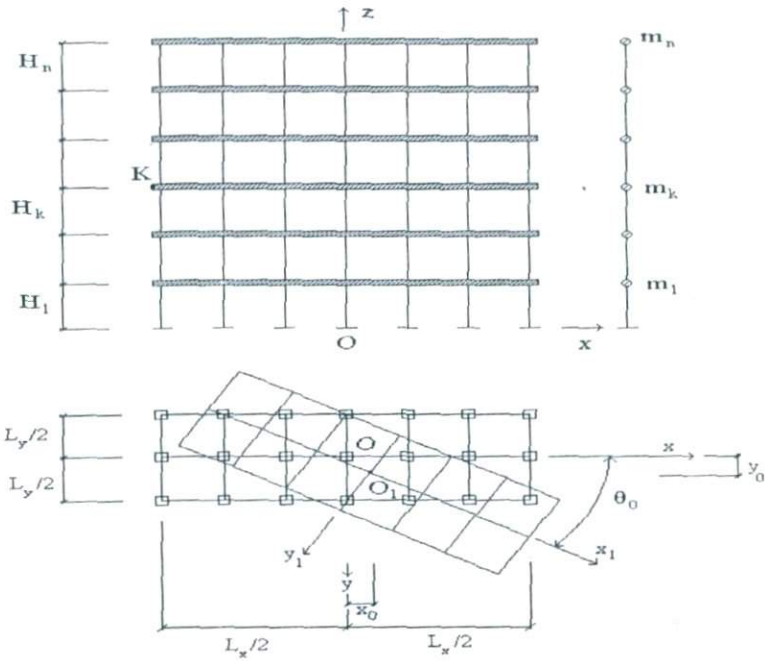


Рис. 1. Схема многоэтажного здания

По аналогии с (1), (2) можно показать, что углы кручения и крутящие моменты от действия углового движения, определяются с помощью формул:

$$\theta_k = -\sum_{j=1}^{n} \eta_{kj}^{(\theta)} \cdot \frac{T_{\theta_j}}{2\cdot\pi} \cdot \frac{1}{V_s} \cdot \int_0^t \ddot{y}_0(\xi) \cdot \left\{ e^{-\frac{\alpha\cdot\pi\cdot(t-\xi)}{T_{\theta_j}}} \cdot \left[\cos\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta_j}}\cdot(t-\xi)\right) - \frac{\alpha}{2}\cdot\sin\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta_j}}\cdot(t-\xi)\right)\right]\right\} d\xi, \quad (3)$$

$$M_{k\,кр} = m_k \cdot \rho^2 \cdot \sum_{j=1}^{n} \eta_{kj}^{(\theta)} \cdot \left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta_j}}\right)^2 \cdot \frac{1}{V_s} \cdot$$

$$\cdot \int_0^t \ddot{y}_0(\xi) \cdot \left\{ e^{-\frac{\alpha\cdot\pi\cdot(t-\xi)}{T_{\theta_j}}} \cdot \left[\cos\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta_j}}\cdot(t-\xi)\right) - \frac{\alpha}{2}\cdot\sin\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta_j}}\cdot(t-\xi)\right)\right]\right\} d\xi \; : \quad (4)$$

где: θ_k , $M_{k\,кр}$ - соответственно угол кручения диска k – го этажа и крутящий момент, действующий на k – ом этаже. T_{θ_j} - период

j-той формы крутильных колебаний, $\eta_{kj}^{(\theta)}$- коэффициент, характеризующий угол поворота k – ого этажа по j – ой форме крутильных колебаний. ρ_k - радиус инерции диска перекрытия k - ого этажа. $\ddot{\theta}_0(t)$- акселерограмма углового движения основания. При землетрясениях ускорения углового движения обычно не регистрируются из-за отсутствия соответствующих приборов. Поэтому принимаются различные аналитические методы получения акселерограмм углового движения основания. Следуя [2], принимаем:

$$\ddot{\theta}_0(t)=\frac{1}{v_s}\frac{d^3y_0}{dt^3} \qquad (5)$$

где v_s- скорость распространения поперечных волн в грунте основания. Подставляя (5) в (3) и (4), производя интегрирование по частям, получаем следующие выражения для определения углов поворота и крутящих моментов многоэтажных каркасных зданий:

$$\theta_k = -\sum_{j=1}^{n}\eta_{kj}^{(\theta)}\cdot\frac{T_{\theta j}}{2\cdot\pi}\cdot\frac{1}{V_s}\cdot\int_0^t\ddot{y}_0(\xi)\cdot\left\{e^{-\frac{\alpha\cdot\pi\cdot(t-\xi)}{T_{\theta j}}}\cdot\left[\cos\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta j}}\cdot(t-\xi)\right)-\frac{\alpha}{2}\cdot\sin\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta j}}\cdot(t-\xi)\right)\right]\right\}d\xi, \qquad (6)$$

$$M_{k\,кр} = m_k\cdot\rho^2\cdot\sum_{j=1}^{n}\eta_{kj}^{(\theta)}\cdot\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta j}}\right)^2\cdot\frac{1}{V_s}\cdot$$

$$\cdot\int_0^t\ddot{y}_0(\xi)\cdot\left\{e^{-\frac{\alpha\cdot\pi\cdot(t-\xi)}{T_{\theta j}}}\cdot\left[\cos\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta j}}\cdot(t-\xi)\right)-\frac{\alpha}{2}\cdot\sin\left(\frac{2\cdot\pi}{T_{\theta j}}\cdot(t-\xi)\right)\right]\right\}d\xi\ . \qquad (7)$$

Как видно из (6) и (7), вследствие сделанного преобразования, углы кручения этажей и крутящие моменты могут быть определены, используя акселерограмму горизонтального движения и значения скорости поперечных волн в ГРУ Проведены вычисления и определены значения динамических относительных эксцентриситетов (для одноэтажных значений) по формуле:

$$\frac{e_x}{L_x} = \frac{|M_{кр}|}{S_y} \cdot \frac{1}{L_x}. \qquad (8)$$

Рассмотрены горизонтальные компоненты двух акселерограмм – Гукасянского с максимальным ускорением 187.9 см/с^2, преобладающим периодом 0.4с и Чичи (Тайвань) с максимальным ускорением 367.4 см/с^2, преобладающим периодом 0.6с. При вычислениях принято $L_x/L_y = 1,\ 2,\ 3, 4, 5$, $\alpha = 0.10$. Рассмотрены грунты II категории для которых $v_s = 600$ м/с.

На рис. 2 и 3 приведены зависимости относительных эксцен-триситетов от периодов крутильных колебаний T_θ.

Напомним, что по действующим нормам, относительные эксцентриситеты для грунтов II категории принимаются равными 0.04 при $T > 0.5$ сек, и 0.06 с. при $T \le 0.5$ сек. Из рисунков видно, что значения относительных эксцентриситетов для жестких зданий получились в несколько раз больше, чем рекомендуют нормы. Видно также, что относительные эксцентриситеты увеличиваются в зависимости от L_x/L_y.

Определим значения относительных динамических эксцентриситетов по формуле:

$$\frac{e_{xk}}{L_x} = \frac{|M_{к\,кр}|}{|S_{y,k}|} \cdot \frac{1}{L_x}. \qquad (9)$$

Рассмотрим 5, 10, 15 этажные каркасные здания с недеформируемыми перекрытиями, значения основных периодов горизонтальных колебаний принимались соответственно: $T_{y,1} = 0.45;\ 0.90; 1.35$ сек. Распределение e_{xk}/L_x для этих зданий показано на рис.4-6. Для сравнения показаны соответствующие нормативные, постоянные по высоте, значения e_x/L_x для норм проектирования.

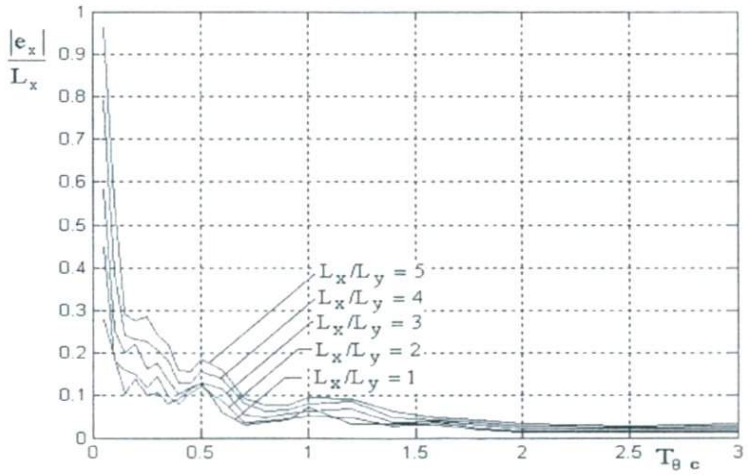


Рис. 2. Зависимости относительных эксцентриситетов от периода для Гукасянской акселерограммы, $\alpha = 0.10$; $\nu_s = 600$ м/с

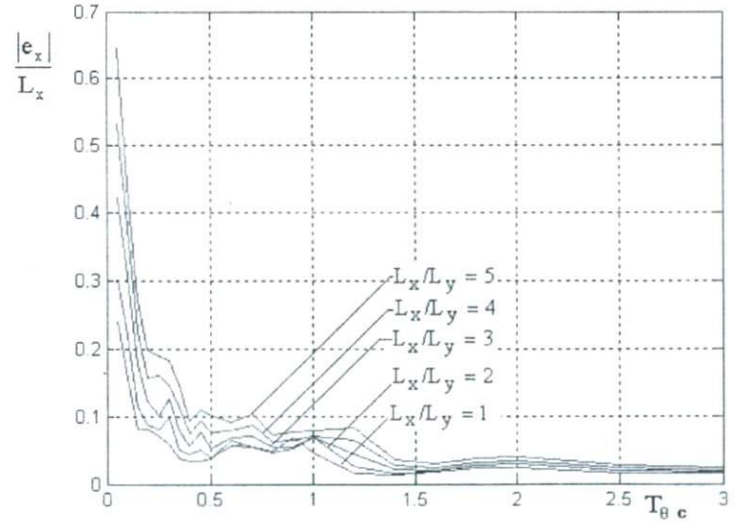


Рис. 3. Зависимости относительных эксцентриситетов от периода для акселерограммы Чичи (Тайвань), $\alpha = 0.10$; $\nu_s = 600$ м/с

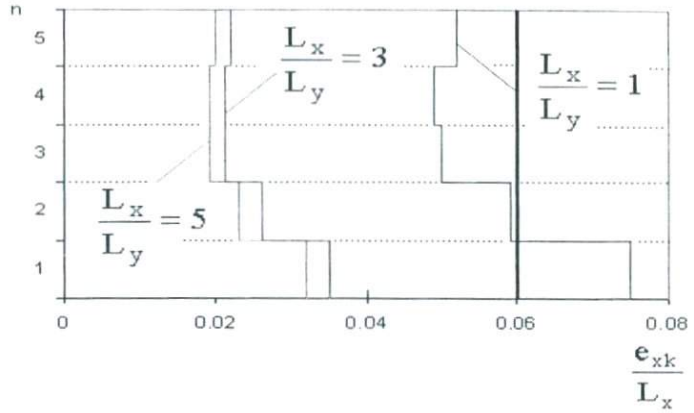


Рис. 4.. Распределение $\frac{e_{x1}}{L_x}$ в 5 – этажном здании для акселерограммы Чичи (Тайвань)

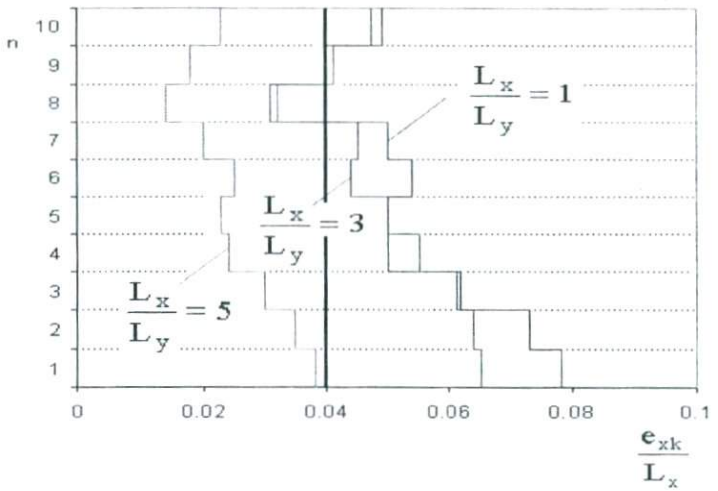


Рис. 5. Распределение $\frac{e_{x1}}{L_x}$ в 10 – этажном здании для акселерограммы Гукасян

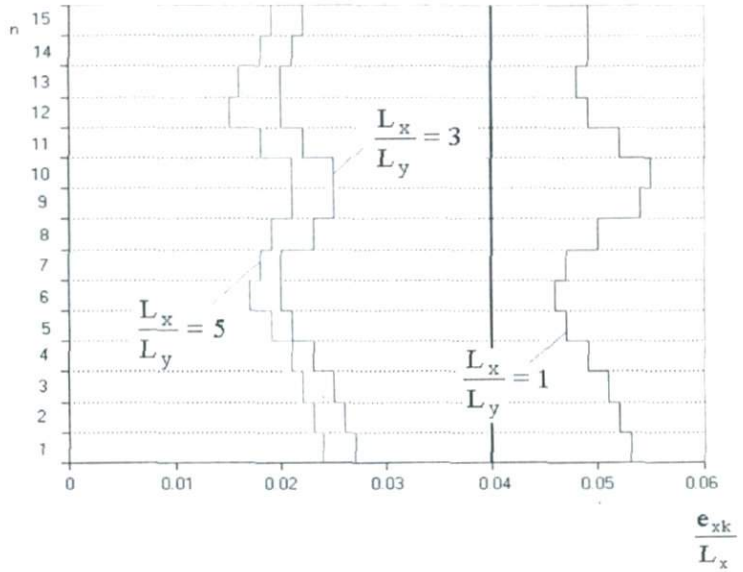


Рис. 6. Распределение $\frac{e_{x1}}{L_x}$ в 15 – этажном здании для акселерограммы Чичи (Тайвань)

Из рисунков следует, что значение e_{xk}/L_x, в общем случае, по высоте зданий распределяется неравномерно. Для 15 этажных зданий распределение относительных эксцентриситетов близко к равномерному. Значение относительных эксцентриситетов получились как больше, так и меньше соответствующих нормативных величин. Можно констатировать, что в данном случае метод расчета с применением акселерограмм и нормативный метод дают приемлемые, близкие результаты.

Литература

1. Корчинский И.Л. и др. Сейсмостойкое строительство зданий. М. Высшая школа. 1971г. 320с.
2. Ньюмарк Н., Розенблюет Э. Основы сейсмостойкого строительства. М. Стройиздат. 1980. 344с.
3. Хачиян Э.Е., Амбарцумян В.А. Динамические модели сооружений в теории сейсмостойкости. М. Наука. 1981г. 204с.

4. Хачиян Э.Е. Манукян А.А. Вращательные движения грунта и крутильные колебания сооружений. В книге "Волновые процессы в конструкциях зданий при сейсмических воздействиях", М. Изд. Наука, 1987г., с.83-108.

NEW MODEL OF MOTION OF CONSTRAINT PARTICLE

GABRICHIDZE G. K.
(INSTITUTE OF STRUCTURAL MECHANICS AND EARTHQUAKE ENGINEERING, GEORGIA)

Every body will no longer remain at rest or in uniform motion in a straight line if compelled to change its state by the action of an external force, but will do it with a delay. This text is a periphrasis of the Newton's famous Law, with a difference that classical mechanics usually asserts that the reaction to an external force takes place instantly, while we draw attention to the fact that the reaction occurs with a delay in time. It is advanced an opinion that the cause of the particle motion retardation, or dampening of vibrations, may not only be the factors being external with regard to the mass, but the nature of the mass itself. The article provides an explanation of the mechanism of realization of the delay effect after an example of the transformation of a simple differential equation of a particle motion into a differential equation with the time advanced argument.

The example has been taken from [1] and its summary follows the same source. Let point M with the mass m move in a straight line under the action of gravitational force F to the stationary center O (Fig 1). Suppose the force modulus $\boldsymbol{F}$ is proportional to the distance of the particle M from the center O, i.e. $\boldsymbol{F} = c\ x\ OM$ where c is the constant aspect ratio. The law of motion of the particle M is to be found A corresponding differential equation of motion of the particle M will be recorded as follows:

$$\frac{d^2X(t)}{dt^2} + k^2X(t) = 0 \qquad (1)$$

where $k^2 = \frac{c}{m}$.

The solution of the equation (1) is

$$X(t) = a \sin (kt + \alpha) \qquad (2)$$

where a and α have arbitrary constant values.

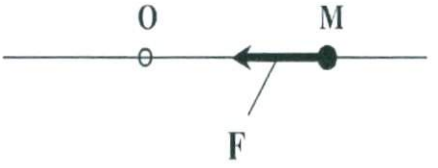


Fig.1

The equation (2) is an equation of harmonic vibrations. Correspondingly, in the case of a straight-line motion under the action of the gravitational force proportional to the distance from the center of gravity, the particle will perform harmonic non-damped vibrations.

If the particles moves in a straight line along the axis x in the resisting medium, say in air, and the resistance force **R** is assumed to be proportional to the velocity of travel of the particle, then the differential equations of motion of the particle M could be recorded as follows (Fig. 2):

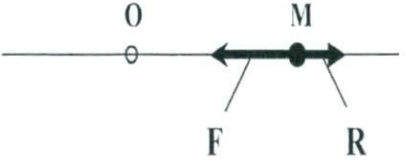


Fig. 2

$$\frac{d^2X(t)}{dt^2} + 2n\frac{dX(t)}{dt} + k^2X(t) = 0 \qquad (3)$$

where μ is the constant aspect ratio characterizing the medium resistance, and $2n = \frac{\mu}{m}$

The solution of the equation (3) is

$$X(t) = a\, e^{-nt} \sin(k_1 t + \alpha) \qquad (4)$$

where $k_1^2 = k^2 - n^2$.

This equation differs from the equation (1) of harmonious vibrations by the factor e^{-nt}; therefore the M particle motions represent vibrations near the center O, but the peak-to-peak value of these vibrations no longer preserves its constant value; they tend to rapidly decrease with time. Therefore, these vibrations are called damped vibrations.

We have set forth the physical problem based on [1] where the resistance of medium, namely air, is referred to as the cause of the damping of vibrations. In classical mechanics, proposed are also other models explaining the fact of existence of damping of vibrations – the internal friction model, the energy dissipation model, etc., which does not alter the essence of the matter, for all of them consider that the cause of the damping of vibrations is beyond the particle.

In contrast to the above, we accentuate on the proposition that the cause of the damping of vibrations and the cause of the retardation of displacements is the mass of the particle itself which, as a result of the external action starts to move but with a delay; therefore, the reaction in a constraint also occurs with a delay. In our specific case, this statement will sound as follows: if the external force $F(t)$ and the inertia force $m\frac{d^2X(t)}{dt^2}$ act on the mass m at the instant t, then the motion of the mass m originates with a certain delay, i.e. at the instant $(t + \tau)$. If we accept this point of view, the equation (1) (without resistance of the medium) could be rewritten as follows:

$$\frac{d^2X(t)}{dt^2} + k^2 X(t+\tau) = 0 \qquad (5)$$

We obtain a differential equation with the time advanced argument [2], which enables to treat many phenomena from a new standpoint and, repeating the words of the author of the monograph, "opens a field full of attractive facts that so resembles and does not resemble the theory of ordinary differential equations".

While pursuing limited objectives, let us expand $X(t+\tau)$ in the Taylor series

$$X(t+\tau) = X(t) + \tau \frac{dX(t)}{dt} + \ . \ . \ . \qquad (6)$$

and, preserve in the expansion (6) the first two members. Inserting this in (5), we obtain:

$$\frac{d^2X(t)}{dt^2} + k^2\tau \frac{dX(t)}{dt} + k^2X(t) = 0 \qquad (7)$$

The equation (7) is identical to the equation (3), i.e. it produces the same damped vibrations of the particle *M*.

Thus, we have attempted to demonstrate that the retarding action of the inertia forces of the mass, i.e. the reaction delay effect in a constraint, results in damped vibrations and can be written down as a differential equation with the time advanced argument.

The reaction delay effect in a constraint was noticed by us when constructing a numerical algorithm for solving a dynamic problem of determining displacements of the systems of particles incorporated by constraints. The numerical algorithm was based on a counting process sampling in time and constituted a stage when the system of particles used to be released for a short time of constraints and be displaced as a system of free particles (particles without constraints), while the reaction forces of constraints were being applied with a delay. In such case, we obtain the same effect as upon the action of the medium resistance forces. For example, one-mass oscillator subjected to the action of the instantaneously applied constant force used to cease oscillations rather than doing it endlessly. This made us try to make an analytical explanations of the mechanism of such an effect, led us to differential equations with the time advanced argument and suggested an idea to us that the phenomenon of non-instantaneous reaction proper contained in itself a possibility of retardation and that it is inherent in the particle itself. Such generalizations challenging the general

principles of classical mechanics we have made being encouraged by the monographs [2] and [3], and especially by the works of Prof. S.M. Oganesyan [4], who has been raising a question of constructing a new mass model since 1998.

In beginning of the paper I made dedication to the memory of Academician A.G Nazarov, not because that this report is made on the conference dedicated to his anniversary. I was surprised, reading that Armen Nazarov in his last work has set the issue of possibility of finding of unknown reserves of seismic resistance of structures in one-dimensional models. Knowing the scientific significance of A.G. Hazarov, I understood - there is possible to venture bravely in this direction. Thanks to Armen Nazarov for the help.

References

1. Воронков И.М. Курс теоретической механики. Москва, 1961.
2. Мышкис А.Д. Линейные дифференциальные уравнения с запаздывающим аргументом. Москва, 1972.
3. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. Перевод с английского. Москва, 1990.
4. Оганесян С.М. К построению модели массы. Геофизический журнал, т.20, №5, 1998,с.3-5.
5. Gabrichiodze G.K. Every body will no longer remain at rest or in uniform motion in a straight line if compelled to change its state by the action of an external force, but will do it with a delay. Bulletin of the Georgian national Academy of Sciences. vol.2, N 1, pp. 54-56, 2008

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЕННЫХ НА ОСНОВАНИИ МЕТОДА ПРЯМОГО ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИЛ АКАДЕМИКА А.Г. НАЗАРОВА

КАРАПЕТЯН Б.К.
(ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА)

В работе приводятся результаты проведенных нами исследований, основанных на предложенном А.Г. Назаровым методе прямого инструментального определения сейсмических сил, действующих на здания и сооружения при землетрясениях и взрывах*.

По предложенному А.Г. Назаровым методу осуществляется интегрирование уравнений движения почвы при землетрясении с помощью многомаятниковых сейсмометров, моделирующих здания и сооружения по периоду и декременту колебаний. Сущность метода заключается в том, что на основании показаний сейсмометра строится спектральная кривая, которая служит для оценки интенсивности землетрясения, а также для установления сейсмических сил, действующих на здания и сооружения, необходимых при расчете зданий и сооружений на сейсмостойкость; осуществления сейсмического районирования и микрорайонирования.

В связи с тем, что в методе прямого инструментального определения сейсмических сил многомаятниковые сейсмометры служили основой, а именно с их помощью должны были регистрироваться сильные землетрясения и взрывы, в Армянском Институте Строительных Материалов и Сооружений проводилась большая работа по их разработке и, в результате, была предложена рациональная конструкция многомаятникового сейсмометра для записи сильных землетрясений – АИС - 2М (рис.1), а также сконструированный для записи взрывов портативный многомаятноковый сейсмометр – АИС-2П.

---

*В выполнении приведенных в настоящей работе исследований принимали участие: Н.К. Карапетян, Л.А. Мхитарян, С.А.Шагинян, С.Г. Шагинян, А .Н. Сафарян, С.А. Пирумян,Л.А. Мусаелян, С.С. Симонян, Г.С. Туманов, Р.С. Вартанян, Г.А. Мадоян, Ф.К. Григорян, Р.А. Егназарян.

Для записи слабых землетрясений во времени был предложен моногомаятниковый презисионный сейсмометр – МПМС, который, к сожалению, практически не был использован. В этих разработках участвовал и автор настоящей работы.

В дальнейшем в Институте геофизики и инженерной Сейсмологии в г. Ленинакане был разработан многомаятниковый сейсмометр с сухим трением АИС-3М (ИГИС), который широкого применения не получил. Он был использован лишь при изучении последующих толчков Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 года.

I. Обеспечение безопасности сооружений и получение спектральных кривых при взрывах

Первую апробацию и практическое применение в полевых условиях многомаятниковые сейсмометры прошли при наблюдениях за взрывами, осуществляемыми в непосредственной близости от главных сооружений (действующих подводящего канала и напорного трубопровода). Взрывные работы производились систематически, в связи с производством работ по выемке котлована для бассейна суточного регулирования (БСР), которые продолжались два года, и все это время (1954 – 1956гг.) нами устанавливались предельные величины взрываемых зарядов и обеспечивалась бесперебойная работа Гюмушской ГЭС.

При этих взрывах, впервые, с помощью многомаятниковых сейсмометров были получены спектральные кривые зависимости сейсмического ускорения от периодов колебаний.

Следующим объектом, где проводились работы по обеспечению безопасности сооружения является тоннель Армводстроя, находящийся вблизи Лусаванского песочного карьера, расположенного в 150 м от рассмотренного нами БСР Гюмушской ГЭС. Сейсмометрические наблюдения проводились с целью установления максимального количества единовременно взрываемых зарядов, безопасных для тоннеля. При этом был получен и ряд закономерностей, а именно: в тоннеле на величину сейсмического ускорения изменение расстояния от места взрыва оказывало большее влияние, чем изменение количества взрываемого заряда; сейсмический эффект в пемзе получился намного больше, чем в обсидианах, интенсивность сейсмовзрывных колебаний в тоннеле оказалась намного меньше по сравнению с интенсивностью на поверхности; у входа в тоннель

гораздо больше, чем в самом тоннеле; при увеличении веса взрываемого заряда, сейсмическое ускорение с увеличением периода уменьшалось намного резче.

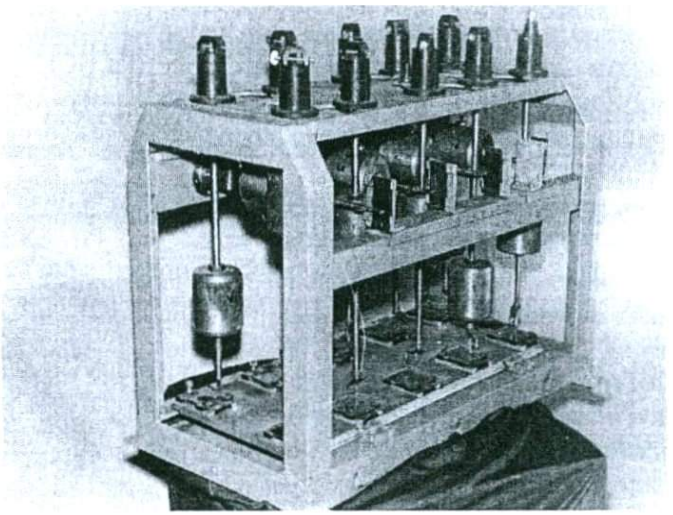


Рис. 1. Многомаятниковый сейсмометр АИС - 2М.

Кроме указанных двух объектов (головные сооружения Гюмушской ГЭС и тоннель у Лусаванского песочного карьера), где осуществлялись сейсмометрические наблюдения, с целью обеспечения их сохранности при взрывах (путем установления предельных величин единовременно взрываемых зарядов), в Республике (карьеры и трассы дорог) при взрывах в различных породах были проведены сейсмометрические наблюдения для получения спектральных кривых сейсмических ускорений.

Это были взрывы в Маралике – в дацитах, с целью получения щебня и песка; в Дтмашене – ошлакованных андезито-базальтах глыбового характера, в связи со строительством железно-дорожной линии Ереван - Севан; в Двине – в конгломератах, песчаниках и мергелях; в Талине – в андезито-базальтах и туфах, на трассе шоссейной дороги Аштарак - Ленинакан у Шамирамского оврага; на Тохмахангельском карьере гипса.

В результате этих сейсмометрических наблюдений было построено более 100 спектральных кривых сейсмических уско-

рений, на основании данных, полученных с помощью многомаятниковых сейсмометров при более, чем 30 взрывах, а также установлены определенные закономерности сейсмического воздействия при взрывах, которые приводим ниже.

Кривые сейсмических ускорений, полученные для различных геологических условий, расстояний от места взрыва и количества взрываемого заряда имеют примерно одинаковый гиперболический характер.

Сейсмический эффект в мергелях (ГЕС, Двин) увеличивается примерно в 3 раза по сравнению с другими скальными породами, как липариты, дациты и андезито-базальты (ГЕС, Маралик и Дтмашен).

Наличие оврага на пути распространения сейсмовзрывных волн сильно уменьшает горизонтальную составляющую сейсмического ускорения (2 – 4 раза) и мало сказывается на вертикальной составляющей, почти не меняя ее величины.

При взрывании в штольне (на глубине 30 м) как горизонтальная, так и вертикальная составляющая сейсмического ускорения на отметке штольни в 2 раза меньше, чем на поверхности, то-есть сейсмовзрывный эффект существенно увеличивается на поверхности.

Сейсмические ускорения при взрывах, замеряемые с помощью многомаятниковых сейсмометров, были выражены через скорость колебаний грунта и, тем самым, устанавливалась связь между величинами сейсмического укорения, на воздействия которых рассчитываются здания и сооружения, и значениями скоростей колебаний грунта, которыми пользуются во взрывном деле.

II. Землетрясения, зарегистрированные на территории СССР в начальный период (1955 – 1961 гг.) и получение спектральных кривых при землетрясении

С целью изучения сильных землетрясений, в некоторых сейсмических районах Советского Союза были стационарно установлены многомаятниковые сейсмометры: в Ереване - в 8 пунктах, а также на сейсмических станциях “Ереван”, “Ленинакан”, “Горис” и “Степанаван”; в Тбилиси - в 5 пунктах; на территории г. Душанбе - в 25 пунктах.

В течение 6 лет было зарегистрировано по одному землетрясению в гг.Ереван, Тбилиси и Ленинакан и 15 землетрясений в г. Душанбе, интенсивностью от 3 до 6 баллов.

В Ереване 14 февраля 1957г., с помощью многомаятниковых сейсмометров, было зарегистрировано землетрясение силой около 4 баллов. К этому времени сейсмометры на территории города были установлены в 5 пунктах, причем записи были получены только в 3 пунктах, с соответствующими грунтовыми условиями: пункт 1 – сейсмостанция "Ереван"- рыхлые грунты конуса выноса реки Гетар (пролювиальные отложения); пункт 2 – осадочные суглинисто-супесчатые и галечно-гравелистые отложения средней плотности; пункт 3 – скальные грунты.

Наибольший сейсмический эффект получился в рыхлых грунтах, далее он уменьшался в осадочных породах и самый малый сейсмический эффект – в скальных грунтах.

В Ленинакане, непосредственно после организации 1 августа 1961г. Института геофизики и инженерной сейсмологии, на сейсмической станции "Ленинакан", грунтами основания которого служат пески и суглинки большой мощности, был создан пункт сейсмометрических наблюдений с установленным многомаятниковым сейсмометром и 3 декабря 1961г. было зарегистрировано землетрясение силой более 5 баллов.

Кривая сейсмических ускорений, как и при землетрясении в Ереване, для пункта наблюдений с суглинисто-супесчаными грунтами, получилась убывающей с возрастанием периода колебаний, но с пиком у периода 0.2 с. Возможно он является преобладающим периодом для этих грунтов.

В Тбилиси 30 мая 1957 г. с помощью многомаятниковых сейсмометров было зарегистрировано землетрясение силой до 5 баллов. Запись колебаний получилась не во всех пунктах. По полученным данным было установлено, что сейсмический эффект в обломочных отложениях с очень рыхлым суглинистым заполнением намного больше (в 1.5 раза), чем в конгломератах малой мощности, подстилаемых галечниками.

Кривые сейсмических ускорений, построенные по показаниям многомаятниковых сейсмометров, установленных в 3 пунктах с различными грунтовыми условиями (леесовидные суглинки, подстилаемые скальным основанием; обломочные отложения с очень рыхлым суглинистым заполнением, подстилаемые скальным основанием; конгломераты малой мощности, подстилаемые галечниками) имели очень круто убывающий, с увеличением периода колебаний, характер.

В Душанбе 1955 г. было создано 8 сейсмометрических пунктов с установленными в них многомаятниковыми сейсмометрами, в различных грунтовых условиях. Разница в основном заключалась в толщине верхнего слоя лесса (подстилаемого галечниками), который имел толщину от 0.5 м до 25.0 м. Из всех зарегистрированных, землетрясение 7 апреля 1956г. представляло наибольший интерес. Получено, что сейсмический эффект сильно возрастает с увеличением толщины слоя лесса.

Начиная с 1956 г. в Таджикской комплексной сейсмологической экпедиции (ТКСЭ) Института Физики Земли АН СССР, проводившей работы на территории Таджикистана, стал функционировать инженерно-сейсмологический отряд, куда входили нучные сотрудники АН СССР и Армянской, Грузинской и Таджикской Республиканских Академий Наук. Руководителем отряда являлся А.Г. Назаров. Активное участие в работах отряда принимал и автор настоящей работы.

Одной из основных задач отряда являлась разработка методики сейсмометрических исследований для сейсмического районирования. По профилю Гиссарской долины была организована сейсмометрическая сеть протяженностью более 25 км, состоящая из 25 пунктов с установленными в них многомаятниковыми сейсмометрами. В этих пунктах грунтами служили: в основном лесс, различной толщины (0.6 – 20.0 м), подстилаемый галечниками, с глубиной грунтовых вод 0.3 – 30.0 м, а также песчаники, известняки, брекчии трения, галечники.
С августа 1957 г. по сентябрь 1960 г. было зарегистрировано 14 землетрясений силой от 3 до 6 баллов. Кривые сейсмических ускорений для этих землетрясений, как и в случае землетрясений, зарегистрированных в Ереване, Ленинакане и Тбилиси, а также полученных при изученных нами взрывах, имели характер кривой, учитывающей с увеличением периода свободных колебаний, в некоторых случаях с пиком у определенного периода колебаний, который можно принять как преобладающий период колебаний для грунта местности.

Поскольку спектральные кривые сейсмических ускорений носили гиперболический характер, было введено понятие средней меры интенсивности землетрясения, которая является частным от деления суммы произведений сейсмического ускорения на

соответствующий период колебаний маятника, деленное на количество маятников сейсмометра.

В случае землетрясений в Душанбе, при прочих одинаковых условиях (эпицентральное расстояние, глубина очага, азимут на эпицентр) увеличение интенсивности землетрясения привело к возрастанию величин сейсмических ускорений, а следовательно, и средних мер интенсивностей. Возрастание это для разных грунтов происходило по разному. Так для лессов, водонасыщенных галечников, а также для брекчий трения у регионального разлома увеличение сейсмического эффекта с повышением интенсивности землетрясения сказывалось намного сильнее, чем для известняков, песчаников и неводонасыщенных галечников. В среднем сейсмический эффект с повышением интенсивности землетрясения на один балл (для землетрясений силой от 3 до 6 баллов) возрастал в 1.8 – 2.5 раза.

III. Исследование взаимодействия при взрывах и землетрясениях. Предложение спектральной кривой для расчета на сейсмические воздействия

В предложенном А.Г. Назаровым инструментальном методе определения сейсмических сил впервые указывалось на необходимость учитывания взаимодействия между сооружением и его основанием при устновлении сейсмической нагрузки.

Исходя из этого нами были осуществлены экспериментальные исследования с использованием многомаятниковых сейсмометров, с целью изучения фактора взаимодействия при взрывах и землетрясениях и были представлены конкретные предложения по его учету при расчете зданий и сооружений на сейсмические воздействия.

В связи с этим А.Г. Назарова и меня сильно критиковали ведущие специалисты СССР в области сейсмостойкого строительства. Они считали, что бессмысленно изучать взаимодействие, поскольку оно никакого влияния на сейсмическую нагрузку не будет иметь. Эти ученые были уважаемые мною люди. К сожалению их давно уже нет.

Дальнейшие исследования (и не только наши) показали, что взаимодействие при землетрясении является одним из важных фактров и его следует учитывать при установлении сейсмической нагрузки.

Остановимся вкратце на результатах проведенных нами исследований по взаимодействию.

Было исследовано трехэтажное каменное здание, основанное на белоземе, подстилаемом мощным слоем базальтов, при действии взрыва, вызвавшего сейсмический эффект примерно в 5 баллов. Осуществлялись замеры скорости и ускорения во времени и сейсмических ускорений с помощью многомаятниковых сейсмометров на грунте поблизости от здания и в самом здании.

В результате было получено, что период свободных колебаний здания $T = 0.185$ с, декремент колебаний $\delta = 0.32$. Ускорение в здании по сравнению с ускорением на грунте оказалось в 1.9 раза меньше. Сейсмическое ускорение, замеренное многомаятниковыми сейсмометрами, для $T = 0.2$ с, как наиболее близкого к периоду свободных колебаний здания, получилось в здании в 1.55 раза меньше, чем на грунте. Для $T = 0.05$ с, что соответствует очень жесткому зданию, уменьшение сейсмического эффекта в здании произошло более чем в 3 раза.

Исходя из полученных результатов можно заключить, что для рассмотренных грунтовых условий уменьшение сейсмического эффекта из-за взаимодействия между фундаментом здания и его основанием становится особенно существенным при жестких сооружениях. Это относится к случаю действия жесткого компонента сейсмического излучения, которому соответствует взрыв (в рассмотренном случае наибольший период колебаний грунта от взрыва равнялся $T=0.1$с). Влияние фактора взаимодействия при взрывах изучалось и на других объектах, в частности в г. Ленинакане на модели отсека крупноблочного дома в масштабе 1:3 и железобетонного блиндажа, диаметром 150 см и высотой 180 см, возведенных на суглинистых грунтах. В этих случаях влияние взаимодействия сказалось меньше. На результатах этих исследований останавливаться не будем, они подробно описаны в одной из наших работ.

При землетрясении, по сравнению со взрывом, взаимодействие оказывает меньшее влияние на уменьшение сейсмической силы. Следует при этом учесть, что чем выше сила землетрясения, тем сильнее должно быть влияние фактора взаимодействия в смысле ослабления сейсмического эффекта.

Таким образом на основании наших исследований, а также анализа работ ряда других авторов, мы пришли к выводу о

необходимости учета взаимодействия при выборе спектральной кривой для расчета зданий и сооружений на воздействие сейсмической нагрузки. В результате, в начале 60-х годов прошлого века, нами была предложена спектральная кривая с максимальным значением динамического коэффициента $\beta = 2$ (вместо принятого тогда в строительных нормах $\beta = 3$). Также было рекомендовано криволинейную часть спектра заменить прямой и, тем самым, спектральную кривую представить состоящей из трех прямых.

На основании проведенных исследований, нами совместно с А.Г. Назаровым были предложены шкалы для определения сейсмической интенсивности при землетрясениях и взрывах, в которых отражены данные, полученные многомаятниковыми сейсмометрами.

IV. Исследование сейсмического воздействия при последующих толчках Зангезурского землетрясения 9 июня 1968 года.

Исследование осуществлялось как с помощью приборов с записью во времени, так и на основании использования записей, полученных с помощью 5-и многомаятниковых сейсмометров АИС-3М с демпферными устройствами на принципе сухого трения, которые были установлены в Каджаране по определенному профилю в различных грунтовых условиях (на скале, на галечнике с высоким уровнем грунтовых вод, на делювии, на насыпном грунте). С помощью этих многомаятниковых сейсмометров было зарегистрировано 14 последующих толчков Зангезурского землетрясения 9 июня 1968г., силой от 3 до 7 - 8 баллов. Полученный фактический материал оказался неоднородным, поскольку сухое трение является весьма нестабильным и, как известно, меняется с увеличением силы (в сторону уменьшения). Поэтому при больших интенсивностях, в результате уменьшения трения, происходило сильное искусственное нарастание сейсмических ускорений. С целью получения действительных значений сейсмических ускорений и создания возможности использовать полученный ценный материал, пришлось прибегнуть к дополнительным проверкам сейсмометров на таррировочной платформе. Выяснилось, что уже с интенсивности 5 - 6 баллов, для всех маятников, за счет уменьшения трения, происходило нарастание колебаний в

среднем на 20%, при 6 - 7 баллах до 60%, при 7 баллах – в 2 раза и при 8 баллах в 3 раза.

С целью установления истинных величин сейсмических ускорений, полученных с помощью многомаятниковых сейсмометров, значения ускорений уменьшались в указанных соотношениях. Полученные кривые сейсмических ускорений имели характер гиперболы, однако в большинстве случаев имелись пики, соответствующие периодам колебаний в пределах 0.1- 0.3 с, которые зависели от места установки сейсмометра и индивидуального характера толчка. Таким образом, по спектральной кривой можно было выявить как период, свойственный данному участку, так и преобладающий период колебаний, вызванный толчком. По полученным значениям сейсмических ускорений были определены величины сейсмических скоростей и смещений и построены соответствующие спектральные кривые. При графическом их представлении было установлено, что эти спектральные кривые для всех 14 последующих толчков землетрясений, за редким исключением, пересекаются в определенных точках, соответствующих конкретным периодам колебаний. Кривые сейсмический ускорений для пяти последующих толчков Н.К. Карапетян были определены также аналитически, в соответствии с разработанной ею методикой. Сравнение этих кривых с данными, полученными с помощью многомаятниковых сейсмометров показало, что они мало отличаются.

V. Изучение колебаний опытных образцов при сейсмовзрывных воздействиях.

На опытном полигоне Института геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, расположенном около Маисянского механизированного карьера по добыче туфа, были проведены исследования по изучению колебаний опытных образцов, а также распространения сейсмовзрывных волн в туфовых породах при взрывах. Опытными образцами служили каменные столбы размерами 210 х 40 х 40 см из туфовых камней правильной формы, с размерами 39 х 29 х 19 см.

Грунтами участка опытного полигона служили туфы, мощностью 7 - 9м, подстилаемые промовиально - аллювиальными отложениями, толщиной 15 – 20м, покрывающие толщу озерных глин, мощность которых 300м. Доводимые до разрушения опытные

образцы были жестко заделаны в бетонные фундаменты, надежно соединенные с туфовой толщей.

Взрывы осуществлялись как при прострелках, с целью образования котлов для осуществления основных взрывов, так и в самых котлах. Было замерено 4 прострелочных и 2 основных взрыва в котлах. Колебания замерялись как с помощью приборов, с записью во времени, так и многомаятниковыми сейсмометрами, установленными рядом с тремя опытными образцами, расположенными на различных расстояниях от осуществляемых взрывов.

Были построены спектральные кривые ускорений, которые в туфовых грунтах получились плавно убывающими с возрастанием периода колебаний, без наличия каких-либо пиков, которые наблюдались при взрывах в суглинисто-супесчатых грунтах. Найдены величины спектральных ускорений вплоть до обрушения образцов. Установлена связь между спектральными ускорениями и скоростью колебаний частиц грунта.

VI. Моделирование сейсмического воздействия с помощью короткозамедленных взрывов.

Короткозамедленное взрывание в производственной практике начало применяться с конца 20-х годов прошлого века. До середины 30-х годов оно осуществлялось с целью получения направленного выброса горной массы. Однако наибольшее применение короткозамедленное взрывание получило начиная с 50-х годов, в основном с целью снижения сейсмического эффекта взрывов.

Нами, на Сталинабадском совещании по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству в 1957г., было предложено использовать короткозамедленное взрывание для моделирования сейсмического воздействия при землетрясениях. Однако такую работу удалось осуществить намного позже. В дальнейшем, с этой целью, короткозамедленные взрывы были использованы рядом других исследователей. Моделирование сейсмического воздействия нами достигалось путем регулирования основных параметров сейсмических колебаний, а именно: увеличения периода и продолжительности колебаний, а также уменьшения величины затухания колебаний с расстоянием при короткозамедленном взрыве, что и приближало их к колебаниям, возникающим при землетрясении.

Исследования проводились на экпериментальном полигоне, расположенном на окраине села Маисян. Эксперименты осуществлялись на двух участках полигона: первом, о котором говорилось ранее и втором – прецизионном. На первом участке были замерены три взрыва, на втором участке – 50 взрывов. Взрывы, в основном, осуществлялись короткозамедленными, но для сравнения производились и мгновенные взрывы. При этом время замедления колебалось от 0.004 с до 0.12 с. Замеры производились как с приборами с записью во времени, так и с помощью многомаятниковых сейсмометров.

На основании полученных, с помощью многомаятниковых сейсмометров, ускорений были построены спектральные кривые, которые при мгновенных взрывах имели характер плавно спадающей кривой в виде гиперболы, а при короткозамедленных взрывах на спектральных кривых наблюдались пиковые значения ускорений, то-есть последние по своему виду приближались к спектральным кривым, характерным для землетрясений. При этом с увеличением времени замедления они становились более похожими на спектры землетрясений. При короткозамедленных взрывах период и продолжительность колебаний возрастали с увеличением расстояния между зарядами, а также времени замедления, что было особенно чувствительно при близких расстояниях от места взрыва. Затухание колебаний с расстоянием получалось меньшим, чем при мгновенных взрывах и тем существеннее, чем больше расстояние между зарядами.

В результате проведенного исследования была установлена возможность управления спектром сейсмических колебаний при короткозамедленных взрывах, путем изменения расстояния между зарядами и точкой наблюдения, а также величиной времени замедления, с целью моделирования сейсмических колебаний, возникающих при землетрясении.

VII. Изучение взаимодействия и повторности сейсмического воздействия при мощных взрывах

Нами, в отличие от ранее проводимых исследований по выявлению фактора взаимодействия между основанием и фундаментом, когда рассматривается конкретное здание, было предложено исследование проводить на участке, застроенном большим количеством зданий. Тогда следует рассматривать взаимодействие не только отдельного здания с его основанием, но

и взаимное воздействие этих зданий друг на друга. При этом наблюдается сложная картина взаимодействия. Помимо этого было предложено рассматривать повторное сейсмическое воздействие, которое имеет место при часто повторяющихся взрывах, а следовательно и землетрясениях. Эти исследования проводились при мощных далеких взрывах, осуществляемых на расстоянии более 100 км от мест наблюдения, которые на исследуемых участках имели интенсивность 3 - 5 баллов. Длительность колебаний в среднем составляла 15 с, на записях имелась возможность четко выделить продольные и поперечные волны. С целью изучения взаимодействия рассматривался участок, застроенный 4 и 5 – этажными зданиями, имеющими период основного тона свободных колебаний 0.25 - 0.40 с. Грунтами оснований зданий служили песчано-галечниковые отложения. Приборы, в основном с записью во времени, а также многомаятниковые сейсмометры были установлены на различных расстояниях от зданий, имеющих различные ориентации. Повторность сейсмического воздействия исследовалась как на этом, так и на других аналогичных участках.

В результате проведенного исследования была получена сложная картина взаимодействия зданий как между собой, так и с грунтами их оснований, отмечены их влияние, как преграды на пути распространения сейсмических волн, возрастание взаимодействия с увеличением интенсивности колебаний.

На основании анализа полученных данных, установлено влияние повторяемости сейсмического воздействия на величину сейсмической нагрузки, действующей на здания, а именно: относительно слабые воздействия вызывали повреждения зданий, которые не могли бы возникнуть если бы не было повторности сейсмического воздействия.

В дальнейшем оба эти вопроса были глубоко исследованы и представлены в диссертационных работах: А. Маркаряна – по взаимодействию и К. Карапетяна – по повторности сейсмического воздействия.

VIII. Изучение сейсмического воздействия при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 года

Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 года – последнее катастрофическое землетрясение, которое произошло на территории Армении.

Катастрофические землетрясения на территории Армении происходили и ранее, но Спитакское землетрясение является специфическим, с весьма существенными отличительными особенностями в сейсмическом проявлении. Этими, выявленными нами особенностями являлись: большая сила землетрясения; превалирование при этом величины вертикальной составляющей колебаний; повторность сейсмического воздействия; существенное влияние взаимодействия в случае многоэтажных зданий (в особенности гибких), основаниями которых служили мягкие грунты. Все это и привело к тем страшным последствиям, которые имели место при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 года. Обо всем этом мы сообщали непосредственно после землетрясения в печати (в различных газетах). Через некоторое время они нами были опубликованы в научных изданиях, а также доложены на Международных научных конференциях.

В настоящей работе мы не будем приводить подробности этих исследований, а остановимся лишь на тех результатах, которые были получены с помощью многомаятниковых сейсмометров.

До Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. на территории Армении функционировали 18 станций инженерно-сейсмологической службы: 8 станций в г. Ленинакане, 9 станций в г. Ереване и одна станция на Армянской атомной станции.

Во время землетрясения в г. Ленинакане вышла из строя сейсмическая станция "Ленинакан" и разрушились 5 зданий, в которых имелись станции инженерно-сейсмологической службы, с установленными в них многомаятниковыми сейсмометрами. На станциях инженерно-сейсмологической службы также были установлены одномаятниковые сейсмометры СБМ для установления балльности землетрясения, показания которых вместе с данными, полученными с помощью многомаятниковых сейсмометров создавали возможность прийти к определенным выводам о последствиях Спитакского землетрясения.

На основании этих данных и, используя ранее установленную Н.К. Карапетян эмпирическую зависимость между баллом и параметрами очага землетрясения для территории Армении, были установлены интенсивности двух последующих толчков (основного и афтершока) Спитакского землетрясения в

эпицентре и различных населенных пунктов Армении, подверженных сильным воздействиям.

На основании данных, полученных с помощью многомаятниковых сейсмометров, была установлена превалирующая роль вертикальной составляющей колебаний, а также установлено влияние грунтовых условий территории г. Ленинакан на интенсивность колебаний. Установлено усиление сейсмического воздействия за счет "тройного сейсмического эффекта" (за счет свойств самих грунтов; за счет взаимодействия между основаниями и зданиями; за счет появления резонанса в зданиях), особенно ярко проявившееся на территории г. Ленинакан.

На основании полученного с помощью многомаятниковых сейсмометров спектральных кривых ускорений, установлен их спадающий характер, с ярко выраженными пиками в длиннопериодной части спектров.

IX. Перспективы дальнейших работ

Предложенный А.Г. Назаровым метод прямого инструментального определения сейсмических сил, действующих на здания и сооружения сохраняет свою актуальность и в настоящее время. Многомаятниковые сейсмометры, которые служат основой этого метода, получили широкое применение. На основании соответствующих решений они были установлены на сейсмических станциях, расположенных в сейсмоактивных районах, на станциях инженерно-сейсмологической службы и на территориях некоторых городов.

После распада СССР и образования независимых самостоятельных государств, инженерно-сейсмологических наблюдения выпали из поля зрения соответствующих организаций этих государств, прекратилось финансирование и они, в основном, перестали функционировать.

Необходимо восстановить деятельность станций, входящих в сеть инженерно-сейсмологических наблюдений, осуществить дальнейшее развитие сети, организовав и другого характера наблюдения, например, на гидротехнических сооружениях и водохранилищах.

Следует осуществить дальнейшее совершенствование многомаятниковых сейсмометров, с учетом новейших достижений науки и техники.

Приведенные в настоящей работе результаты исследований, а также ранее высказанные нами предложения в части

организации инженерно-сейсмологические наблюдений подробно изложены в указанной ниже литературе.

Литература

1. Назаров А.Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959, 286с.
2. Материалы по изменениям "Норм и правил строительства в сейсмических районах" (СН-8-57). Под общей редакцией А.Г. Назарова, Ереван, 1960, 100с.
3. Карапетян Б.К. Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. Айпетрат, Ереван, 1963, 179с.
4. Карапетян Б.К. Колебания сооружений, возведенных в Армении. Изд. "Айастан", Ереван, 1967, 172с.
5. Карапетян Н.К. Спектры сейсмических колебаний на территории Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973, 278 с.
6. Результаты комплексного изучения Зангезурского землетрясения. Научные реакторы: А.Г. Назаров, Б.К. Карапетян. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973, 263с.
7. Карапетян Б.К., Карапетян Н.К. Сейсмические воздействия на здания и сооружения. Изд. "Наука", М., 1978, 160с.
8. Карапетян Б.К. Сейсмическое воздействие Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. и некоторые неотложные задачи. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земли. 1989, Том XLII, №3. с. 51-58.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАБОТЫ ПОД НАГРУЗКОЙ ВОССТАНОВЛЕННЫХ И УСИЛЕННЫХ СТЕНОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ТУФОКАМЕННЫХ КЛАДОК

МАРКАРЯН Т.Г.
(ГУ АРХИТЕКТУРЫ и СТРОИТЕЛЬСТВА)

В практике восстановительно-усилительных работ стеновых каменных конструкций в РА, особенно в зоне бедствия (Спитак-88), применяют следующие методы: инъецирование в кладку цементного, полимерцементного и полимеррастворa, включение поврежденных элементов в армированную растворную или железобетонную, а иногда и в металлическую обойму. При этом их применяют как самостоятельно, так и совместно.

В сейсмических районах при устройстве обоймы требуется, как правило, восстановление поврежденной кладки инъецирования в нее раствора (цементного или полимерцементного).

Расчет восстановленных и усиленных стеновых элементов, широко применяемых в Республике кладок типа "Мидис" и из камней правильной формы, производят по формулам для кирпичных кладок, что из-за различия между местными видами кладок и кирпичной кладкой, может привести к значительному отклонению реальных показателей от расчетных.

В связи с изложенным, в АрмНИИСС и ЗС совместно с ООО "Веракангнум" под научным руководством автора (отв. исполнители: Л.А. Давидян и А.Т. Маркарян) впервые в республике были выполнены экспериментальные исследования, основные результаты которых отражены в работах [1,2,3].

Ниже остановимся на основных особенностях работы под нагрузкой местных кладок из туфовых камней усиленных различными способами.

В экспериментальных работах были использованы туфовые камни правильной формы Артикского месторождения с кубиковой прочностью на сжатие (разм. 10x10x10см) в среднем 98 кгс/см^2 (с учетом перехода к кубам стандартных размеров - марка камня будет 75) и туфовые камни грубого окола (туф ереванского типа) с кубиковой прочностью на сжатие 148 кгс/см^2 (марка 100). Образцы были изготовлены на цементно-известковом растворе с составом, соответствующим марке 25.

Были изготовлены образцы-фрагменты стен размерами 100х50х150см (из кладки типа "Мидис") и 100х40х150см (из туфовых камней правильной формы), которые испытывались на осевое сжатие (всего 12 образцов), а также образцы размерами 120х120х50 и 120х120х40см, испытанные на перекос (всего 8 образцов).

Испытание образцов на осевое сжатие производилось с доведением до стадии, при которой трещины в кладке интенсивно развивались практически без увеличения нагрузки (3-я стадия работы кладки при сжатии.) В дальнейшем, после восстановления (усиления) различными способами, производилось повторное испытание этих образцов с доведением до полного разрушения.

Восстановление (усиление) кладки осуществлялось путем инъекции в трещины под давлением до 5атм:

-полимерраствора (оба вида кладки);

-цементного (беспесчаного) раствора (образцы из кладки типа "Мидис");

-полимерраствора, с установкой в каждом ряду кладки в скважинах диаметром 16 мм на этом же растворе трех поперечных связей из арматуры диаметром 8 мм и длиной 38 см (образцы из кладки типа "Мидис");

-цементного (беспесчаного) раствора с последующим устройством по поверхности образцов армированной растворной обоймы (оба вида кладки).

Состав инъекционного полимерраствора и инъекционное устройство разработаны ООО "Веракангнум".

Инъекционный цементный раствор имел В/Ц =0,8. Армирование обоймы производилось сварной сеткой из арматуры Ф 6,5 мм при проценте поперечного армирования, равном 0,2% (шаг горизонтальных стержней был принят: для образцов из кладки типа "Мидис" - 10см, а для образцов из КПФ - 12,5см).

Для оштукатуривания обойм применялся цементно-известковый раствор на кварцевом песке, толщина слоя раствора - в среднем 3,5 см. При оштукатуривании обойма не доводилась до низа и верха кладки (образца) на 2,0 см для исключения при испытании передачи на нее нагрузки.

Для нагнетания в кладку инъекционных растворов непосредственно в трещинах с шагом 30-50 см высверливались скважины глубиной около 10 см. Кроме того, в каждом ряду

кладки, примерно посередине образца, высверливалось по одной резервной скважине глубиной 20-25см. Трещины между скважинами заделывались цементным или гипсовым раствором. Скважины и трещины продувались сжатым воздухом, а те из них, в которые инъецировался цементный раствор, промывались водой для увлажнения кладки, затем производилось инъецирование.

Повторное испытание образцов проводилось через 6-8 месяцев после их восстановления (усиления).

Характеристики образцов и результаты их испытаний (первичных и повторных) приведены в табл. 1.

Анализ результатов испытаний и разборка повторно испытанных образцов показал следующее:

-при инъецировании в кладку типа "Мидис" цементного раствора достигается восстановление ее монолитности и несущей способности;

-при инъецировании в кладку типа "Мидис" и из КПФ полимеррастворa также достигается восстановление ее монолитности и несущей способности;

-при инъецировании кладки типа "Мидис" и из КПФ цементным раствором с последующим включением в армированную растворную обойму (при поперечном армировании 0,2%) достигается не только восстановление ее монолитности, но и значительное повышение несущей способности (для указанных видов кладок оно составило соответственно в 1,6 и 1,9 раза).

Результаты обработки экспериментальных данных по прочности и деформационным характеристикам показывают, что несмотря на полное восстановление несущей способности поврежденных образцов кладок после инъецирования их цементным составом, наблюдается существенное изменение их деформационных свойств. Коэффициент, характеризующий пластические свойства кладки при сжатии, $1/\mu$ для кладки типа "Мидис" уменьшается от 1/1,21 – 1/1,43 до 4,0, для кладки из КПФ это уменьшение составляет от 1/1,56 до 1/8,70. Таким образом, кладка после восстановления путем инъецирования в трещины цементным или полимерцементным раствором существенно теряет свои пластические свойства.

Таблица 1.

Шифр образца	Тип кладки	Несущая способность, N_1, в т.с	Способ восстановления (усиления)	Несущая способность после восстановл. (усил.) N_2, в т.с.	Отношение N_1/N_2	
					отдельных образцов	средн.
Ц-1	"Мидис"	141,0	Инъекция в трещины и кладку полимерраствора	112,0	0,80	0,90
Ц-2		112,0		112,0	1,00	
Ц-3		107,0	Армированная штукатурная обойма с инъекцией в трещины цементного раствора	168,1	1,57	1,60
Ц-4		118,4		193,6	1,64	
Ц-5		147,6	Инъекция в трещины и кладку полимерраствора	146,2	0,99	0,96
Ц-6		132,4		122,5	0,92	
Ц-7		122,5	То же, с установкой штырей на полимеррастворе	122,5	1,00	1,02
Ц-8		112,0		122,5	1,05	
Ц-9		118,4	Инъекция в трещины и кладку цементного раствора	135,0	1,14	1,13
Ц-10		127,5		142,3	1,12	
Ц-11		122,5	То же, с установкой штырей на полимеррастворе	137,5	1,12	1,14
Ц-12		132,4		152,8	1,15	
Ц-13	из КПФ	107,0	Инъекция в трещины и кладку цементного раствора	93,6	0,87	1,02
Ц-14		107,0		124,8	1,17	
Ц-15		87,0	Армированная штукатурная обойма с инъекцией в трещины цементного раствора	153,0	1,76	1,88
Ц-16		87,0		173,2	1,99	

Примечания:

1.Образцы Ц-1, Ц-2 были испытаны как контрольные с доведением их до полного разрушения; остальные образцы испытывались с доведением до стадии интенсивного развития трещин (третья стадия работы кладки);

2.Разборка образцов после повторного испытания показала, что в теле кладки штыри не имели надежную анкеровку из-за неполного заполнения гнезд полимерраствором, что и отражалось на результатах испытаний (образцы Ц-7, 8 и Ц-11, 12).

Если для кладки типа "Мидис" инъецирование в трещины приводит к некоторому повышению начального модуля деформаций (модуля упругости E_0), которое составляет 7,2% при инъецировании цементного раствора и на 34,8% - полимерного раствора, то для кладок из КПФ имеет место обратное явление – модуль упругости восстановленной полимерраствором кладки получается значительно меньше (на 46%) модуля упругости неповрежденной кладки, что, по-видимому объясняется различием в конструктивно-технологических системах двух типов кладок.

Результаты обработки экспериментальных данных по прочности и деформационным характеристикам образцов-кладок, приведенных в табл. 2, показывают, что несмотря на полное восстановление несущей способности поврежденных образцов кладок после инъецирования их цементным раствором или полимерцементным составом, наблюдается существенное изменение их деформационных свойств. Коэффициент, характеризующий пластические свойства кладки при сжатии, $1/\mu$ для кладки типа "Мидис" уменьшается от 1/1,21-1/1,43 до 1/4,0, для кладки из КПФ это уменьшение составляет от 1/1,56 до 1/8,70. Таким образом, кладка после восстановления, путем инъецирования в трещины цементным или полимерцементным раствором, существенно теряет свои пластические свойства.

Если для кладки типа "Мидис" инъецирование в трещины приводит к некоторому повышению начального модуля деформаций (модуля упрутости E_0), которое составляет 7,2% при инъецировании цементного раствора и на 34,8%-полимерного раствора, то для кладок из КПФ имеет место обратное явление-модуль упругости восстановленной полимерраствором кладки получается значительно меньше (на 46%) модуля упругости неповрежденной кладки, что, по-видимому, объясняется различием в конструктивно-технологических системах двух типов кладок.

Усиление поврежденных образцов путем осуществления обоймы из армированной штукатурки, при проценте поперечного (объемного) армирования, равном 0,2%, привело к повышению не только прочности, но и модуля упругости. Оно составило для кладки типа "Мидис" 4,3 раза и для кладки из КПФ – 3,06 раза. Помимо этого усиление привело к увеличению коэффициента, характеризующего пластические свойства кладки ($1/\mu$), величина которого изменилась для кладки типа "Мидис" от 1/1,28 до почти единицы, а для кладок из КПФ – от 1/1,81 до 1/1,16.

Таким образом, усиление поврежденной кладки путем осуществления обоймы из армированной штукатурки при предварительном инъецировании трещин цементным раствором, позволяет существенным образом повысить ее несущую способность, модуль упругости и, немаловажное, увеличить пластические свойства кладки при сжатии. Причем, увеличение упомянутых физико-механических показателей имеет место в обоих типах кладок.

Как было упомянуто выше, фрагменты стен из кладок двух типов были подвергнуты испытанию также на перекос (с передачей внешней сжимающей нагрузки по одной диагонали образца-фрагмента). При испытании появление диагональной трещины почти совпадало с потерей несущей способности образца, при этом, в отличие от осевого сжатия, которое происходило, в основном, по вертикальным и горизонтальным швам кладки.

После испытания образцы восстанавливались путем инъецирования в трещины цементного раствора или полимерного состава. Образцы из кладки типа "Мидис" после инъекции цементного раствора усиливались армированной штукатуркой. Армосетки были изготовлены из обыкновенной арматурной проволоки (класса В-I), диаметром 4мм, с размерами ячеек 8х8см (объемный процент армирования $\mu = 0{,}125\%$).

Результаты повторных испытаний (табл.3) показали следующее:

-восстановление первоначальной несущей способности при перекосе образцов, в которых для инъекции был применен цементный раствор;

-применение инъекционного полимерраствора приводило к повышению несущей способности при перекосе по сравнению с первоначальной на 43 (для образцов изкладки типа "Мидис") и 52% (для образцов из КПФ);

-усиление образцов путем устройства армированной штукатурки с предварительным инъецированием в трещины цементного раствора повышало несущую способность фрагмента при перекосе (образцы кладки типа "Мидис") в 2,61 раза. При этом происходило существенное изменение характера образования трещин в стадии разрушения. В отличие от обычных образцов, в этих образцах, в стадии разрушения, помимо основной – диагональной трещины появились параллельно этой и другие вертикальные трещины. Благодаря наличию сетчатой арматуры и ее совместной работе с кладкой, разрушение образцов происходило нехрупко. Отношение нагрузки при появлении первой трещины ($N_{тр}$) к разрушающей ($N_{разр}$), т.е. коэффициент трещинообразования - $К_{тр}$ в этих образцах составляет в пределах $К_{тр}$= 0,73 - 0,74. Между тем, для всех остальных образцов (как при первоначальном испытании, так и после восстановления) этот коэффициент приближался к единице ($N_{тр} \approx N_{разр}$).

Анализ деформативности восстановленных, путем инъецирования в трещины растворов образцов-фрагментов при перекосе, подтверждает установленное при испытании образцов кладки на осевое сжатие явление, заключающееся в существенном изменении неупругих свойств восстановленных кладок по сравнению с неповрежденными. Усиленные армоштукатуркой образцы при перекосе показали относительно меньшую деформативность по сравнению с первоначальными данными. Таким образом, инъецированием в трещины полимерраствора как при кладке типа "Мидис" так и из камней правильной формы (КПФ) достигается восстановление первоначальной прочности кладки при осевом сжатии. Применение цементного раствора взамен полимерраствора приводит к некоторому (порядка 13-14%) повышению предела прочности при сжатии (для кладок типа "Мидис").

Таблица 2.

Шифр образца	Тип кладки	Вид испытания	Средние показатели по сериям образцов					Примечание
			Предел прочности $\tilde{R}$, кгс/см^2	Модуль упругости, E_0, кгс/см^2	Упругая характеристика, α	Условный предел текучести $\mu\tilde{R}$	Предельн. сжимаемость ε пред., мм/м	
Ц-3,4	"Мидис"	первичн.	22,5	13410	596	1,28	3,26	
		после усил.	36,2	57740	1596	~1,00	3,34*)	*) При $\sigma = \tilde{R}$
Ц-1,2, 5,6,7,8		первичн.	25,6	12800	500	1,21	4,23	
		после усил.	24,6	17260	700	4,00	1,64	
Ц-9,10,11,12		первичн.	25,0	15200	608	1,43	2,83	
		после усил.	28,4	16300	574	4,00	2,01	
Ц-1,...,12		Первич	24,9	14000	562	1,30	3,40	
Ц-13,14	из КПФ	первичн.	27,4	19540	713	1,56	2,24	
		после усил.	28,0	10550	377	8,70	2,82	
Ц-15, 16		первичн.	22,3	16780	753	1,81	1,92	
		после усил.	41,8	51280	1227	1,16	1,89	
Ц-13, ...16		первичн.	24,9	18130	728	1,77	2,00	

Таблица 3.

Серия образца	Тип кладки	Несущая способн. при перекосе N_1 в т.с	Способ восстановления (усиления)	Несущая способн. при перекосе после усиления N_2, в т.с.	Отношение N_2/N_1	
					отдельных образцов	средн.
П-1	"Мидис"	23,5	Инъекция цементным раствором	21,0	0,89	1,00
П-4		24,0		26,5	1,10	
П-2		22,0	Инъекция полимерраствором	27,0	1,23	1,43
П-3		22,0		36,0	1,64	
П-5		22,0	Инъекция цементным раствором и армированием сетками растворная рубашка	54,0	2,46	2,61
П-6		22,5		62,0	2,76	
П-8	из КПФ	8,5	Инъекция полимерраствором	15,0	1,76	1,52
П-9		10,5		13,5	1,29	

При испытании образцов на перекос применение полимерраствора, в качестве инъекционного, приводит к существенному повышению несущей способности кладок обоих типов (на 43 и 52%), что объясняется относительно высокой адгезией полимерраствора с камнем по сравнению с цементным раствором. Отметим также, что применением чисто цементного раствора в качестве инъекционного можно достичь восстановления первоначальной несущей способности при перекосе.

Усилением армированной штукатуркой поврежденной кладки с первоначалным инъецированием в трещины цементным раствором достигается существенное повышение несущей способности кладки по сравнению с первоначальной как при осевом сжатии (на 60 и 88%), так и при перекосе (в 2,61 раза).

Применение при инъецировании поврежденной кладки, как полимерраствора так и цементного, приводит к значительному снижению ее пластических свойств. Это явление зафиксировано в обоих видах испытаний образцов-фрагментов (при осевом сжатии и перекосе) как при кладке типа "Мидис" так и на 3 КПФ.

Усиление кладки армоштукатуркой приводит к существенному повышению модуля упругости (снижение ее деформативности) и вместе с этим – повышению пластических свойств кладки. Снижение деформативности кладки и повышение ее пластических свойств наблюдается не только при осевом сжатии, но и при перекосе.

Установленные нами путем прямых экспериментов особенности деформативности восстановленных и усиленных кладок являются важными факторами при оценке поведения усиленных или восстановленных поврежденных стеновых каменных конструкций при сейсмических воздействиях.

Литература

1.Маркарян Т.Г., Давтян Л.А., Маркарян А.Т., Меликсетян А.М. Экспериментальная оценка эффективности и усиления стеновых конструкций из местных типов кладок. Сборник научных трудов конференции, посвященной 40-летию основания ИГИС им. А.Назарова РА (9-12 октября 2001г., г.Гюмри). Изд-во "Гитутюн" НАН РА.Гюмри, 2002, с. 349-353.

2.Маркарян Т.Г., Давтян Л.А., Маркарян А.Т. Экспериментальное исследование эффективности некоторых способов восстановления поврежденных туфокаменных конструкций. Тезисы докладов V Российской конференции по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию г. Сочи, 22-26 сентября 2003г., М., 2003, с.161.

3.Маркарян Т. Г. Несущая способность восстановленных и усиленных стен из кладки с применением туфовых камней. ВНИИНТПИ, РАА и СН, НКР по СС. Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. N5, 2004, с.32-37.

О КОЭФФИЦИЕНТЕ КОМПЕНСАЦИИ ПРИ КОЛЕБАНИИ ЛИНЕЙНОГО ОСЦИЛЛЯТОРА

МУРАДЯН А.Р.
(ИГИС НАН РА)

Общее представление об основных понятиях и расчетных методах теории сейсмостойкости удобнее всего получить при рассмотрении простейших одномерных систем с одной или n степенями свободы, закрепленных в основании [1,2].

Известно, что колебание линейного осциллятора (ЛО) описывается уравнением [3]

$$m\ddot{x} + kx = F(t), \qquad (1)$$

где m – масса ЛО, k – жесткость ЛО, x – смещение ЛО от нейтрального положения, $F(t)=\left|\vec{F}(t)\right|$ - модуль внешнего воздействия силы $\vec{F}(t)$.

Однако, проведенные в последние годы работы показывают, что уравнение (1) должно подвергнуться изменению [4-7].

Действительно, оставаясь в рамках классической механики, в работе [8] показано, что во всех задачах равномерного движения шара массы m по окружности радиуса R, сумма сил, действующая на шар, равна нулевой силе $\vec{0}$, а шар совершает равномерное вращательное движение под действием момента импульса $\vec{L}=J\vec{\omega}$, где $J=mR^2$ - момент инерции шара относительно центра окруж-ности O, $\left|\vec{\omega}\right|=\dfrac{d\varphi}{dt}$ - угловая скорость движения шара, φ - угол поворота.

Многолетние исследования показали [4-7], что при кинематическом возбуждении, во время колебания линейного осциллятора возникают также моменты импульса $\vec{L}$ и силы $\vec{M}$.

В дальнейшем было показано, что момент силы $\vec{M}$ возникает также при динамическом возбуждении ЛО. В работе [9] показано, что вместо уравнения колебания ЛО (1) необходимо использовать систему уравнений:

$$\begin{cases} \tilde{m}\,\ddot{x} + \tilde{k}\,x = M(t), & (2) \\ \vec{F}(t) + \vec{F}_{см}(t) = \vec{0}, & (3) \end{cases}$$

где $\tilde{k}$ - жесткость линейного осциллятора при изгибе; $\tilde{m}$ и $M(t)$ определяются соответственно из равенств

$$\frac{k}{m} = \frac{\tilde{k}}{\tilde{m}} = \omega_0^2, \qquad (4)$$

ω_0 - собственная частота колебаний линейного осциллятора,

$$\frac{F(t)}{m} = \frac{M(t)}{\tilde{m}}; \qquad (5)$$

$\vec{F}_{см}$ - сила смещения, возникающая в массе.

Приведенная система уравнений (2)-(3) указывает, что при динамическом возбуждении ЛО важное значение имеет - какая часть внешней силы $\vec{F}(t)$ компенсируется.

Определение. Величину компенсации $\vec{F}(t)$ силой смещения $\vec{F}_{см}(t)$, оценим при помощи коэффициента компенсации

$$q = \min_t \frac{\left|\vec{F}_{см}(t)\right|}{\left|\vec{F}(t)\right|}.$$

Проведенные многочисленные экспериментальные работы [10, с.20] по статическому изгибу балки (стержня) показали, что соотношения между изгибом и сдвигом, в зависимости от длины балки, находятся в промежутке 0.032÷0.128. Это соотношение показывает, что при статическом изгибе коэффициент q = 0.85÷0.95 для изгиба и 1-q = 0.05÷0.15 - для сдвига. При динамическом воздействии в теории сейсмостойкости важны диапазон частот 0,05÷10гц, которые близки к квазистатическому состоянию. Поэтому предположительно, что коэффициент компенсации находится в промежутке q = 0.5÷0.9, который точнее может быть определен только из экспериментов.

В заключение отметим, что после изменения уравнения колебания линейного осциллятора при динамическом возбуждении, следующим важным вопросом является определение величины коэффициента компенсации q для внешней

силы $\bar{F}(t)$. Коэффициент q и изгибающие моменты в сечении должны играть важную роль в новой теории сейсмостойкости.

Литература

1. Назаров А.Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. – Ереван: Изд.АН Арм. ССР, 1959. – 278с.
2. Խաչիյան Է.Ե. Կիրառական երկրաշարժագիտություն: Երևան, ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություն" հրատարակչություն, 2001. – 312 էջ:
3. Ишлинский А.Ю. Классическая механика и силы инерции. – Москва, Наука, 1987. – 320с.
4. Оганесян С.М., Мурадян А.Р., Оганесян А.С. Еще раз к реальности силы инерции д'Аламбера и ее точки приложения. //В кн.: Сб. научных трудов конференции, посвященной 40-летию основания ИГИС им. А.Назарова НАН РА. – Гюмри, Изд. "Гитутюн", НАН РА, 2002, с.380-385.
5. Оганесян С.М., Саркисян Р.Е., Кочарян Х.А. Результаты некоторых опытов с линейным осциллятором при кинематическом возбуждении. – Там же, с.385-388.
6. Оганесян С.М. О необходимости изменения расчетной схемы колебания линейного осциллятора при кинематическом возбуждении. – Там же, с.368-380.
7. Оганесян С.М., Мурадян А.Р., Оганесян А.С. Вариационные принципы Гамильтона и Лагранжа с точки зрения новой модели массы (НММ).//В кн.:Сб. научных трудов конференции, посвященной 60-летию НАН РА. – Гюмри: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2004, с.290-294.
8. Оганесян С.М. Вращательная модель движения шара (материальной точки) по окружности. – Смотри настоящий сборник.
9. Оганесян С.М. Идейные основы новой теории сейсмостойкости. – Смотри настоящий сборник
10. Филоненко-Бородич М.М., Изюмов С.М., Олисов Б.А, Кудрявцев И.Н., Мальгинов Л.И. Курс сопротивления материалов, т.II, М.: ГИТТЛ, 1956. – 540с.

IMPROVEMENT OF THE METHODS OF DESIGN OF BUILDING CONSTRUCTION AS A CALL OF TIME

MUKHUTDINOVA R. KH., SOBIROV B.SH.
(INSTITUTE OF MECHANICS AND SEISMIC STABILITU OF STRUCTURES, AS UZBEKISTAN)

One of the major problems of engineering mechanics is an improvement of the methods of determination of stress-strain state of structures and buildings of non-canonical form with account of their interaction with surrounding media under non-stationary influences. Such problems arise in air-and rocket- building, turbo-and ship-building and in hydrotechnical engineering, as a construction sites of the hydrotechnical structures are in a mountain regions. Mountain rivers with comparatively small width of the gorge and rocky banks are fitted for the construction of high dams; but because of high seismicity and severe climate of these regions there arises a necessity to solve a number of new scientific and practical problems on substantiation of stability, strength and profitability of such structures in special conditions of operation. The solution of discussed problem with account of spatial aspect of interaction of the structure with headed water and foundation ground under non-stationary influences requires the involvement of modern methods of solution of different dynamic problems of engineering mechanics and hydrodynamics, theory of earthquake- resistance and engineering seismology. At present as a normative technique of design on seismic influence a linear-spectral theory is applied; its usage is complicated by the absence of practically easily realized means of determination of natural frequencies and modes of vibrations, especially in design of structures with account of interaction with foundation. It may be said that at present the development of numeric methods of design of the dam of any form in a single statement is principally possible, but modern computers do not allow to achieve a multi-variant solution in case of account of specialty of interaction with surrounding media under non-stationary influence. In these conditions the statement of the problem using physical representation of the process and the development of the methods of design with increased part of its analytical part is a reliable way of the problem solution. Authors proposes an effective way of design of massive and lightened concrete dams and their elements on the most dangerous directions of seismic influence; this method allows to

account a continuity of structure, the spatiality of interaction with rock base and headed water. As a design scheme of the structures the plates and shells are used in the frame of the Kirchhoff-Lowe theory. The study of the limits of applicability of this theory shows the dependence of the results on many factors. It was stated that in zones of rigid fixing the maximum stresses determined by using an approximate theory are understated in comparison with corrected one; and in vicinity of a free end they are overstated; in middle part they are in good coincidence. It was stated that the difference in stresses for the structures with trapezoid cross section is much lower in comparison with rectangular one. For example for a gravitational dam with height 100 m and the slope of lower edge 0,7 the difference does not exceed 5%, whereas for a rectangular profile of the same height with the width 50 m it reaches 50%. Accounting the work of the byond the limit of elasticity there occurs a sufficient decrease of stress state near a fixed end, it.

ОСОБЕННОСТИ РАБОТЫ ЖЕЛЕЗОБЕТОННЫХ КОНСТРУКЦИЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

МХИТАРЯН Д.А.
(ИГИС НАН РА)

Анализ статистических данных показывает, что повреждения различной степени и разрушения железобетонных конструкций зданий и сооружений во время землетрясения произошли вследствие потери устойчивости в конструкциях в результате воздействия сейсмических нагрузок.

Практика показывает, что способность зданий надежно сопротивляться сеймическим воздействиям обеспечивается за весь срок эксплуатации в их несущих конструкциях, если не наступает стадия пластических деформаций. Следовательно, на основе надежных экспериментальных исследований, в принципе можно предусмотреть разные уровни повреждения несущих и ненесущих элементов.

Массовые повреждения и разрушения каркасных зданий в г.Гюмри во время землетрясения 7 декабря 1988г. были вызваны сочетанием многих факторов воздействий для развития стадии пластических деформаций в несущих конструкциях.

Экспериментально установлена взаимосвязь между уровнем напряженно деформированного состояния и величиной периода собственных колебаний конструкций. В частности, при наступлении стадии пластических деформаций период колебаний возрастает на 50%, а с приближением стадии разрушения почти в 2 раза, по сравнению с начальным [4].

Циклические нагружения существенно влияют на способность деформирования изгибаемых элементов несущих конструкций. Изменение основных свойств изгибаемых железобетонных конструкций выражается коэффициентом деформирования

$$K = \varepsilon дин / \varepsilon ст = \varepsilon дин / \varepsilon уп + \varepsilon пл .$$

Характер изменения кривых при динамических нагрузках резко отличается от статических указывая на то, что под действием циклических нагрузок происходят качественно иные процессы деформирования железобетона. При переходе от статического нагружения к динамическому начальные модули упругости бетонов понижаются до 20% [5].

До уровня $\sigma = (0.5 - 0.6)R_{пр}$ значение начального динамического модуля не изменяется у легких бетонов, после чего имеет место резкое повышение их значений на 60-120%, в то время как у тяжелого бетона к моменту разрушения повышение составляет около 35%.

Однако основные неупругие деформации происходят при малоцикловом нагружении. Разрушение железобетона обычно сопровождается раздроблением бетона сжатой зоны, потерей устойчивости, переломом, либо разрывом продольной арматуры. Исходя из этого, при расчете конструкции на реальные сейсмические воздействия очень важно учитывать особенности железобетона [7].

В рамках экспериментально теоретических исследований элементов каркасных конструкций были изучены поведения модельных образцов железобетона при горизонтальном нагружении, в условиях разных жесткостей ригеля и стоек. Эксперименты проводились с целью выявления данного фактора на деформативность, несущую способность и динамические характеристики рам, а также изменения их деформированного состояния [1,4].

Результаты этих экспериментов показали, что жесткость рам с несущими ригелями в среднем 1.6 раз выше, чем жесткость рам со связевыми ригелями. Кроме того, начальная горизонтальная жесткость несущих конструкций зависит от места их расположения в плане и по высоте здания, то есть от уровня их обжатия вертикальными силами, а также от вида нагружения [4].

Исходя из этого, расчет сборных железобетонных каркасных и крупнопанельных зданий выполняется с учетом податливости стыков железобетонных ригелей, стоек, перемычек, простенков диафрагм [7].

Несущие конструкции оказывают ощутимое влияние на жесткость зданий в упругой стадии, приводя к снижению периодов их колебаний на 15-30%, однако несущая способность образца с монолитным перекрытием выше, чем у образцов со сборным перекрытием соответственно на 11 и 25% [3].

Учет податливости перекрытий оказывает значительно меньшее влияние на изменение усилий в конструкциях здания, чем на распределение горизонтальной нагрузки [2].

В результате податливости стыков железобетонного каркаса увеличиваются боковые прогибы (в ряде случаев на 30-50%) [8]. Кроме того, междуэтажные перекрытия из крупных железо-бетонных панелей с замоноличиванными швами обладают достаточно высокой жесткостью и вовлекают в работу все вертикальные конструкции здания.

Исследования прочности и деформативности многоэтажных зданий на крупномасштабных моделях показали, что продольные деформации стоек становятся несущественными, если характерис-тика жесткости рамного каркаса $\lambda \leq 0{,}7$ [8].

Сборные и монолитные перекрытия работают как равнозначные конструкции при условии тщательного замоноличивания швов между сборными панелями. При этом декремент образца со сборным перекрытием в 1.7 раза больше, чем у такого же образца без перекрытия.

Интенсивное увеличение периода колебания наблюдается в момент, когда уровень нагружения составляет 0.6 от разрушающей. На этом уровне деформированного состояния увеличение периода по сравнению с начальным составило 23%, а декремента-13%. В целом, период колебаний в стадии разрушения увеличился на 27%, а декремента- на 55% [3].

Железобетонная конструкция, работающая в упруго-пластической стадии, обладает определенным запасом несущей способности. Величина относительных пластических деформаций железобетонных элементов $y_н/y_m$ зависит от отношения частот θ/ρ, где θ - частота внешнего воздействия, ρ - частота собственных колебаний. $y_н/y_m$ - разрушение в железобетонных конструкциях (при правильно запроектированном сечении) начинается с арматуры. В переармированных элементах разрушение происходит из-за раздробления бетона сжатой зоны, когда напряжения в арматуре не достигают предела текучести. В этом случае $y_н/y_m$ будет близко к нулю [6].

При циклическом нагружении жесткость изгибаемых элемен-тов существенно зависит от насыщения сечения арматурой (табл.1). Для элементов с высоким процентом армирования после образования нормальных трещин жесткость практически не меняется, вплоть до разрушения.

Циклические нагружения вызывают снижение прочности и жесткости нормальных сечений железобетонных элементов. Однако основные неупругие деформации происходят в области малоциклового нагружения (до 400 циклов). В ходе экспериментов установлены зависимости изменения основных характеристик прогибов и жесткостей от характера динамической нагрузки и других параметров.

Установлено, что снижение несущей способности изгибаемых элементов при циклическом нагружении в основном связано с микропроцессами [5]. В результате происходит нарушение взаимодействия бетона и арматуры, дальнейшее образование и развитие трещин, изменение напряженно-деформированного состояния, раздробление отдельных зон бетона с последующим прогрессирующим разрушением элемента в целом.

Таблица 1.

Снижение жесткости и прогибов опытных образцов железобетонных изгибаемых элементов при количестве циклов нагружения до 420

Характер армирования сечения	Характеристика цикла динамической нагрузки $\rho=\sigma^{max}/_{min}$	Отношение жесткости $B_{дин}/B_{стат}$	Отношение прогибов $Y_{дин}/Y_{стат}$
	0.4	430/660	1.95/1.03
$\xi = 0.3$	0.6	620/840	2.14/1.12
	0.8	950/1210	2.45/1.32
	0.4	200/300	2.49/1.50
$\xi = 0.1$	0.6	300/420	1.68/1.01
	0.8	460/560	2.14/1.48
	0.4	675/1080	1.43/1.12
$\xi = 0.5$	0.6	640/810	1.30/1.00
	0.8	714/1020	2.13/1.60

Над чертой значения жесткостей и прогибов перед циклической нагрузкой, под чертой после циклической нагрузки

Данные факторы необходимо учитывать, исходя из требований норм проектирования сейсмостойкого строительства (СНАР-II-2.029).

Литература

1. Барков Ю.В., Гельфанд Л.И. Исследование прочности и деформативности многоэтажных зданий на крупномасштабной модели. Строительная механика и расчет сооружений. М.,1969, N4, с.22-25.
2. Дроздов П.Ф., Лалл Б.Б. Влияние податливости перекрытий на пространственную работу несущей системы многоэтажного

каркасно-панельного здания. Строительная механика и расчет сооружений. М., 1969, N6, с.12-15.
3. Мелкумян М.Г. Экспериментальное исследование влияния перекрытия на работу каркасной конструкции при статических и динамических воздействиях. Расчет сооружений на сейсмические воздействия Ереван, 1982, с.94-98.
4. Мелкумян М. Г. Формирование динамических расчетных моделей при анализе сейсмической реакции железобетонных зданий и их новых конструктивных решений. Ереван, 1993, 93с.
5. Мхитарян Д.А., Айвазян Г.С. Исследование поведения железобетонных изгибаемых элементов на моделях при циклических нагрузках. Бюллетень по инженерной сейсмологии. N12, 1988, с.123-129.
6. Мхитарян Д.А. Анализ результатов поведения железобетонных конструкций при сейсмическом воздействии. Сборник научных трудов ИГИС НАН РА. Изд. "Гитутюн" НАН РА. Гюмри, 2004, с.274-277.
7. Нормы проектирования сейсмического строительства СНРА II-2.029. Ереван, 1995, 39 с.
8. Сигалов Э.Е. Расчет каркасных и крупнопанельных зданий на горизонтальные свободные колебания, Строительная механика и расчет сооружений. М., 1969, N2, с.40-46.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ВНЕСЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ В ГЛАВЕ «СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ» НОРМ ПРОЕКТИРОВАНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА РА

НАЗАРЕТЯН С.Н.
(НССЗ РА)

Нормы проектирования сейсмостойкого строительства РА (СНРА-II-2-02-64) 1994 г. [9], а в дальнейшем и их дополненный и измененный вариант 2006г. (СНРА-II -6.02-2006) [10], сыграли важную роль в обеспечении сейсмостойкости зданий и сооружений, оценки сейсмической опасности территорий и др. Подготовлен универсальный проект Международных строительных норм СНГ [1,7], отличающийся от норм, составленных армянскими исследователями, на наш взгляд, с некоторыми хорошими положениями.

При выполнении работ по сейсмическому микрорайонированию территории более 20-и населенных пунктов с разными инженерно-геологическими, геоморфологическими и сеймическими условиями, были замечены некоторые упущения и недостатки в главе 5: «Классификация сейсмических зон и грунтов» норм [10].

Рассмотрим эти несоответствия и представим наши рекомендации для внесения изменений в нормах:

1.В пункте 5.2.2 СНРА-II -6.02-2006 указывается [10,11,12], что если исследуемая площадка находится в Ш-ей сейсмической зоне и ее расстояние от возможных очаговых зон (ВОЗ) или активных разломов менее 10км, то исходная сейсмическая опасность, выраженная в долях g (возможного горизонтального ускорения грунтов [10]), умножается на коэффициент 1,2. Это принято по образцу норм США [14]. Однако, в нормах отсутствует карта ВОЗ или региональных сейсмоактивных разломов и не отмечается конкретно карта, на основе которой необходимо применять вышеуказанный пункт. В этом пункте требований имеется ряд неопределенностей. Во-первых, разница между ВОЗ и зон активных разломов существенная. Не каждый активный разлом является сейсмоактивным. Наверное, речь идет о сейсмоактивных разломах. Во-вторых, как для территории Армении, так и для сопредельных районов существует множество карт ВОЗ и

разломов. Карты сейсмоактивных разломов составлены (Асланян А., Габриелян А., Агамалян В., Караханян А, Меликсетян Б., Назаретян С. и др.) на основе комплекса геолого-геофизических, геоморфологических и других данных, но отличаются друг от друга по расположению, залеганию разломов, их параметров, активности, рангу, сейсмическому потенциалу и др. Особенно существенны величины сейсмического потенциала разлома и ВОЗ, так как они имеют разные значения. Наверное, речь идет о максимальной для данной территории величине потенциала. На наш взгляд необоснованна также 10-и километровая величина расстояния от оси ВОЗ (разлома), т.к. влияние расстояния сильно зависит от глубины и потенциала ВОЗ. Например, при относительно глубинном расположении очага (10км) это расстояние явно недостаточно. Кроме того, если площадка строительства расположена на расстоянии до 10км от ВОЗ и находится в третьей сейсмической зоне, то величина ожидаемого ускорения составит 0,48g, что создает трудности при проектировании обьектов, т. к. площади с такой опасностью значительные. Немаловажно отметить, что часто активные разломы совпадают с границами сейсмических зон и неизвестно как поступать в таком случае.

На наш взгляд, лучше исключить пункт 5.2.2 из СНРА-II - 6.02-2006, т.к. проблемы, связанные с его обоснованием очень многочисленные и часто, они труднорешаемые. Вообще, давно актуально составление новой карты общего сейсмического районирования РА, в том числе и по рассмотренной причине.

2.В пункте 5.4.1 СНРА-II-6.02-2006 отсутствуют требования, касаю-щиеся грунтов, подвергшихся суффозионным процессам (солончаковые, огипсованные и т.п.) при определении неблаго-приятных площадок для строительства. Неучет суффозионных явлений при проектировании обектов приводит к возникновению неравномерных остаточных деформаций грунтов под основаниями зданий и сооружений. В качестве примера можно привести микрорайон Ачапняк г. Ереван, где имеются сотни зданий, получивших повреждение Ш-ей и даже IV-ой степени, вследствие неучета влияния суффозионных процессов. В Армении такие грунты имеют заметное распространение.

Включение влияния суффозионных процессов в число геологических факторов, сделавших площадки неблагоприятными

для строительства в пункте 5.4.1 СНРА-II-6.02-2006, просто необходимо.

3.В таблице 2 (пункт 5.3.1) в описании физико-механических свойств грунтов определенной категории, целесообразно конкретизировать количественные пределы плотности, т.е. вместо их классификации на плотный, средней плотности, указать конкретные пределы плотности.

4.При определении категории грунтов по сейсмическим свойствам в таблице 2 норм, большое место справедливо уделяется влажности и водонасыщенности грунтов II-IV категорий. В примечании отмечается, что при прогнозировании подъема уровня грунтовых вод или обводнения грунтов, категория грунтов определяется как для водонасыщенных грунтов [10,11]. Однако не указывается каких конкретных глубин грунтовых вод касается эта оговорка. В нормах бывшего СССР [8], при наличии грунтовых вод глубиной залегания до 5м, определенные грунты (в основном нормально-осадочные породы) относились к более низким категориям по сейсмическим свойствам. На наш взгляд, такой подход учета этого фактора для определения категории грунтов и приращения ускорения, более приемлем. Вопрос важен и по следующим причинам:

- При составлении карт сейсмического микрорайонирования территории населенных пунктов Армении, более конкретно, при определении приращения сейсмичности, связанного с особенностями грунтов методами «геологических аналогов» и сейсморазведки, стало очевидным, что часто значения приращения, определенные первым методом, с использованием таблицы 2, уступают значениям, определенным на основе изучения сейсмических волн. Необходимо учитывать, что не всегда удается выполнить сейсморазведочные работы и по таблице 3 определить категории грунтов. Следовательно сохраняется опасность занижения уровня сейсмичности при применении только метода «геологических аналогов».
- Анализ карт проявления интенсивности Спитакского землетрясения 1988г. на территории городов северной Армении показывает [2,3,6], что над мелкозернистыми нормально-осадочными грунтами (пески, глинистые грунты и др.), при уровне грунтовых вод глубиной до 5м, интенсивность

землетрясения всегда больше, чем на аналогичных грунтах без грунтовых вод.

- Кроме того, водонасыщенные нормально-осадочные породы при сотрясениях, как показывает практика, увеличивают амплитуду колебаний и продолжительность прохождения волн, этим повышая уровень сейсмической опасности.

Предлагается в нормах ввести отдельный пункт о влиянии грунтовых вод глубиной до 5м на сейсмические свойства определенных типов грунтов (пески, глинистые грунты и др.).

5.По СНРА-II-6.02-2006 при сейсмическом микрорайонировании требуется учитывать 30-и метровую толщину слоев грунтов верхней части геологического разреза, а изменение величины ускорения брать с учетом категорий грунтов всего слоя. Однако, на практике часто встречаются случаи, когда основная, нижняя часть этой мощности (например 25м), представлена благоприятными для строительства грунтами (1 категории), а верхняя (5м) часть - неблагоприятными грунтами (Ш-ей категории). В таком случае по действующим нормам категория грунтов будет первая. Но опасность в том, что основанием фундамента, в рассмотренном случае, служат грунты Ш-ей категории. Это может привести к возникновению опасных для фундамента процессов (неравномерная просадка, увеличение значения ускорения и др.).

В нормах каким то образом необходимо учесть это обстоятельство.

6.Важное предложение сделано Р. Месчяном [4,5], касающееся учета изменяемости прочностных показателей (сопротивление сдвига) мелкозернистых грунтов под динамическим воздействием, для оценки их категории по сейсмическим свойствам. Действительно, при определенных динамических (вибрационных) условиях снижаются прочностные свойства песчаных и глинистых грунтов. Источниками вибрации могут служить промышленные взрывы (в карьерах), часто повторяющиеся слабые землетрясения, продолжительные сотрясения при сильных землетрясениях и др. В РА имеются районы, которые находятся вблизи карьеров, где больше частота и сила взрывов (например Каджаран) или сейсмоактивные зоны с большой частотой повторения слабых и средних землетрясений (например Джавахетское нагорье) и др.

В работе [4] показана важность учета снижения прочности мелкозернистых грунтов, подходы, позволяющие надежно и легко определить в лабораторных условиях эти свойства.

7. По пункту 5.4.1 СНРА-II -6.02-2006 районы активных оползней относятся к площадям, неблагоприятным для строительства. Однако практика показывает, что на оползнях вообще нецелесообразно строить капитальные здания, т.к. стабилизировать оползень инженерными и другими мероприятиями очень дорого и малоэффективно. Поэтому, лучше оползневые площади, как и заболоченные участки, не рекомендовать для капитального строительства.

8. В нормах 2006г.[10] город Дилижан, в отличие от норм 2004г.[9], оказался в третьей сейсмической зоне, хотя карта общего сейсмического районирования не менялась. Можно догадаться, что в прежних нормах было допущена ошибка, т.к. на карте районирования г. Дилижан располагается на границе сейсмических зон 2 и 3. Обычно, в таких случаях, в качестве исходной сейсмичности берется более высокий уровень опасности, что и сделано в новых нормах. Если это так, то необходимо дать пояснения.

На наш взгляд, учет вышеизложенных рекомендаций в нормах, будет способствовать уменьшению сейсмического риска разрушений зданий и сооружений.

Литература

1. Айзенберг Я.М., Хачиян Э.Е., Габричидзе Г.К., Гудков Б.П., Золотков А.С., Измайлов Ю.В., Ицков И.Э., Оруджев М.Ф., Уломов В.И., Хакимов Ш.А. Международные строительные нормы СНГ. Строительство в сейсмических районах (проект) 2002 г.
2. Атабекян Р.А., Мхитарян К.А., Назаретян С.Н. Предварительная оценка сейсмического риска территории г. Ванадзор. Вестник МАНЭБ, Санкт-Петербург, т, 11, № 8, вып. 2. 2006, с. 21-25
3. Дарбинян С., Назаретян С., Овсепян А. О сейсмичности территории г. Спитак. Докл. НАН Армении, т.94, №3, 1993. сс.76-81
4. Месчян С.Р. К вопросу об определении категории грунтов по сейсмическим свойствам. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2006, т.LIX, № 3, с.59-60.

5.Месчян С.Р., Таслагян К.А. Поведение остаточной прочности глинистых грунтов при повторном вибрационном воздействии. Изв. НАН РА. Науки о Земле, 2005, т.LVIII, № 3,с.58-61.
6 Назаретян С.Н., Суварян А.Г., Суварян Л.Г. Предварительная оценка сейсмического риска территории г. Гюмри. Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2007, N1, с.42-48
7.«Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», ВНИИТПИ, М; N 3, 2002, с.27-54.
8.СНиП-II-7-81.Строительные нормы и правила СССР. Строительство в сейсмических районах. М.,: Стройиздат, 1982, 56с.
9.СН РА П-2-02-94, Сейсмостойкое строительство. Нормы проектирования. Ереван, 1995, 70с. (на армянском и русском языках).
10.СН РА-6-02-2006. Строительные нормы Республики Армения. Сейсмостойкое строительство. Ереван, 2006, 54с.
11.Хачиян Э.Е. О дополнениях и изменениях в нормах по сейсмостойкому строительству Армении. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2005, LVIII, №2, с.42-47.
12.Хачиян Э.Е. Об основных концепциях по разработке единых международных норм по сейсмостойкому строительству. «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений». ВНИИНТПИ, М; № 2, 2000, с. 14-18.
13.Eurocode 98. Design Provisions for Earthquake Resistance of Structure.ENV 1998-1-1;1994.
14.United States of America. Uniform Building Code, Vol.2, Chapter 16, Division IV-Earthquake Design, 1997, 69p.

ВРАЩАТЕЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ДВИЖЕНИЯ ШАРА (МАТЕРИАЛЬНОЙ ТОЧКИ) ПО ОКРУЖНОСТИ

ОГАНЕСЯН С.М.
(ИГИС НАН РА)

1.Важной проблемой динамики, послужившей предметом исследований в XVII веке, была задача кругового движения. Возврат в начале XXI века к этой задаче может показаться алогичным. Однако развитие науки идет сложным путем. Многие идеи, которые были выдвинуты ранее, снова возрождаются на качественно новом уровне. Поэтому необходимо вернуться назад в конец XVII – начало XVIII веков, чтобы суметь продвинуться вперед в решении задач механики, поставленных геофизикой и инженерной сейсмологией [1]. Эти задачи тесным образом связаны с вопросами, которые в классической механике не имеют общепризнанной точки зрения, а именно [2-4]: 1)реальны (физичны) ли силы инерции?; 2) если реальны, то объемные ли они и к каким точкам (телам) приложены?; 3) можно ли разделить силы инерции на внешние и внутренние по отношению к изолированной системе?; 4) как возникает состояние невесомости?

Наиболее отчетливо суть этих вопросов проявляется именно при рассмотрении различных простейших задач равномерного движения шара массы m по окружности радиуса R с центром в точке O. Трением и весом шара пренебрегаем.

Задача1. Свободный шар равномерно движется по окружности со скоростью $\vec{v}_1$ в поле центральных сил $\vec{F}_ц$. Определить силы, действующие на шар.

Задача2. Шар движется равномерно со скоростью $\vec{v}_2$ по окружности при наличии связи. Определить силы действующие на шар и связь.

Задача 3. Шар движется равномерно со скоростью $\vec{v}_3$ по окружности при наличии связи в поле центральных сил $\vec{F}_ц$. Определить силы действующие на шар и связь.

Пусть $\vec{R}$ – радиус-вектор с началом в точке O, с модулем $|\vec{R}|=R$ и в задачах 1-3 направления движения шаров совпадают. Обозначим через v_1, v_2, v_3 соответственно модули скоростей $\vec{v}_1$, $\vec{v}_2$, $\vec{v}_3$.

Настоящая работа посвящена установлению следующих фактов:

1) в рамках классической механики при решении задачи 3 воздействие шара $\vec{Q}$ на связь представляется в виде суммы центробежной $\vec{\tilde{F}}_{цб}$ и кориолисовой $\vec{F}_{кор}$ сил

$$\vec{Q}=\vec{\tilde{F}}_{цб}+\vec{F}_{кор}; \qquad (1)$$

2) во всех задачах 1-3 возникает центробежная сила, которая приложена к шару и реализуется вращательная (декартовая) модель кругового движения (смотри определение 1);

3) принцип инерции (первый закон) классической механики является частным случаем бессилового движения материальной точки.

§1. О наличии кориолисовой силы при решении задачи 3 в рамках классической механики.

1.Проведем подробный анализ известных решений задач 1-3 в рамках классической механики [2-4].

Анализ задачи 1. В классической механике принимается, что внешняя центральная сила $\vec{F}_{ц}$ играет роль центростремительной силы $\vec{F}_{цс}$, т.е. $\vec{F}_{цс}=\vec{F}_{ц}=-\frac{mv_1^2}{R^2}\vec{R}$, которая создает центростремительное ускорение $\vec{a}_{цс}$ и изменяет направление скорости $\vec{v}_1$.

При этом принимается, что в системе шар-центральная сила центробежная (инерционная) сила $F_{цб}$ не возникает. Действительно, $\vec{F}_{цб}$ можно приложить только к шару. Тогда сумма сил $\vec{F}_{ц}$ и $\vec{F}_{цб}$ действующих на шар равна нулевой силе $\vec{O}$.

Это противоречит принципу инерции, так как шар движется по окружности.

Анализ задачи 2. Шар равномерно движется по окружности, если на него действует центростремительная сила $\vec{F}_{цс} = -\frac{mv_2^2}{R^2}\vec{R}$. Сила $\vec{F}_{цс}$ может возникнуть только как реакция связи. Поэтому в задаче 2 без наличия реальной центробежной силы $\vec{F}_{цб} = \frac{mv_2^2}{R^2}\vec{R}$ не обойтись. В классической механике принимается, что: 1) в системе шар-связь возникает $\vec{F}_{цб}$; 2) $\vec{F}_{цб}$ приложена к связи и создает воздействие шара на связь $\vec{Q} = \vec{F}_{цб}$; 3) на шар действует реакция связи $\vec{N} = -\vec{Q}$, которая создает силу $\vec{F}_{цс} = \vec{N}$ и ускорение $\vec{a}_{цс} = -\frac{v_2^2}{R^2}\vec{R}$, изменяющая направление скорости $\vec{v}_2$.

Из сравнительного анализа решений задач 1 и 2 следует, что несмотря на многие совпадения (наличие $F_{цс}$ и $a_{цс}$) между их механизмами движения существует серьезное отличие. Оно обусловлено наличием или отсутствием центробежной силы.

Поэтому назовем модели движения шара по окружности в задачах 1 и 2 соответственно ньютоновым и квазиньютоновым.

2.Покажем, что в рамках классической механики решения задач 1 и 2 не имеют физического смысла (физически не реализуемы).

Для этого перейдем к задаче 3, которая содержит в себе элементы обеих задач 1 и 2.

Анализ задачи 3. В классической механике принимается [2], что: 1) в системе шар-связь-центральная сила создается не $\vec{F}_{цб} = \frac{mv_3^2}{R^2}\vec{R}$, а антицентральная сила $\vec{F}_{ац}$; 2) $\vec{F}_{ац}$ приложена к связи и создает воздействие шара на связь $\vec{Q} = \vec{F}_{ац}$; 3) силы $\vec{F}_{ц}$ и $\vec{F}_{ац}$ действуют независимо; 4) связь действует на шар силой $\vec{N} = -\vec{Q}$; 5) сумма сил действующих на шар равна $\vec{F}_{цс} = \vec{F}_{ц} + \vec{N}$, а уравнение движения записывается в виде

$$-\frac{mv_3^2}{R^2}\vec{R}=\vec{F}_ц+\vec{N}. \qquad (2)$$

В монографиях и учебниках по классической механике умалчивается вопрос, как возникает сила $\vec{F}_{ац}=\vec{Q}$.

По мнению автора статьи это сделано умышленно. Как показано в дальнейшем изложении, детальное рассмотрение этой подзадачи приводит к вопросам, на которые классическая механика не может дать исчерпывающего ответа.

Замечание 1. Исключение составляет монография [6, с.14], в которой сделана попытка введения понятия "новой" центробежной силы.

Пусть величина $v_{10}>0$ удовлетворяет равенству $\left|\vec{F}_ц\right|=\frac{mv_{10}^2}{R}$, а величину v_{20} определим из равенства $v_3=v_{10}+v_{20}$. Известно, что для модуля силы $\vec{Q}$ справедливы неравенства $\frac{mv_{20}^2}{R}<\left|\vec{Q}\right|<\frac{mv_3^2}{R}$.

Представим формально скорость $\vec{v}_3$ и модуль центростремительной силы $F_{цс}=\left|\vec{F}_{цс}\right|$ соответственно в виде

$$\vec{v}_3=\vec{v}_{10}+\vec{v}_{20}, \text{ где}$$
$$\left|\vec{v}_{10}\right|=v_{10}, \left|\vec{v}_{20}\right|=v_{20}, \qquad (3)$$

и

$$F_{цс}=\frac{mv_3^2}{R}=\frac{m(v_{10}+v_{20})^2}{R}=\frac{mv_{10}^2}{R}+2m\frac{v_{10}v_{20}}{R}+\frac{mv_{20}^2}{R}. \qquad (4)$$

Покажем, что из-за различия ньютонового и квазиньютонового моделей движения в решении задачи 3 неявным образом присутствует (используется) вращательное движение. А еще точнее, что эти модели отличаются не только возникающими в них силами, но и самим физическим смыслом скоростей $\vec{v}_{10}$ и $\vec{v}_{20}$. При этом устанавливается, что $\vec{v}_{10}$ является обыкновенной скоростью "прямолинейного" движения, а $\vec{v}_{20}$ - линейной

скоростью вращательного движения. Изменим скорость $\vec{v}_3$ на величину $\overrightarrow{\Delta v}$, $\tilde{\vec{v}}_3 = \vec{v}_3 + \overrightarrow{\Delta v}$, а $\vec{F}_ц = -\frac{mv_{10}^2}{R^2}\vec{R}$ заменим на $\tilde{\vec{F}}_ц = -\frac{m(v_{10}+\Delta v)^2}{R^2}\vec{R}$, где Δv в зависимости от направления $\overrightarrow{\Delta v}$ равна $\pm|\Delta\vec{v}|$.

Запишем аналог равенства (4) для скорости $\tilde{\vec{v}}_3$ и центральной силы $\tilde{\vec{F}}_ц$, т.е.

$$\tilde{F}_{цс} = \frac{m(v_3+\Delta v)^2}{R} = \frac{m(v_{10}+\Delta v)^2}{R} + 2m\frac{(v_{10}+\Delta v)v_{20}}{R} + \frac{mv_{20}^2}{R} \qquad (5)$$

Сумма второго и третьего слагаемых в равенствах (4) и (5) численно совпадает с модулем сил $\vec{N}$ или $\vec{Q}$ соответственно для скоростей $\vec{v}_3$ и $\tilde{\vec{v}}_3$.

Воздействие шара на связь изменяется на $\overrightarrow{\Delta Q} = \vec{Q} - \tilde{\vec{Q}}$. Поэтому величина $\Delta Q = |\Delta\vec{Q}|$ всегда может быть определена как разность двух физических сил. Из равенств (4) и (5) легко получить, что три независимо определенные величины ΔQ, $|\Delta\vec{v}|$ и v_{20} связаны равенством

$$\Delta Q = 2m\frac{v_{20}|\Delta\vec{v}|}{R}. \qquad (6)$$

Из равенства (6) видно, что сила $\Delta\vec{Q}$ выражается через кориолисову силу

$$\Delta\vec{Q} = -2m(\vec{\omega}_{20}\times\Delta\vec{v}), \qquad (7)$$

где $\cdot\times\cdot$ - знак векторного произведения двух векторов, $\vec{\omega}_{20}$ - вектор угловой скорости с $|\vec{\omega}_{20}| = \omega_{20} = \frac{v_{20}}{R}$, который перпендикулярен плоскости окружности, а его направление выбрано таким образом, чтобы $\vec{\omega}_{20}\times\vec{R} = \vec{v}_{20}$.

Если взять $\overrightarrow{\Delta v}=-\vec{v}_{10}$, то равенство (7) примет вид

$$\Delta\vec{Q}=\vec{Q}-\tilde{\vec{Q}}=2m\left(\vec{\omega}_{20}\times\vec{v}_{10}\right)=\vec{F}_{кор} \qquad (8)$$

Известно, что кориолисова сила возникает при относительном движении на вращающемся диске [2]. На основании работ [1,5] в формуле (8) вращательное движение приписано скорости $\vec{v}_{20}$, а относительное движение - $\vec{v}_{10}$, так как $\vec{v}_{20}$ создает центробежную силу, а $\vec{v}_{10}$ - нет

Поэтому в равенстве (4) второе слагаемое является модулем реальной физической кориолисовой силы.

Таким образом в рамках классической механики формальные представления (3)-(5) приобретают физическое содержание, а именно: 1) воздействие $\vec{Q}=\vec{F}_{ац}$ шара на связь представляется в виде равенства (1), т.е.

$$\vec{Q}=\tilde{\vec{F}}_{цб}+\vec{F}_{кор}=\frac{mv_{20}^{2}}{R^{2}}\vec{R}+2m\left(\vec{\omega}_{20}\times\vec{v}_{1}\right); \qquad (1')$$

2) скорость $\vec{v}_3$ сохраняет как бы информацию о задачах 1 и 2 и представляется в равенстве (3) фактически в виде двух физически различных скоростей: обыкновенной "прямолинейной" скорости $\vec{v}_{10}$ и линейной скорости вращения $\vec{v}_{20}$; 3) в представлении $(1')$ кориолисовая составляющая силы $\vec{Q}$ возникает из-за взаимодействия ньютонового и квазиньютонового моделей движения.

Хотим мы того или нет сила $\vec{Q}$ вполне выражается через известные в классической механике силы. Этот парадоксальный результат требует серьезного осмысления и обсуждения, который проведем во втором параграфе.

§ 2. Что делать?

1.Наличие в представлении $(1')$ и (3) линейной скорости вращательного движения $\vec{v}_{20}$ требует отказа от ньютоновой и квазиньютоновой моделей движений шара по окружности.

Как видно из анализа решении задач 1-3, в них инерционная сила $(F_{цб}, F_{ац})$ возникает или не возникает в зависимости от наличия и величины центральной силы $F_ц$.

Покажем, что в задаче 2 $\vec{v}_2$ является линейной скоростью вращения шара, т.е. $\vec{v}_2 = \vec{\omega}_2 \times \vec{R}$, а $|\vec{\omega}_2| = \omega_2 = \frac{v_2}{R}$.

Действительно, если в задаче 3 центральная сила $\vec{F}_ц \to \vec{0}$, то приходим к задаче 2. При этом в скорости $\vec{v}_3$ "прямолинейная" составляющая $\vec{v}_{10} \to \vec{0}$, а $\vec{v}_{20} \to \vec{v}_3$. Следовательно, в этом случае $\vec{v}_3$ полностью становится линейной скоростью вращения шара. Поэтому, в задаче 2 - v_2 является линейной скоростью вращения

В классической механике невозможно ввести понятие равномерного вращательного движения шара по окружности под действием момента импульса $\vec{L}$. Так как это противоречит принципу инерции.

Поэтому для продвижения вперед необходимо выйти за рамки классической механики и ввести принципиально новое понятие (определение) – вращательной модели движения шара по окружности.

Определение 1. Шар массой m равномерно вращается по окружности радиуса R с центром в точке O с угловой скоростью ω, если сумма сил действующих на него равна нулевой силе $\vec{0}$, а движение происходит под действием постоянного момента импульса $\vec{L}$ относительно точки O.

В определении 1 вектор $\vec{L}$ задается формулой

$$\vec{L} = m\left(\left(\vec{\omega} \times \vec{R}\right) \times \vec{R}\right),$$

где $\vec{\omega}$ - вектор угловой скорости с $|\vec{\omega}| = \omega$, а $\vec{\omega} \times \vec{R}$ фактически (формально) линейная скорость вращения шара $\vec{v}$.

После введения определения 1 в задаче 2 необходимо внешнюю объемную центробежную силу $\vec{F}_{цб}$ приложить не к

связи, а к шару. При этом воздействие шара на связь не изменяется и остается снова равной

$$\vec{Q} = \vec{F}_{цб} . \qquad (9)$$

Однако в этом случае на шар действуют две силы $\vec{F}_{цб}$ и $\vec{N}$, для которых имеет место равенство

$$\vec{F}_{цб} + \vec{N} = \vec{0}. \qquad (10)$$

Следовательно, центростремительная сила $\vec{F}_{цс}$ (ускорение $\vec{a}_{цс}$) в системе шар-связь не возникает. Равномерное вращение шара по окружности поддерживается за счет преобразования импульса $\vec{p}_2 = m\vec{v}_2$, в системе шар-связь, в момент импульса $\vec{L}_2 = m\left(\left(\vec{\omega}_2 \times \vec{R}\right) \times \vec{R}\right)$.

Замечание 2. Впервые идея, что квазиньютоновая модель движения на самом деле является вращательной, выдвинута в работе [5].

2.Далее логическая цепочка рассуждений приводит к самому трудному и мучительно воспринимаемому заключению, что центробежная сила $\vec{F}_{цб}$ возникает во всех задачах 1-3, а равенства (1) и (3) имеют переходной (вспомогательный) характер.

Покажем это сначала для задачи 3. Исходя из изменений проведенных в задаче 2, антицентральную силу $\vec{F}_{ац}$ (или хотя бы ее часть - силу $\overrightarrow{\widetilde{F}_{цб}}$) необходимо приложить к шару. Поэтому принимаемое при решении задачи 3 положение, что силы $\vec{F}_{ц}$ и $\vec{F}_{ац}$ действуют независимо – неверно. Для того, чтобы в новых условиях шар мог воздействовать на связь с силой $\vec{Q}$, с физической точки зрения необходимо, чтобы в системе шар-связь-центральная сила возникла не антицентральная сила $\vec{F}_{ац} = \vec{Q}$, а полная центробежная сила $\vec{F}_{цб} = \frac{mv_3^2}{R^2}\vec{R}$, которая приложена к шару.

Действительно, в этом случае векторная сумма внешних сил действующих на шар, равна $\vec{F}_{цб}+\vec{F}_{ц}$, передается полностью на связь и совпадает с прежней силой $\vec{Q}$, т.е.

$$\vec{Q}=\vec{F}_{ц}+\vec{F}_{цб}. \qquad (11)$$

На шар действуют три силы $\vec{F}_{ц}$, $\vec{F}_{цб}$ и $\vec{N}$ и имеет место равенство

$$\vec{F}_{ц}+\vec{F}_{цб}+\vec{N}=\vec{0}. \qquad (12)$$

Следовательно, в задаче 3 сумма сил действующих на шар равно нулевой силе. Поэтому в системе шар - связь - центральная сила центростремительная сила не возникает, импульс $\vec{p}_3=m\vec{v}_3$ преобразуется в постоянный момент импульса $\vec{L}_3=m\left(\left(\vec{\omega}_3\times\vec{R}\right)\times\vec{R}\right)$ и шар совершает вращательное движение с угловой скоростью $\vec{\omega}_3$ (линейной скоростью $\vec{v}_3=\vec{\omega}_3\times\vec{R}$).

Замечание 3. Впервые равенства (11) и (12) установлены в работе [5], используя возможности новой модели массы [7]. Из соотношений (11) и (12) следует, что равенства (1) и (3) не имеют физического смысла и в работе носят переходной (вспомогательный) характер.

Осталось рассмотреть задачу 1. Она получается из задачи 3 фактически при стремлении скорости $\vec{v}_3\to\vec{v}_{10}$. В этом случае движение происходит фактически в системе шар-центральная сила и в задаче 1 возникает центробежная сила $\vec{F}_{цб}=\frac{mv_1^2}{R^2}\vec{R}$, которая как и в задаче 3 приложена к шару и имеет место равенство

$$\vec{F}_{ц}+\vec{F}_{цб}=\vec{0}. \qquad (13)$$

В системе шар-центральная сила центростремительное ускорение $\vec{a}_{цс}$ не возникает, импульс $\vec{p}_1=m\vec{v}_1$ преобразуется в момент импульса $\vec{L}_1=m\left(\left(\vec{\omega}_1\times\vec{R}\right)\times\vec{R}\right)$, а шар совершает вращательное движение с угловой скоростью $\vec{\omega}_1$ (линейной скоростью $\vec{v}_1=\vec{\omega}_1\times\vec{R}$).

Замечание 4. Впервые идея, что при движении шара в поле центральных сил он несвободен, выдвинута в монографии Г.Герца [8].

Из равенств (10), (12), (13) и определения 1 следует, что во всех задачах 1-3 шар находится в состоянии "невесомости" и совершает инерционное движение по окружности.

Замечание 5. В современной механике вопрос о том, что принцип инерции классической механики справедлив лишь как частный случай бессилового движения впервые поднимается в монографии Г.Герца [8] и прекрасной программной (обзорной) статье О.Черепанова [9]. Обсуждение этого вопроса имеется в монографиях А.Пуанкаре [10, с.64-68] и Г.И.Шипова [11].

Выводы

На основании проведенных исследований показано:

1)во всех задачах 1-3 возникает центробежная сила $\bar{F}_{цб}$, которая приложена к шару и имеет место вращательная модель движения шара (материальной точки) по окружности и шар находится в состоянии "невесомости";
2)физика скоростей равномерных прямолинейного и кругового движения шара принципиально различна;
3)в последующих исследований необходимо отказаться от понятия линейной скорости вращения;
4)раздел динамики классической механики является на самом деле динамико-кинематическим;
5)в развитии классической механики наступил такой момент, когда для продвижения вперед необходимо вернуться назад к истокам и на новом уровне осмыслить как были заложены ее основы.
6)проведенные исследования открывают путь к объединению классической и квантовой механик.

По мнению автора начать надо с обобщений понятия массы и принципа инерции, осмысления физики хотя бы равномерного прямолинейного движения. В работах автора [7,12-15] предложен один из таких возможных путей.

Литература

1.Оганесян С.М. О необходимости изменения расчетной схемы колебания линейного осциллятора при кинематическом

возбуждении.// В кн.: Сб научных трудов конф., посв. 40-летию основания ИГИС им А.Назарова НАН РА.–Гюмри: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2002, с.368-380.
2.Ишлинский Ю.Л. Классическая механика и силы инерции. – М.: Наука, 1987. – 320с.
3.Седов Л.И. Очерки связанные с основаниями механики и физики. – М.: Знание, 1983. – 83с.
4.Крылов А.Н. Мысли и материалы о преподавании механики в ВУЗ. – М.:, Л.: Изд. АН СССР, 1943. – 76с.
5.Оганесян С.М. О двух механизмах кругового движения шара (материальной точки).//В кн.: Сб научных трудов конф., посв. 60-летию основания НАН РА. – Гюмри: Изд."Гитутюн" НАН РА 2004, с.277-290.
6.Леви-Чивита Т., Амальди У. Курс теоретической механики. – М.: Изд. иност. литер., 1951, т.2, часть 1. – 436с.
7.Оганесян С.М. К построению модели массы. – Геофизический журнал, 1998, т.20, N5, с.3-5.
8.Герц Г. Принципы механики, изложенные в новой связи. – М.: Изд. АН СССР, 1959. – 386с.
9.Черепанов О. Знание о силе. – Знание-сила, 1986, N12, с.18-21.
10.Пуанкаре А. О науке. – М.: Наука, 1983. – 560с.
11.Шипов Г.И. Теория физического вакуума. Теория, эксперименты и технологии. 2 изд. – М.: Наука, 1997. – 150с.
12.Оганесян С.М., Мурадян А.Р., Оганесян А.С. Еще раз о реальности силы инерции Д'Аламбера и ее точки приложения. //В кн.: Сб научных трудов конф., посв. 40-летию основания ИГИС им А.Назарова НАН РА. – Гюмри: Изд."Гитутюн" НАН РА, 2002, с.380-385.
13.Оганесян С.М., Мурадян А.Р., Оганесян А.С. Вариационные принципы Гамильтона и Лагранжа с точки зрения новой модели массы.//В кн.: Сб научных трудов конф., посв. 60-летию основания НАН РА. – Гюмри: Изд."Гитутюн" НАН РА, 2004, с.290-294.
14.Оганесян С.М. Масса как активная физическая среда.//В кн.: Геофизика и математика. Материалы 1-ой Всероссийской конференции. – М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1999, с. 112-116.
15. Оганесян С.М. К реальности силы инерции Даламбера.//В кн.: Сб научных трудов конф., посв. памяти к.г.-м.н. А.Г.Бабаджаняна. – Гюмри: Изд."Гитутюн" НАН РА , 1999, с.295-303.

ИДЕЙНЫЕ ОСНОВЫ НОВОЙ ТЕОРИИ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ

ОГАНЕСЯН С.М.
(ИГИС НАН РА)

1.Проведенные после Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. исследования показали [1-5], что одним из основных проблем инженерной сейсмологии, сейсмического районирования (СР) и микрорайонирования (СМР), сейсмостойкого строительства является повышения исходных величин сейсмических ускорений (ВСУ) до 0.7÷0.8g (g – ускорение свободного падения) для средних грунтов на картах СР и СМР. Увеличение ВСУ для средних грунтов до 0.7÷0.8g на картах СР и СМР приводит к резкому повышению стоимости возводимых зданий и сооружений.

В последней работе А. Г. Назарова [6] четко сформулирован вопрос о необходимости разработки новой теории сейсмостойкости, в которой учитываются огромные величины сейсмических ускорений, наблюдаемые в действительности, и которая дает удовлетворительные результаты.

Общее представление об основных понятиях и расчетных методах теории сейсмостойкости удобнее всего получить при рассмотрении простейших одномерных колебательных систем с одной или n степенями свободы, закрепленных в основании [1].

Известно [7], что уравнение колебания линейного осциллятора [1,7] (ЛО) имеет вид

$$m\ddot{x} + kx = F(t), \qquad (1)$$

где m – масса ЛО, k – жесткость ЛО, x – смещение ЛО от нейтрального положения, $F(t)=\left|\vec{F}(t)\right|$ - модуль внешнего воздействия силы $\vec{F}(t)$.

Проведенные теоретические и опытные исследования показали [8,9], что во время колебания линейного осциллятора (ЛО) при кинематическом возбуждении, в массе возникают также моменты импульса $\vec{L}$ и силы $\vec{M}=\frac{d\vec{L}}{dt}$. Поэтому правильное определение вектора $\vec{M}$ позволит внести необходимые изменения

в расчетной схеме колебания ЛО [9]. Для обоснования этой гипотезы стало ясно, что необходимы обобщения в самой классической механике, особенно в его первом законе (принципе инерции).

В работе [10] показано, что: 1) во всех задачах равномерного кругового движения шара реализуется вращательная модель движения под действием постоянного момента импульса $\vec{L}$, и поэтому она является инерционной; 2) в рамках классической механики физика скоростей равномерных прямолинейного и кругового движения шара (материальной точки) принципиально различна.

Эти принципиально важные результаты позволяют на примере рассмотрения задачи 1 показать какие изменения необходимо ввести в известные из классической механики уравнения, описывающие движение шара. Используя эти изменения (метод) становится возможным определить величину возникающегося момента силы $\vec{M}$ в массе m при колебании ЛО и разработать идейные основы новой теории сейсмостойкости. Для этого рассмотрим следующую задачу.

Задача 1. Шар массы m движется по окружности радиуса R будучи привязанной к ее центру O нерастяжимой нитью длиной l = R под действием тангенциальной силы $\vec{F}_\tau \left(\left|\vec{F}_\tau\right| = F_\tau = \text{const}\right)$. Определить механизм движения шара, силы действующие на шар и связь. Весом шара и массой нити пренебрегаем.

Проведем подробный анализ задачи с классической точки зрения [7] и сделаем необходимые изменения в ее уравнениях движения на основании работы [10].

Анализ задачи 1. Пусть $\vec{R}$ - радиус-вектор с началом в точке O и с модулем $\left|\vec{R}\right| = R$. Известно [7], что в системе шар-нить возникает $\vec{F}_{цб} = \frac{mv^2}{R^2}\vec{R}$, которая приложена к нити и создает воздействие шара на нить $\vec{Q} = \vec{F}_{цб}$, $\vec{N} = -\vec{Q}$ - реакция нити на шар. Известно, что скорость шара $\vec{v}$ по модулю является переменной величиной из за наличия тангенциальной силы $\vec{F}_\tau$. На шар действуют две

силы $\vec{F}_\tau$ и реакция нити $\vec{N}$. За начало отсчета дуговой координаты S примем ось OO_1, $S=O_1K=R\varphi$, где φ - угол прямой OK с осью OO_1, $|\vec{v}|=R\dfrac{d\varphi}{dt}$. (см. рис.1)

Уравнение движения шара в форме Эйлера имеет вид [11]

$$\begin{cases} m\ R\ \dfrac{d^2\varphi}{dt^2} = F_\tau, & (2) \\ m\ \dfrac{v^2}{R} = N, & (3) \end{cases}$$

где $v=|\vec{v}|$, $N=|\vec{N}|$.

На основании работы [10] в задаче 1 шар совершает равноускоренное вращательное движение. Поэтому в системе шар-нить возникает не $\vec{F}_{цб}=\dfrac{mv^2}{R^2}\vec{R}$, а сила смещения $\vec{F}_{см}=\vec{F}_{цб}+\left(-\vec{F}_\tau\right)=m\dfrac{v^2}{R^2}\vec{R}+\left(-\vec{F}_\tau\right)$ и постоянный момент силы $\vec{M}$, модуль которого $M=|\vec{M}|=F_\tau R$, которые приложены к шару. При этом уравнения движения (2) и (3) преобразуются к виду

$$\begin{cases} I\ \dfrac{d^2\vec{\varphi}}{dt^2} = \vec{M}, & (4) \\ \vec{F}_\tau + \vec{F}_{см} + \vec{N} = \vec{0}, & (5) \end{cases}$$

где вектор $\vec{\varphi}$ направлен так, что если смотреть с его конца вращение шара происходит против часовой стрелки и $|\vec{\varphi}|=\varphi$; направление вектора $\vec{M}$ совпадает с направлением вектора $\vec{\varphi}$; $I=mR^2$ - момент инерции шара относительно точки O.

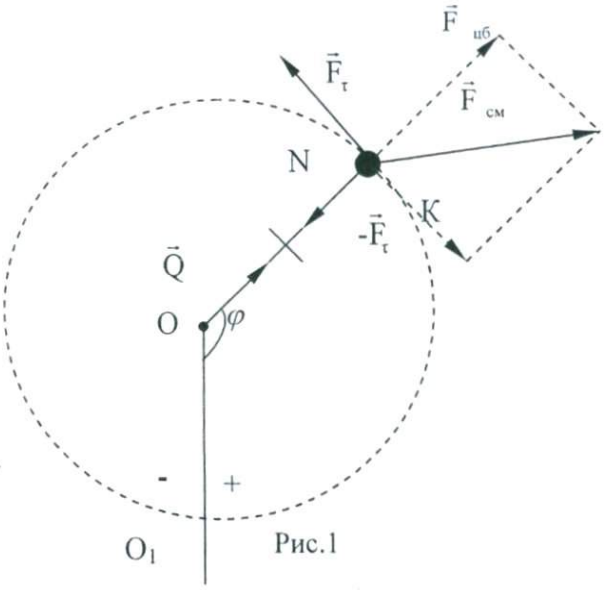


Рис.1

На основании [8,10] и проведенных исследований ((4),(5)), уравнение колебания ЛО (1) должно быть заменено на систему уравнений

$$\begin{cases} \tilde{m}\,\ddot{x} + \tilde{k}\,x = M(t), & (6) \\ \vec{F}(t) + \vec{F}_{см} = \vec{0}, & (7) \end{cases}$$

где $\tilde{k}$ - жесткость ЛО при изгибе; а $\tilde{m}$ и $M(t)=\left|\vec{M}(t)\right|$ - модуль, возникающий в ЛО, момента силы $\vec{M}(t)$ определяются из равенств

$$\frac{k}{m} = \frac{\tilde{k}}{\tilde{m}} = \omega_0^2, \qquad (8)$$

ω_0^2 - собственная частота ЛО,

$$\frac{F(t)}{m} = \frac{M(t)}{\tilde{m}}, \qquad (9)$$

$\vec{F}_{см}$ - сила смещения возникающая в массе ЛО; $\vec{0}$ - нулевая сила.

Возможно, что при колебании ЛО компенсация силы $\vec{F}(t)$ в равенстве (7) происходит неполностью.

Системы уравнений (6)-(7) должны стать идейной основой новой теории сейсмостойкости. Они указывают, что при сейсмических воздействиях опасны не перерезывающие силы, а изгибающие моменты сил в сечении

Литература

1. Խաչիյան Է.Ե.Կիրառական երկրաշարժագիտություն. Երևան, ՀՀ ԳԱԱ "Գիտություն" հրատ., 2001.-312 էջ.
2. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Геодакян Э.Г., Гаспарян Г.С., Григорян В.Г. Выделение зон возникновения очагов землетрясений на основе сейсмологической идентификации и параметризации основных элементов структурно динамической модели земной коры Армении. – Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2008, N1, с.39-43.
3. Аптикаев Ф.Ф. Проблемы создания шкалы сейсмической интенсивности нового поколения. – Вулканология и сейсмология, 1999, N 4-5, с.23-28.
4. Гусев А.А. О сейсмологической основе норм сейсмостойкого строительства в России. – Изв. РАН, Физика Земли, 2002, N12, с.56-70.
5. Григорян В.Г. Основная задача теории количественного сейсмического районирования (на примере Армении) – ВНИИНТПИ, М.: Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2005, N5, с.42-43.
6. Назаров А.Г. Некоторые вопросы количественной оценки сейсмических воздействий.//В кн.: Методы количественной оценки сейсмических воздействий. – Тбилиси: Мецниереба, 1983, с.5-16.
7. Ишлинский Ю. Л. Классическая механика и силы инерции. – М.: Наука, 1987. – 320с.
8. Оганесян С.М., Саркисян Р.Е., Кочарян Х.А. Результаты некоторых опытов с линейным осциллятором при кинематическом возбуждении. //В кн.: Сб науч. трудов конф., посвященной 40-летию основания ИГИС им. А.Назарова НАН РА. – Гюмри: Изд. "Гитутюн" НАН РА, 2002, с.385-388.
9. Оганесян С.М., О необходимости изменения расчетной схемы колебания линейного осциллятора при кинематическом возбуждении. – Там же, с.368-380.

10.Оганесян С.М. Вращательная модель движения шара (материальной точки) по окружности. – Смотри настоящий сборник.
11.Яблонский А.А. Курс теоретической механики. Динамика. Часть II. – М.: Высшая школа, 1971. – 448с.

ДИНАМИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ГРУНТОВЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ С УЧЕТОМ НЕЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ УВЛАЖНЕННОСТИ ГРУНТА ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

СУЛТАНОВ К.С.,САЛЯМОВА К.Д.
(ИНСТИТУТ МЕХАНИКИ И СЕЙСМОСТОЙКОСТИ СООРУЖЕНИЙ АН РУз.)

Статистические данные по разрушениям и повреждениям грунтовых сооружений [1] показывают, что наступление большинства видов их предельных состояний определяется особенностями их напряженно-деформированного состояния (НДС), которое используется как на стадии проектирования (выбор вариантов конструкции), так и при строительстве и эксплуатации. Учет НДС сооружения также необходим для анализа контролируемых параметров состояния, оценки надежности и определения необходимости проведения мероприятий по повышению их безопасности [1] .

В работе изложена усовершенствованная методика динамического расчета грунтовых гидротехнических сооружений (на примере плотины) в рамках двумерной схемы по волновой теории с учетом линейных и нелинейных (упругопластических) свойств и увлажненности грунта при динамических (в т.ч. сейсмических) нагрузках.

Постановка задачи. Поместим начало отсчета декартовой системы координат в нижнюю точку верхового откоса плотины и направим ось Ox вдоль основания по нижней поверхности. Пусть с момента времени $t > 0$ на плотину со стороны основания начинает действовать динамическое воздействие. Если принять действующее воздействие по всей нижней поверхности плотины, то отпадает необходимость исследования поведения и действия основания. Уравнения движения плоско деформированной плотины имеют вид:

$$\rho\frac{dU_x}{dt}=\frac{\partial S_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial P}{\partial x}+\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y},$$
$$\rho\frac{dU_y}{dt}=\frac{\partial S_{yy}}{\partial y}+\frac{\partial P}{\partial y}+\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x}-\rho g, \qquad (1)$$

где ρ - плотность; U_x, U_y - скорости частиц; P - давление и $S_{xx}, S_{yy}, \tau_{xy}$ - компоненты девиатора напряжений, g – ускорение силы тяжести. Естественно, полные напряжения при этом вычисляются по формуле

$$\sigma_{xx} = S_{xx} + P, \quad \sigma_{yy} = S_{yy} + P, \quad \sigma_{zz} = S_{zz} + P. \qquad (2)$$

Модель деформирования каменных набросков плотины принимаем в виде уравнений С.С.Григоряна [2-3]:

$$P = \frac{K}{n}\left(\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^n - 1\right); \qquad (3)$$

$$\frac{dS_{xx}}{dt} + \lambda S_{xx} = 2G\left(\frac{d\varepsilon_{xx}}{dt} - \frac{dV}{3Vdt}\right),$$

$$\frac{dS_{yy}}{dt} + \lambda S_{yy} = 2G\left(\frac{d\varepsilon_{yy}}{dt} - \frac{dV}{3Vdt}\right), \qquad (4)$$

$$\frac{dS_{zz}}{dt} + \lambda S_{zz} = 2G\left(\frac{d\varepsilon_{zz}}{dt} - \frac{dV}{3Vdt}\right), \quad \frac{d\tau_{xy}}{dt} + \lambda \tau_{xy} = 2G\frac{d\tau_{xy}}{dt},$$

с заданием более общей зависимости предела прочности от давления в обобщенном условии Мизеса

$$2J_2 = S_{xx}^2 + S_{yy}^2 + S_{zz}^2 + 2\tau_{xy}^2 \le 2Y(P)/3 \qquad (5)$$

$$Y(P) = Y_0 + \frac{\mu P}{1 + \mu P/(Y_{PL} - Y_0)}, \qquad (6)$$

где K, G - соответственно модули объемного сжатия и сдвига;

$V = \rho_0/\rho$ - относительный объем; Y_0 - сцепление; μ - коэффициент трения; Y_{PL} - предельное значение сдвиговой прочности каменной наброски; λ - функционал, который определяется по следующей формуле

$$\lambda = 0 \qquad \text{при} \quad J_2 < Y(P)^2/3,$$

$$\lambda = \frac{2GW - dJ_2/dt}{2J_2} \quad \text{при} \quad J_2 = Y(P)^2/3 \tag{7}$$

где $$W = \sum_{j=1x,y,z} S_{jj}\left(\frac{d\varepsilon_{jj}}{dt} - \frac{dV}{3Vdt}\right) + \tau_{xy}\frac{d\varepsilon_{xy}}{dt}.$$

Ядро тела плотины, как правило, состоит из лессовых грунтов. В связи с этим согласно [4,5] механические параметры грунта рассмотрим как функции, зависящие от степени увлажненности в виде

$$K(I_W) = K_{sat}\exp(\alpha_K(1 - I_W)),$$

$$G(I_W) = G_{sat}\exp(\alpha_G(1 - I_W)), \tag{8}$$

$$c(I_W) = c_{sat}\exp(\beta(1 - I_W)),$$

$$\mu(I_W) = \mu_{sat}\exp(\gamma(1 - I_W)) \qquad I_W = W/W_{sat},$$

где K_{sat}, G_{sat}, c_{sat} и μ_{sat} - соответственно модули объемного сжатия и сдвига, сила сцепления и коэффициент угла внутреннего трения полностью увлажненного грунта; α_K, α_G, β и γ - эмпирические безразмерные коэффициенты, характе-ризирующие степени изменения соответствующих механических характеристик грунта; I_W - параметр, характеризирующий степень увлажненности грунта; W - текущая влажность грунта; W_{sat} - влажность, соответствующая полному заполнению пор грунта водой.

Таким образом, уравнения состояния ядра тела плотины принимаем такими же, как (3)-(5) с учетом соотношений (8) и функцией пластичности в виде

$$Y(P, I_W) = c(I_W) + \mu(I_W) \cdot P \qquad (9)$$

К системе уравнений (1) - (9) необходимо добавить соотношения, связывающие компоненты скоростей деформации с массовыми скоростями

$$\frac{d\varepsilon_{xx}}{dt} = \frac{\partial U_x}{\partial x}, \qquad \frac{d\varepsilon_{yy}}{dt} = \frac{\partial U_y}{\partial y},$$

$$\frac{d\varepsilon_{xy}}{dt} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial U_y}{\partial x} + \frac{\partial U_x}{\partial y}\right) \qquad (10)$$

и уравнения неразрывности грунта

$$\frac{dV}{dt} - V \cdot \left(\frac{\partial U_x}{\partial x} + \frac{\partial U_y}{\partial y}\right) = 0 \qquad (11)$$

Для замкнутости уравнений (1)-(11) необходимо также добавить дифференциальное уравнение процесса увлажнения грунта, составляющего ядро тела плотины. Однако, процесс увлажнения по сравнению с динамикой плотин при действии сейсмических нагрузок является настолько медленным (стационарным), что можно использовать решения этого уравнения. Воспользуемся формулой, полученной экспериментально [6-8] и описывающей численное решение стационарной задачи

$$W(y) = W_0 + (W_{sat} - W_0)\cos\frac{\pi y}{2h_k}, \qquad (12),$$

дающее изменение влажности грунта в пределах высоты капиллярного поднятия воды от линии АВ. В уравнении (12) W_0 - естественная влажность, h_k - наименьшая высота (рис.1).

К этим уравнениям добавляются граничные условия (на поверхностях откосов сооружения) и нулевые начальные условия. К жесткому основанию сооружения прикладывается динамическая нагрузка. Задача решена численно методом конечных разностей по схеме, предложенной М.Уилкинсом .

Численный расчет. В качестве примера расчета выбрана грунтовая плотина Чарвакской ГЭС, (каскад Урта-Чирчикских

ГЭС). Геометрические параметры сооружения и физико-механические характеристики грунта плотины были предоставлены ОАО Гидропроект.

При максимальном возможном снижении уровня воды в водохранилище тело грунтовой плотины под кривой депрессии в течение продолжительного периода остается в увлажненном состоянии. Этот вариант и рассматривается в настоящей работе. Каменные наброски плотины имеют хорошие водопропускные свойства, поэтому рассмотрено увлажнение в основном зоны центрального ядра. Ядро плотины состоит из мелкозернистых грунтов и их водонасыщенность, т.е. увлажненность значительно влияет на физико-механические свойства грунта. При применении этих уравнений состояния грунта для ядра плотины рассмотрим динамическое поведение Чарвакской плотины на действие сейсмической нагрузки.

Был произведен динамический расчет с учетом модели, учитывающей естественную влажность грунта при учете его водонасыщенности, т.е. начальная плотность каменной пригрузки откосов 2330 кг/м^3, а начальная плотность материала ядра при естественной влажности–2110кг/м^3; при прочностных показателях каменных набросок E=6,21 ГПа, ν=0,25, Y_0=0,6 МПа, μ=0,4, Y_{PL}=12 МПа; соответствующих параметрах для ядра плотины - K_{sat}=5 МПа, G_{sat}=0,96 МПа, c_{sat}=0,05 МПа, μ_{sat}=0,24, α_K=2,5, α_G=4,02, β=3,92, γ=1,09, W_0=13 % и W_{sat}=38 %.. Решены задачи по определению возникающих смещений, напряжений, деформаций по времени в плотине при учете увлажненности грунта сооружения при сейсмическом воздействии, в виде записи реальной велосиграммы землетрясения, записанной на грунтовом основании плотины и обработанной институтом сейсмологии совместно с НИС Гидропроект г. Москва. [4,5] .

Для зоны центра ядра плотины учет увлажненности грунта не сказывается на поведении горизонтальных, вертикальных напряжений по времени (рис.1 а, б), в то время как для подошвы основания центра ядра увлажненность грунта увеличивает значения вышеуказанных сжимающих напряжений в 1.5 - 3 раза (рис.1 в, г). С начального момента действия внешней нагрузки на плотину до 1.5с, учет увлажненности почти не сказывается на поведении значений остаточных горизонтальных

деформаций, а после этого времени он приводит к их разуплотнению.

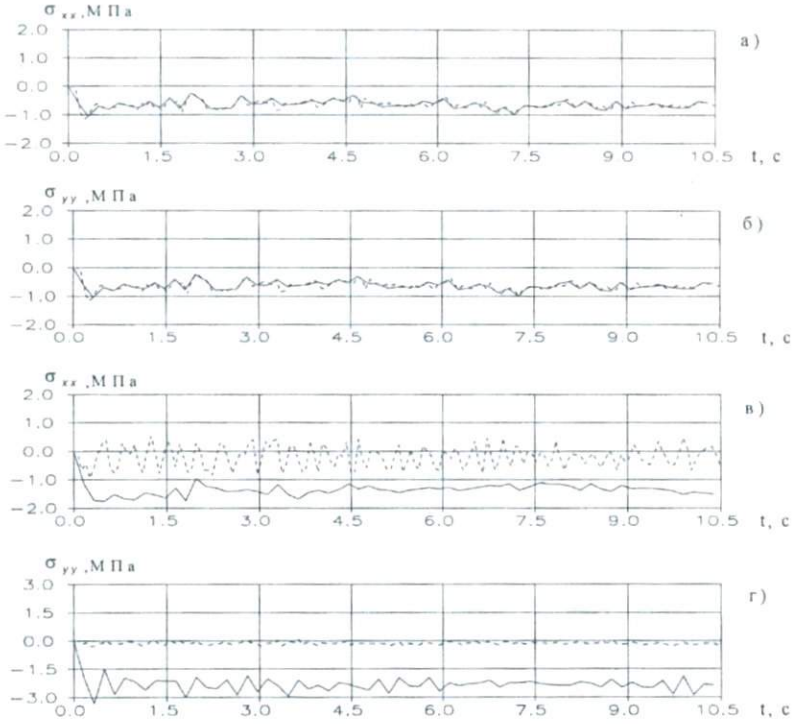


Рис.1.Изменение вертикальных, горизонтальных напряжений в центре и у подошвы центра ядра по времени. На приведенных графиках сплошная кривая – с учетом модели увлажненности, пунктирная кривая – без.

Учет увлажненности грунта сказывается на поведении вертикальных остаточных деформаций по времени в центре ядра плотины, приводя к увеличению доуплотнения грунта. Аналогично ведут себя деформации по времени зоны, находящиеся у подошвы основания центра ядра (рис.2 а,б).

Для зон, находящихся у подошвы центра ядра учет влажности и водонасыщенности грунта приводит к увеличению остаточных смещений, направленных вглубь плотины (их

значения колеблятся около нуля).

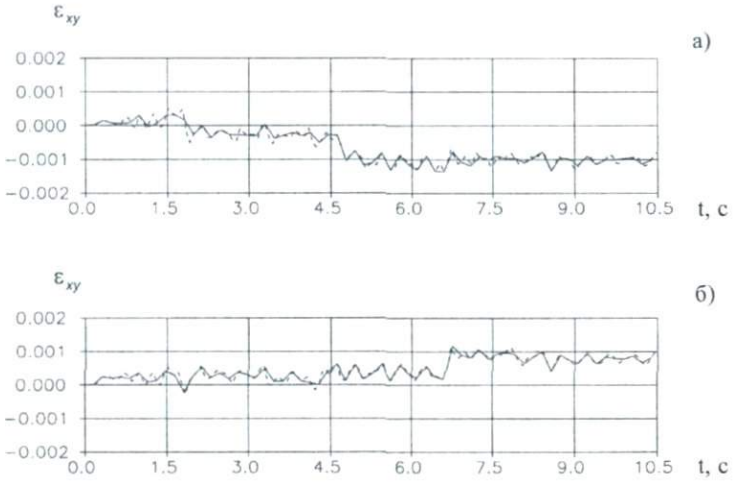


Рис.2. Изменение сдвиговых деформаций в центре (а) и у подошвы центра ядра , (б) плотины по времени.

Для этих же точек учет влажности и насыщенности грунта на изменения касательных напряжений и сдвиговых деформаций по времени не влияет.

Таким образом, учет увлажненности ядра, упруго-пластических свойств и водонасыщенности грунта, при учете нестационарного характера сейсмического воздействия, показывает на необходимость их учета при исследовании НДС плотины, приводя к более точным их значениям и местоположению неблагоприятных остаточных смещений и деформаций, наблюдаемых при сильных землетрясениях.

Литература

1. Иващенко И.Н. Инженерная оценка надежности грунтовых плотин.- М.: Энергоатомиздат.1993.-140с.
2. Григорян С.С. Об основных представлениях динамики грунтов. //ПММ.-1960.-Т.24.- №6.-С.1057-1072.

3.Григорян С.С. Некоторые вопросы математической теории деформирования и разрушения твердых горных пород //ПММ.1967.Т.31.№4.-С.643-669.
4.Султанов К.С., Хусанов Ю.Э. Уравнения состояния просадочности грунтов с учетом увлажненности. //Основания, фундаменты и механика грунтов.М.2001.№3.-С.7-11.
5. Мустафаев А.А. Фундаменты на просадочных и набухающих грунтах.- М:Высшая школа,1989.-590с.
6.Мустафаев А.А. Основы механики просадочных грунтов.-М.: Стройиздат, 1978.-263с
7.Абелев Ю.М., Абелев М.Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах.- М.: Стройиздат, 1979.-270с.
8.Мирзаев А.Г., Тер-Мартиросян З.Г., Усманходжаев И.И. Об изменении напряженного состояния лессового грунта в процессе замачивания. //Доклады АН УзССР.-1984.-№7.-с.19-22.

ФОТОРЕГИСТРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СЕТИ ХАРТМАНА (ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ АНОМАЛИЯ)

АГБАЛЯН Ю.Г.
(ЦЕНТР ЭКОЛОГО-НООСФЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НАН РА)

Глобальная энергетическая сеть Хартмана– геофизическая аномалия естественного происхождения в виде сети, полосы которой представляют собой слабое электромагнитное излучение дециметрового диапазона [1,2], с размерами ячейки, в среднем, 2 м в направлении С-Ю и 2,5м в направлении З-В. В отличие от других видов геофизических аномалий, Хартмана открыта только 1953 году немецким врачом, доктором Э.Хартманом [2]. Кроме сети Хартмана существуют и другие виды сетей-диагональная сеть Карри, с размерами ячейки 5х6 м, сеть Виттмана, с размерами 16х16 м, [1] и т.д. На рис.1 представлена элементарная ячейка глобальной энергетической сети Хартмана. Размеры ячейки зависят от многих причин и могут отличаться от средних. Например, над солерудником (г.Ереван, Армения), их размер составляет 4 х 4,5 метра, на глубине 67 метров (Гарнийская геофизическая обсерватория, Армения) –1,8-2 х 2.3- 2,5 метра, а на глубине 235 метров, в солеруднике–18 х 20 метров. Известно также, что размеры ячейки уменьшаются по направлению от экватора к полюсам, но во всех случаях размер ячейки в направлении З-В больше, чем в направлении С-Ю (широтный эффект). Полосы и узлы сети Хартмана чередуются: излучение одних направлено снизу- вверх "плюс полоса", излучение других направлено сверху - вниз- "минус полоса". Соответственно, узлы ячейки Хартмана имеют различное происхождение и свойства. Узел "плюс" образован пересечением двух полос "плюс"–узел 1, узел "минус " образован двумя полосами "минус"- узел 3, (рис.1). Эти узлы отличаются по своим физическим свойствам и являются своеобразными индикаторами солнечно–земных связей [3]. Два других узла–"плюс-минус" узлы 2 и 4 имеют одинаковые свойства (иногда в литературе их называют нейтральными) и отличаются тем, что в них одно излучение направлено снизу вверх, другое–сверху вниз.

Различные виды сетей, накладываясь друг на друга, создают сложную картину геофизических аномалий на поверхности Земли, а в точках их пересечения, согласно [1],

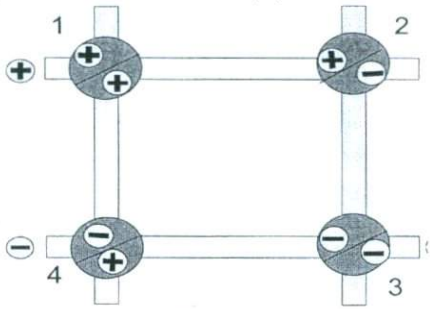


Рис.1

образуются небольшие узлы размером 10х10, или 20х20 см, в редких случаях, большего размера (первоисточник этих размеров неизвестен), где интенсивность излучения резко возрастает. Причина возникновения этих сетей до конца неизвестна, по одной из последних гипотез, авторами которой являются российские ученые Е.З.Гак, В.И.Гридин и венгерский физик Г.Пернецкий [4], "*характерные особенности этого излучения-острофокусность, неэкранируемость (предмет дискуссии, прим авт), строгая вертикальная направленность лучей, связаны с тем, что возможной причиной их возникновения являются аномалии в магнитном и гравитационном полях Земли, создающие стоячие гравитационные волны,*" предсказанные А.Энштейном, но до сих пор экспериментально не обнаруженные. И, хотя наличие этих зон известно уже более 50 лет, **единственным** методом обнаружения элементов сети является метод биолокации, который не признается инструментальным, в силу своей субъективности.

К сожалению, ни размеры, ни структура полос сети Хартмана, приведенные в различных литературных источниках не потверждаются экспериментально, что и вызывает недоверие к многочисленным исследованиям. Методы, описанные в обзоре [7] и в [8], не дали ничего нового в изучении параметров сети Хартмана и не привели к созданию **прибора или устройства для замены метода биолокации**, что является конечной целью наших исследований.

При выборе метода регистрации мы исходили из следующих соображений: поскольку излучение слабое и его

нельзя измерить современными приборами - речь идет о излучении дециметрового диапазона, длина волны которого, примерно, была определена еще в 1986 году [9], необходимо было использовать носитель, имеющий возможность накопления информации. Исходя из имеющегося опыта [3], в качестве такого носителя, позволяющего в течение времени накапливать информацию и **не требующего источника питания**, решено было использовать обычную цветную фотопленку высокой чувствительности. В результате, был разработан метод контактной фотографии, защищенный патентом Республики Армения. Начиная с 2003 года получены десятки фотоснимков, позволяющих не только зафиксировать геометрические размеры элементов сети, но и выявить их структуру [10].

Метод контактной фотографии заключается в следующем: светонепроницаемая кассета с цветной фотопленкой высокой чувствительности из специального пластика, пропускающего излучение радиационного фона Земли и излучение дециметрового диапазона, располагается на полосе или узле сети Хартмана, **определяемом методом биолокации**. Время выдержки 10-15 дней, в зависимости от места и погодных условий. На фотографии (рис.2), изображен небольшой участок фотопленки (время выдержки 15 дней, излучение направлено сверху вниз), на котором отчетливо виден- "шнур-" средняя часть полосы, шириной 2-3мм, границами которого являются две белые линии, хорошо видимые на темном фоне. Там, где на кассету снизу была наклеена поливинилхлоридная изоляционная лента, видна тень, что подтверждает наличие высокочастотного электромагнитного излучения, направленного на пленку снизу, поскольку известно, что поливинилхлорид не пропускает излучение в соответствующем диапазоне частот (в зависимости от марки материала). Причем, на следе от изоляционной ленты, видны красные участки, а это означает, что со временем, изоляционная лента начинает пропускать излучение-темная полоса. По-видимому, это связано с изменением структуры полимерной пленки под действием радиационного фона Земли (верхний снимок, слева).

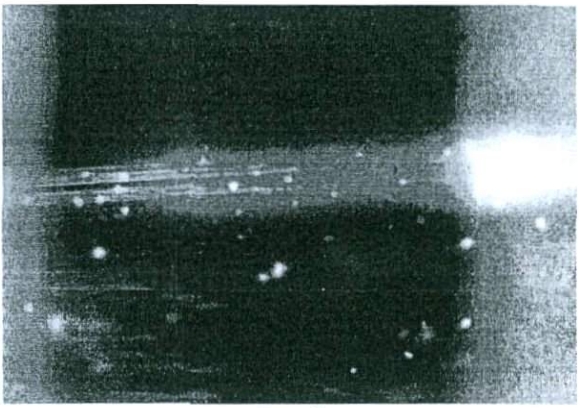


Рис. 2

На отдельных участках шнура и в его окрестностях, на рис.2 и 3, отчетливо видны желтые точки- следы космических частиц Это подтверждает наше предположение о том, что высокочастотное излучение полосы для частиц является своеобразным волноводом, что и приводит к сосредоточению частиц, в основном, внутри "волновода".

Полученные фотографии позволили рассмотреть и структуру полосы ее границы, также "шубу"- туманообразное образование, которое также представляет собой высокочастотное излучение, происхождение которого не известно, и ее структура, разные цвета окраски которой соответствуют различной энергии излучения, вызвавшей подобную засветку, а также следы космических частиц. То, что на наших фотографиях можно назвать центральной частью- "шнур"- имеет ширину 2-4мм, "шуба"- имеет ширину не более10-15 мм, что видно на рис.3.

Рис.3

Рис.4

Следы этих частиц есть и на рис.4, где виден шнур-средняя часть-полосы сети Хартмана (направление С-Ю), сфотографированный в солеруднике на глубине 235 метров. Как видно на фотографии, картина та же - основное поле красного цвета, как и на поверхности Земли, цвет же шнура - голубой. Это говорит о большей интенсивности излучения, чем на поверхности Земли, что вполне логично. Кроме того, выдержка под Землей составляла всего одни сутки вместо 15 суток на поверхности Земли. Для видимого диапазона кассета непрозрачна, однако на пленке отчетливо видны белые линии на границах шнура и полосы сети Хартмана желтого или голубого цвета и основной фон - красный, с небольшими черными участками. Однородный цвет красного фона, с черными участками, можно обьяснить наличием природного радиационного фона Земли, с энергией не более 50-150 кэВ, что также следует из спектральных возможностей фотопленки. [11].

Анализ полученных фотографий (рис. 2 - 5) показывает, что двойные белые линии - это стенки полосовой линии, представляющие собой рентгеновское или гамма излучение, создающее ионизированный канал, через который на Землю доходит излучение полос сети Хартмана. Без этих стенок дециметровое излучение полос не может достигнуть Земли в виде узкой полосы, поскольку существует явление дифракционного рассеяния, характерное для любого излучения.

В пользу этой гипотезы можно привести следующие факты:

1) материал кассеты, в котором находится пленка, не пропускает диапазон волн от ультрафиолета до далекой инфракрасной области (проверено на спектрофотометре);

2) через материал кассеты может пройти только рентгеновское или гамма излучение;

3) в случае, если убрать рентгеновские стенки, высокочастотное излучение рассеется.

Последнее утверждение подтверждается, когда на пленке фиксируется излучение полосы, отраженное от параболического алюминиевого зеркала, в фокусе которого находится кассета с пленкой. В этом случае, поскольку рентгеновское излучение от зеркала под большим углом не отражается, высокочастотное излучение, находящееся внутри рентгеновских стенок, рассеивается, что и зафиксировано на рис.5.

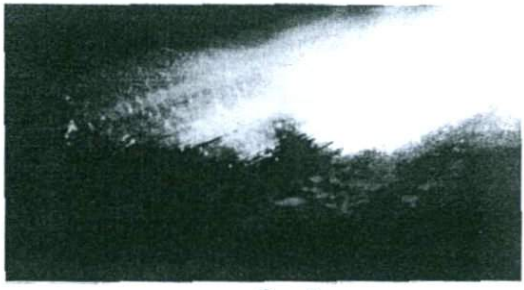


Рис.5

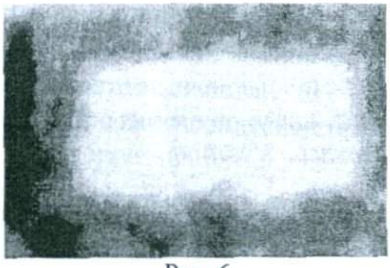


Рис. 6

Мы считаем, что дециметровое излучение полосы сети Хартмана вызывает локальный нагрев эмульсии пленки за счет поглощения энергии высокочастотного излучения водой на характеристической частоте релаксации молекулы воды, содержащейся в эмульсии и желатине пленки (эффект микроволновой печи). В дальнейшем это подтвердилось облучением пленки в кассете, используемой для регистрации излучения полос сети Хартмана, стандартным генератором СВЧ-колебаний. На рис.6 показана фотография, полученная на выходе

волновода СВЧ-генератора (частота 10ГГц, выходная мощность 6-10мВт, экспозиция 6 часов).
Практически, на многих фотографиях за время экспозиции можно заметить дрейф полос. На рис.7 видны несколько полос - светлых и темных. Верхняя пара полос, судя по всему, это начальная полоса, появившаяся при минимальной экспозиции, есть фотографии, на которых эта полоса появилась через 10 часов.

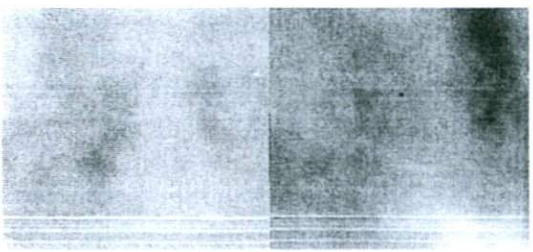


Рис.7

Далее, начинается дрейф полосы и, в конечном итоге, он занимает положение внизу кадра и остается там значительное время, что видно по интенсивности цвета полосы. Полоса движется с небольшими остановками (скачками), что позволяет ей оставлять следы, но на снимке нет "размазывания" изображения - это видно на рис.7 и, наконец, останавливается в нижнем положении достаточно долго, после чего дрейф продолжается, но в обратную сторону.

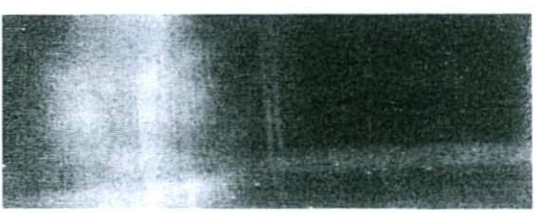


Рис.8

Причем, вторая снизу пара полос - это уже обратный ход дрейфа. Величина этого дрейфа незначительна - 10-15 мм (за время экспозиции), так как вся ширина пленки, показанная на рис.7, составляет 24 мм. На рис.8 приведена фотография узла сети Хартмана, на которой видно, что в течение времени выдержки-15

дней, горизонтальная полоса С-Ю, на которой видны следы космических частиц, остается неподвижной, а вертикальная полоса З-В - движется. Кстати, замечена закономерность - когда одна из полос движется, другая, как правило, стоит. Справа, на снимке, видно ее первоначальное положение-слева, ее положение в конце экспозиции и, наконец, внизу, слева на снимке, белый квадратик - крестовидный узел, размеры которого равны, примерно 3 х 3 мм..

Необходимо отметить, что в зависимости от величины экспозиции, фон на фотографии может быть светло зеленый-выдержка 4 дня; темно–зеленый - выдержка 15 дней. При этом кассета находилась на втором этаже здания, на расстоянии 5 метров от поверхности Земли (рис.7), то есть цвет фона зависит от количества поглощенной энергии (дозы) природного радиационного фона Земли.

Одним из основных вопросов в исследованиях элементов сети Хартмана, является вопрос источника высокочастотного излучения. Известно, что в космосе существуют источники излучения, с длиной волны порядка 21см., как тепловые так и нетепловые [12], но все они обладают **непрерывным спектром**. Наиболее сильным источником теплового радиоизлучения является спокойное Солнце, другие же источники - нетепловые и излучение этих космических объектов-синхротронное или магнитотормозное, которое возникает при торможении электрона, двужущегося по круговой орбите в магнитном поле. Помимо источников, имеющих непрерывный спектр, в радиодиапазоне наблюдаются также спектральные линии, одна из которых-спектральная линия нейтрального водорода, имеющая длину волны 21,1см [13]. Таким образом, несмотря на то, что в космосе имеются различные источники радиоизлучения, тепловые и нетепловые, в спектре которых присутствует длина волны, порядка 21 см, предположить, что там же существует и некий узкополосный фильтр, после которой на Землю доходит излучение полос сети Хартмана с длиной волны 21 см - не реально. Исходя из этого, мы считаем, что космический источник излучения –**дискретный**.

Фотографии, полученные в течение последних трех лет, в том числе и на рис.2-8, позволяют выдвинуть вторую гипотезу, согласно которой, **излучение полос сети Хартмана, направ-**

ленных сверху вниз, длина волны которого была измерена в [9], а также уточненная нами величина (в настоящее время методика измерений патентуется), имеет космическое происхождение и является излучением межзвездного водорода, на длине волны 21,1 см (1420,4 МГц).

Справедливости ради заметим, что предположение о том, что излучение полос сети Хартмана, является излучением межзвездного водорода, высказывалось ранее финским ученым В. Аалтоненом и немецким исследователем М. Метлером, но в связи с тем, что в их распоряжении не было соответствующей методики измерений, эти идеи не получили дальнейшего развития.

В заключение необходимо отметить, что полученные фотографии, первые за более чем 50-летнюю историю открытия глобальной энергетической сети Хартмана, дали возможность **реально** оценить размеры и структуру полос сети Хартмана и выдвинуть соответствующие гипотезы, определив тем самым дальнейшее направление исследований.

Литература

1.Дубров А.П. Земное излучение и здоровье человека.М.,1992,с.3

2.Hartman E..Krankheitals Standortproblem.3.Autloge, Heidelberg (1976), p. 153

3.Sagatelyan E.A., Aghbalyan Yu.G. Petrosyan A.R. and el. Radon as indicator of Hartmann's lattice network and the dynamics of solar-terrestrial relationships.Natural Sciences eco-journal, National Academy of Sciences, RA, issue 2.

4.Гридин В.И., Гак Е.З. Физико-геологическое моделирование природных явлений.

5.Дмитриевский А.Н (ред), РАН, Ин-т пробл. нефти и газа.-М.:Наука, (1994)с.23

6.Dr. Paul E. Dobler:Physical & Photographic Proof of Radiation from the Earth. Journal of Borderd Science (March-April 1989), p. 5.

7.Агбалян Ю.Г., О влиянии некоторых физических параметров на излучательную способность минералов и синтетических монокристаллов. Изв. НАН РА Науки о Земле т. LVIII N2.

8.Betz H.D.. Unconvential Water Detection Deutsche Gesellsch- aft fur Technische Zusammen - arbeit, 2 nd edition (1993) ISBN 3 - 88085 489 - 0.

9.Эткин В.А Детекторы энергоинформационных взаимодействий (Detectors of energoinformatic interactions) vaetkin@bezeqint.net)
10.Schweizer P .Erfahrungsheilkunde (1986)Bd 35.n.11 p.801-802
11.Агбалян Ю.Г. Патент РА N2082A2, класс G01V, "Устройство для регистрации высокочастотного электромагнитного излучения. Официальный бюллетень промышленной собственности. N1, 2008г.
12.Редько А.В.. Основы черно-белых и цветных фотопроцессов Москва,1990,с.4-5.
13.Христиансен У., Хегбом И.Радиотелескопы.М."Мир",1988,с14.
14.Лонгейр М. Астрофизика высоких энергий М."Мир",1984,с.18.

ԸՆԹԱՑԻԿ ՍԵՅՍՄԻԿ ՎՏԱՆԳԻ ԳՆԱՀԱՏՄԱՆ »ՀՈՒՅՍ« ՓՈՐՁԱԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈՐ ՀԱՄԱԿԱՐԳԻ ՓՈՐՁԱՐԿՈՒՄԸ ԵՎ ՏԵՍՏԱՎՈՐՈՒՄԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍՊԱԾՈՒՄ

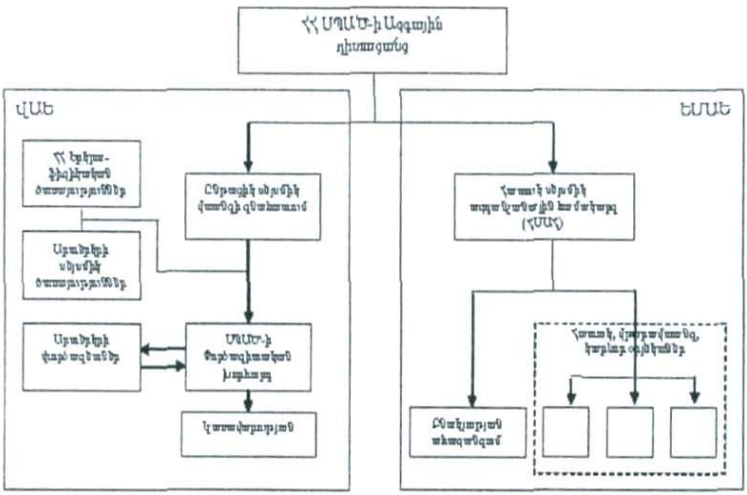
ԱՆՏՈՆՅԱՆ Ա., ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ Հ., ՄԱՐԳԱՐՅԱՆ Ա., ՎԱՐԴԱՆՅԱՆ Գ., ԽԱՆԳԱԼԴՅԱՆ Ա., ԱԴԻԲԵԿՅԱՆ Մ., ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ Հ.
(ՍՊԱԾ)

Ներածություն: Սեյսմիկ ռիսկի նվազեցման համար կարևոր նշանակություն ունի ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գնահատման հուսալիությունը: Այն կարևոր է նաև վաղ ահազանգման համակարգի ստեղծման համար: ՍՊԱԾ-ն իրականացնում է Երևան քաղաքի համար ուժեղ երկրաշարժերի վաղ ահազանգման համակարգի մշակման և գործարկման աշխատանքներ [1]: Այդպիսի համակարգի կառուցվածքային սխեման բերված է նկար 1-ում: Այն բաղկացած է երկու ենթահամակարգերից. 1) վաղ ահազանգման ենթահամակարգ (ՎԱԵ), 2) երկրաշարժի մասին ազդարարման ենթահամակարգ (ԵՄԱԵ) (նկար 2):

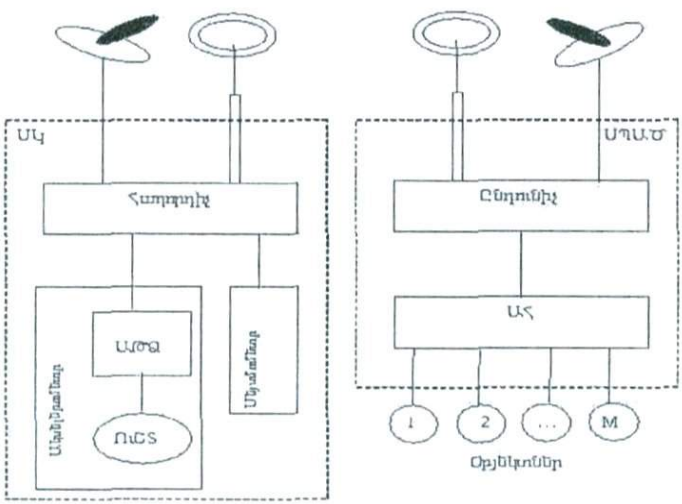
ՍԿ - սեյսմիկ կայան, ԱԹՁ - անալոգա-թվային ձևափոխիչ, ՈՒՇՏ - ուժեղ շարժման տվիչ, ԱՀ - ազդանշանի մշակման անհատական համակարգիչ:

ՍՊԱԾ-ում մշակվել և ներդրվել է նաև ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գնահատման ավտոմատացված »Հույս« նոր համակարգը, որի հիմքում դրված են Ազգային դիտացանցի դիտարկման տարբեր պարամետրերի ժամանակային շար-

քերի տվյալները, մասնավորապես, այն անոմալիաները, որոնք կարող են առաջանալ տարբեր երկրաֆիզիկական դաշտերի փոփոխության հետևանքով՝ կապված երկրաբանական գործընթացների հետ:



Նկ. 1. Երևան քաղաքի վաղ ահազանգման համակարգի կառուցվածքային սխեման:



Նկ. 2. Հատուկ սեյսմիկ ազդանշանային համակարգ.

ՍՊԱԾ-ում ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գնահատման այլ մեթոդների և եղանակների համալիրում մինչ օրս կիրառվում է նաև Expert համակարգը [2, 4, 5]: Սակայն, տարիների ընթացքում ի հայտ եկան Expert-ի որոշակի սահմանափակումներ, որոնք նվազեցնում են այդ համակարգի կիրառման արդյունավետությունը:

Expert-ի բարեփոխված ալգորիթմի հիման վրա ՍՊԱԾ-ում ստեղծվեց »Հույս« փորձագիտական նոր համակարգ, որում հաղթահարված են Expert-ի սահմանափակումները: Էական բարեփոխումներից մեկն այն է, որ նոր համակարգում օգտագործվելու են մոնիթորինգային տարբեր պարամետրերի տվյալները՝ հաշվի առնելով նրանց վիճակագրական քաշերը պարամետրերի համալիրում: Կիրառական առումով նշենք, որ ծրագրում ներմուծված որոշակի օպերացիաները կբարձրացնեն »Հույս«-ի օգտագործման մատչելիությունն ու արագությունը: Այն աշխատում է Windows միջավայրում, բավարարում է ծրագրավորման արդի պահանջներին: Ներկայումս ՍՊԱԾ-ում կատարվում է »Հույս« համակարգի փորձարկումն ու տեստավորումը:

»Հույս«-ի համառոտ նկարագիրը:

Տվյալների բազան ընդգրկում է. 1) Ազգային մոնիթորինգային դիտացանցի բազմապիսի պարամետրերի երկարամյա ժամանակային շարքերը, 2) Ազգային սեյսմիկ կատալոգը, 3) ՍՊԱԾ-ում 1998թ. ստեղծված՝ Հայաստանի սեյսմաշրջանացման 1:500.000 մասշտաբի քարտեզը, 4) ՀՀ և հարակից տարածքների սեյսմատեկտոնական քարտեզը (մոդելը):

Գիտելիքների բազան ընդգրկում է. 1) 11 ուժեղ տարածաշրջանային ($M \geq 6.0$) և 7 տեղական զգալի ($3.7 \leq M \leq 5.0$) երկրաշարժերի տեստավորման արդյունքները [3], այն է՝ տեստավորված երկրաշարժերի նախանշան-անոմալիաների դրսևորման ձևերը բոլոր օգտագործվող պարամետրերի համար, ինչպես նաև նախանշան-անոմալիաների սեյսմիկ իրականացման հավանականության մեծությունները, 2) »Հույս«-ի տեստավորման արդյունքները ՀՀ և հարևան տարածքների $M \geq 3.7$ մագնիտուդով երկրաշարժերի առանձին պարամետրերով, 3) այլ նյութեր:

Ալգորիթմում կատարված ճշգրտումների և լրացումների անհրաժեշտությունը բխում է Expert-ի կիրառման փորձից և հետագա տարիներին կատարված գիտական հետազո-

տությունների արդյունքներից: Մասնավորապես, հիմնվելով 18 տեստավորված երկրաշարժերի նախանշան-անոմալիաների Կատալոգում [3] բերված 167 նախանշանների սեյսմիկ իրականացման հավանականության P արժեքների վրա, վերահաշվարկվել են նախանշանների վիճակագրական քաշերի գործակիցները: Նոր գործակիցները ճշգրիտ արտահայտում են համալիրում ընդգրկված պարամետրերի քաշերը, քանի որ հիմնված են արդեն տեղի ունեցած երկրաշարժերի մեծաքանակ նախանշանների հետհայաց հետազոտությունների արդյունքների վրա (աղյուսակ 1):

Աղյուսակ 1

Պարա-մետրը /մեթոդը/	Գործա-կիցը Expert-ի ալգորիթ-մում	Գործա-կիցը »Հույս«-ի ալգորիթ-մում	Պարա-մետրը /մեթոդը/	Գործա-կիցը Expert-ի ալգորիթ-մում	Գործա-կիցը »Հույս«-ի ալգորիթ-մում
Հիդրոեր-կրա-դինամիկա	0.64	0.12	Երկրամագ-նի-սական դաշտ	0.43	0.08
Իոնոսֆերա	0.71	0.11	Ընդգետնյա ռադոն	0.43	0.06
Հիդրոեր-կրա-քիմիա /հելիում/	0.60	0.09	Էլեկտրա-մագ-նիսական դաշտ	0.43	0.06

»Հույս«-ի փորձարկման և տեստավորման ժամանակ մտցված է **տարբեր պարամետրերի կշիռների գաղափարը**: Ներքևում ասվում է, որ ՀՀ տարածքում ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գոտիները նախ որոշվում են տարբեր պարամետրերով, ապա դրանց հիման վրա որոշվում է վտանգի միասնական գոտին: Քանի որ տարբեր պարամետրերի դիտակայանների քանակը տարբեր է, իսկ անոմալիաների ամպլիտուդաների մեծությունները հաճախ չեն համապատասխանում տվյալ պարամետրի վիճակագրական քաշին, ապա ճշգրիտ վերջնական արդյունք ստանալու համար մտցվել են նաև տարբեր պարամետրերի հարաբերական ելքային կշռային գործակիցներ:

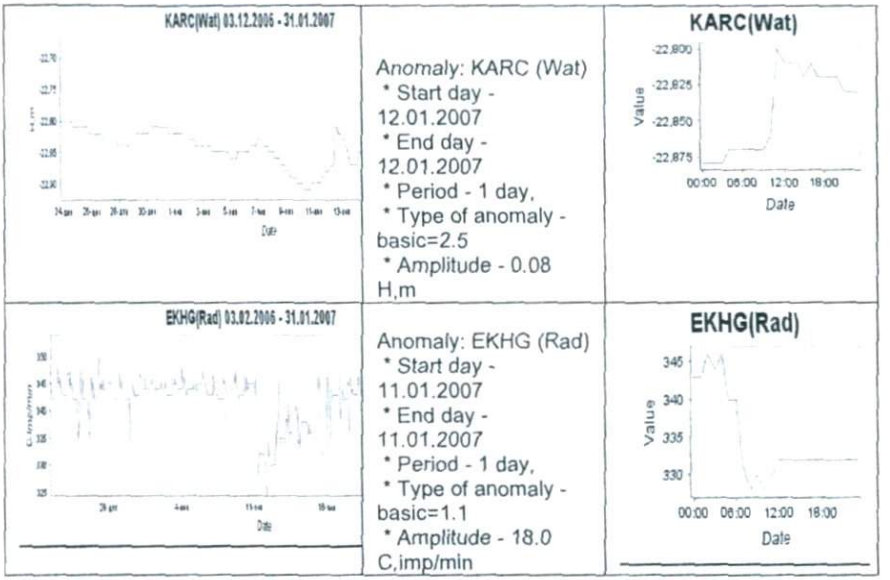
Վերջիններս հաշվարկվում են մոնիթորինգային պարամետրերից ամենահուսալի՝ հիդրոերկրադինամիկ (ՀԵԴ) պարամետրի նկատմամբ, որի վիճակագրական քաշի գործակիցն առավել մեծ է (աղյուսակ 1): Հաշվարկները կատարվում են հետևյալ բանաձևով (ցույց տանք ընդգետնյա ռադոնի օրինակով)՝

$$K_{r/w} = \frac{\alpha_r}{\alpha_w} * \frac{n_r . Z_w}{n_w . Z_r} \qquad (1),$$

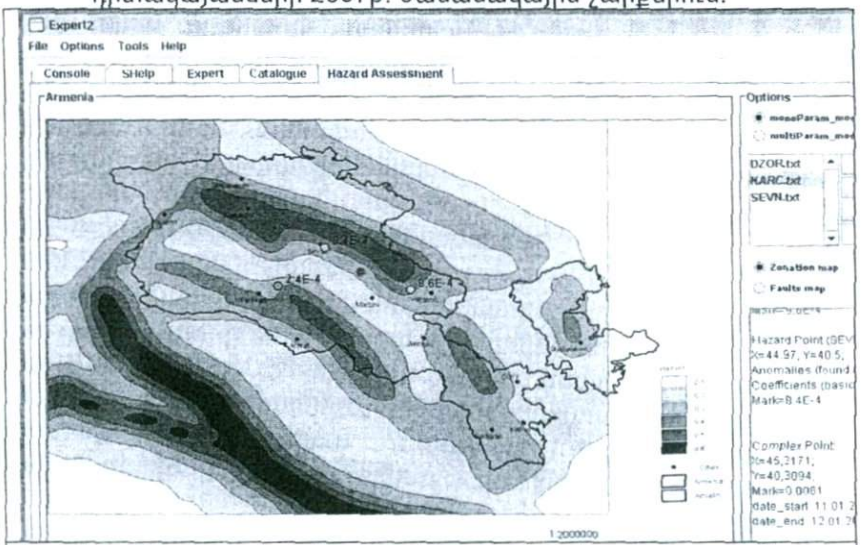
որտեղ $\alpha_r \alpha_w$ - ընդգետնյա ռադոնի և ՀԵԴ պարամետրի վիճակագրական քաշերի գործակիցներն են, $n_r n_w$ - ընդգետնյա ռադոնի և ՀԵԴ պարամետրի անոմալիա անջատած դիտակայանների քանակներն են, իսկ $Z_r Z_w$ - ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի (Zընթ.) արժեքներն են՝ հաշվարկված ընդգետնյա ռադոնի և ՀԵԴ պարամետրի դիտակայանների համար:

<u>Փորձարկման և տեստավորման արդյունքները:</u> »Հույս«-ի կիրառման արդյունքում առանձին պարամետրերով և նրանց լայն համալիրով որոշվելու է ՀՀ տարածքում ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի արժեքը (Zընթ.) (պայմանական բալերով) և գոտին (ΔS): Եթե ընթացիկ վտանգը հավասար կամ մեծ է ՀՀ տարածքի տվյալ գոտու կրիտիկական վտանգից, ապա մեծ հավանականությամբ կարող է տեղի ունենալ երկրաշարժ: Ծրագիրը տալիս է նաև վտանգի ժամանակի միջակայքը (Δt): Ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գնահատման հետ առնչվող բազմապիսի խնդիրների լուծման նպատակով ներկայումս ՍՊԱԾ-ում անցկացվում է »Հույս« համակարգի տեստավորումը ՀՀ և ԼՂՀ տարածքներում 1988-2007թթ. տեղի ունեցած զգալի (M ≥ 3.7) երկրաշարժերի օրինակների վրա (մոտ 20 երկրաշարժ): Արդեն տեստավորվել է դրանցից հինգը՝ M = 3.7-4.1 մագնիտուդներով, և արդյունքները հուսադրող են: Որպես բնորոշ օրինակ բերենք Գավառի 12.01.2007թ. M = 3.7 երկրաշարժի տեստավորման արդյունքները:

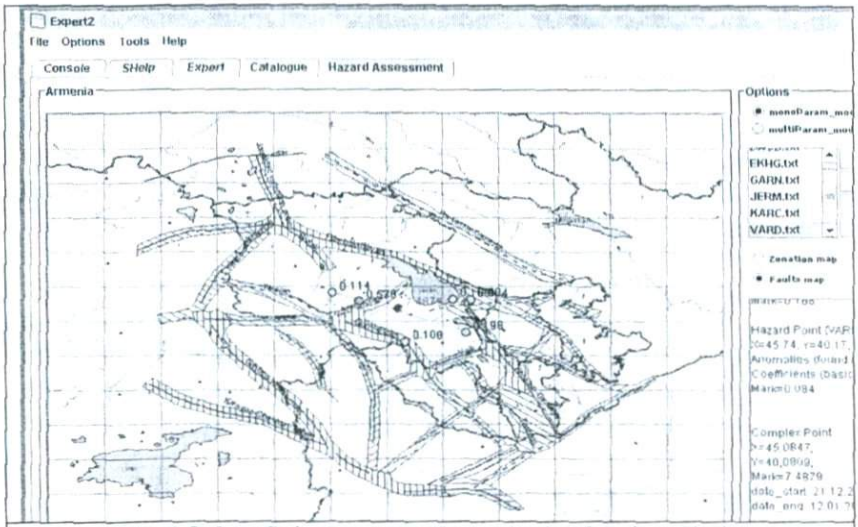
Աշխատանքի ընթացքում նախ անջատվում են սեյսմածին անոմալիաները, որոնցից մի քանիսը պատկերված են նկար 3-ում:



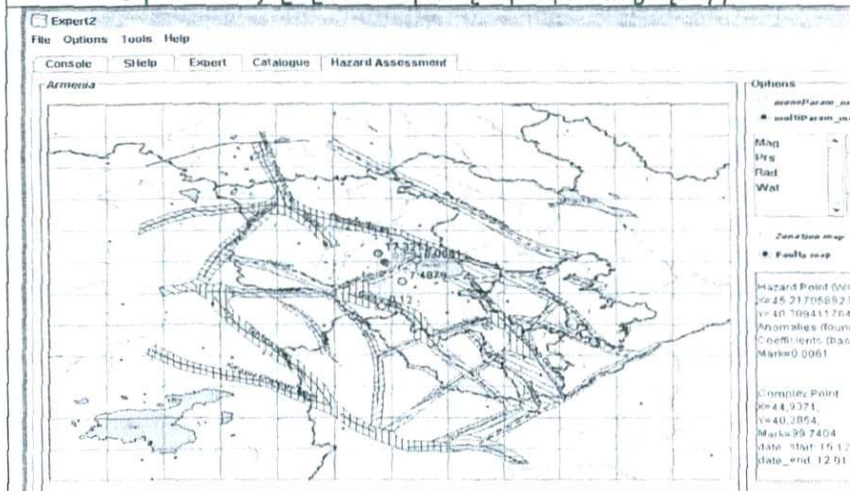
Նկ. 3. Գավառի 12.01.2007թ. M=3.7 երկրաշարժի նախանշանները Կարճաղբյուր (ՀԵԴ) և Եղեգնաձոր (ընդգետնյա ռադոն) դիտակայանների 2007թ. ժամանակային շարքերում:



Նկ. 4.1. ՀՀ տարածքում ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գոտիները և արժեքները (պայմանական բալերով) ըստ ՀԵԴ տվյալների: Գավառի 2007թ. M=3.7 երկրաշարժ:



Նկ. 4.2. Նույնը՝ ըստ ռադոնաչափական տվյալների:



Նկ. 4.3. Նույնը՝ ըստ չորս պարամետրերի տվյալների և պարամետրերի համալիրով:

Ապա հաշվարկվում են ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գոտին և արժեքը: Ինչպես տեսնում ենք նկար 4-ից, ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գոտին շատ մոտ է Գավառի 2007թ. M=3.7 երկրաշարժի էպիկենտրոնին:

Գավառի 2007թ. M=3.7 երկրաշարժի հետհայաց տեստավորման արդյունքում ՀԵԴ տվյալներով երկրաշարժը պետք է լիներ 12.01.2007թ. (նկար 4.1, աջ ներքևի անկյունում), ռադոնաչափական տվյալներով՝ նույնպես 12.01.2007թ. (նկար 4.2), երկրամագնիսական դաշտի տվյալներով՝ 19.12.2006թ., մթնոլորտային ճնշման տվյալներով՝ 10.01.2007թ., իսկ այդ չորս պարամետրերի համալիրով՝ 12.01.2007թ., այսինքն՝ Գավառի երկրաշարժի օրը:

Ծրագրի տեստավորման արդյունքում հաշվարկվելու են նաև ՀՀ տարածքի համար կրիտիկական սեյսմիկ վտանգի արժեքները (նույն պայմանական բալերով): Դրանք լինելու են չորսը՝ ՍՊԱԾ-ում 1998թ. ստեղծված՝ ՀՀ սեյսմաշրջանացման 1:500000 քարտեզի չորս արժեքային գոտիներին համապատասխան:

<u>Եզրակացություններ.</u>

1.ՍՊԱԾ-ում ստեղծվել է ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գնահատման »Հույս« փորձագիտական նոր համակարգ, որն աշխատում է Windows միջավայրում, բավարարում է ծրագրավորման արդի պահանջներին և ներկայումս գտնվում է փորձարկման և տեստավորման փուլում:

2.»Հույս« - ի կիրառման արդյունքում պարամետրերի համալիրով որոշվելու է ՀՀ տարածքում ընթացիկ սեյսմիկ վտանգի գոտին, արժեքը և վտանգի ժամանակի միջակայքը:

3.Ներկայումս ՍՊԱԾ-ում անցկացվում է ծրագրի տեստավորումը: Նախնական արդյունքները հուսադրող են:

Գրականություն

1. Антонян А.Ш. Структура автоматизированной системы раннего предупреждения о землетрясениях г. Еревана. Вестник ГИУА, серия Моделирование, Оптимизация, Управление. Выпуск 9, том 2, Ереван, 2006, с.92-101.
2. Balassanian S. (2000) Earthquake prediction research for current seismic hazard assessment. Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 169-209.
3. Петросян Г.М. Тестирование и прогноз землетрясений. Ереван, 2004, 160 стр.
4. Ադիբեկյան Մ., Մուրադյան Ա. Երկրաշարժերի էլեկտրամագնիսական նախանշանների անջատումը Expert մեթոդիկայի

կիրառմամբ: ՀՀ ԳԱԱ հիմնադրման 60-ամյակին նվիրված գիտաժողովի նյութեր: Գյումրի, 2004, էջ. 165-168:
5. Վարդանյան Գ. Երկրաշարժերի երկրաքիմիական նախանշանների անջատումը Expert մեթոդիկայի կիրառմամբ: ՀՀ ԳԱԱ հիմնադրման 60-ամյակին նվիրված գիտաժողովի նյութեր: Գյումրի, 2004, էջ. 174-177:

ЗАВИСИМОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО КОЭФФИЦИЕНТА ПОЛЕЗНОГО ДЕЙСТВИЯ ОТ РАЗМЕРОВ ОЧАГА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

АХВЕРДЯН Л.А., ДАВТЯН А.М., ГРИГОРЯН.Т.А.
(ГГО ИГН НАН РА)

Одной из важных проблем современной сейсмологии является прогноз сильных землетрясений. При решении задач прогноза землетрясений накоплен достаточный опыт использования для этих целей отдельных признаков и явлений, происходящих до землетрясения. Одним из непременных требований, предъявляемых к надежной системе прогноза является то, что его определение должно опираться на максимально широкий комплекс значимых геолого-геофизических признаков. Причем это должен быть комплекс информативных признаков, характеризующих состояние и развитие очага землетрясения на базе основательно проработанных фундаментальных представлений о физике, геофизике и геологии очага. Кроме того, как показывает опыт наших исследований, по каждому из признаков должно быть ясное понимание и обоснование того, что мы измеряем, как мы измеряем и где мы измеряем. Ведь часто мы измеряем там, где удобней, где есть необходимые условия.

Землетрясения - это сложные многокомпонентные физические явления. В течение времени подготовки землетрясения, в районе будущего очага, протекают многие процессы механической, электромагнитной, тепловой и химической природы, которые могут проявляться как предвестники приближающегося землетрясения. Поэтому очаг землетрясений отличается по физическим параметрам от вмещающих пород, а при аккумуляции энергии и возникновении напряженного

состояния, формирующая его среда может излучать сейсмическую, электромагнитную, тепловую и др. виды энергии. Это позволяет по сейсмическим, магнитным, гравитационным, электрическим и электромагнитным полям (что измерять?) картировать очаги землетрясений, а по их изменениям в специально выбранных местах (где измерять?), в определенное время (когда измерять?), комплексной обработке и экспертной оценке данных - судить о предстоящих событиях.

Очаг землетрясения рассматривается нами как область внутриземного пространства, из которого излучается сейсмическая энергия, в которую заключены все сопровождающие землетрясение первичные деформации, как разрыв или часть пространства, ограничивающая разрыв и, наконец, допуская множество подобных моделей, приходим к очагу, как обьему аккумуляции внутренней потенциальной энергии [1,2].

Очаг землетрясения - это область накопления потенциальной упругой энергии, отнюдь не обязанная совпадать с областью излучения этой энергии. Очаг землетрясения вначале, как правило, неизвестным для нас способом, а со временем и с определенной закономерностью находит пути выхода энергии на поверхность Земли. Причиной выделения энергии при землетрясении является резкий переход некоторого обьема вещества земных недр (очага излучения) из одного энергетического состояния в другое. Механизмы такого перехода могут быть различны. Обычно это разрыв, который действует как в роли спускового механизма, так и в роли источника сейсмической энергии, полученной за счет передачи энергии от очага землетрясения. Очаг в этом случае (после разрыва) может исчерпать передачу энергии или подпитывать разрыв путем его повторных "раскрытий" или подвижек. Это происходит в виде повторных землетрясений и афтершоков. При раскрытии разрыва, с попыткой образования его в нескольких местах перед главным землетрясением, происходят слабые землетрясения - форшоки.

Основным источником информации о процессах, присходящих в очаге землетрясений являются сейсмические волны. Сейсмическая энергия, переданная источником в каждую отдельную волну, по мере распространения волны в среде, частью диссипируется, переходя в тепловую энергию среды, частью переходит в другие виды волны из-за неоднородного строения

среды и только часть ее доходит до наблюдателя, находящегося на некотором расстоянии от эпицентра, причем плотность энергии убывает с ростом эпицентрального расстояния, вследствие геометрического расхождения сейсмических лучей. Сейсмическую энергию мы определяем по данным полевых наблюдений с помощью какой-либо принятой методики. Для определения полной выделившейся энергии, аналогичных методов не существует. Полная энергия выделяется в результате деформирования всей толщи земной коры, а измерения мы можем проводить лишь на поверхности. Поэтому мы будем исходить из предположения, что землетрясение есть случайный для нас процесс в земной коре и верхней мантии, поскольку мы не обладаем полной информацией о состоянии среды, в которой развивались породившие это явление процессы, и о внешних факторах (типа спусковых механизмов), способствовавших его реализации. В сейсмологии накоплен большой наблюдательный материал, анализ которых позволяет обнаружить ряд эмпирических связей между различными характеристиками землетрясений (сейсмическая энергия, сейсмический момент, магнитуда, размеры очага, время подготовки землетрясения и т.д.). Эти формулы определялись независимо друг от друга. Находятся ли они во взаимном соответствии? В данной работе пытаемся выявить, насколько согласованы между собой эмпирическикие выражения, полученные для величины сейсмической энергии и размеров очага. Такое согласование контролируется относительно просто: сейсмический коэффициент полезного действия (СКПД) не может превышать 100%.

Сейсмический коэффициент полезного действия какого-либо сейсмического события, выраженный в процентах, определяется формулой:

$$\eta = \frac{E}{W} 100\%, \qquad (1)$$

где E – сейсмическая энергия (энергия сейсмических волн), W – полная выделившаяся энергия.

Сейсмическую энергию определяем по формуле Гутенберга – Рихтера

$$E = 10^{1,5M+4,8} \text{ Дж}. \quad (2)$$

В работе [3] полная выделившаяся энергия определяется формулой:

$$W = \alpha \frac{\sigma^2}{2\mu} V \quad (3)$$

где σ - величина фоновых тектонических напряжений, μ - модуль сдвига земной коры, $\alpha = \Delta\mu / \mu$ - относительное изменение модуля сдвига, V -обьем включения среды перед землетрясением. Для оценок, можно принять: $\alpha \approx 0,1$, $\sigma \approx 10^8$ Па, $\mu \approx 10^{10}$ Па. Эти величины неоднократно использовались при расчетах предвестников различной физической природы.

Если магистральный разрыв представляет собой эллипс с большой осью L и малой l, то включение считается эллипсоидом, образованным вращением этого эллипса вокруг большой оси. Следовательно,

$$V = \pi L l^2 / 6 \quad (4)$$

В работе [1] для сейсмической энергии получено выражение

$$E = 100 V_C \quad \text{Дж} \quad (5)$$

где V_C - имеет размерность м^3. Величина V_C названа обьемом очага. При получении этой зависимости обьем определялся по формуле $V_C = (Ll)^{3/2}$. Сравнивая эту формулу с формулой (4), получаем

$$V_C = \frac{6V}{\pi} \sqrt{\frac{L}{l}}.$$

Тогда из (5) следует

$$E = \frac{600V}{\pi} \sqrt{\frac{L}{l}}. \quad (6)$$

Подставляя (6) и (3) в (1), приходим к формуле

$$\eta = 0,764 \sqrt{\frac{L}{l}}. \quad (7)$$

Полученный результат можно интерпретировать следующим образом: так как сильные землетрясения часто возникают в результате вспарывания отдельных участков

существующих зон разломов, то в зонах большой протяженности возникают большие землетрясения. Таким образом размеры очага землетрясения достаточно однозначно определяют СКПД землетрясения, а СКПД землетрясения, в некоторой степени, "контролирует" размеры очага.

Литература

1. Садовский М.А. Болховитинов Л.Г. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука 1987. с.101
2. Асада Т. Исибаси К. Матсуда Т. и др. Методы прогноза землетрясений. Под редакцией Асада. Пер. с англ. Москва, Недра, 1984, 100с.
3. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.:ИФЗ АН СССР 1991. 217с.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ГИПОЦЕНТРА И ОБЛАСТЬ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

АХВЕРДЯН Л.А., МАНАСЕРЯН Г. М., БЕГЛАРЯН Н.О.
(ГГО ИГН НАН РА)

Координаты очага землетрясения и его глубина являются ключевыми параметрами, определяемыми в сейсмологии. Все существующие методы и разновидности определения координат гипоцентров землетрясений можно объединить в две основные группы [1]:

- Графические
- Аналитические

Бурное развитие вычислительной техники и математического аппарата позволило производить оперативную обработку большого числа сейсмических событий с повышенной, по сравнению с графическими методами, степенью точности.

Наиболее распространенной программой для вычисления гипоцентров землетрясений является программа HYP0-71 [2]. Первая версия программы была выпущена в свет в 1971г. HYP0-71 предназначена для определения координат местных землетрясений.

Аппаратурные требования к HYP0-71 следующие:

•IBM совместимый персональный компьютер с математическим сопроцессором.
•512 кБ свободной оперативной памяти (RAM)
•Свободное пространство на жестком диске минимум 1мБ.

Программа использует входной файл, который можно генерировать с помощью обыкновенного текстового редактора с индикацией ряда и колонки. Входной файл формируется из следующих компонент:

Заголовок - необязательная строка, в которой указывается заголовок к каждому землетрясению в выходном файле.

Значение для переустановки - необязательная строка, при введении которой происходит переустановка стандартных значений тестируемых переменных, используемых в программе. Стандартные значения, используемые в программе по умолчанию, соответствуют землетрясениям, записанным Калифорнийской сетью станций Геологической службы США (USGS).

Список станций - указывается принятый международный код станции, долгота, широта, станционная поправка. Максимально допустимое количество станций 150.

Скоростная модель коры - где указываются скорость продольной волны P в данном слое, глубина в километрах до кровли данного слоя.

Параметры контроля - которые, заключают в себе: пробную фокальную глубину в километрах; расстояние от эпицентра в км, в пределах которого вес расстояния равен 1; эпицентральное расстояние в км, за пределами которого вес расстояния равен 0; отношение скоростей продольной и поперечной волн; индикатор проверки отсутствия данных; минимальное количество отсчетов, требуемое для подготовки диаграммы первых вступлений; долготу и широту пробного гипоцентра.

Фазовый список - содержит код станции, дату, время, характеристики и направления первого вступления P волны; качество определения вступления P волны на исходной сейсмограмме, а так же все указанные параметры для S волны.

После прогонки программа HYPO-71 возвращает выходной файл с рассчитанными компонентами очага, согласно инструкциям входного файла. Координаты гипоцентра землетрясения содержат важную информацию о данном событии. Аветисяном А.М. и Добровольским И.П. был опубликован ряд

работ, посвященных вопросам изучения параметров гипоцентра и повышения точности их определения [3, 4, 5]. Задача точного определения координат гипоцентра землетрясения приобретает особое значение при детальном изучении сейсмичности в процессе подготовки сейсмического события. Изменения любого из параметров лишь тогда могут рассматриваться как предвестниковые, когда погрешность не превосходит величину аномалий.

Точное определение координат гипоцентров землетрясений является одним из ключевых факторов в выявлении вариаций в значениях отношения продольных и поперечных сейсмических волн.

Факторами, влияющими на точность определения координат гипоцентра землетрясения являются:

·точность первичной обработки сейсмограмм, т.е. точное выделение времен первых вступлений и т.д.;

·расположение сейсмостанций по отношению к очагу землетрясения;

•соответствие теоретического годографа реальному годографу изучаемой площади;

•выбор алгоритма обработки входных данных для получения координат гипоцентра землетрясения.

Выбор оптимального алгоритма для расчета координат гипоцентра землетрясения производится на основании сравнения результатов расчета по данному алгоритму, с заведомо известными параметрами очага возмущения. Подобное сравнение можно провести, основываясь на результатах полевых работ с искусственными источниками возмущения сейсмических волн, или с помощью численного моделирования.

При нынешнем уровне развития вычислительной техники математическое моделирование имеет ряд неоспоримых преимуществ по сравнению с полевыми исследованиями, а именно:

•низкая себестоимость работ;

•независимость от полевого сезона;

•нулевой ущерб окружающей среде;

•возможность изучения различных вариантов по единой методике.

Однако не следует полностью отказываться от натурных исследований, т.к. в итоге входные данные для математического моделирования получаются на основе натурного эксперимента.
Подход к математическому моделированию позволяет:
•выбрать для конкретного события и разреза оптимальный алгоритм или способ определения координат гипоцентра;
•оценить в окончательном результате долю случайных ошибок, допущенных в процессе наблюдения

Точность определения гипоцентров землетрясений может быть увеличена за счет применения машинных методов обработки сейсмической информации. Так например, если при ручной обработке класс точности "б" достигается лишь для отдельных областей, то при машинной обработке в большинстве случаев класс точности "а", т.е. максимальное смещение не превосходит 5км. Последнее обстоятельство объясняется тем, что при ручной обработке используются графические методы, которые вносят субъективизм в полученные результаты. Машинная обработка использует численные методы, которые позволяют с достаточной точностью учитывать форму Земли и производить одновременную обработку большого числа событий.

Сети сейсмических станций. Для данного положения можно привести пример, когда машинная обработка данных дает большие погрешности, как и в случае ручной обработки. Подобное явление можно исключить, оптимизировав сейсмическую сеть наблюдений.

Уточнения скоростного разреза района исследований. Проведение детализированных натурных сейсмических исследований и уточнение скоростных характеристик земной коры в зонах повышенного сейсмического риска позволит точнее определять координаты гипоцентров землетрясений, что в свою очередь станет предпосылкой для четкого выделения аномалий в значениях отношения продольных и поперечных сейсмических волн, т.е. выявления предвестникового эффекта для параметра Vp/Vs.

Литература

1.Славина Л.Б. Методика и результаты изучения *Vp/Vs* в фокальной зоне Камчатки. В сб. Исследования по физике землетрясений, Москва, Наука, 1976.

2.IASPET software library, v. L. Edited by W. H. K. Lee. Published by IASPET in colaboration with Seismological Society of America, 1989.
3.Аветисян А.М., Добровольский И.П. Об одном алгоритме определения гипоцентра землетрясения с помощью ЭВМ; Сейсмология; Доклады АН Арм.ССР LXXI, 3, 1980.
4.Аветисян А.М., Добровольский И.П. Об оценке эффективности методов определения координат гипоцентров землетрясений на теоретических моделях; Сейсмология; Докл. АН Арм. ССР LXXIV, 2, 1982.
5.Аветисян А.М., Оганесян Н.П. Сравнение результатов определения координат модельных землетрясений при ручной и машинной методах обработки. Краткие сообщения; Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, XL, N1, , 1987. с.71-75

Vp/Vs-Ի ՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ԱՐԺԵՔԸ և ԴՐԱ ՎԱՐՔԸ 2007թ. ՏԵՂԻ ՈՒՆԵՑԱԾ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻՑ ԱՌԱՋ

ՀԱՅՐԱՊԵՏՅԱՆ Վ.
(ՍՊԱԾ)

Ներկայումս կուտակվել են մեծաքանակ աշխատություններ նվիրված ուժեղ երկրաշարժերի կանխատեսմանը: Այդ հետազոտություններում կանխատեսումների մեթոդները հիմնված են այն ենթադրությունների վրա, որ յուրաքանչյուր երկրաշարժին նախորդում է նախապատրաստական շրջան, երբ որոշակի ծավալներում ընթանում են ճեղքագոյացման սպեցիֆիկ պրոցեսներ, որոնք բերում են ապարների հատկությունների և նրանց լարվածային վիճակի փոփոխության [1]:

Երկրաշարժի օջախային գոտիով անցնող երկայնական P և լայնական S ալիքների արագությունների հարաբերության փոփոխության մասին հիպոթեզը ուժեղ երկրաշարժից առաջ առաջարկվել է ճապոնացի գիտնականների կողմից՝ Սասսի՝ 1948 թ-ին և Խակիյավի՝ 1949 թ-ին: Ուժեղ երկրաշարժից առաջ Vp/Vs հարաբերության փոփոխությունը ճապոնացի գիտնականները փորձում էին բացատրել երկրակեղևի լարվածության փոփոխությամբ: Սակայն Ճապոնիայում այս

հիպոթեզը 40-50-ական թ-ին զարգացում չստացավ այն դժվարությունների պատճառով, որոնք կապված էին այդ ժամանակներում Vp/Vs հարաբերության ճշգրիտ որոշման հետ [2]: Հետագայում 1960-ական թվականներին այդ ուղղությամբ մեծածավալ ուսումնասիրություններ սկսվեցին Գարմի շրջանում:

Ուժեղ երկրաշարժերի նախանշանների ուսումնասիրության հիմքում ըստ Vp/Vs-ի վարիացիաների ընկած է ալիքների տարածման արագությունների կախվածությունը ապարների լարվածային վիճակի և քայքայվածության աստիճանի միջև:

Vp/Vs արագությունների հարաբերությունների որոշման տարբեր մոտեցումներ գոյություն ունեն, բայց անկախ Vp/Vs հարաբերության հաշվման մեթոդից ամենակարևոր պայմանը՝

- միասնական ժամանակի առկայությունն է բոլոր կայաններում և ալիքի մուտքի ժամանակի ճիշտ հաշվարկը հատկապես S ալիքի մուտքի ժամանակի որոշումը;
- կարևոր է նաև երկրաշարժի օջախ-կայան հարաբերությունը;
- հիպոկենտրոնի ճիշտ որոշումը, սովորաբար ոչ մեծ ճշտությամբ որոշումը նույնպես բերում է Vp/Vs-ի կեղծ վարիացիաների;
- գրանցման թմբուկի պտտման արագությունը քանի որ անհամաչափ պտույտի դեպքում ժամանակի հաշվարկի ճշտությունը փոքրանում է:

Vp/Vs- որոշման ամենատարածված մեթոդներից մեկը՝ դա Վադատիի գրաֆիկի օգտագործումն է: Այս դեպքում հիմնական սխալներն առաջանում են դիտարկվող տվյալների ուղիղ գծի ապրոքսիմացիայի հաշվին, որի անկյան տանգենսը թվայնորեն հավասար է Vp/Vs-ի: Իրականում Վադատի գրաֆիկը ուղիղ է միայն այն դեպքում, երբ երկրակեղևի բոլոր շերտերում Vp/Vs-ի հարաբերությունը նույնն է [1]:

1971 թ-ին Սլավինան առաջարկեց Vp/Vs հարաբերությունը որոշել ոչ թե Վադատի գրաֆիկի թեքությամբ, այսինքն սեյսմիկ կայանների խմբերի տվյալների ամբողջությամբ, այլ ստանալ այդ հարաբերության արժեքը մեկ կայանի տվյալներով: Այս մեթոդը օգտագործվել է նրա կողմից Կամչատկայի շրջանում Vp/Vs- հարաբերութունը ուսումնասիրելիս: Ընդ որում

կատարվել է Vp/Vs-ի արժեքների տեղաբաշխման վիճակագրական մշակումը ըստ մակերեսի և առանձնացված են Vp/Vs-ի մեծացված և փոքրացված արժեքների հատվածները միջին մակարդակի համեմատ, որն է 1.73 [4]:

Հետազոտությունների արդյունքում պարզվեց որ Vp/Vs-ի փոփոխությունը ժամանակի ընթացքում ցույց տվեց, որ հետազոտվող տարածքում Vp/Vs-ի անոմալ արժեքները դիտվում են երկրաշարժից 12-20 օր առաջ և շարունակվում են երկրաշարժից հետո որոշակի ժամանակի ընթացքում [2]: Այս մեթոդով Vp/Vs հարաբերության արժեքի հետազոտությունները 1965-1977 ժամանակահատվածում հարավային Հայաստանի, Թուրքիայի և Իրանի սահմանակից շրջաններում տեղի ունեցած երկրաշարժերի համար ցույց տվեցին, որ այս մեթոդը լիովին կիրառելի է Կովկասի տարածքի համար [4]:

Մեկ սեյսմիկ կայանի գրանցման հիման վրա Vp/Vs հարաբերության հաշվարկը կատարվել է հետևյալ բանաձևի օգնությամբ.

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_s - t_p}{t_p - t_0} + 1 \qquad (1)$$

որտեղ t_s և t_p - տվյալ սեյսմիկ կայանում երկայնական և լայնական սեյսմիկ ալիքների մուտքի ժամանակներն են, իսկ t_0 երկրաշարժի օջախի ժամանակն է [2]:

Ըստ Ն.Կ. Կարապետյանի Vp/Vs արժեքների փոփոխության օգտագործումը որպես նախանշան կիրառելի է նաև Հայաստանի տարածքի համար և այն կարող է հանդիսանալ ամենահետաքրքիր և ամենահեռանկարային մեթոդներից մեկը:

Համաձայն Ն.Կ. Կարապետյանի 1967 թ-ից սկսած ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ դիտվում է Vp/Vs արժեքի փոփոխություն, որ Vp/Vs հարաբերությունը զգալիորեն փոխվում է համեմատաբար ուժեղ երկրաշարժից առաջ և, որ գոյություն ունի որոշակի կապ Vp/Vs-ի և երկրաշարժի էներգետիկ դասի միջև: 1967 թ-ի K=13 (M=5) երկրաշարժի ժամանակ Vp/Vs=1.76 էր, որից հետո այն նվազում, հետո աճում է ընդունելով 1.71 արժեքը՝ 1978 թ-ի հունվարի 14-ի K=11 (M=3.9) երկրաշարժի ժամանակ: Այնուհետև այն նորից է նվազում K=9 (M=2.8) երկրաշարժից

առաջ, որից հետո 1982 թ-ի հունվարի 17-ի երկրաշարժից առաջ դիտվում է աճ՝ 1.73: Հետաքրքիր է այն փաստը, որ 1986 թ-ի մարտի 12-ի երկրաշարժից առաջ Vp/Vs-ի արժեքի նվազում է դիտվում (չի բացառվում, որ այն սկսվել էր ավելի վաղ, բայց չկան տվյալներ) և շարունակվել է մինչև 1988 թ-ի նոյեմբեր ամիսը: 1988 թ-ի նոյեմբերի 11-ի K=8-9 միջին արժեքի երկրաշարժերի ժամանակ Vp/Vs=1.702 է, որը մոտ է ֆոնային արժեքին: Իսկ 1988 թ-ի դեկտեմբերի 3-ի K=7-8 (M=1.7-2.2) երկրաշարժի ժամանակ այն հավասարվել է ֆոնային արժեքին՝ 1.718: Դեկտեմբերի 6-ի առաջին երկրաշարժի ժամանակ Vp/Vs=1.748 է, այսինքն դիտվել է աճ դեկտեմբերի 3-ի հետ համեմատած: Երկրորդ թույլ ցնցման ժամանակ այն պահպանել է իր մեծությունը՝ Vp/Vs =1.750: 1988 թ-ի դեկտեմբերի 7-ի Սպիտակի M=7.1 ավերիչ երկրաշարժից առաջ դիտվել է Vp/Vs-ի նկատելի փոփոխություն: Այս արդյունքները վկայում են այն մասին, որ երկրաշարժից առաջ դիտվել է Vp/Vs-ի նկատելի փոփոխություն [2]:

Որոշ ուսումնասիրությունների արդյունքում պարզվել է, որ Vp/Vs հարաբերությունը կարող է փոխվել նաև M = 2.5-3.0 մագնիտուդով երկրաշարժերից առաջ:

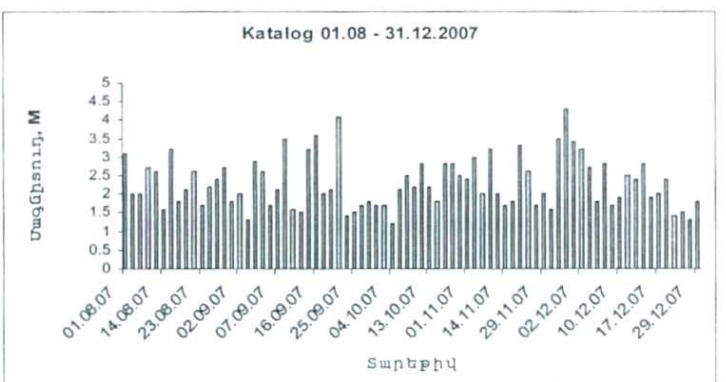
Մեկ կայանի գրանցմամբ հաշվված Vp/Vs-ով ստացված արդյունքների հավաստիությունը ավելի է մեծանում պայմանավորված այն հանգամանքով, որ 1993 թ-ից սկսած երկրաշարժերի գրանցումները կատարվում են թվային սեյսմոգրաֆներով, որը հնարավորություն է տալիս ավելի մեծ ճշտությամբ մշակել սեյսմոգրամները:

Vp/Vs հարաբերության արժեքի ուսումնասիրության նպատակով մեր ընտրությունը կանգ է առել IRIS GNI կայանի վրա՝ որպես ՀՀ տարածքում աշխատող ամենազգայուն և մեծ ճշտություն ապահովող սարք: Հավաստիությունը պայմանավորված է այն հանգամանքով, որ այդ կայանը ընդգրկված է «CTBTO»-ի կողմից վերահսկվող սեյսմոլոգիական ցանցի մեջ որպես հնարավոր միջուկային պայթեցումների գրանցման միջոցով վերահսկում իրականացնող օժանդակ կայան և այդ կայանի անընդհատ աշխատանքով շահագրգռված են ՍՊԱԾ-ից բացի նաև այլ կազմակերպություններ:

Այս աշխատանքում ուսումնասիրություններ կատարվել են՝ օգտագործելով GNI կայանի 2007թ-ի գրանցումները՝ սկսած

օգոստոս ամսից: (1) բանաձևով հաշվված Vp/Vs –ի արժեքների և մագնիտուդա-ժամանակային կախվածության գրաֆիկական կառուցումը կատարվել է Excell ծրագրով (Տես նկ. 1 և 2):

"Գառնի" կայանում օգոստոսի 1-ից մինչև դեկտեմբերի 31-ն ընկած ժամանակահատվածում գրանցված երկրաշարժերից 244 իրադարձության համար հնարավոր է եղել հաշվել Vp/Vs-ի արժեքը: Այդ իրադարձությունները տարածականորեն տեղաբաշխված են φ = 38°-42° և λ = 42°-48° կոորդինատներով սահմանափակված տարածքում: Տարածքի ընտրությունը պատահականորեն չի կատարված, այլ ընտրված է Հայկական լեռնաշխարհի այն հատվածը, որի համար Սեյսմիկ պաշտպանության ազգային ծառայությունում կատարվում է սեյսմիկ վտանգի գնահատում:



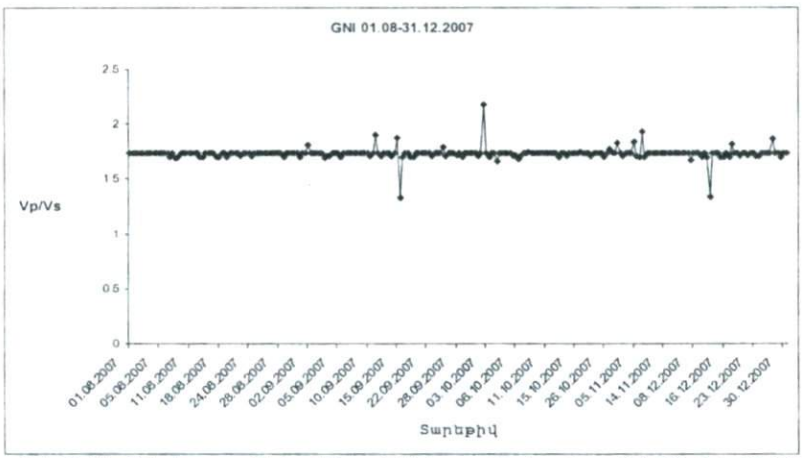
Նկ.1.01.08-31.12.2007 ժամանակահատվածում "Գառնի" կայանում գրանցված երկրաշարժերի մագնիտուդա-ժամանակային կախվածության հիստոգրամ

Նկ. 1-ի վրա բերված գրաֆիկից, որն իրենից ներկայացնում է մագնիտուդա-ժամանակային կախվածության հիստոգրամ, պարզ երևում է, որ ուսումնասիրվող իրադարձությունների մագնիտուդը տատանվում է 0,1< M <4,6 սահմաններում: Ամենափոքր մագնիտուդի M=0.1 երկրաշարժը գրանցվել է օգոստոսի 15-ին, իսկ ամենամեծ M = 4,6 մագնիտուդի երկրաշարժը՝ օգոստոսի 25-ին: Ուսումնասիրվող

իրադարձությունների օջախի խորությունը տատանվում է 5կմ< H< 30կմ միջակայքում:

Հիպոկենտրոնների որոշման ճշտությունը հիմնականում C և D կարգի է ըստ HYPO71 ծրագրի:

Նկ. 2-ից երևում է, որ Vp/Vs հարաբերության արժեքը տատանվում է 1.33-2.18 սահմանում և, որ ստացված արժեքների մեջ դիտված ժամանակահատվածի համար գերակշռում է 1.73-ը, բայց կան նաև 1.73 արժեքից զգալիորեն տարբերվող արժեքներ: Դրանք են՝ Vp/Vs=1.33 սեպտեմբերի 16-ին, Vp/Vs=1.34 դեկտեմբերի 15-ին, կտրուկ աճ դիտվում է՝ Vp/Vs=1.9 սեպտեմբերի 11-ին, Vp/Vs=2.18 հոկտեմբերի 3-ին, Vp/Vs=1.93 նոյեմբերի 6-ին:



Նկ.2. Vp/Vs-ի գրաֆիկը "Գառնի" կայանի համար 01.08-31.12.2007 ժամանակահատվածում `երկրաշարժերի կատալոգի տվյալների հիման վրա

Երկու գրաֆիկների համադրումից երևում է, որ սեպտեմբերի 2-ին դիտված Vp/Vs արժեքի փոփոխությանը, որն աճել է ընդունելով 1.81 արժեք, 13 օր հետո սեպտեմբերի 15-ին հաջորդել է 2.7 մագնիտուդի երկրաշարժ, որի էպիկենտրոնը գտնվում է Հայաստանում: Vp/Vs-ի 1.9 արժեքից 10 օր հետո սեպտեմբերի 21-ին տեղի է ունեցել 3.5 մագնիտուդի երկրաշարժ: Հետաքրքիր է այն փաստը, որ

Vp/Vs արժեքը նվազել է մինչև 1.34 արժեք, որից 11 օր հետո տեղի է ունեցել 2.9 մագնիտուդի երկրաշարժ:

Չնայած ուսումնասիրման կարճ ժամանակահատվածին՝ 01.08-31.12.2007, այնուամենայնիվ դիտվում են մի քանի դեպքեր, երբ Vp/Vs –ի փոփոխությանը հաջորդել են M≥2.5 մագնիտուդի երկրաշարժեր: Առաջին հայացքից կարող է թվալ, որ 2.5 մագնիտուդ ունեցող թույլ երկրաշարժերը կարող են ներկայացնել միայն գիտական հետաքրքրություն: Բայց Հայաստանի տարածքում դրանք ունեն ոչ միայն գիտական, այլ նաև պրակտիկ նշանակություն, եթե հաշվի առնենք, որ նույնիսկ 2.5 կամ 2.7 մագնիտուդի երկրաշարժերը մեծամասամբ ուղեկցվում են աղմուկով (խուլ ոռնոց կամ չցս), ինչը մեծ խուճապի պատճառ է դառնում: Եթե հաշվի առնենք նաև այն հանգամանքը, որ թույլ երկրաշարժերը Հայաստանի առանձին հատվածներում կարող են երկրաշարժերի նախանշան հանդիսանալ, միանգամից պարզ կդառնա, նույնիսկ թույլ երկրաշարժերի տեղի ունենալու հնարավոր ժամկետների որոշակի մոտավորությամբ գնահատումը:

Գրականություն

1. Кулагина М.В., Кулагин В.К., Николаев А.В. "Вариации отношения скоростей Vp/Vs и возможности прогноза землетрясений разной силы". Прогноз землетрясений, N 1, 1982г.
2. Карапетян Н.К. "Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья". Ереван, 1990г.
3. Кондратенко А.М., Нерсесов И.Л. Некоторые результаты изучения изменения скоростей продольных волн и отношения продольных и поперечных волн в очаговой зоне. Труды ИФЗ АН, N 25, 1962.
4. Славина Л.Б. Методика и результаты изучения Vp/Vs в фокальной зоне Камчатки. Сб. Исследования по физике землетрясений. М. Наука, 1976.
5. Моги К. Закономерности в пространственном и временном распределении сильных землетрясений и предсказание землетрясений. Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1974.
6. Кулагина М.В., Кулагин В.К., Николаев А.В. "Вариации отношения скоростей Vp/Vs во времени и пространстве по

наблюдениям за землетрясениями и их причины. М., ВИНИТИ, N 1570, 1979.
7. Aggarwal V.P., Sykes L.S., Armbruster J., Sbar M.L. Premonitory changes is seismic velocities and prediction of earthquake. Nature, v. 241, N 5385, 1973.
8. Broun R. Precursory changes in Vp/Vs before strike-slip events. Proc. Conf. on tectonic problems of the San Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Stanford, California, v.XIII, 1973.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ

БАГРАМЯН А.Х.
(ГГПИ ИМ.М.НАЛБАНДЯНА)

В работах [14, 15] показано, что поверхностные волны Релея и Лява отражаются от глубинных разломов. Как известно из результатов ГСЗ, глубинные геологические разломы характеризуются резким вертикальным смещением сейсмических границ (рис.1 а). При этом параметры соответствующих слоев и свойства границ по разные стороны разлома остаются практически неизменными.

Это приводит к тому, что на распространение объемных волн разлом почти не оказывает влияния. По-другому обстоит дело для поверхностных волн. Свойства поверхностных волн определяются структурой всей системы слоев общей мощностью порядка длины волны. А поскольку структура слоев по разные стороны разлома оказывается различной за счет смещения границ, то и свойства поверхностных волн при переходе через разлом будут меняться. В частности, должна измениться скорость распространения поверхностной волны (разумеется, это изменение различно для разных частот). Изменение же скорости в зоне, имеющей горизонтальные размеры, значительно меньше длины волны, приводит к явлениям отражения и преломления поверхностных волн. Поэтому при рассмотрении распространения поверхностных волн, пересекающих разлом, допустимо моделировать зону разлома вертикальной границей (рис.1 б) разделяющей две среды, характеризующиеся в общем случае

разным законом изменения скоростей $V_p(Z)$, $V_s(Z)$ плотности $\rho(Z)$ и соответственно разной скоростью поверхностных волн $c(\omega)$.

Для решения задач отражение и преломление поверхностных волн на вертикальной границе рассмотрим основные положения метода функций Грина. Рассмотрим основные положения метода функций Грина [4,5,6,7,8]. Метод функций Грина основан на использовании теоремы представления, которая в случае упругой среды выражается формулой Грина-Вольтерра

$$\left(\vec{U}(\vec{r}_0),\vec{e}_q\right)=\int_S(\vec{T}_n\vec{U}_q-\vec{\tau}^q\vec{U})dS \qquad q=(x,y,z) \qquad (1)$$

а) Вертикальное смещение сейсмических границ

$C^{(1)}(\omega)$	$C^{(2)}(\omega)$
$V_P^{(1)}(Z)$	$V_P^{(2)}(Z)$
$V_S^{(1)}(Z)$	$V_S^{(2)}(Z)$
$\rho^{(1)}(Z)$	$\rho^{(2)}(Z)$

б) Параметры вертикальной границы

Рис.1.

Эта формула определяет смещение Ú в точке $\check{r}_0$ через смещения Ú/S и напряжения T_n/S, приложенные к некоторой замкнутой поверхности S, окружающей рассматриваемую точку. Функция Грина $Ú^q$ q = (x, y, z) представляет поле смещений от сосредоточенной силы, помещенной в точку $\check{r}_0$ и ориентированной соответственно по осям x, y, z, а - $\tau^я$ соответствующее ей напряжение.

Используем формулу Грина-Вольтерра для определения полей отраженных и преломленных поверхностных волн. Для простоты рассмотрим плоский случай, отвечающий нормальному падению волны на вертикальную границу x = 0 двух четверть – пространств. Поверхность S (в двумерном случае – контур) выберем состоящей из свободной поверхности, вертикального контакта и замыкающих их на бесконечности поверхностей. В

силу граничных условий и условий изучения на бесконечности в (1) остается интегрирование по вертикальному контакту.

В двумерном случае функция Грина имеет вид:

$$\vec{U}^{q}(\vec{r}_1\vec{r}_0)=\begin{cases}\sum\dfrac{U^{*}kq(r_0)\vec{U}_k(r_1)}{I_k}x>x_0\\ \sum\dfrac{U_{kq}(r_0)\,\vec{U}^{*}k(r_1)}{I_k}x<x_0\end{cases} \qquad (2а, 2б)$$

$$I_n=\int_0^{\infty}(\tau^{*}{}_xU-\tau_xU^{*})dZ \qquad (3),$$

где $\bar{\tau}^{*}_x$ - напряжение, отвечающее полю смещения Ú(r, t).

Применяя теорему представления для отраженной и проходящей волн и определяя смещения и напряжения $\dot{T}_{отр}$, $\dot{T}_{прох}$, $V_{отр}$, $V_{пр}$ из граничных условий на вертикальном контакте, можно получить систему уравнений для приближенной оценки коэффициентов отражения и преломления.

При расчетах приближенными методами используемые граничные условия являются в рамках модели разлом - вертикальный контакт, единственным способом описать упругие характеристики разлома. Так, используемые в работах [4, 7, 8, 9] условия жесткого контакта описывают разлом как узкий, по сравнению с длиной волны, слой, в пределах которого скорости упругих волн мало отличаются от скоростей в контактирующих средах. Однако, расчеты для моделей реальных разломов, выполненные на основе этого варианта граничных условий, дали результаты, не соответствующие данным наблюдений, а именно: очень малые (до 0,1 при резкоконтрастных контактирующих средах) коэффициенты отражения и явно завышенные коэффициенты прохождения. Поэтому в работах [5, 6] была предложена иная, более адекватная реальному разлому модель, представляющая собой узкий, по сравнению с длиной волны, низкоскоростной слой между контактирующими четверть-пространствами. Математически эта модель описывается нежестким контактом, допускающим проскальзывание касательных компонент смещений [10]. Расчеты показали, что в

рамках данной модели можно получать близкие к наблюдаемым коэффициенты отражений поверхностных волн. Но очевидно, что и эта модель не отражает реального разлома в первую очередь потому, что она представляет собой низкоскоростную зону конечной глубины и, следовательно, должна описываться граничными условиями различного типа в зависимости от глубины. Подобная модель разлома использована для оценок коэффициентов отражения и прохождения поверхностных волн в работе [2].

В рамках этой модели граничные условия для определения полей напряжений и смещений на контакте x = 0 представлены в виде

$$\bar{t}_S^{(1)}(Z)+\sum_i a_i\,\bar{\tau}_i^{(1)}(Z)=\sum_j b_j\,\tau_j^{(2)}(Z)$$

$$U_{xS}^{(1)}(Z)+\sum_i a_i\,U_{xi}^{(1)^*}(Z)=\sum_j b_j\,U_{xj}^{(2)}(Z)$$

$$U_{zS}^{(1)}(Z)+\sum_i a_i\,U_{zi}^{(1)^*}(Z)+m(Z)(\bar{\tau}_{zS}^{(1)}(Z)+\sum_i a_i\,\bar{\tau}_{zi}^{(1)}(Z))=\sum_j b_j\,U_{\tau j}^{(2)}(Z)$$

Параметр нежесткости $m(Z)=\lim\limits_{\substack{h\to 0\\ \mu\to 0}}\dfrac{h(Z)}{\mu(Z)}$ описывает узкий низкоскоростной слой между контактирующими средами, h(Z) – ширина слоя, μ(Z) – модуль сдвига в его пределах.

В простейшем случае постоянного по ширине и упругим параметрам слоя

$$m(Z)=\begin{cases} m=\dfrac{h}{\mu} & 0<Z<H \\ 0 & Z>H \end{cases}$$

Подстановка граничных условий (*) в теорему представления с учетом (2а,б) дает систему уравнений для оценки коэффициентов отражения и прохождения поверхностных волн вида:

$$a=-bP-imbZi$$

$$b_j=S_{Sj}+\sum_i a_i P_{ij}-imZ_{Sj}-im\sum_i a_i Z_{ij}$$

где

$$P_{ij} = \frac{1}{2i}\int_0^{\infty}(\tau_i^1 \bar{U}_j^{(2)} - \bar{\tau}_j^{(2)}\bar{U}_i^{(1)})\,dZ$$

$$S_{Sj} = \frac{1}{2i}\int_0^{\infty}(\bar{\tau}_i^{(1)^*}\bar{U}_j^{(2)}\ \bar{\tau}_j^{(2)}\bar{U}_S^{(1)^*})\,dZ$$

$$Z_{ij} = \frac{1}{2}\int_0^{H}\bar{\tau}_{ij}^{(2)}\tau_{ij}^{(1)}dZ$$

Эта система уравнений была использована для оценок коэффициента прохождения в модели разлома, приближенно описывающей выклинивание гранитного слоя в коре в районе Каспийского моря. Результаты расчетов b для волн Лява для разных значений H приведены на рис.2.

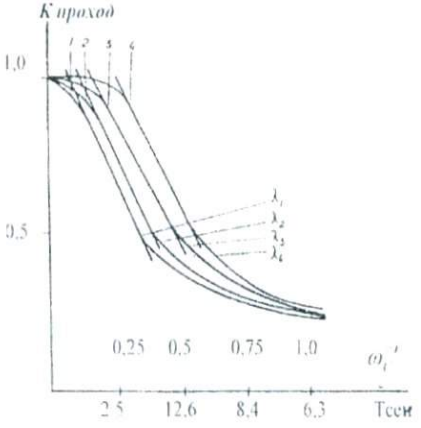


Рис 2. Результаты расчетов проходящих волн Лява для разных значений глубин разлома.

Очевидно, что полученные кривые характеризуются двумя точками перегиба, делящими кривую на 3 области: при больших T волна не чувствует разлома, b близки к единице, с уменьшением T разлом начинает все сильнее влиять на амплитуду проходящей волны и, наконец, при малых T волна полностью концентрируется в верхних слоях, где расположен разлом и, таким образом, его

влияние на прохождение волны стабилизируется. Из приведенных расчетов следует, что длина волны в окрестности второй точки перегиба сопоставима с мощностью разлома, что, по-видимому, в дальнейшем даст возможность на основании приведенной теории интерпретировать данные наблюдений.

Приведенные сопоставления теоретических расчетов поля поверхностных сейсмических волн с лабораторно-модельными исследованиями показывают, что они хорошо согласуются друг с другом [3, 11, 12]. Результаты теоретических и модельных исследований нами используются для интерпретации наблюденных полей поверхностных волн.

Если отношение спектров в точках А и В для случая распространения волны в прямом направлении (от А к В) есть $\frac{S_B^{(\omega)}}{S_A^{\omega}}$, а для случая распространения волны в обратном направлении есть $\frac{\widetilde{S}_B^{(\omega)}}{\widetilde{S}_A^{\omega}}$, то должно выполняться соотношение

$$K_{(\omega)} = \frac{S_B^{(\omega)}}{S_A^{\omega}} \frac{\widetilde{S}_B^{(\omega)}}{\widetilde{S}_A^{\omega}} \approx 1$$

Если между точками наблюдения находится вертикальная граница - разрыв или разлом, то может происходить потеря энергии волны за счет отражения, поглощения или рассеивания на такой границе между различными геологическими формациями или бликами земной коры. При этом величина К(ω) будет меньше единицы. Тогда К(ω) определяемая произведением отношений амплитуд, будет характеризовать долю энергий проходящей (преломленной) волны по отношению к падающей. Отсюда следует, что величина 1-К(ω) представляет относительную потерю энергии волны при прохождении через вертикальную границу [13].

Если разлом действительно существует, то величина К (ω) для сравнительно высоких частот должна быть меньше единицы. При помощи изложенного метода изучены глубинные разрывы на территории Кавказа, находящиеся между сейсмическими станциями. С этой целью исследованы амплитудные спектры поверхностных волн, наблюденных на сейсмических станциях от

землетрясений различных сейсмоактивных зон. Между сейсмическими станциями "Ереван" и "Степанаван" проходит Базумо-Севанский сейсмогенный разлом [1].

На рис.3 приведена осредненная кривая амплитудных спектров, рассчитанных для поверхностных волн, которые наблюдались при различных землетрясениях на о. Северная Земля и Африке по прямой трассе распространения волн.

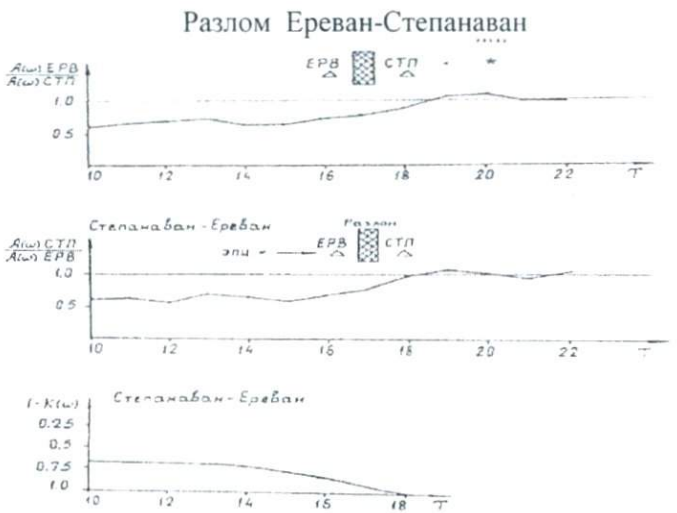


Рис.3.Отношение амплитудных спектров поверхностных волн на станциях "Ереван", "Степанаван" и относительная потеря энергии волн, в зависимости от периода волн при пересечении исследуемого разлома.

По этим кривым видно, что волны с периодами больше 18 сек, практически без значительной потери энергии проходят изучаемые разрывы.

Кривые 1-К(ω), изображенные на рис.3, имеют именно такой вид: с некоторого значения периода уровень сохраняется постоянным, далее следует область более или менее резкого уменьшения уровня, после которого он становится равным нулю. Очевидно, что область периодов, в которой происходит уменьшение величины 1 – К (ω), соответствует длинам волн, имеющим порядок вертикального размера разлома.

Для данного разлома эта область ограничена периодом Т = 18 сек. На исследуемой территории фазовая скорость С = 3,3 км/сек. Глубина залегания этих разрывов соответственно равна 60 км.

Литература

1. Баграмян А.Х. Строение земной коры в различных регионах Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1974, 106 с.
2. Васильева А.О., Итс Е.Н. Математическое моделирование полей распространения волн Лява через низкоскоростной разлом методами конечных элементов и функций Грина. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1987.
3. Гегечкори Т.Ш., Баграмян А.Х., Гевондян Г.М. К трехмерному моделированию диспергирующих поверхностных волн. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXV, № 4, 1982, с. 81-84.
4. Итс Е.Н. Математическое моделирование эффектов, связанных с прохождением поверхностных волн через контакты разнородных блоков. Изучение строения Земли по сейсмологическим данным. Киев: Наукова думка, с. 18-23.
5. Итс Е.Н., Малишевский П. Отражение и преломление волн Лява на вертикальной границе горизонтально-однородных сред при условии нежесткого контакта. Сообщения Центрального Института Физики Земли АН ГДР, № 1370.
6. Итс Е.Н., Малишевский П. Распространение волн Релея через вертикальный нежесткий контакт упругих сред. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1987, с. 66-72.
7. Итс Е.Н., Яновская Т.Б. Отражение и преломление релеевских волн на вертикальной границе раздела. – В сб.: Вычислительная сейсмология. Вып. 10. М.: Наука, 1977, с. 214-222.
8. Итс Е.Н., Яновская Т.Б. Определение коэффициентов отражения и преломления поверхностных волн на вертикальном контакте с помощью функций Грина. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1979, с. 11-21.
9. Левшин А.Л., Яновская Т.Б. Отражения и преломления волн Лява на вертикальной границе. – В сб.: Вычислительная сейсмология. Вып. 9. М.: Наука, 1976, с. 160-173.
10. Подъяпольский Г.С. Отражение и преломление на границе двух упругих сред в случае нежесткого контакта. Изв. АН СССР, серия геоф., № 4, 1963, с. 525-531.

11.Рыкунов Л.Н., Фам Ван Тхух. Изучение влияния локальных неоднородностей на поле релеевских волн. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 5, с. 65-71.
12.Рыкунов Л.Н., Феофилактов В.Д. Пьезоэлектрический излучатель ультразвуковых импульсов типа одиночного выброса для моделирования сейсмических волн. Изв.АН СССР, серия геофиз., М., 1961, № 2, с. 205-214.
13.Саваренский Е.Ф., Яновская Т.Б., Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х. О влиянии глубинных разломов на спектры поверхностных волн. Изв.АН СССР, Физика Земли, № 3, 1978, с. 84-86.
14.Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х. Влияние эффекта отражения и преломления поверхностных сейсмических волн в условиях Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 53, 2, 1969, с. 321-324.
15.Сихарулидзе Д.И., Баграмян А.Х., Тутберидзе Н.П. и др. Поверхностные волны в обратных задачах сейсмологии. Монография. Ереван. Изд. АН Арм..ССР, 1987, 234 с.

ЗНАЧЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ С УЧЕТОМ ПОПРАВКИ ЗА РЕЛЬЕФ

ВАРДАНЯН К.С., АВДАЛЯН А.Г., ПОГОСЯН Н.М.
(ИГИС НАН РА)

Компьютеризация обработки и интерпретация данных экспериментального изучения теплового поля территории Армении не обеспечивают достижение качественно нового уровня геотермического изучения, пока остается нерешенной задача достижения уровня детальности и достоверности, допускающего выделение основных возмущений регионального теплового потока, а система анализа экспериментальных данных далека от однозначного решения обратной задачи.

На данном этапе исследования геотермического поля территории Армении есть острая необходимость не только значительного увеличения массива экспериментальных данных о значении температуры (геотермического градиента) в скважинах, но и повышения уровня достоверности полученных данных, так

как в значениях фактических скважинных температур отражена определенная доля приповерхностных искажаюших процессов.

Оценка приповерхностных искажений требует привлечения многочисленных данных и, хотя многими исследователями обработаны соответствующие методы введения поправок, не всегда возможно реализовать эту процедуру.

Наиболее значительное влияние на температуру глубинных горных пород оставляют:

1) рельеф местности;
2) осадконакопление и денудация;
3) структурные неоднородности;
4) региональные изменения климата в геологическом прошлом (ледниковые периоды);
5) гидрогеологические процессы;
6) молодой магматизм и др.

Вклад каждого из них в величину ТП, кроме двух последних, может составлять 10-30 % наблюденных значений ТП. Влияние же гидрогеологических процессов и молодого магматизма, особенно в условиях территории Армении с весьма сложным гидрогеологическим строением и несколькими циклами молодой магматической активизации, может быть очень значительным - вплоть до полного искажения геотермической информации глубинной природы, когда введение поправки становится бессмысленным. Поэтому, для территории Армении целесообразно отдельное исследование влияния на тепловое поле гидрогеологических и магматических факторов для конкретных гидрогеологических или магматических сооружений.

Вопрос учета осадконакопления и денудации, а также структурных неоднородностей может быть рассмотрен после сбора дополнительного необходимого материала. Ввиду своего регионального характера, климатический фактор также выходит из дальнейшего рассмотрения. Климатические искажения не маскируют локальные аномалии теплового поля, связанные с геологическими эффектами, так как ледниковые периоды охватили большие территории. Климатическая поправка приобретает значение только при сравнении геотермического градиента на больших площадях. В данной статье приведены результаты учета влияния рельефа на геотермический градиент.

Нормальное тепловое поле горных пород нарушается неправильными формами рельефа. Изотермические поверхности в горных породах, в общих чертах, следуют формам рельефа, сгущаясь под долинами и разряжаясь под хребтами (Любимова Е.А.и др., 1973). Геотермический градиент под положительными формами рельефа обычно занижен относительно глубинного, а под отрицательными – завышен. По имеющимся в литературе оценкам (Любимова Е.А.,1968) влияние рельефа распространяется до глубин, в 5-6 раз превышающих его относительную высоту.

В случае стационарности влияния рельефа (длительное сохранение современных форм), распределение температуры в полупространстве, ограниченном сложным рельефом определяется из уравнения Лапласа

$$\nabla^2 T(x,y,z)=0 \qquad (1)$$

при условиях $T(x,y,0)=f(x,y)$ и $T(x,y,z)\underset{z\to\infty}{\to} gz$

Данное уравнение решается с определенными упрощениями для среды ниже земной поверхности: 1) горные породы изотропны по тепловым свойствам; 2) отсутствуют источники тепла; 3) тепло переносится только кондуктивно; 4) не учитываются горизонтальные составляющие теплового потока; 5) с увеличением высоты температура поверхности Земли уменьшается линейно.

Общим решением уравнения (1) является интеграл Пуассона (Любимова Е.А.,1968)

$$f(x,y,z)=T_n+gz+\frac{z}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int f(x',y')R^{-3}dx'dy'=T_n+gz+T_\Delta \qquad (2)$$

$$R^2=(x-x')^2+(y-y')^2+z^2$$

Дальнейшее вычисление интеграла требует определения вида функции $f(x,y)$, т.е. способа приближенного представления рельефа, что можно осуществить несколькими методами. В данном случае поправка за рельеф рассчитана методом Джеффриса-Булларда, когда сложный рельеф заменяется плоскостью приведения, на которой задается распределение температуры, соответствующее действительному (Любимова Е.А.и др., 1973). Плоскость приведения проводится на высоте точки, ниже которой требуется оценить влияние рельефа.

Этот метод является наиболее универсальным, особенно в условиях сложного рельефа, следовательно, наиболее подходящим для условий территории Армении. Для расчета поправки площадь вокруг каждого пункта, где произведены замеры скважинных температур, была разделена на отдельные секторы с помощью радиально-лучевой палетки масштаба 1:25000, при максимальном радиусе 7 км.

Измеренный в скважине, на интервале глубин Δz геотермический градиент, в случае влияния рельефа, связывается с равновесным градиентом следующим образом:

$$g_H = g' \frac{\Delta h}{\Delta z} + g(1 - \frac{\Delta h}{\Delta z})$$

где: g_H - измеренный геотермический градиент

g -неискаженный (равновесный) геотермический градиент

g'- гипсогеотермический градиент

Величина $\Delta h = -\sum_{j=1}^{n} H_{kj} \Delta\Omega_j$ определяется по данным, снятым из топопланшета. Здесь H_{kj} высота рельефа вокруг точки расчета, а $\Delta\Omega_j$ - весовая функция, вычисляемая для параметров выбранной палетки. В таблице 1 приведены значения весовой функции $\Delta\Omega$, рассчитанные для оптимального набора радиусов палетки r_j и ряда интервалов глубин Δz_i. Среднее значение гипсогеотермического градиента для территории Армении составляет - $g' = 5{,}6$ °С/км (Мириджанян Р.Т. и др.,1972).

Для расчета поправки составлена соответствующая программа и при наличии цифровой топоосновы, поправку за рельеф можно будет определить для любой точки территории, где имеются данные о скважинных температурах. В данном случае значения высот вокруг каждой точки взяты вручную, из топогеодезической основы рельефа территории Армении, масштаба 1:25000. Поправка рассчитана для 70 пунктов с определением значений геотермического градиента и теплового потока.

Таблица1.

Δr_j	Δz_i									
	0.05-0.1	0.1-0.2	0.2-0.3	0.3-0.4	0.4-0.5	0.5-0.6	0.6-0.7	0.7-0.8	0.8-0.9	0.9-1
0-0.1	-0.25989	-0.18732	-0.05426	-0.02146	-0.01044	-0.00581	-0.00356	-0.00233	-0.00161	-0.00115
0.1-0.2	0.055215	-0.07257	-0.07069	-0.04092	-0.02361	-0.01439	-0.00929	-0.00629	-0.00444	-0.00324
0.2-0.35	0.071378	0.038475	-0.02971	-0.03941	-0.03261	-0.02434	-0.01781	-0.01311	-0.0098	-0.00746
0.35-0.5	0.036687	0.046143	0.011547	-0.00841	-0.01576	-0.01657	-0.01486	-0.01253	-0.01031	-0.00842
0.5-0.7	0.026438	0.041975	0.023907	0.00798	-0.00269	-0.00844	-0.0108	-0.01121	-0.01062	-0.00961
0.7-1	0.020608	0.036687	0.027966	0.018177	0.009276	0.002271	-0.00265	-0.00576	-0.00749	-0.00826
1-1.5	0.016362	0.030968	0.027279	0.022496	0.017258	0.012119	0.007472	0.00353	0.000362	-0.00206
1.5-2	0.008259	0.016079	0.015116	0.013771	0.012146	0.010351	0.008492	0.006663	0.004934	0.003356
2-3	0.008295	0.016362	0.015852	0.015116	0.014184	0.013095	0.011889	0.010607	0.009289	0.007969
3-4	0.004157	0.008259	0.008132	0.007946	0.007704	0.007411	0.007074	0.006697	0.006289	0.005856
4-5	0.002497	0.004973	0.004928	0.004861	0.004773	0.004664	0.004537	0.004393	0.004234	0.00406
5-7	0.002855	0.005697	0.005666	0.005621	0.005561	0.005487	0.0054	0.0053	0.005187	0.005064
7-10	0.007142	0.014276	0.014258	0.014232	0.014197	0.014154	0.014103	0.014043	0.013975	0.0139

По литературным данным, искажения, вызванные рельефом местности под хребтами значительнее, чем под долинами, причем под хребтами соотношение $g/g_H > 1$, а под долинами $g/g_H < 1$ (Любимова Е.А.и др., 1973).

Конечно, для территории Армении, как горной страны, ожидались значения соотношения g/g_H превышающие единицу, что и подтвердилось расчетами.

Значения соотношения g/g_H варьируют в довольно широких пределах- от 1.06 до 1.56.

Только в одном пункте – Азизбеков-78, с абсолютной отметкой 1980 м, $g/g_H = 0,89$. Этот результат объясняется располо-жением скважины на дне относительного минимума, а также малым интервалом определения геотермического градиента- 40-95м.

Оценочный расчет величины поправки для больших глубин, при отсутствии данных об изменении температуры на этих глубинах, показал, что уже с глубины 0,3 км в этой скважине g/g_H должен быть больше единицы. К сожалению здесь, как и во многих других пунктах, на больших глубинах измерения температуры не проводились.

Значительные величины коэффициентов поправки, а также их значительный разброс обусловлены, на наш взгляд, крайней сложностью рельефа и одновременно небольшой глубиной температурных измерений.

Действительно, интервалы определения геотермического градиента на территории Армении, в большинстве случаев, не превышают 100-200м, что приводит к наблюдаемой картине.

Приведенные в табл.2 данные для некоторых, сравнительно глубоких скважин, позволяют выявить медленное снижение значений соотношения g/g_H с глубиной.

На рис.1 представлена карта распределения соотношения g/g_H на территории Армении. Следует подчеркнуть, что хотя коэффициент поправки за рельеф значительно зависит от глубины интервала определения геотермического градиента, а значения соотношения g/g_H рассчитаны для разных глубиин, намечается некоторая закономерность в распределении g/g_H.

Таблица 2.

Наименование скв.	Интерв.опр. градиента (км.)	Геотерм. гради (°С/км)	Коэфф. поправки	Равнов. град. (°С/км)	Тепло-пров. (Вт/м·К)	Тепловой поток (мВт/м^2)	Исправ. ТП (мВт/м^2)
1	2	3	4	5	6	7	8
Каракала 14	0.1-0.3 0.3-1	29.8 32.4	1.16 1.14	34.4 36.9	1.74 1.51	51.9 48.9	59.8 55.7
Карабахлар 1	0.1-0.4 0.4-0.8	22 19.4	1.13 1.12	24.9 21.7	2.42 2.79	53 55	60.3 60.5
Раздан 11	0.1-0.3 0.3-0.9	37 17.5	1.18 1.14	43.6 20.0	1.68 3.37	62.2 59	73.3 67.4
Неджерлу 4	0.2-0.3 0.3-1.0	19 9.6	1.1 1.05	20.8 10.1	1.6 3.4	30 32	33.3 34.3
Октемберянская пл. опорная 1	0.3-0.6 0.6-1	32.9 27.6	1.13 1.12	37 30.9	1.51 1.8	50 50	56 56

Рис. 1 Карта распределения соотношения g / g_H

Так, в северо-восточной и юго-западной, сравнительно низменных областях территории, значения g/g_H в большинстве случаев максимально приближаются к единице. Наибольшие значения и наибольший разброс между ними наблюдаются в районах центральных хребтов.

Как уже отмечалось выше, в подавляющем большинстве скважин, фактические замеры температуры проводились на небольших глубинах, где величины приповерхностных искажений максимальны. В результате, после введения поправки, значения геотермического градиента и, следовательно, теплового потока должны увеличиваться значительно - на 10 - 40 %. Это может означать, что тепловой потенциал недр изучаемой территории значительно выше, чем предполагалось раньше, хотя для

окончательных выводов необходимо учитывать влияние по возможности всех приповерхностных искажений теплового поля.

На наш взгляд, ожидается, что введение поправки за рельеф в значения теплового потока может привести к некоторому увеличению контрастности теплового поля.

Литература

1.Аветисянц А.А. Геотермические условия недр Армении. М.: Наука, 1979, 87 с.
2.Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968, 278 с.
3.Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. - М.: Наука, 1973, 176 с.
4.Мириджанян Р.Т. Геотермическое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1965, № 3-4.
5.Мириджанян Р.Т., Григорян Ф.Г. Изменение высотного градиента повехностной температуры на территории Арм.ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1972, №1, с.102-103.

ПРИМЕНЕНИЕ АЛГОРИТМОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ ПРИ АНАЛИЗЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ В СВЯЗИ С МОНИТОРИНГОМ ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

ГВИШИАНИ А.Д.[1], ЗЛОТНИЦКИ Ж.[2], РОДКИН М.В.[1], АГАЯН С.М.[1], БОГОУТДИНОВ Ш.Р.[1]
([1]ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН, [2]CNRS, UNIVERSITY CLERMON-FERRAND, FRANCE)

Применяемые в настоящее время системы мониторинга опасных природных явлений обычно предполагают анализ больших объемов информации, получаемых при регистрации большого набора различных параметров. Анализ данных обычно должен проводиться в режиме, близком к режиму реального времени. Достаточно часто при этом прогнозные признаки возможного опасного явления могут быть сформулированы не вполне определенно, и потому их распознование предполагает участие эксперта. Таким образом, признаки искомого объекта часто недостаточно четкие (что затрудняет автоматизацию обработки данных), но при этом объемы данных весьма велики,

что делает невозможным их исключительно экспертную обработку. Эти требования несколько противоречивы, для их практической реализации необходима автоматизация качественной, нечетко описываемой работы эксперта.

Ниже обсуждается вариант подхода к решению таких задач на основе комплекса алгоритмов, разработанных на основе нечеткой логики и геостатистики. Приводится перечень используемых алгоритмов обработки информации и примеры их использования для анализа данных геофизического мониторинга. В качестве примеров рассматриваются случаи обработки данных мониторинга вулканической активности, проводимого по данным электротеллурических измерений и деформаций вулканических построек, выявляемых по результатам анализа космических изображений, полученных радаром с синтезированной апертурой (Synthetic Aperture Radar Imagery, SAR). В последнем случае алгоритмы кластеризации на основе нечеткой логики используются для выделения зон устойчивости сигнала и для расширения таких областей на соседние, сильно зашумленные области. В качестве примера более подробно рассмотрен алгоритм морфологического анализа. Показывается устойчивость используемого алгоритма морфологического анализа 1-D рядов данных при неконтролируемых изменениях параметров сети регистрации и передачи данных, довольно типичных при тяжелых природных условиях работы систем геофизического мониторинга; рассмотрен случай медленных изменений нуля и коэффициента усиления канала регистрации и передачи информации. Обработка данных реализуется нами на основе комплекса оригинальных алгоритмов, программной реализации алгоритмов, и опыта их практического использования в течение ряда лет в лаборатории методов искусственного интеллекта в ИФЗ РАН, а в настоящее время в ГЦ РАН [1-4 и др.]. Разработки лаборатории были реализованы серией алгоритмов: “Выбор основ”, ”Кристалл”, “Роден”, “Трассирование“, “Равновесие”, “Прогноз”, DRAS, FLARS, “Монолит”, алгоритмом морфологического анализа числовых рядов. Перечисленные алгоритмы применялись при решении различных геофизических задач, в ряде случаев в комплексе с обычными методами обработки данных.

Рассмотрим в качестве примера метод морфологического анализа. Этот метод направлен на выявление морфологического

характера исследуемого временного ряда, проведение кодирования характера морфологии ряда и сопоставление морфологии данного выделенного сегмента записи с другими рядами данных или другими участками записи того же ряда, с целью выявления морфологически аналогичных участков записи. Ниже дано краткое описание используемого варианта метода морфологического анализа (более подробное описание дано в [1]).

На первом этапе морфологического анализа задается (или оценивается по записи) уровень шума записи δ. В качестве оценки δ можно принять, например, среднюю величину отклонения значения анализируемой функции в данной точке от среднего значения для двух соседних точек. Затем запись сканируется некоторым окном, содержащим K последовательных точек записи. При этом определяется, имеет ли запись в данном окне тенденцию роста, уменьшения или примерно постоянна. Полученный результат – назовем его кодом роста – приписывается центру окна и кодируется значениями +1 (рост), –1 (уменьшение) или 0 (стационарный уровень). Определяется также наличие/отсутствие осцилляций ряда данных в данном окне - наличие осцилляции кодируется единицей, отсутствие ее - нулем.

Способы анализа морфологии записи могут различаться для случаев монотонного и более сложного характера сигнала (именно этот случай представляет практический интерес). В случае сильной изменчивости сигнала адекватным представляется способ, основанный на сравнении поведения сигнала в окрестности данной точки с моделью броуновского движения. В случае обычного одномерного броуновского движения ожидаемое случайное отклонение S, получаемое в результате n шагов, описывается формулой

$$S \cong d\sqrt{n} \qquad (1)$$

где d - характерная величина случайного изменения на одном шаге. При расчете примем $d = \delta$ (уровень шума). Величины отклонения сигнала за n шагов от центра окна от его значения в центре окна мы сравниваем с ожидаемой величиной случайного отклонения в результате n шагов. Возможное число шагов n меняется от 1 до половины длины окна обзора. Заключение о

морфологии сигнала делается на основе взвешенной средней оценки для всех значений $S(n)$.

На основе изложенного метода кодирования записи решается задача автоматизированного поиска участков записи, близких по характеру морфологии к некоторому участку записи, который мы будем называть образцом. В качестве такого образца может использоваться сегмент записи, содержащий типичную аномалию, но образец может быть также сконструирован, исходя из некоторого качественного образа (например, на основании мнения эксперта о внешнем виде искомой аномалии).

Пусть кодировка некоторого образца имеет вид $\{(x_{1m}, x_{1o}),...,(x_{Nm}, x_{No})\}$, где x_{im} и x_{io} – соответственно коды роста и осцилляции центра i-го окна, N – число точек отвечающее длине образца. Для оценки близости морфологии данного текущего участка записи к выбранному образцу используем расстояние между их кодировками. Если $\{(y_{1m}, y_{1o}),...,(y_{Nm}, y_{No})\}$ – кодировка сканируемого (текущего) участка записи, то расстояние можно ввести, например, как

$$R_{\alpha_m,\alpha_o} = \alpha_m \sum_{i=1}^{N} |x_{im} - y_{im}| + \alpha_o \sum_{i=1}^{N} |x_{io} - y_{io}|; \quad \alpha_m + \alpha_o = 1; \quad \alpha_m, \alpha_o \geq 0 \qquad (2)$$

В некоторых случаях, в зависимости от решаемой задачи, суммирование может проводиться только по кодам роста:

$$R_m = \sum_{i=1}^{N} |x_{im} - y_{im}| \qquad (2а)$$

или только по кодам осцилляций:

$$R_o = \sum_{i=1}^{N} |x_{io} - y_{io}| \qquad (2б)$$

В целях устойчивости результатов анализа данных геофизического мониторинга можно потребовать, чтобы возможные неконтролируемые трендовые изменения параметров канала регистрации и передачи данных и высокочастотные (шумовые) изменения не влияли существенным образом на результаты морфологического анализа. Введем понятие морфологической инвариантности записи. Будем называть две записи $X_1(t)$ и $X_2(t)$ морфологически инвариантными, если они связаны соотношением типа:

$$X_2(t) = R_1(t) \cdot X_1(t) + R_2(t) + Q(t) \qquad (3)$$

где: $R_1(t)$ и $R_2(t)$ некие медленно (существенно медленнее, чем $X_1(t)$) изменяющиеся функции, описывающие изменения коэффициента усиления и нуля отсчета канала регистрации и передачи данных соответственно, а Q (t) относительно малая и быстроменяющаяся (существенно быстрее, чем изменчивость $X_1(t)$) функция, описывающая высокочастотный шум.

Проверим, в какой степени такие, более чем вероятные возмущения параметров канала регистрации и передачи данных будут приводить к изменениям результатов морфологического анализа. При численной проверке устойчивости результатов анализа будем использовать модель броуновского числового ряда, а функции $R_1(t)$ и $R_2(t)$ будем задавать разными комбинациями простых полиномов и гармонических компонент от времени. Получаемые в результате применения преобразования типа (3) одномерные ряды $X_2(t)$ визуально могут сильно отличаться от исходного ряда $X_1(t)$. Примеры таких измененных рядов даны на рис.1а. Выберем в качестве образца произвольный сегмент записи $X_1(t)$ длиной 1500 точек, этот сегмент показан на рис.1а. Полная длина анализируемого модельного ряда 100000 точек. Рассчитаем, согласно монотонному варианту расчета расстояния (2а), морфологическую кодировку выбранного сегмента записи и будем сравнивать расстояния между выбранным сегментом записи $X_1(t)$ и текущим участком преобразованной записи $X_2(t)$. Результаты расчета величин расстояния R_m представлены на рис.1б.

Видно, что искомому отрезку записи отвечает резкий узкий «провал» аномально малого значения (по сравнению с соседними точками) расстояния R_m. Такая резко отскакивающая область одна, и никаких альтернатив выбору искомого участка записи не остается.

Представляет интерес сопоставление результатов использования метода морфологического анализа с традиционными статистическими подходами. Для решения поставленной задачи в рамках классической статистики наиболее естественным представляется расчет коэффициента корреляции r между выбранным сегментом исходной записи $X_1(t)$ и текущим участком

на преобразованной записи $X_2(t)$. Результаты расчета значений r представлены на рис.1в.

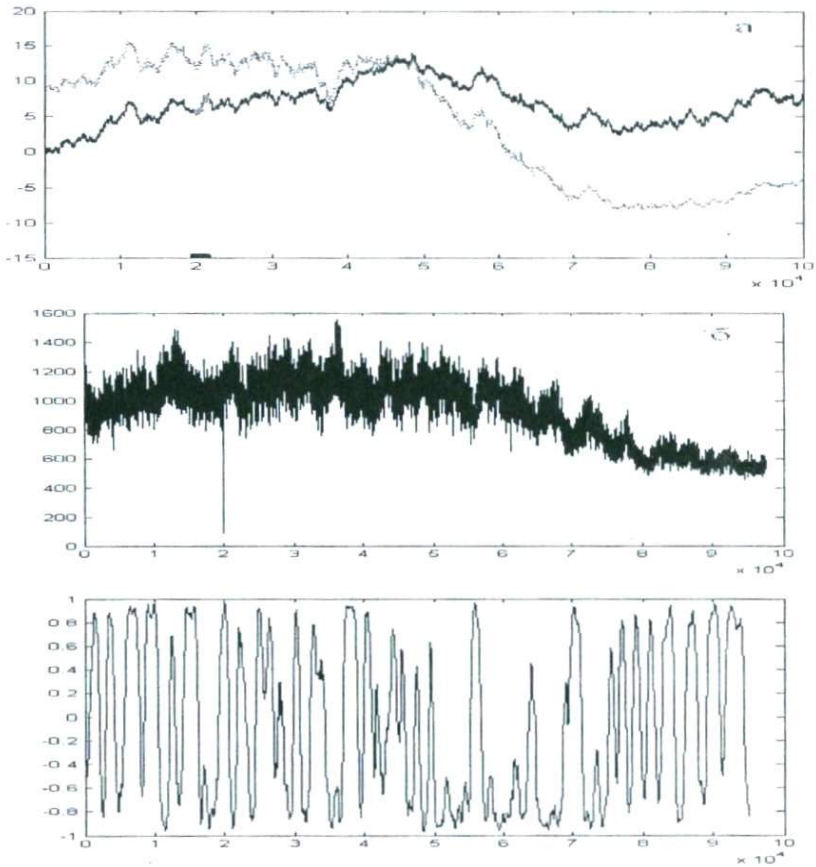


Рис.1.Сравнение результатов морфологического анализа исходного $X_1(t)$ (толстая сплошная линия) и видоизмененного числового ряда $X_2(t)$ (пунктир) (а); результаты расчета морфологических расстояний (б); результаты расчета коэффициента корреляции между образцом и текущим сегментом преобразованной записи (в). Выделенный сегмент записи дан серым цветом на кривой и жирной чертой на оси x (а). Результаты выделения искомого сегмента однозначны при использовании алгоритма морфологического анализа (б) и существенно неоднозначны при использовании метода корреляционного анализа (в).

Как и следовало ожидать, точкам совпадения исходного и преобразованного сегментов записи отвечают максимальные значения коэффициента корреляции. Однако такой максимум теряется среди нескольких практически одинаковых с ним по величине (рис.1в). Полученные результаты качественно устойчивы и повторяются при разных модельных расчетах. Отметим, что устойчивый выбор искомого сегмента методом корреляционного анализа достигается только при значительном увеличении длины анализируемого сегмента записи.

Алгоритм морфологического анализа был использован для анализа данных электротеллурического мониторинга вулкана Ла Фурнес (остров Реюньон, Франция). Ранее для анализа этих данных был использован алгоритм DRAS [4], что позволило автоматизировать выделение в данных аномалий. Но этот алгоритм не позволял анализировать характер морфологии сигнала что затрудняло различение аномалий с разным характером морфологии. Однако, известно, что электротеллурические аномалии могут порождаться разными причинами: сильными дождями, гидротермальными процессами, наконец, приближением магматических масс к поверхности. При этом разные физические механизмы порождают аномалии, различающиеся по характеру морфологии. Для различения аномалий, отвечающих разным действующим факторам был использован алгоритм морфологического анализа. Были заданы образцы аномалий, отвечающие разным видам воздействий и проведен морфологический поиск аномалий требуемого вида.

На рис.2 приведен пример результатов такой обработки данных. Видно, что использование алгоритма морфологического анализа позволил разделить аномалии различной морфологии (отвечающие разным видам внешних воздействий).

В качестве существенно другой задачи кратко опишем случай исследования деформаций земной поверхности по снимкам, получаемым радаром с синтезированной апертурой SAR. В этом случае требуется выделить области устойчивого определения разности фаз сигналов, оценить характерную разницу фазовой задержки и, по возможности, продолжить эти оценки в соседние, более зашумленные области. Для выделения областей устойчивого сигнала и для оценки величин разности фаз

используется алгоритм «Монолит» и ряд других алгоритмов кластеризации.

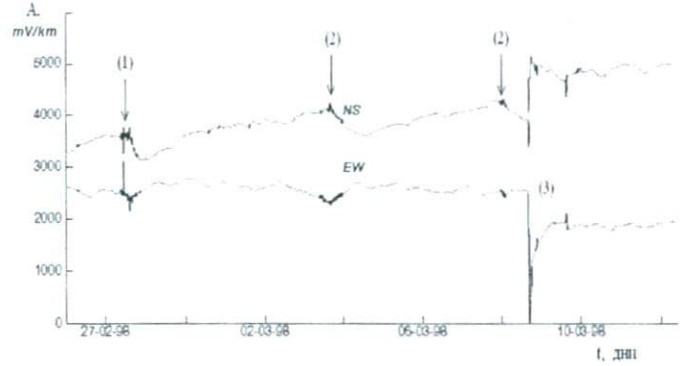


Рис.2. Пример результатов комплексного морфологического анализа по данным электротеллурического зондирования на вулкане Ла Фурнез. Выявлены аномалии различной морфологии, связанные с ливневыми осадками (1), гидротермальной активизацией (2), извержением (3).

Работа алгоритмов апробируется на модельных и реальных изображениях, полученных для района вулкана Этна. Предварительные результаты подтверждают эффективность используемых алгоритмов. Существующий набор алгоритмов позволяет решать широкую совокупность задач по анализу одномерных и многомерных наборов данных. Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 06-05-64334 и МНТЦ, проект № 2975.

Литература

1. Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Гвишиани А.Д., Граева Е.М., Злотники Ж., Родкин М.В. Исследование морфологии сигнала на основе алгоритмов нечеткой логики //Геофизические исследования, Вып.1, ИФЗ РАН, М., 2005, с. 143-155.
2. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. Математические методы геоинформатики. I. О новом подходе к кластеризации. Киев: Кибернетика и системный анализ, N2, 2002, с. 104-122.
3. Гвишиани А.Д., Диаман М., Михайлов В.О., Гальдеано А., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Граева Е.М. Алгоритмы

кусственного интеллекта для кластеризации магнитных аномалий //Физика Земли, N7, 2002, с. 13-28.
4. Zlotnicki, J.-L. LeMouel, A. Gvishiani, S. Agayan, V. Mikhailov, Sh. Bogoutdinov. Automatic fuzzy-logic recognition of anomalous activity on long geophysical records. Application to electric signals associated with the volcanic activity of la Fournaise volcano (Réunion Island) //Earth and Planetary Science Letters, vol. 234, 2005, p. 261-278.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕРРИТОРИИ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ЕГО ЭЛЕМЕНТОВ

ГЕОДАКЯН Э. Г., БАБАЯН Т. О.
(ИГИС НАН РА)

Разработка новой сейсмотектонической модели зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) НКР обусловлена необходимостью проведения детальных исследований по вероятностной оценке сейсмической опасности территории республики. В настоящей работе была применена методика создания зон ВОЗ "Технология адекватных очагов землетрясений - Восток 97", в основу которой заложена фрактально-решетчатая модель представления иерархически упорядоченных геологических и сейсмогенных структур (В.Уломов, 1998).

Исследуемый нами район был ограничен географическими координатами $30^0 10' \div 40^0 40'$ N и $46^0 00' \div 47^0 30'$E. Район включает в себя всю территорию НКР, а также очаговые зоны разрушительных и сильнейших землетрясений прилегающих районов, способных генерировать на территории НКР горизонтальные ускорения грунтов на уровне PGA≈0,06g. Для разработки сейсмотектонической модели территории НКР в масштабе 1:200000 была создана электронная база геолого-тектонических, сейсмотектонических, макросейсмических и сейсмологических данных. В основу сейсмологической базы данных заложены сводный каталог сильных землетрясений РА, НКР и прилегающих областей с древнейших времен до 2003г., приведенный в работе (Т.О. Бабаян, 2006), сводный каталог землетрясений НКР и прилегающих областей (А.Караханян,1998),

дополненные нами инструментальными данными землетрясений за период 1996 по 2005гг. Из за большого объема этот каталог в настоящей работе не приводится.

В свази с малыми размерами исследуемой территории, ее сейсмичность рассматривалась как отдельный фрагмент общерегионального сейсмического поля, а участки сейсмоактивных разломов, рассекающие эту территорию, как отдельные сегменты протяженных региональных сейсмогенных линеаментных структур. Геометрические размеры этих структур и отделенных ими геоблоков контролируют верхний предел магнитуд землетрясений. Определение этих параметров, а также оконтурирование однородных, в тектоническом отношении областей, проводилось на основе данных о геолого-тектоническом строении исследуемой территории.

1.Краткий геолого-тектонический очерк района исследования

Малый Кавказ, на юго-восточной части которого расположена исследуемая территория, как крупная мегантиклинорная структура, окончательно сформировался только на последнем этапе альпийского тектонического цикла развития. Крупными, орографическими элементами тектонической зональности территории НКР являются Мравский, Карабахский и Восточно-Карабахский хребты, которые хорошо выражают тектонику территории. Тектонические нарушения, простирающиеся вдоль этих хребтов можно считать естественными границами нижеотмеченных тектонических зон.

В первой из этих зон выделяются северо-восточные склоны Мравского и Севанского хребтов, которые характеризуются кулисообразной складчатостью, осложненной преимущественно мелкими сбросами северо-восточного и, отчасти, меридионального простирания. Юго-западной границей этой части области является сильно приподнятый край нижнеюрской вулканогенной толщи, надвинутой на меловые отложения, причем линия надвига прослеживается вдоль Мравского хребта. Эта область может быть протянута до р. Хачен.

Для центральной части, с выходом на восток, характерны интенсивная складчатость, особенно в преднадвиговой зоне, несколько смягчающаяся на юго-востоке, и развитие крупных, но редких сбросов. Границей этой области являются надвиговые нарушения, следующие вдоль Восточно-Карабахского и

Мравского хребтов с северо-востока на юго-запад, а с запада - Силясский хребет. В этой области почти исключительно развиты юрские и верхнемеловые отложения (лейас-байос-бат, турон-сенон). Интрузии многочисленны и разнообразны.

Третья зона охватывает бассейны р.р. Акера, Базарчай и Конгуро-Алангезский хребет. Северо-восточной границей этой области являются надвиги, следующие вдоль Восточно-Карабахского и Мравского хребтов. Вдоль первого проходит линия самого крупного - южного надвига. Эта весьма обширная и сложная тектоническая область может быть подразделена на две тектонические зоны: Зангезурско-Нахичеванскую и Карабахскую. Они отделены друг от друга междуречьем р.р. Акера и Базарчай, представляющим собой, в свою очередь, весьма своеобразный тектоно-геоморфологический элемент, в строении которого участвуют молодые, постплиоценовые вулканические образования. В пределах этой тектонической области особенно многочисленны и разнообразны интрузии третичного возраста.

В статье специально описываются офиолитовые интрузии, т.к. сейсмическая активность очень часто связывается с наличием офиолитов в сейсмотектонических структурах. Офиолитовая формация - интрузии ультраосновных и основных пород, в основном внедрены вдоль тектонических нарушений (особенно надвигов), и в осевых частях складок. Они небольшими разобщенными интрузиями начинаются от р. Аракс в Джебраильском районе и продолжаются в северо-западном направлении ($300\text{-}320^0$) через Южный Арцах, вдоль хребта Кырхгыз, затем переходят в бассейн р. Тертер, где они расчленяются на три параллельных пояса, местами разветвляющихся. Офиолиты развиты в бассейне р. Акера и на горе Дали. На склонах Карабахского хребта и его отрогов офиолитовая формация расположена вдоль надвига, где породы средней и верхней юры сдвинуты на породы верхнего мела (перидотиты, серпентины и т.д.). У истоков р. Тертер, в зоне простирающейся от Хойхутского хребта к юго-востоку, офиолиты представлены диоритами и проходят через Ковсаканский район к городу Джебраил и далее перекрываются осадками бассейна р. Аракс.

На основе данных о внедренных многочисленных интрузиях ультраосновных пород, образующих пояс офиолитовой

формации в бассейне оз. Севан, верховьев рек Тертер и Акера, А.А. Габриелян (1981г.) выделил крупную Базум-Севанскую зону разлома. По данным А.А. Габриеляна зона имеет ширину 5-10км. и протягивается от района Базумского хребта по северо-восточному побережью оз.Севан и Карабахское нагорье до р. Аракс. Другие исследователи (В.Л. Егоян, 1956г.) этот разлом проводят немного иначе, восточнее северо-восточного побережья озера Севан, вдоль сочленения Карабахского и Мравского антиклинориев с Севано-Акеринским синклинорием и называют его, соответственно, Севано-Акеринским глубинным разломом. Согласно И. В. Кирилловой (1960г.) Севано-Акеринский глубинный разлом, фиксирующийся по выдержанному поясу ультраосновных интрузий сенонского и эоценового возраста, не является единым и одновозрастным – скорее это несколько кулисообразно замещающие друг друга разломы, протягивающиеся от нижнего течения р. Акера до Ашоцкого района в Армении. Этот разлом, с соответствующими ему Мровдагским, Акеринским и Хонарасарским сегментами является, по нашему мнению, одним из главных глубинных разломов I ранга, который разъединяет крупные тектонические зоны (Сомхето-Карабахскую от Ширако-Зангезурской). Другой разлом кавказского простирания, названный нами Восточно-Карабахским, протягивается по оси Мардакерт-Мартунинской синклинорной зоны и разъединяет Мровдагский, Карабахский антиклинории П порядка от Агдамского антиклинория П порадка. По Варданянцу А.А. (1935г.), олигоцен в этой зоне почти не дислоцирован, но под ним имеются перекрытые им интенсивно дислоцированные (складки, разломы) более древние отложения. Этот разлом мы относим к категории П ранга, который разделяет тектонические структуры П порядка. В западной части исследуемой территории А. Караханяном (1998г.) выделяется зона активных разрывных нарушений, протягивающихся почти параллельно Акеринскому сегменту Севано-Акеринского разлома. Эту зону разрывных нарушений (Карабахская) мы относим к разрывным зонам Ш ранга.

Из поперечно направленных глубинных разломов на исследуемой территории выделяется Нижнеараксинская шовная зона скольжения Южно-Каспийской плиты с Закавказскими и Южно-Армянскими микроплитами. Севернее от этой зоны, по

Горисской широтной синклинали А. Караханян (1998г.) выделяет Горис-Физулинский разлом, который мы относим ко П рангу. Геолого-тектонический обзор проводился на основе сводной карты разломов исследуемой территории, выделенных разными исследователями. С целью выявления сейсмогенных структур выделенные нами глубинные разломы различных рангов значимости рассматриваются при совместном анализе с наблюденной сейсмичностью.

2.Сейсмичность и сейсмический режим

Исследуемая нами территория НКР, расположена в области сочленения Южно-Каспийской плиты с Закавказской и Южно-Армянской микроплитами. Здесь расположены зоны палеосейсмодислокаций двух крупнейших доисторических землетрясений (1Y-Y тыс. лет и 1 тыс. лет до Р.Х.) с магнитудой M=7.5 (А.Караханян, 1998), плейстосейстовая область разрушительного Гандзакского землетрасения 1139 года, а также ряд очагов сильнейших землетрясений в магнитудном диапазоне 6,0<M<7,0 (Т.Бабаян, 2006). Эти данные, а также приведенные в каталоге инструментальные данные о современных сейсмических событиях, указывают на высокий уровень сейсмической активности. Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений указывает на крайне неравномерное их распределение по исследуемой территории.

Наибольшее количество эпицентров как сильнейших, так и умеренных землетрясений расположены в северо-западной части, в районе сочленения Мравского, Акеринского и Хонарасарского сегментов Памбак-Севанского глубинного разлома. В восточной части наблюдается цепочка эпицентров умеренных землетрясений, распределенных вдоль Восточно-Карабахского глубинного разлома с севера на юг, вплоть до стыковки с Нижнеараксинской шовной зоной скольжения. В юго-западной части, в области прилегающей к территории НКР, эпицентры очагов умеренных землетрясений расположены вдоль западной части Физули-Горисской разломной зоны.

Для количественного анализа уровня сейсмичности исследуемой территории были определены параметры сейсмического режима. Сейсмический режим любой сейсмоактивной области или зоны характеризуется уровнем ее

сейсмической активности и частотой повторения в нем землетрясений.

Для исследуемой территории определение коэффициента наклона графика повторяемости землетрясений γ_c (K) или b(M) проводилось для двух различных периодов наблюдений. Связано это с нижним уровнем M_{min} магнитуд и K_{min} энергетического классов представительности землетрясений в сводном каталоге исследуемой территории. Для инструментального периода наблюдений, начиная с 1962г., представительный энергетический класс составляет K=10. Были рассчитаны нормированные по времени (год) и по площади (1000 км^2) значения γ двумя методами: суммирования - γ_c=0,05 и распределения γ_p=0.63. Для расчета b за начальный период наблюдений взят 1900г., с началом которого обеспечивается представительность землетрясений с уровнем M≥4,6. Значение графика повторяемости землетрасений за период 1900÷2000гг. получилось равным b=1,1.

Для сравнительного анализа полученных значений γ с b, был проведен пересчет γ в b по формуле связи K = 4+1,8M. Величина погрешности Δb(M)=0,04 в определении b, полученная разными методами и за разные периоды наблюдений, находится в пределах допустимых отклонений σb (M) = ±0,05, что позволяет применять эти значения b для расчетов повторяемости землетрясений и сейсмической активности (A_{10}) исследуемой территории. Следует отметить, что полученные значения γ и b оказались заниженными по сравнению с соответствующими региональными значениями γ=0,5 и b=0,97, полученными разными исследователями. Это указывает на то, что на исследуемой территории частота проявления землетрясений в магнитудном диапазоне M=3,0÷6,0 существенно ниже общерегиональных значений. Отсутствие в сводном каталоге за период с 1900г. по настоящее время землетрясений с магнитудами M ≥ 6,0 не позволяет достраивать график повторяемости в сторону высоких магнитуд. Раньше, в таких случаях, графики достраивались методом прямолинейной экстраполяции. Однако, приведенные в работе (В.Уломов, 1998) графики среднегодовых скоростей потока сейсмических событий восьми крупных

сейсмоактивных регионов Евразии (включая также регион Иран-Кавказ-Анатолия) показывают, что в области высоких магнитуд графики повторяемости нелинейны.

Эти характерные особенности общерегионального проявления частоты повторения сильных землетрясений использованы нами при достраивании графика повторяемости землетрясений в сторону высоких магнитуд, с соответствующей корректировкой по уровню с наблюденной на исследуемой территории сейсмичности. Оценка уровня сейсмической активности проводилась по известной методике картирования нормированной по времени (год), площади (1000 км^2) и энергетическому классу K=10, величины A_{10}. Анализ результатов показывает, что уровень сейсмической активности по A_{10} в отдельных областях исследуемой территории различен. Наиболее повышенные значения A_{10}>0,2 наблюдаются в северо-западной части, в области сочленения Мравского, Акеринского сегментов Памбак-Севанского глубинного разлома, а также в юго-западной части, вне территории НКР, в области группирования Зангезурских очагов землетрясений. Достаточно высокие значения $0,1 < A_{10} < 0,2$ оконтуривают довольно широкую полосу, которая протягивается с северо-западной части, вдоль Восточно-Карабахской разломной зоны, на юго-восток исследуемой территории. Такие же значения A_{10} наблюдаются на западной и восточной частях Физули-Горисского разлома. Остальная часть исследуемой территории характеризуется умеренной сейсмической активностью $0,05 < A_{10} < 0,1$. Полученные значения пространственно-временных и энергетических параметров сейсмического режима важны для дальнейших исследований при сейсмологической параметризации зон ВОЗ, определения их сейсмического потенциала M_{max} и вероятностных оценок сейсмической опасности и "сейсмического риска" исследуемой территории.

3.Выделение зон ВОЗ и идентификация сейсмогенных структур.

Выделение зон ВОЗ и их идентификация проводились на основе комплексного анализа системы активных разломов и сейсмичности исследуемой территории. При анализе, в отдельных случаях, привлекались литературные данные о скоростях новейших и современных тектонических движений. Датирование

очагов двух крупных палеоземлетрясений (А.Караханян, 1998) указывает на активное современное развитие узла сочленения (сопряжения) Мравского и Акеринского сегментов Памбак-Севанского глубинного сейсмогенного разлома. Данные о размерах плейстосейстовых областей сильных землетрясений были взяты из работы Т. Бабаян, 2006.

Зоны ВОЗ в виде сейсмолинеаментов выделялись методом перколяционного анализа пространственного распределения вдоль четко выраженных сейсмоактивных структур очагов землетрясений соответствующих магнитудных групп. В результате анализа на исследуемой территории были выделены следующие зоны ВОЗ (таблица 1, рис.1).

Пространственное распределение этих сейсмолинеаментов составляет каркас сейсмотектонической модели исследуемой территории. Наличие в узлах пересечения линеаментов очагов наблюденных землетрясений позволяет идентифицировать эти дизъюнктивные узлы, как зоны потенциальных очагов землетрясений. Как на выделенных сейсмолинеаментах, так и в зонах потенциальных очагов землетрясений наблюдаются отклонения очагов произошедших землетрясений от осей линеаментов в ту или другую сторону. Для оценки точности идентификации была проведена сравнительная оценка величин этих отклонений со значениями стандартных среднестатистических отклонений, полученных в работе (В. Уломов, 1998) для всей территории Северной Евразии.

Оценка точности идентификации производилась для каждой сейсмолинеаментной зоны в отдельности.

Верхняя кромка плоскостей выделенных сейсмогенных структур H_{min} была взята равной глубине залегания верхней кромки консолидированной коры, что согласно данным работы (А. Бабаджанян, 1999) для исследуемой территории она составляет H_{min}= 5км. Нижняя кромка залегания H_{max} связана с магнитудами землетрясений M_{max} следующими соотношениями: для $M \leq 4,5$ –H_{max}=10км; $5,0 \leq M \leq 6,0$ –H_{max}=15км; $6,6 \leq M \leq 7,0$ – H_{max}=25км; $7,0 \leq M \leq 7,5$ -H_{max}=30км.

Таблица 1.

N	Наименование сейсмолинеаментов и доменов	*Общая* длина разлома (L) km	Длина сегмента (LS) км	Ширина зоны дин. влияния (RD)	Средние размеры геоблоков (GB) км	Мощность сеймогенн. слоя (H)	Преобладающая по сегменту *подвижка*
I	Мравский сегмент Памбак - *Севанского* разлома (ПСР)	400	160	30	-	5 ÷ 35	взбросо-сдвиг
II	Акаринский сегмент (ПСР)	420	160	30	-	5 ÷ 35	взбросо-сдвиг
III	Мардакерт-Мартунинский сегмент Восточно-Карабахского разлома	280	115	14	80 ÷ 90	5 ÷ 25	сдвиг
IY	Физули-Горисский сейсмолинеамент	170	70	8	45 ÷ 66	0 ÷ 15	сдвиго-сброс
Y	Нижнеараксинский сегмент *Араксинской* шовной зоны	170	60	10	-	5 ÷ 30	сдвиго-сброс
YI	Хонарасарский сегмент (ПСР)	360	140	26	-	5 ÷ 25	взбросо-сдвиг
YII	Карабахский сейсмолинеамент	*140*	*60*	4		-	взбросо-сдвиг
YIII	Западно-Карабахский домен	-	-	-	25 ÷ 60	5 ÷ 25	-
IX	Восточно-Карабахский домен	-	-	-	30 ÷ 60	5 ÷ 25	-

В ходе выявления оценок глубины залегания сейсмолинеаментов определялись мощности сейсмогенного слоя для каждой из выделенных зон и всей территории в целом. Важнейшим геометрическим параметром выделенных сейсмогенных зон является их ширина. Вследствие отсутствия данных о глубинах залегания и углов падения плоскостей разрывных нарушений, нами, в первом приближении, за ширину зоны ВОЗ были взяты значения размеров областей динамического влияния сейсмолинеаментов разных магнитудных уровней, равных $RD \leq 2\sigma_{max}$.В дальнейшем, после оценки сейсмических потенциалов этих линеаментных структур, ширина зон ВОЗ уточнялась по аналитическим зависимостям ширины зоны от M_{max}.

Эпицентры происшедших землетрясений, расположенных вне зоны динамического влияния сейсмолинеаментов оконтуривают зоны рассеянной сейсмичности - домены. На исследуемой территории выделяются две: Восточно-Карабахская и Западно-Карабахская зоны доменов. В табл.1 приводятся значения геолого-тектонических характеристик выделенных сейсмолинеаментов, необходимые для оценки их сейсмических потенциалов.

4.Оценка сейсмического потенциала (M_{max}) основных структурных элементов зон ВОЗ.

Структурные элементы зон ВОЗ классифицировались по магнитуде M_{max} с шагом 0,5 единицы магнитуды: $M \leq 7,5\pm0,2$; $M \leq 7,0\pm0,2$; $M \leq 6,5\pm0,2$; $M \leq 6,0\pm0,2$; $M \leq 5,5\pm0,2$. Знак $\leq$ показывает, что каждый из сейсмолинеаментов с M_{max} включает в себе менее крупные по М линеаменты.

Верхний уровень M_{max} обусловлен реальной сейсмо-геодинамической и сейсмотектонической обстановкой исследуемого района и оценивается всеми доступными способами. Исходя из этого, оценка M_{max} каждого из выделенных основных элементов зон ВОЗ проводилась комплексом способов определения M_{max} по геолого-тектоническим характеристикам сейсмогенных структур, а также по сейсмологическим данным. Использовались широко применяемые в сейсмологической практике корреляционные соотношения Д. Слемонса (1992), Д. Веллса и К. Копершмита (1993), В. Штейнберга (1997), В. Уломова (1998) и Л. Дорбата (1990), связывающие M_{max} с вышеуказанными геолого-тектоническими характеристиками. Из сейсмологических способов оценки M_{max}, использовались данные по палеосейсмодислокациям (PS), макросейсмические данные плейстосейстовых зон (МК), предельные значения M_{max} наблюденных сильнейших землетрясений (МН), а также значения $K_{max}=F(A_{10})$, полученные по параметрам сейсмического режима района исследования.

Необходимо отметить то обстоятельство, что прямое использование этих соотношений может привести к завышенным значениям M_{max} , связанным с региональными особенностями строения среды, геометрией линеаментов, видом разрывообразования и характерным механизмом кинематических

подвижек на них. Исходя из этого, при оценке M_{max} для каждой сейсмогенной зоны, нами использовались соотношения, *связывающие длину разрывообразования очага* (L_{max}) *и* M_{max} с учетом этих факторов.

Для зон потенциальных очагов землетрясений, значения M_{max} принимались равными значениям M_{max} наивысших по рангу сейсмолинеаментов, перекрещивающихся в этих дизьюнктивных узлах. Оценка сейсмического потенциала (M_{max}) картированных на исследуемой территории доменов, проводилась по значениям $K_{max} = M_{max}$, методом корреляции K_{max} со средней сейсмической активностью A_{10} (Ю. Ризниченко, 1974).

Результаты оценок M_{max} по всем способам сведены в сводную таблицу 2.

Таблица 2

N	Название зон ВОЗ	Сейсмический потенциал M_{max}										
		L [8]	L [10]	LS [9]	L_{max} [4]	L_{max} [11]	RD [7]	GB [4]	M наб.	MA_{10} [12]	PS [3]	Мср
I	Мравский	7,1	7,46	7,6	7,3	7,5	7,56	-	7,2	7,0	-	≅7,5
II	Акаринский	7,15	7,5	7,6	7,4	7,6	7,56	-	7,2	7,0	-	7,5
III	Мардакерт-Мартунинский	6,9	7,2	7,0	6,7	6,9	6,8	6,5	6,3	6,2	-	6,8
IV	Физули-Горисский	-	-	6,7	6,0	6,5	6,4	5,9	6,2	6,2	-	6,25
V	Нижне-Араксинский	6,8	6,9	6,7	6,2	6,4	6,4	-	5,7	6,2	-	6,5
VI	Хонарасарский	7,05	7,4	7,5	7,0	7,4	7,4	-	7,0	7,0	7,5	7,3
VII	Карабахский	-	-	-	5,5	6,2	6,0	6,0	4,6	5,6	-	5,75
VIII	Восточно-Карабахский домен	-	-	-	-	-	-	5,9	4,6	5,5	-	5,5
IX	Западно-Карабахский домен	-	-	-	-	-	-	6,0	4,6	5,5	-	5,5

Для дальнейшего применения использовались средневзвешенные по всем способам оценки значения M_{max}.

Выделенные элементы сейсмогенных структур, с оценками их сейсмических потенциалов (M_{max}), полностью характеризуют сейсмотектоническую модель территории НКР (рис.1).

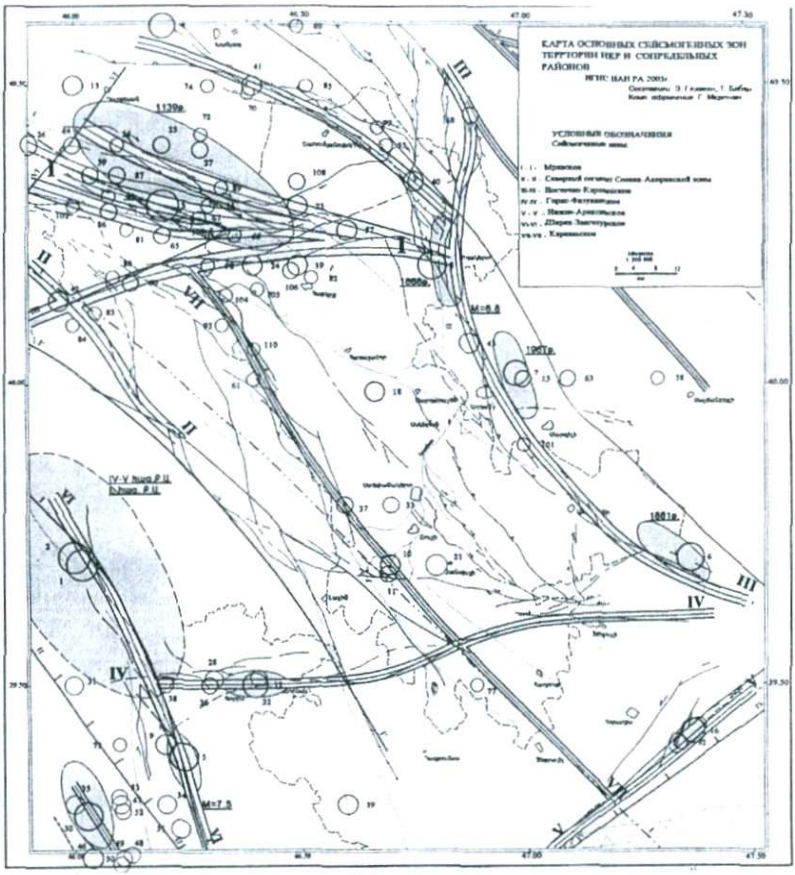


Рис. 1

Она представляет собой сложную систему взаимопересекающихся, разноранговых активных разломов и потенциальных очаговых зон, оконтуривающих со всех сторон территорию НКР. Разработанная сейсмотектоническая модель с основными геолого-тектоническими и сейсмологическими параметрами его структурных элементов, может служить основой для решения широкого круга задач детального сейсмического районирования, оценки сейсмической опасности и сейсмического риска.

Литература

1. Бабаджанян А.Г., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Методика и результаты построения трехмерной гравитационной

модели земной коры территории Армении, Сб. научной конф. посв. памяти А.Г. Бабаджаняна, "Гитутюн", 1999г., Гюмри, с.54-67.
2. Варданянц А.А., Сейсмотектоника Кавказа. АН СССР, Москва-Ленинград, 1935г., 90 с.
3. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армянской ССР, ЕГУ, Ереван, 1981г., 282 с.
4. Егоян В.Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития, Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР, ИГН АН Арм. ССР, Ереван, 1956г.
5. Караханян А.С Отчет "Сейсмотектоника и сейсмическая опасность, детальное сейсмическое районирование территории Нагорно-Карабахской республики, микрорайонирование городов Степанакерт и Шуши, Научно-исследовательская компания "Геориск", Ереван, 1998г., 20 с.
6. Кириллова И.В., Люстих Е.И., Растворова В.А., Сорский А.А., Хаин В.Г. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа, АН СССР, ИФЗ, изд. АН СССР, Москва, 1960г., 339 с.
7. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа, Изв. АН СССР, "Физика Земли", 1974г.,N5, Наука, М., с.36-42.
8. Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решетчатой регуляризации, Изв. РАН "Физика Земли", N9, 1998г, "Наука", Москва, с.20-38.
9. Хаин В. Г. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа, Сов.геол., 39, М., 1949г.
10. Штейнберг В.В., Пономарева О.Н. О размерах сильных землетрясений. Изв. АН СССР. Вопросы инженерной сейсмологии, Вып.28, "Наука", 1997г., с.63-72.
11. Babayan T.O., Atlas of the Strong Earthquakes of the Republic of Armenia, Artsakh and Adjacent Territories From Ancient Times Throng 2003, Tigran-Mets Publishing House, Armenia, 2006, ISBN: 9994101684, p.140.
12. Dorbath L, Cisternas A, and Dorbath C., Quantitative assessment of great earthquake in Peru. Bull. Seismol. Soc. Am., 80, 1990,pp. 551-576.

13.Singh S.K., Apsel J., Friedand J.N., Brune, Spectral attenuation of SH-WAVES along the Imperial Fault, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1982, pp.2003-2016.
14.Slemmons D., Determination of Design Earthquake Magnitudes for Microzonation, Proc. Of the Third International Earthquake Microzonation Conference, vol. 1-3, 1992.
15.Wells D., Coppersmith K., Updated empirical relationship, rupture length, rupture area, and surface displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., March, 1993.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

ГЕОДАКЯН Э. Г., МКРТЧЯН Г. А.
(ИГИС НАН РА)

Несмотря на наличие ряда карт сейсмического районирования территории НКР разного уровня детализации, проблема оценки сейсмической опасности территории НКР пока еще остается крайне актуальной задачей. Связано это с отсутствием на картах вероятностных оценок возникновения максимальных сейсмических воздействий, соответствующих сроку эксплуатации и степени ответственности сооружений, а также применением в качестве модели сейсмических воздействий устаревших аналитических зависимостей PGA=f(M,R), не учитывающих геодинамические и кинематические условия сейсмотектонических зон.

Исходя из этого, при выполнении работ по микрорайонированию ряда площадок проектируемых водохранилищ, были проведены дополнительные исследования по детальному сейсмическому районированию территории НКР в масштабе 1:200000, определению параметров сейсмического режима и выбора модели сейсмического воздействия, результаты которых использованы в настоящей работе. В основу этих исследований была заложена, широко применяемая в мировой практике, детерминистско-вероятностная методология оценки сейсмической опасности.

Согласно этой методологии на первых двух этапах исследований последовательно создаются сейсмотектоническая

модель исследуемой территории, с оценками сейсмических потенциалов отдельных элементов этой модели и модель сейсмического воздействия, от возникновения максимально возможных землетрясений. На третьем этапе по данным параметров сейсмического режима даются вероятностные оценки непревышения (или превышения) расчетных максимальных воздействий допустимого уровня "сейсмического риска" в заданный интервал времени. В нашем случае, исходя из степени ответственности земляных маловысотных плотин и срока их эксплуатации t = 50 лет, согласно рекомендациям СНИП 2006г., допустимый уровень риска был принят равным 90%.

Выбор модели сейсмического воздействия и вероятностная оценка сейсмической опасности проводилась на основе сейсмотектонической модели территории НКР в масштабе 1:200000 (Геодакян Э.Г., Бабаян Т.О., 2008г.). Сейсмологические и геологические параметры основных структурных элементов этой модели позволяют в качестве модели сейсмического воздействия применять эмпирические соотношения количественных параметров колебаний грунта с параметрами очагов землетрясений и строения среды A = f (M,R). Такой подход позволяет получать более дифференцированные значения колебаний грунтов, по сравнению с методом перехода от карты балльности к параметрам колебаний грунта с помощью инструментальных шкал интенсивностей A= f (I). Основными количественными параметрами принято считать A_{max}, V_{max}, d_{max} – амплитуды ускорений, скоростей и смещений колебаний почвы. В практике инженерных расчетов наиболее употребляемой величиной является A_{max} – максимальная амплитуда ускорения колебания грунта. Связано это с тем, что в уравнении инерционных сейсмических сил

$$F_{ij} = A\beta (T) Q\eta ,$$

значение коэффициента сейсмической интенсивности - A численно равно величине максимального ускорения колебания грунта в единицах (g). Исходя из этого, для выбора модели сейсмического воздействия исследуемой территории, нами рассматривались эмпирические соотношения, связывающие максимальные ускоре-ния с магнитудами и расстояниями. Как отмечает В.В. Штейнберг (1990г.), в зависимости от методических подходов учета особенностей колебаний грунтов в ближней и

дальней зонах, зависимости $a_{max} = f(M, R)$ подразделяются на две группы, математические модели которых К.Кемпбелл (1981г.) сформулировал следующим образом:

$$\lg a_{max} = a + bM - \lg (C_1/R^2 + C_2/R) + l_R$$

$$a_{max} = a \cdot \exp(bM) [R + C(M)]^{-d}$$

Первая модель учитывает в отдельности геометрическое расхождение C_1/R^2 и C_2/R в ближней и дальной зонах, а вторая - основана на экспоненциальной зависимости уровня ускорений от магнитуды. Из существующего большого количества формул, для дальнейшего анализа были подобраны наиболее употребляемые и приемлемые к сейсмотектоническим условиям исследуемой территории следующие соотношения максимальных горизонтальных ускорений:

1)В.Джойнер, Д.Бур (1988г.)

$\lg(PGA) = a + b (M_w - 6) + d\lg r + kr + S$, $\sigma \lg(PGA) = 0,28$;

2)К.Садых (1997г.)

$\ln(PGA) = a + bM_w + d\ln [r + h_1 \exp (h_2 Mw)]$, $\sigma \ln(PGA) = 0,35$

3)К.Кэмпбелл, А.Бозорджниа (1994г.)

$\ln(PGA) = a + aMw + d\ln\{R^2 + [h_1 \exp (h_2 \cdot Mw)]^2\}^{0,5} + (h_3 - h_4 \cdot \ln r) \cdot F + + (c_1 - c_2 \ln r) S_{sz} + (c_3 - c_4 \ln r) \cdot Shr$,

$\sigma \ln(PGA) = 0,55$ при $y < 0,068$ g,

$\sigma \ln(PGA) = 0,173 \div 0,14$ при $0.068 < y < 0,21$ g

$\sigma \ln(PGA) = 0,39$ при $y \geq 0,21$.

4)Ф.Ф.Аптикаев (2001г.)

$\lg(PGA) = C (0,33 \cdot M_s - 0,61 - \lg r) + 2,23$ – ближняя зона

$\sigma \lg(PGA) = 0,16$

$\lg(PGA) = 0,634 M_s - 1,92 \lg R + 1,076$ - дальняя зона

$\sigma \lg(PGA) = 0,18$.

5)В.В.Штейнберг (1990г.)

$a_{max} = 13,5 (\exp \cdot 0,896 M_s) r^{-d}$, $\sigma \ln a = 0,576$.

Следует отметить ряд характерных особенностей этих соотношений. Параметр расстояния от точки наблюдения до источника - ($r_{км}$) в этих формулах имеет различные физические истолкования. Так в (1) – это кратчайшее расстояние до проекции

очага на поверхность с учетом глубины h очага; во (2), (3) и (4) – кратчайшее расстояние до плоскости разрыва, а в (5) – гипоцентральное расстояние. Кроме основного параметра некогерентного источника излучения – магнитуды (M), в формуле (1) учитывается направленность сейсмического излучения, а в (3) и (4) – характер подвижки в очаге. Формулы (1), (4) и (5) получены для средних грунтовых условий в пункте наблюдения (II категории), во (2)-ой -переход от жестких грунтов (I категории) к рыхлым грунтам (II и III категории) осуществляется изменением численных значений коэффициентов. В формуле (3) грунтовые условия учитываются 5-ым и 6-ым членами зависимости, с соответствующими коэффициентами S_{sr} и S_{hr}.

На рис.1 приводятся эмпирические кривые этих зависимостей, рассчитанных по сейсмологическим параметрам Восточно-Карабахской сейсмогенной зоны.

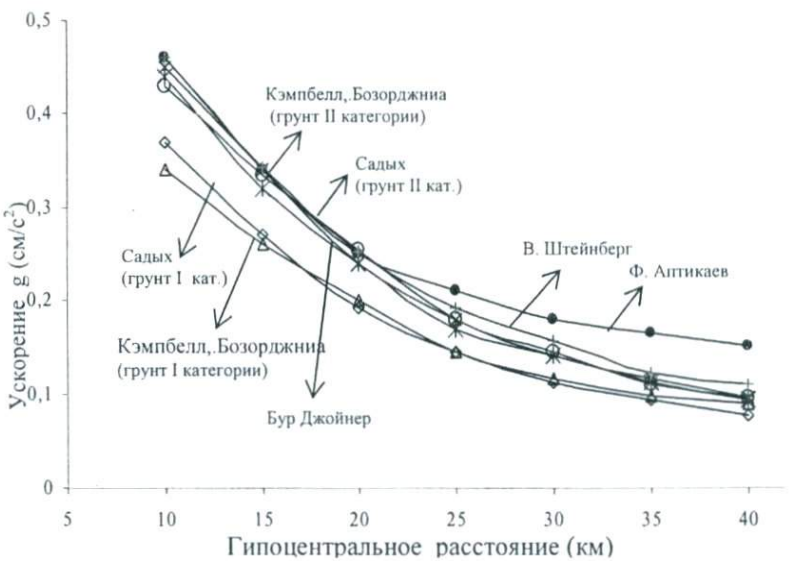


Рис.1. Эмпирические кривые затухания a_{max} Восточно-Карабахской сейсмогенной зоны (M_{max} = 6.8, H =10 км, взбросо-сдвиг)

В результате анализа этих соотношений в качестве модели сейсмического воздействия для территории НКР было выбрано

соотношение К. Кэмпбелла, А. Бозорджниа (1994г.). Выбор этой модели обоснован целым рядом критерев:

- составленное на основе инструментальных данных близких землетрясений (R ≅ 50 км), в магнитудном диапазоне $M_w = 5 \div 8$, это соотношение хорошо отображает особенности поля ускорений колебаний грунта в ближней зоне, что крайне важно для территории НКР, представляющей собой ближную зону, относительно оконтуривающих ее сейсмогенных линеаментов;
- наличие в ней отдельных членов, учитывающих механизмы очагов и грунтовые условия в пунктах наблюдения позволяют при расчетах a_{max} использовать характерные для каждой из сейсмогенных линеаментов типы кинематических подвижек, а также грунтовые условия площадок наблюдений;
- оценки a_{max} относятся к среднегеометрическому значению для двух горизонтальных компонентов на доверительном уровне 84%, что представляет определенное удобство для ее картирования;
- учет большого количества факторов позволил существенно снизить величины стандартных отклонений на разных уровнях a_{max}, что крайне важно для детальных исследований малых территорий.

На основе вышеуказанной сейсмотектонической модели территории НКР, по выбранной модели сейсмического воздействия, была проведена оценка и картирование среднегеометрических значений из двух компонентов единичных максимальных горизонтальных ускорений колебаний грунта PGA (рис.2). Значения a_{max} картировалась с шагом 0.05, за исключением зон сейсмогенных разрывов, на которых отмечались максимальные расчетные величины PGA. В отдельных случаях возникает необходимость произвести оценку амплитуд вертикальных компонент колебаний грунта. В некоторых литературных источниках рекомендуется оценку вертикальных компонент произвести по следующим соотношениям:

- в ближней зоне (Δ10 км) $A_z : A_h \cong 1{,}0$;

- в промежуточний зоне (Δ 10 ÷ 20 км) $A_z : A_h \cong 0{,}7$;

- на расстояниях более 20 ÷ 30 или $A_z : A_h \cong 0{,}5$.

В работе К. Бозорджниа (1994г.) предложена весьма сложная формула, определяющая вертикальные ускорения грунта, в зависимости от горизонтальных ускорений:

$\ln(PVA) = \ln(PGA) - a - bMw - d\cdot\ln[R + h_1\exp(h_2M_w)] + k\cdot\ln[R + h_3\cdot\exp(h_4M_w)] - 0{,}11F.$

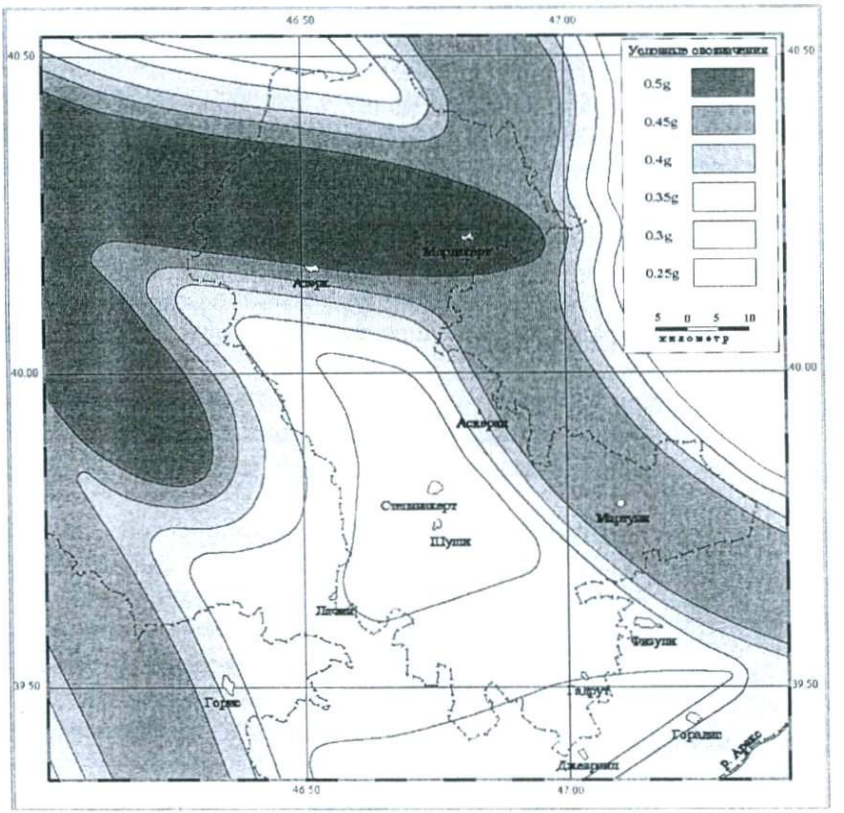


Рис.2. Карта единичных максимальных горизонтальных ускорений колебаний грунта PGA(g)

Из формулы следует, что грунтовые условия не влияют на соотношение уровней на вертикальной и горизонтальной компонентах. Выражения в квадратных скобках составлены так, чтобы минимизировать влияние магнитуды на уровень колебаний вблизи поверхности разрыва. Наблюдается лишь относительное увеличение вклада вертикальной составляющей при взбросах и надвигах.

По этой формуле было проведено картирование значений максимальных вертикальных ускорений PVA по территории НКР (рис.3).

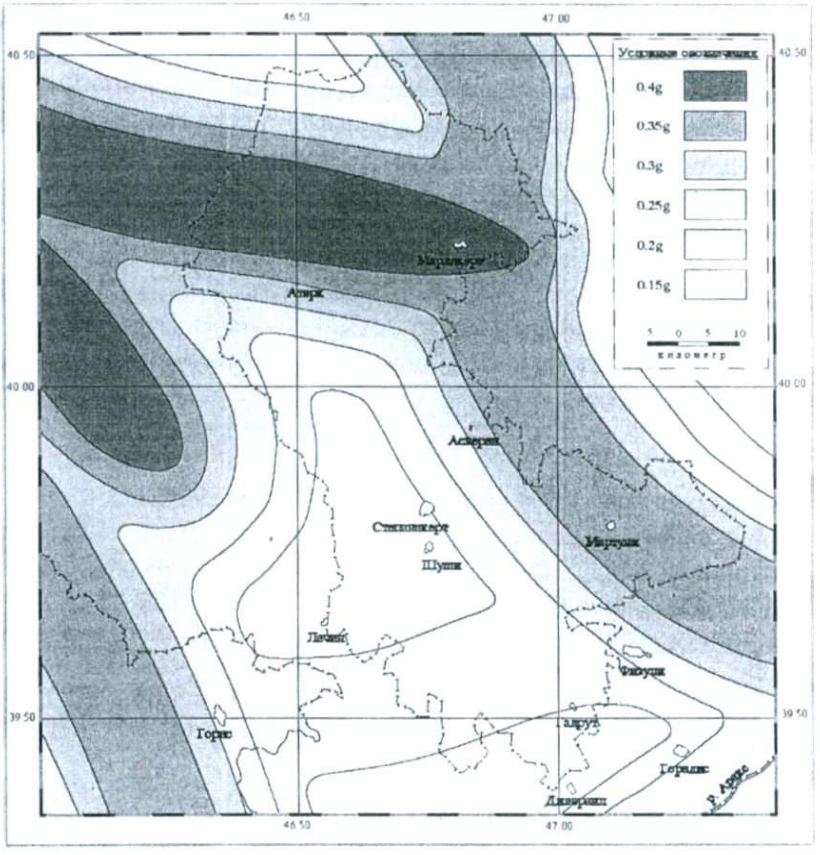


Рис.3. Карта единичных максимальных вертикальных ускорений колебаний грунта PVA(g)

По своему содержанию эти карты детерминированные и отражают величины максимальных единичных горизонтальных и вертикальных ускорений при возникновении на сейсмогенных структурах максимальных землетрясений (M_{max}).

Сейсмические воздействия представляют собой сочетание случайного проявления землетрясений и случайных нестационарных процессов колебаний грунтов. Исходя из этого, при

картировании сейсмической опасности и расчетах сейсмического риска, применяются статистические методы оценки ожидаемых сейсмических воздействий. Эти оценки включают вероятность возникновения землетрясений определенной магнитуды и *вероятности возникновения сотрясений того или иного уровня* при этих землетрясениях. Для вероятностных оценок ожидаемых сейсмических воздействий на территории НКР нами была применена американская методика расчета величин сейсмических воздействий с определенным уровнем непревышения за определенный промежуток времени, соответствующий сроку эксплуатации сооружений (Алгермиссен С., 1982г.).

При общем сейсмическом районировании и строительстве конкретных типовых обьектов рекомендуется принять 90% уровень непревышения и t = 50 лет срок службы сооружений.

В качестве величины воздействия принята кумулятивная условная вероятность

$$F(a) = P[A \leq a \mid M > M_{min}],$$

представляющая собой вероятность того, что ускорение A меньше пороговой величины **a**, или равно ей при M, большем некоторой величины M_{min}, представляющем интерес. При Пуассонском распределении событий $P(A_1 \leq a)$, $P(A_2 \leq a)$, $\ldots..P(A_n \leq a)$ величина экстремальной вероятности $F_{max} + (a)$ представляется в виде:

$$F_{max} + (a) = \exp - (t/T_{(a)}),$$

где $T_{(a)}$ – *расчетный период повторяемости сотрясений*

$$T_{(a)} = - t/\ln F_{maxt}(a).$$

Принимая рекомендованные значения F_{maxt} (a) = 0,9 (90% непревышения) и период t = 50 лет (срок эксплуатации сооружений) получаем средний период повторяемости сотрясений $T_{(a)}$ = 475 лет, а степень приемлемого риска $t/T_{(a)} = 0,1$. Для этого значения степени приемлемого риска допускаемая вероятность появления хотя бы одного ускорения A > **a** пор. P = 0,095. Для построения карты ожидаемых горизонтальных ускорений PGA с периодом повторяемости ускорений T(a) = 500 лет на уровне непревышения 90%, для каждой сейсмогенной зоны по данным параметров сейсмического режима рассчитывались функции

$$F_{maxt}(a) \equiv F_{Mmax}(M \mid t),$$

где $F_{Mmax}(M \mid t)$ - представляет собой вероятность того, что максимальная магнитуда, наблюденная за t = 50 лет, меньше чем $M_{пор}$. Расчет $M_{пор}$ проводилось методом экстремальных значений (Гайский В., 1979 г.). Использовалось распределение Гумбеля III типа:

$$F_{Mmax}(M \mid t) = \exp[-c\,(M_{max} - M)^k\, t] \text{ для } M \leq M_{max},$$

где С и К - региональные параметры сейсмического режима.

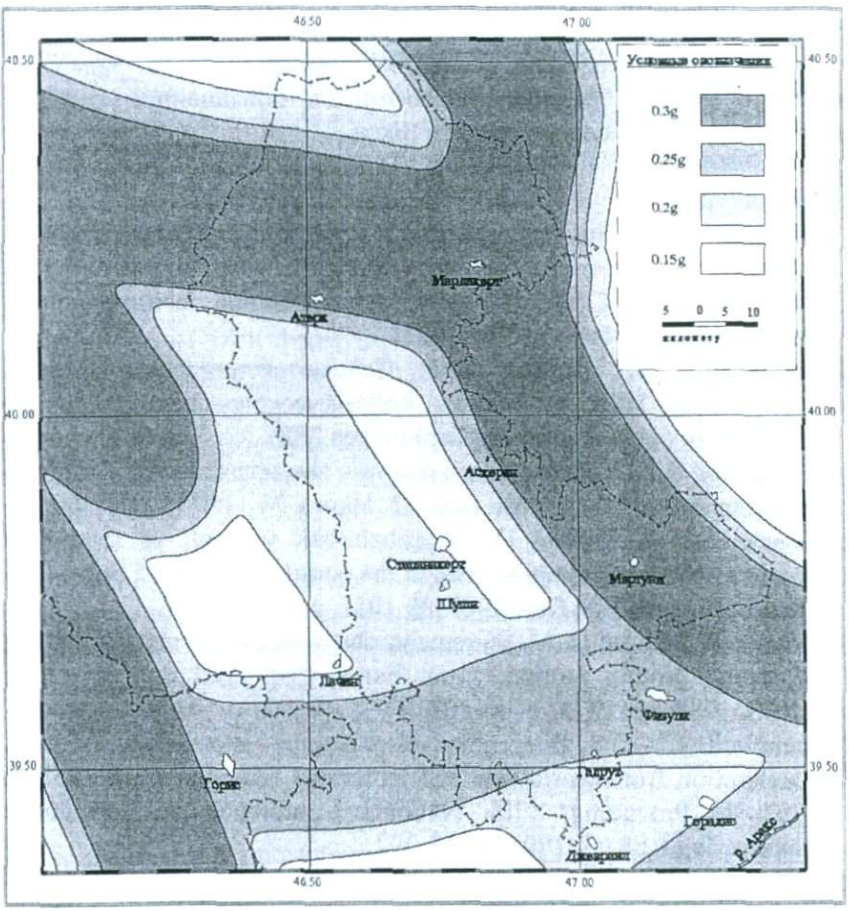


Рис.4. Карта ожидаемых горизонтальных ускорений PGA на уровне 90% вероятности непревышения сотрясений с периодом повторяемости 500 лет для интервала времени t = 50 лет.

По этим значениям M, с использованием соотношения Кэмпбелл К, Бозорджина А. (1994г.), была составлена карта ожидаемых горизонтальных ускорений PGA на уровне 90% вероятности непревышения сотрясений с периодом повторяемости 500 лет для интервала времени t = 50 лет (рис. 4).

Составленные для территории НКР карты максимальных горизонтальных и вертикальных ускорений, а также вероятностная карта ожидаемых горизонтальных ускорений на уровне 90% вероятности непревышения для периода t = 50 лет, могут быть использованы для решения широкого круга задач по планированию и размещению объектов повышенной ответственности, расчета сейсмического риска.

Литература

1.Аптикаев Ф.Ф.Сильные движения грунта при землетрясениях. Автореф. дисс.докт.физ.мат.наук. М., 2001. 47 с.

2.Гайский В.В. Статистические исследования сейсмического режима. Новосибирск: 1970., 123с.

3.Геодакян Э.Г., Бабаян Т.О. Сейсмотектоническая модель территории НКР и оценка сейсмического потенциала ее элементов. (см.настоящий сборник стр.280)

4.Штейберг В.В. Колебания грунта при землетрясениях. Вопросы инженерной сейсмологии. вып. 31. Наука. М., 1990 г. с.47-66.

5.Algermissen S, Perkins D. Aprobabilistic estimate of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguons United States. US Geol.Surv.Open File Rep. 1982, № 1033. p. 79.

6.Yoyner W., Boore D. Measurement, characterization and preduction of strong ground motion. Proc. Earth. Eng. And Soil Dyn.Div. ASSE. 1988. vol IIGT. p. 43-102.

7.Campbell K. And Bozorqhia. Near-Source attenuation of peak acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993. in Procudings Fifth National Conference on Earthguake Engineering EERI.3. 1994. p.283-292.

8.Campbell K. Near Source attenuation of peak horizontal acceleration. Bull. Seismol. Soc.Amer.1981.Vol 71. p. 2039-2070.

9.Sadich K. et.al. Attenuation relationships for Shallow crustal earthguakes based on California strong motion data Seismol. Res. Lett 68. p. 180-189, 1997.

О СВЯЗИ ВРЕМЕНИ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРЕДВЕСТНИКА С МАГНИТУДОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫМ РАССТОЯНИЕМ

ДАВТЯН А.М, АХВЕРДЯН Л.А., ГРИГОРЯН Т.А.
(ГГО ИГН НАН РА)

Вопрос о связи времени проявления предвестника ΔT с магнитудой М землетрясения и эпицентральным расстоянием был впервые рассмотрен в работе Мячкина В.И. и Зубкова С.И. [1]. В ней была получена зависимость времени проявления предвестников от магнитуды землетрясения, а также обнаружено, что ΔT уменьшается с ростом эпицентрального расстояния r.

В работе [2] была принята эмпирическая зависимость времени предвестника от магнитуды М землетрясения и эпицентрального расстояния r в виде:

$$\lg(\Delta T \cdot r) = 0{,}72(M - 1) \qquad (1)$$

Недостатком этой формулы является то, что она не может быть применена ни в эпицентре землетрясения, т.е. при r=0, ни на границе области проявления предвестника, т.е. там, где ΔT =0. Кроме того, формула (1) использовалась для предвестников землетрясений разной физической природы: деформационных, сейсмических, гидрогеодинамических, электрических, магнитных и др. В работе [3] показано, что каждый предвестник характеризуется своей магнитудой, в зависимости от времени его проявления. Для землетрясений одинаковой магнитуды [4] была вычислена зависимость времени электротеллурического предвестника ΔT от эпицентрального расстояния вида:

$$\Delta T = \Delta T_0 \cdot (1 - \frac{r}{R}) \qquad (2)$$

где ΔT_0 - время проявления предвестника в эпицентре, R - радиус зоны проявления предвестника. Формула (2), в отличие от формулы (1), может быть использована как в эпицентре землетрясения, т.е. при r = 0 и тогда из формулы (2) получаем эпицентральное время предвестника ΔT_0, так и на границе предвестниковой области при r=R, где время предвестника

$\Delta T = 0$. Однако формула (2) имеет свои недостатки: ΔT от r не содержит связи с магнитудой в явном аналитическом виде. В работе [5] выведена формула связи ΔT с M и r.

$$\Delta T = 10^{\alpha M+\beta} - 10^{\chi+\delta} \cdot r^{q} \qquad (3)$$

Формулу (3) можно использовать как при r=0, так и при r=R.
Из (3) при r=0, получаем:

$$\Delta T_0 = 10^{\alpha M+\beta} \qquad (4)$$

и можно определить по данным наблюдений $-\Delta T_0(M)$ методом наименьших квадратов.

Согласно работе [6] деформационные предвестники проявляются внутри круга радиуса

$$R = 10^{0,43M} \text{ (км)} \qquad (5)$$

Будем считать, что землетрясение происходит в тот момент, когда предвестник, распространяющийся от эпицентра, достигает границы этой окружности, радиуса R с центром в эпицентре землетрясения. Учитывая это, полагаем, что в (3) $\Delta T = 0$ при r=R. В результате для деформационных предвестников имеем:

$$10^{\alpha M+\beta} = 10^{\chi M+\delta+0,43Mq}$$

и следовательно:

$$\alpha M + \beta = \chi \cdot M + \delta + 0,43 \cdot M \cdot q$$

Поскольку это равенство является тождеством по M, то должна выполняться одна из возможных групп соотношений:

$$\alpha = \chi; \quad q = \frac{C}{M}; \quad \delta + 0,43C = \beta$$

где C - новый неизвестный параметр. Получаем, что ΔT представляется либо формулой:

$$\Delta T = \Delta T_0 \cdot (1 - \frac{r}{R}) \qquad (6)$$

либо формулой:

$$\Delta T = 10^{\alpha M+\beta}[1 - 10^{-0,43 \cdot C} \cdot r^{\frac{C}{M}}] \qquad (7)$$

Представим соотношение (3) с учетом (4) таким образом:

$$\chi \cdot M + \delta + q \cdot \lg r = \lg(\Delta T_0 - \Delta T) \qquad (8)$$

Подставив в (8) данные $\Delta T(M,r)$, а также вычисленные по формуле (4) значения ΔT_0, находим параметры методом наименьших квадратов.

Из (6) и (7) с учетом (8) имеем:

$$(-0{,}43M + \lg r)q = \lg(1 - \frac{\Delta T}{\Delta T_0}) \qquad (9)$$

$$(-0{,}43M + \frac{1}{M}\lg r)\cdot C = \lg(1 - \frac{\Delta T}{\Delta T_0}) \qquad (10)$$

Подставив в (9) и (10) данные $\Delta T(M,r)$ и вычисленные по формуле (4) значения ΔT_0, находим q и C методом наименьших квадратов.

Предложен метод определения постоянных коэффицентов для времени деформационного предвестника в функции магнитуды землетрясения и эпицентрального расстояния.

Литература

1.Мячкин В.И. Зубков С.И. Сводный график предвестников землетрясений //Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973.N6 с.28-32.

2.Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников от эпицентрального расстояния. ДАН СССР, т. 245 N4 с.825-828.

3.Зубков С.И. Времена возникновения предвестников землетрясений // Изв. АН СССР, Физика Земли. N5, 1987, с.87-91.

4.Зубков С.И. Зависимость времени возникновения и радиуса зоны проявления электротеллурического предвестника от энергии землетрясения. Изв. АН СССР, Физика Земли 1983, N4 с.101-106.

5.Добровольский И.П., Зубков С.И. Об обработке и представлении данных но предвестникам землетрясений //Прогноз землетрясений. Душанбе-Москва: Дониш, 1989, N11, с 38-51.

6.Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М: ИФЗ АН СССР 1984, 189 с.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

ЗИЯУДИНОВ Ф.Ф., ХАМИДОВ Х.Л., ШУКУРОВ М.А.
(ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ АН РУз)

Центральная Азия является одним из сейсмоактивных регионов Земного шара, где землетрясения наносят непредсказуемый ущерб с многочисленными человеческими жертвами. Поэтому постоянно растет актуальность проблемы защиты населения и уменьшения ущерба от происходящих сильных землетрясений. В связи с этим серьёзным аспектом является вопрос оценки сейсмической опасности территорий. Практика показала недостаточность исследований по оценке сейсмической опасности (ОСР - 78) для Центральней Азии, где геофизическим критериям сейсмичности уделялось очень мало внимания. Были допущены отдельные погрешности. Примером могут служить 9-10 балльные Газлийские землетрясения 1976 и 1984гг., которые произошли в районе, выделенном на карте сейсмического районирования 1968 года в качестве 5 балльной зоны, и 8 балльной зоны на карте сейсмического районирования 1978года. Произошедшие в последние годы сильные землетрясения с магнитудой $M \geq 7.0$ в Индии, Афганистане, Иране, Турции, Азербайджане, Туркмении, Пакистане и Камашинские 7 балльные землетрясения 1999, 2000 и 2001гг. свидетельствуют о повышенной сейсмической активности территории [1]. В связи с этим к проблеме изучения сейсмической опасности в Центральной Азии проявляется большой интерес. По региону в настоящее время накоплен огромный фактический материал по геологии, тектонике, геофизике и сейсмологии. Он позволяет осуществить новое решение проблемы оценки сейсмической опасности территории.

Возможности использования геолого-геофизических данных для изучения закономерностей распределения сейсмотектонических зон определяются тем, что тектонические движения и сейсмические проявления имеют единую генетическую природу: и те и другие являются следствием эндогенных процессов. Наличие генетической связи геологических и сейсмологических показателей определяет необходимость изучения этой связи

количественными методами, особенно изучением количественной связи сейсмичности со структурами геофизических полей, глубинным строением и другими показателями геологических условий Среднеазиатского региона. Каждый из геологических и геофизических показателей отражает ту или иную характеристику геологической среды в зоне активных (сейсмогенных) разломов, где зарождаются очаги землетрясений.

Для рассматриваемой проблемы были решены следующие задачи:

1. Разработка автоматизированной системы управления базой сейсмологических и геолого-геофизических данных для количественной оценки сейсмической опасности.
2. Методологическое совершенствование и реализация методов распознавания образов для типизации оценочных условий для земной коры по комплексу геолого-геофизических данных.
3. Анализ и количественная оценка информативности геолого-геофизических критериев сейсмичности региона.
4. Оценка в прогнозных значениях максимально возможных землетрясений и проведение районирования, с выделением площадей, ответственных за возникновение землетрясений Кмах.

Согласно вышеизложенным задачам, в первую очередь был создан на единой методологической основе банк геолого-геофизических данных для всей территории Центральной Азии. Для создания банка геолого-геофизических данных были использованы данные из следующих карт и схем (таблица 1.)

Таблица 1.

№	Наименование и год изд.	Масштаб	Автор (редактор)
1	Карта изостатических аномалий силы тяжести Средней Азии, 1975г.	1: 2.5 млн	М.Е. Артемьев и др.
2	Схема глубинных аномалий силы тяжести территории СССР, 1975 г.	1: 2.5 млн	Н.П. Лопатина и др.
3	Карта новейшей тектоники юга СССР, 1971 г.	1: 1 млн	Л.П. Полканова и др.
4	Карта магнитных аномалий центральной части Средней Азии (в изолиниях Та) , 1970 г.	1: 1 млн	Б.Б.Таль-Вирский и др.
5	Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге , 1967 г.	1: 1 млн	Н.Б. Сажина и др.
6	Тектоническая карта юга СССР, 1975 г.	1: 1 млн	Г.Х. Дикенштейн и др.
7	Карта современных вертикальных движений земной коры Средней Азии, 1990 г.	1: 1 млн	А.Р.Ярмухамедов и др.

В банк данных вошли следующие геолого-геофизические данные: аномалии силы тяжести в редукции Буге (М $\Delta g_б$) в мгл; градиенты аномалий Буге (grad $\Delta g_б$); изостатические аномалии силы тяжести (М $\Delta g_{из}$); градиенты изостатических аномалий (grad $\Delta g_{из}$); стандартные отклонения изостатических аномалий $\sigma\Delta g_{из}$; глубинные аномалии силы тяжести ($M\Delta g_{гл}$) в мгл; аномалии магнитного поля (ΔTa) в миллиэрстедах; градиенты аномалий магнитного поля (grad ΔTa); стандартные отклонения аномалий магнитного поля $\sigma\Delta Ta$; глубина палеозойского фундамента hф в метрах; значения амплитуд неотектонических движений (MN) в м.; тепловой поток (Нкюри); скорость современных вертикальных движений в мм/год. Все значения параметров при обработке сведены к безразмерным величинам с помощью энтропии системы. Это позволило определить количественную информацию о сейсмичности каждого геолого-геофизического параметра по территории Центральной Азии. Результаты информативности геолого-геофизических данных представлены в таблице 2.

Таблица 2

Информативность геолого-геофизических показателей (в битах)

Показатели	Информативность	Показатели	Информативность
Аномалии силы тяжести в редукции Буге	0,724	Аномалии магнитного поля Земли	0,203
Градиенты аномалии силы тяжести в редукции Буге	0,482	Скорость современных вертикальных движений	0,125
Аплитуды неотектонических движений.	0,429	Градиенты аномалии магнитного поля Земли	0,124
Стандартн. изостатические аномалии силы тяжести	0,333	Аномалии теплового потока Земли	0,123
Глубинные аномалии силы тяжести	0,251	Глубина Палеозойского фундамента	0,111
Изостататические аномалии силы тяжести	0,244	Стандарты аномалий магнитного поля Земли	0,019

Разработана система управления базами сейсмологических и геолого-геофизических данных для количественной оценки сейсмической опасности территорий и с ее помощью проведена комплексная интерпретация имеющейся информации [2,3]. В результате составлена вероятностная карта зон ожидаемых землетрясений с максимально возможным энергетическим

классом, несущая информацию о сейсмической опасности территории.

Использование системы управления базами данных (СУБД) позволяет проводить автоматическую обработку и дисперсионный, корреляционный и регрессионный анализы, с выдачей соответствующих результатов на печать.

Как видно, на ней выделяются несколько зон с вероятностью 0,9 и выше, приуроченных к Чаткало-Кураминской, Туркестано-Зарафшанской, Гиссаро-Кокшаальской горным областям, общая вытянутость зон в широтном и северо-западном направлениях.

Таблица 3

Корреляционная таблица геолого-геофизических параметров

Значимость	$\Delta g_{из}$	$\Delta g_{Б}$	$\Delta g_{гл}$	ΔT_a	$gr\Delta g_{Б}$	$gr\Delta T_a$	$gr\Delta g_{из}$	$\sigma\Delta T_a$	$\sigma\Delta g_{из}$	$h_{ф}$	Тп.пот	Сов.двж
$\Delta g_{из}$	0.10	1.00										
$\Delta g_{Б}$	1.60	-0.05	1.00									
$\Delta g_{гл}$	1.26	-0.03	-0.03	1.00								
ΔT_a	0.42	-0.21	0.22	0.04	1.00							
$gr\Delta g_{Б}$	0.51	0.13	-0.69	-0.01	-0.19	1.00						
$gr\Delta T_a$	0.45	0.09	0.15	-0.05	0.14	0.03	1.00					
$gr\Delta g_{из}$	0.25	0.13	-0.24	-0.03	-0.24	0.37	0.10	1.00				
$\sigma\Delta T_a$	0.39	0.03	0.12	-0.01	0.12	-0.03	0.67	0.11	1.00			
$\sigma\Delta g_{из}$	0.34	0.07	-0.42	-0.01	-0.12	0.46	0.07	0.47	0.08	1.00		
$h_{ф}$	1.08	0.30	0.20	-0.09	-0.25	0.12	0.45	0.24	0.24	0.08	1.00	
Тп.пот	0.95	0.14	-0.09	-0.06	-0.17	0.26	0.24	0.24	0.14	0.17	0.50	1.00
Сов.дв	1.07	0.62	-0.04	-0.01	-0.18	0.03	0.03	0.01	0.03	-0.15	0.29	0.06	1.00

На основе использования СУБД получена корреляционная таблица значений парной корреляции всех выбранных геолого-геофизических параметров (таблица 3).

Наибольшие значения коэффициента корреляции наблюдаются между градиентом аномалии магнитных полей и ее дисперсией (0,67), между аномалией гравитационного поля и ее градиентом (0,69), между тепловым потоком и глубиной до поверхности фундамента (0,50). Из таблицы видно, какие значения коэффициента корреляции принимают различные геолого-геофизические показатели. Карта распределения зон с различной вероятностью возникновения землетрясений энергетических классов, больших 13 (см. рисунок), представляет собой поле значений вероятности возникновения сильных землетря-

сений по территории Центральной Азии в Чебышевских критериях.

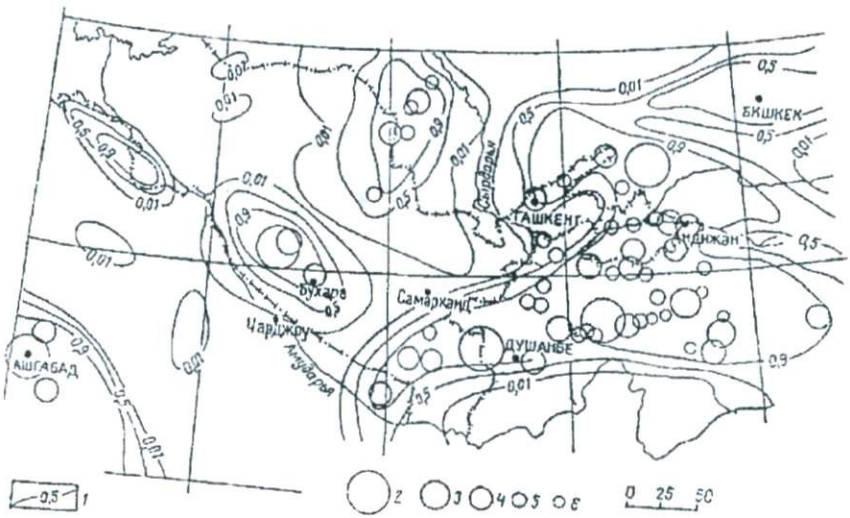


Рис.1.Карта Кмах ≥ 13 в Чебышевских оценках вероятностей возникновения землетрясений Центральной Азии: 1 - изолинии вероятностной оценки ожидаемых землетрясений; 2-6 - эпицентры известных землетрясений энергетических классов: 2-К=17; 3-К=16; 4-К=15; 5-К=14; 6-К=13.

На восточной части территории контуры зоны с вероятностью 0,9 охватывают наиболее высокогорную область Гиссаро-Алая, сужаясь к Ферганской депрессии и расширяясь вновь к северу, охватывая Каржантау-Кураминскую и Талассо-Сусамирскую горные области с простиранием вдоль Талассо-Ферганского разлома.

На западной части территории обнаруживаются отдельные обособленные сейсмоактивные области: Сырдарьинско-Кызылкумская, Бухаро-Газлийская, Ургенчская, Ашхабадская. Анализ пространственного распределения очагов сильных землетрясений в пределах выделенных зон показывает, что на карте выделяются несколько новых сейсмоактивных участков, где сильные землетрясения еще не проявлялись. К ним можно отнести Ургенчскую, на западе обширную область к югу и юго- востоку от

Ашгабада, а также отдельные участки на северо-восточной части территории.

Подобная карта по Центрально-Азиатскому региону составлена впервые и имеет большую (чем все предыдущие) информационную основу. Она может служить основой при проведении прогнозных исследований и разработке нормативных карт сейсмического районирования территории, необходимой при обеспечении сейсмостойкого строительства.

Литература

1.Абдуллабеков К.Н., Усманова М.Т. Особенности проявления сильных землетрясений во времени и пространстве //Доклады АН РУз. - 2003, № 3, с.60-64.

2.Зияудинов Ф.Ф. Оценка сейсмической опасности территории Центральной Азии по комплексу геолого-геофизических данных. //Доклады. АН РУз. - 1997. № 1, с. 47-49.

3.Hamidov L.A., Ziyaudinov F. F. Turan plitasynin dartgynlyk konsentra-siyasynin seljermesi we seismiki howplulygynyn ayratynlyklari. //"Turkmenistanda ylym we tehnika" Turkmenistanyn Prezidentinin yanyndaky Ylym we tehnika bara-daki Yokary genesin ayda cykyan ylmy-nazaryyet zurnali Ashgabat.- 2002. № 8, p.38-45.

ՍԵՅՍՄԻԿ ՌԻՍԿԻ ՆՎԱԶԵՑՄԱՆ ՇՐՋԱՆԱԿՆԵՐՈՒՄ ԱՆՑԿԱՑՎԱԾ ՀՈԳԵԲԱՆԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՐՈՇ ՏՎՅԱԼՆԵՐ

ԿԻՐԱԿՈՍՅԱՆ Հ.
(ՍՊԱԾ)

Սեյսմիկ ռիսկի նվազեցմանն ուղղված աշխատանքները տարաբնույթ են և ունեն նպատակ հնարավորինս պաշտպանել մարդկանց կյանքն ու առողջությունը, ստեղծած նյութական բարիքները: Այդ աշխատանքների թվին են պատկանում աղետների ղեկավարման խնդիրները, որոնք իրենցից ներկայացնում են ինչպես բնակչության լայն շերտերի, այնպես էլ հատուկ մասնագետների՝ բժիշկների, փրկարարների, ղեկավար-օրգանների նախապատրաստումը և անընդհատ վերապատրաստումը: Աղետները կարող են ծագել հանկարծակի և այդ դեպքում առաջին պլան են մղվում արագ արձագանքման ուժերը, որոնք պետք է կարողանան արագ և արդյունավետ ծավալել իրենց գործողությունները: Արագ արձագանքումը սեյսմիկ ռիսկի նվազեցման և ուժեղ երկրաշարժերից պաշտպանվելու կարևոր տարրերից մեկն է: Արձագանքումը մարդկանց կամ աղետի դեմ պայքարի կոչված կազմակերպությունների կողմից ձեռնարկված գործողությունների հանրագումարն է: Արագ արձագանքման ուժերի մեջ են մտնում փրկարարները, որոնց հետ էլ անց են կացվել հետազոտությունները: Դեռ 1988թ.-ի Սպիտակի երկրաշարժի ժամանակ պարզ դարձավ, թե ինչ կարևոր է փրկարարի թե ֆիզիկական, թե հոգեբանական պատրաստվածությունը: Այն ժամանակ գրեթե բացակայում էին փրկարարական ծառայությունները: Սպիտակի երկրաշարժից անցել է 20 տարի և այսօր մենք արդեն ունենք փրկարարական ծառայություններ:

Խոսելով փրկարարական ծառայության մասին ներկայացնենք այն մարդուն, որը գործում է այդ ոլորտում: Փրկարարը 20-45տ. մարդ է, որի մոտ մշտապես վտանգավորության զգացման անհրաժեշտություն կա և անհրաժեշտությունը բավարարվում է արտակարգ իրավիճակներում հայտնվածներին փրկելու միջոցով: Ամենը սկսվում է նոր զգացումներ ունենալու հետաքրքրությունից, ինքնավստահ և ինքնահաստատված լինելու ցանկությունից, մոլեգնությունից

և վերջանում սովորությամբ, որից ազատվելը դժվար է: Պատահական չէ, որ «փրկարար» հասկացության համար նախատեսված է 20-ից 45տ հասակը: 20տ-ում ռոմանտիզմի տարրը էական դեր է խաղում, իսկ զգուշությունը, կենցաղային իմաստությունը 45տ-ից հետո կարող է բացասաբար դրսևորվել աշխատանքում, ուստի խումբը ձևավորվում է փորձառու փրկարարներից՝ հաշվի առնելով հետևյալ գործոնները՝

1. Կնոջ կամ հարազատի ցանկությունը,
2. Նյութական և ընտանեկան վիճակի բարեկեցիկությունը,
3. Ոչ մի դեպքում չպլանավորել աշխատանքի վերջացման և վերադարձի օրը,
4. Կամավոր մասնակցել գործողություններին:

Փրկարարական աշխատանքում կարևոր դեր է խաղում արտակարգ իրավիճակների հանդեպ «վերահսկողության պահպանումը»: Հիմնական խնդիրները, որոնք պետք է իրականացվեն և ապահովվեն փրկարարների կողմից հետևյալն են՝

1.բոլոր ուժերի և հնարավորությունների համաձայնեցում,
2.ճկունություն և համախմբվածություն,
3.մշտական կապ որոշում կայացնող անձանց հետ,
4.իրավիճակի գնահատման կարողություն և գործողությունների կանխատեսում, արդյունքների սպասում,
5.ակտիվություն պահպանելու և մշտական աշխատունակության կարողություն,
6.փրկարարական աշխատանքի անընդհատ ապահովում,
7.սեփական ապրումները կիսելու անհրաժեշտություն և հնարավորություն:

Այս աշխատանքում ուզում ենք ներկայացնել Հատուկ փրկարար ջոկատում (ՀՓՋ) անցկացված հետազոտությունների տվյալները: ՀՓՋ-ն իր գործունեությունը սկսել է 1997թ.-ի սեպտեմբերի 4-ից: Այնտեղ գործում են ընդհանուր պրոֆիլի, պարամեդիկ, լեռնագնաց, վարորդ, կինոլոգ փրկարարներ: Ծառայության ներկայիս վիճակը լավ է, սակայն փրկարարները ցանկություն հայտնեցին, որպեսզի շատ լինեն տեխնիկական միջոցները: Անվիճելի է, որ փրկարարական աշխատանքներում շատ մեծ դեր ունեն սարքավորումները, բայց նաև չափազանց կարևոր է փրկարարի հոգեկան որակները:

Պարզ է, որ փրկարար կարող է աշխատել ոչ յուրաքանչյուրը: Փրկարարը պետք է ոչ միայն ֆիզիկապես պատրաստ լինի, այլ նաև հոգեպես, որպեսզի ներգրավվի գործունեության մեջ: Հոգեպես պատրաստ լինելու տեսանկյունից փրկարարի համար անհրաժեշտ է, որպեսզի նրա մոտ բարձր լինի նյարդահոգեկան կայունությունը, ադապտիվության մակարդակը, կարողանա սթրեսային իրավիճակներում սթափ գնահատել իրադրությունը, որպեսզի համապատասխան գործունեություն ծավալի, ունենա լայն աշխարհայացք և հումորի մեծ զգացում, որը կօգնի առավել թեթև, ճկունորեն շրջանցել այդ իրավիճակներից եկող հոգեբանական հետևանքները: Այս ամենի հիմքում կարծում ենք, որ իր դերն ունի ԲՆԳ տիպը:

Փրկարարների աշխատանքի արդյունավետությունը և փոփոխվող պայմաններին նրանց հոգեբանորեն պատրաստ լինելու գործընթացը կախված է ԲՆԳ տիպից: Արտակարգ իրավիճակներից հետո առավել հարմարվողունակ է հարմարվում սանգվինիկ խառնվածքի տեր փրկարարը: Հետազոտական տվյալները ցույց են տվել, որ նույն պրոբլեմային իրադրության մեջ սթրես և ֆրուստրացիա ապրելով՝ խառնվածքի տարբեր տիպեր ունեցող մարդիկ գործում են տարբեր կերպ: Պարզվել է, որ հուզականորեն կայուն էքստրավերտները սթրեսի պայմաններում ավելի հուսալի են աշխատում, ավելի լավ կենտրոնացնում ուշադրությունը գործողության առարկաների նկատմամբ: Մինչդեռ հուզականորեն անկայուն ինտրովերտների վարքն ունի հակառակ բնույթ: Մեր աշխատանքի ***նպատակն է.***

Ուսումնասիրել փրկարարի հոգեբանական բնութագիրը :

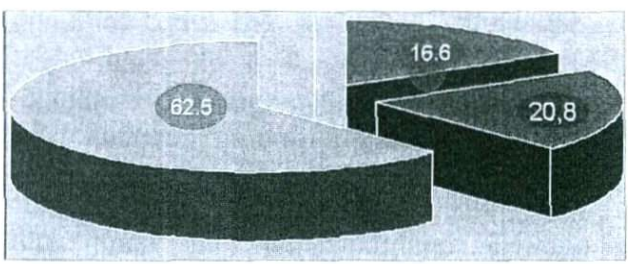
Աշխատանքի խնդիրներն են՝

1.Ուսումնասիրել փրկարարական աշխատանքների առանձնահատկությունները

2.Ուսումնասիրել փրկարարների հոգեբանական առանձնահատկությունները:

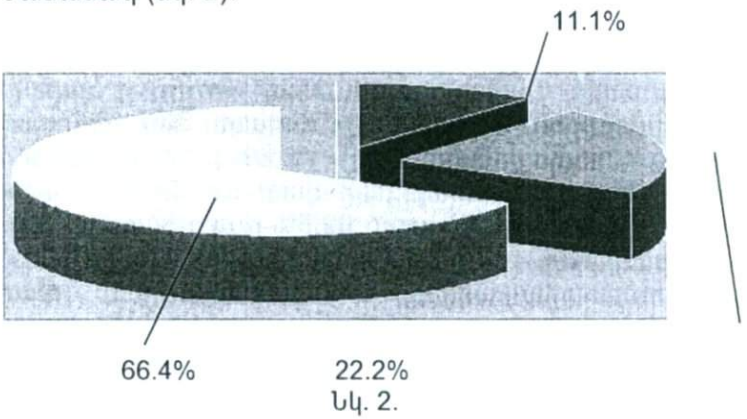
Հետազոտական աշխատանքներն անցկացվել են Երևան քաղաքի Շիրակի 3 նրբանցքում գտնվող ՀՓԾ-ում: Հետազոտությանը մասնակցել են թվով 24 փրկարար, որոնցից 6-ը իգական, 18-ն արական սեռի ներկայացուցիչներ էին, տարիքային ցենզը տատանվում էր 19-48տ.-ի սահմանում: Հետազոտության համար օգտագործել ենք հետևյալ

հոգեբանական մեթոդները՝ դիտման, զրույցի և թեստերի: Թեստերից նախընտրել ենք Հոլմսի «Սթրեսում դեզադապտացիայի ռիսկի և նյարդահոգեկան կայունության ախտորոշման մեթոդիկա», Հոլմսի և Ռահեյի «Սթրեսակայունության և սոցիալական ադապտացիայի բացահայտման մեթոդիկա» և Այզենկի անձնային թեստը: Հ.-ի և Ռ-ի թեստի ընտրությունը հետապնդում էր հետևյալ նպատակը՝ պարզել փրկարարների սթրեսակայունությունը և սոցիալական ադապտացիան: Թեստը բաղկացած է 43 հարցապնդումներից, որոնցից յուրաքանչյուրը իրենից ներկայացնում է կյանքի մի իրադարձություն: Անհրաժեշտ է նշել այն իրադարձությունը, որը տեղի է ունեցել հետազոտվողի հետ վերջին 1 տարվա ընթացքում: Այդ իրադարձություններին համապատասխանում են որոշակի միավորներ, անհրաժեշտ է գումարել միավորների քանակը: Հ-ը և Ռ-ն իրենց հետազոտություններից եկան այն եզրակացության, որ հոգեկան և ֆիզիկական հիվանդություններին սովորաբար նախորդում են կյանքի լուրջ փոփոխությունները: Ընդհանուր գումարն որոշում է սթրեսի ծանրաբեռնվածության մակարդակը: Ստացել ենք հետևյալ արդյունքները՝ հետազոտվողներից 16,6%-ի մոտ սթրեսի դիմադրողականության մակարդակը ցածր էր, 20,8%-ի մոտ սահմանային վիճակ, իսկ մնացած 62,5%-ի մոտ կազմում էին բարձր ցուցանիշներ, ինչը հնարավորություն տվեց մեզ պարզել, որ փրկարարների մեծամասնության մոտ սթրեսակայունությունը և սոցիալական ադապտացիան բարձր է (նկ. 1):



Նկ. 1. Ցածր ցուցանիշ - 16.6%, Սահմանային – 20.8%, Բարձր – 62.5%

Հ.-ի թեստի ընտրությունը կայանում էր նրանում, որպեսզի ուսումնասիրեինք փրկարարների նյարդահոգեկան կայունությունը սթրեսային իրավիճակներից հետո: Թեստը բաղկացած է 84 հարցապնդումներից, որոնց պետք է պատասխանել «այո» կամ «ոչ» և գումարել ստացված ճիշտ պատասխանները: Արդյունքները համեմատել ՆՀԿ-ի պայմանական սանդղակի արդյունքների հետ: Ստացված արդյունքները՝ 11,1%-ի մոտ կազմում էր միջին ցուցանիշներ, 22,2%-ի մոտ ցուցանիշները բարձր էին, այսինքն՝ որքան շատ են միավորների քանակը, այնքան մեծ է նյարդահոգեկան անկայունությունը սթրեսի ժամանակ: 66,4%-ի մոտ միավորների քանակը քիչ էր, այսինքն՝ որքան քիչ են միավորների քանակը, այնքան մեծ է նյարդահոգեկան կայունությունը և փոքր դեզադապտացիայի ռիսկը սթրեսի ժամանակ (նկ. 2):



Նկ. 2.

- միջին – 11%;
- որքան միավորների քանակը շատ է, այնքան մեծ է նյարդահոգեկան անկայունությունը սթրեսի ժամանակ-22,2%;
- որքան միավորների քանակը քիչ է, այնքան մեծ է նյարդահոգեկան կայունությունը եվ փոքր դեզադապտացիայի ռիսկը սթրեսի ժամանակ-66,4%

Այզենկի անձնային թեստը բաղկացած է 57 հարցապնդումներից, որոնք վերաբերում են անձի վարքագծին,

զգայունակությանը և բնորոշ գործողություններին: 11%-ի մոտ հուզական անկայուն էքստրովերտ:

Առավել համոզիչ ինֆորմացիա ստանալու նպատակով կիրառել ենք նաև դիտում և զրույց: Զրույցից ստացանք այն, որ փրկարար դառնալու համար անհրաժեշտ է, որպեսզի անձը անպայման զինվորական ծառայություն անցած լինի, ֆիզիկական տվյալները, մասնագիտական գիտելիքները և ամենակարևորը՝ փորձ, որպեսզի երաշխավորում ստանա, թե արդյոք կարող է փրկարար աշխատել, թե ոչ: Ըստ նրանց նշված տվյալների՝ նորեկ փրկարարների մոտ սկզբնական շրջանում սթրեսակայունությունը ցածր է, քան փորձառուների մոտ: Կարող է նրանք ֆիզիկապես լավ պատրաստված լինեն, բայց հոգեբանորեն վախենան ներգրավվել աշխատանքի մեջ, այդ իսկ պատճառով էլ փորձառուները հենց այդպիսիներին են գործունեության մեջ ներքաշում, որպեսզի փորձ ձեռք բերեն և հաղթահարեն այն խոչընդոտները, որոնք հոգեբանական տեսանկյունից ծառանում են նրանց առջև: Փաստվեց այն միտքը, որ տարիքային ստաժը իր ուրույն դերն ունի ամեն տեսակի իրավիճակներին հարմարվելու համար:

Տրված հարցերից մեկին, թե աշխատանքի ժամանակ կամ հետո ինչպիսի ազդեցություն կթողնի օրինակ մահացած մարդու այլանդակված դեմքը կամ մարմինը, արձագանքեցին հետևյալ կերպ, որ սկզբնական շրջանում կարող է զզվանք, սարսափելի տպավորություններ առաջացնել, սակայն չպետք է թույլ տալ, որպեսզի այդ ամենը խորանա և նստվածք թողնի հոգեկանում, անհրաժեշտ է, որ ինչքան հնարավոր է շուտ դուրս գա և խնդրին մոտենալ հումորի կատակների տեսանկյունից: Նշում էին, որ տհաճ տեսարանը կարող էին վերածել հումորի, որն ըստ իրենց, ճիշտ է, կողքից դիտողի համար գեղեցիկ չէ, բայց մեծ բուժող ազդեցություն էր թողնում և թույլ էր տալիս հեշտորեն ընդունել իրականությունը:

Մեզ հայտնի դարձավ նաև այն, որ ամեն փրկարարական գործունեությունից հետո կատարվում է աշխատանքների վերլուծություն, թե ինչ են արել, ինչ չեն արել, ինչպես կարելի էր անել: Սթրեսային վիճակից դուրս գալու և լիցքաթափվելու համար նշվեց՝ օգտագործում են ոգելից խմիչք, ի հարկե, չափավոր: Նրանք նշում էին, որ նրանց մոտ սթրեսային վիճակը հաղթահարելու գործընթացն անհատական է, որ մեկը կարող է շուտ դուրս գալ այդ

վիճակից, մյուսին տանջել մղձավանջային երազները, ապրումները, հիշողությունները, սակայն բոլորն էլ այդ փուլը հաղթահարում են, քանզի դա նրանց աշխատանքն է, և որ պարտավոր են արագորեն այն կատարել և միմյանց աջակցություն, ոգեշնչություն, հույզերին, ապրումներին շատ մեծ տեղ չտալ, աշխատանքին մոտենալ սառնասրտորեն:

Այսպիսով՝ վերլուծելով ողջ հետազոտության արդյունքները, մեզ համար պարզ դարձավ այն, որ փրկարարները, հատկապես նորեկները, սթրեսային իրավիճակները սկզբնական շրջանում ծանր են տանում, սակայն, ստանալով մյուս փրկարարների աջակցությունը ոգեշնչումը, ուշ թե շուտ նրանք հարմարվում են այդպիսի իրավիճակներին: Զրույցի և դիտման ընթացքում մեր կողմից ստացված տվյալները ցույց տվեցին, որ փրկարարներից մեծամասնությունն առավել շփվողունակ է, հումորասեր, ընկերասեր, արագաշարժ: Այս հատկանիշները վերլուծելով՝ մենք պարզեցինք, որ փրկարարների մեծամասնությունը համարվում էր սանգվինիկ խառնվածքի տիպին, քանի որ տվյալ հատկանիշները համապատասխանում էին հենց տվյալ տիպի հատկանիշներին:

Հաշվի առնելով այս ամենը և թեստերից ստացված արդյունքները՝ պարզ է դառնում, որ, իրոք, սանգվինիկ խառնվածքի տեր փրկարարը արագորեն է հարմարվում արտակարգ իրավիճակներին, ամեն ինչ մակերեսայնորեն է ընդունում և թույլ չի տալիս,որ նման իրավիճակները խոցելի դառնան հոգեկանի համար: Այսպիսով՝ աշխատանքից պարզ է դառնում, որ կարևոր է փրկարարների ԲՆԳ տիպը, ինչպես նաև առավել կարևոր է այն հոգեբանական պատրաստվածությունը, որը պիտի իրականացվի հատուկ տրեյնինգների, ուսուցման միջոցով, որոնք մեր իրականությունում բացակայում են: Փրկարարը բացի ֆիզիկական պատրաստվածությունից պետք է ստանա նաև հոգեբանական պատրաստվածություն, որը կօգնի հեշտորեն հարմարվել սթրեսային իրավիճակներին:

Գրականություն

1.Արզումանյան Ս., Մկրտչյան Ս., Սարգսյան Վ. «Կիրառական հոգեբանության պրակտիկում», Երևան «Զանգակ-97», 2002թ.

2.Բալասանյան Ս. Յու. Սեյսմիկ պաշտպանությունը և նրա կազմակերպումը, Գյումրի էլդորադո, 2002թ.
3.Մկրտումյան Մ. Պ. Արտակարգ պայմաններում անձի հոգեբանական վերականգնման տեխնիկա, Երևան, 1996թ.,112 էջ
4.Сукиасян С. Г. Особенности клинической картины отделенного периода психических расстройств у пострадавших от землетрясения. В кн.: Медицина катастроф.- Москва, 1990г., с.401
5.Сукиасян С. Г., Тадевосян А. С., Чшмаритян С. С., Мансаян Н. Г. Стресс и постстрессовые расстройства, Личность и общество, Ереван, Асогик, 2003г., 348 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГАРЦ (ГЕРМАНИЯ)

КЛИШ И.
(ЕГУ)

Горный массив Гарца располагается в северной части территории Германии. Породы Гарца составляют геологически жесткий, горстовый, сильно метаморфизованный верхнепалеозойский комплекс, в котором преимущественно развиты девонские и нижнекарбоновые образования. Для Гарца характерны плутонические образования **гарцбургит – габбровой и банатит-гранитоидной формаций,** к которым относятся массивы Гарцбург, Брокен, Рамберг, Окер и дайка Боде.

Проведен анализ распределения некоторых редких элементов (Li, Rb, Sr, Ce, Y, Nb, Cs, Zr) и рудных металлов (Cu, Pb, Ba, Co, Ni, V), с целью выяснения ряда геохимических эффектов, связанных с изменением условий щелочности при формировании щелочно-земельной и гранитной серий магматического комлекса Гарца.

Все количественные определения основаны на применении точных современных методов анализа: фотометрии пламени (K, Na, Li, Rb, Cs, Sr), химико-рентгеноспектрального (Ce, Y, Zr) и количественного спектрального (Cu, Pb, Ba, Co, Ni, V). Автор располагает оригинальными анализами наиболее характерных представителей неизменённых пород, причём боль-

шая часть образцов отобрана из массивов Брокен, Рамберг, Окер и др.

Особенности распределения Li в породах Гарца отражены на рис.1 и сводятся к следующему: содержания Li и Mg/Li отношение хорошо коррелируются с петрохимическими параметрами и отчетливо разделяются, демонстрируя эволюцию каждой магматической серии.

1. В щелочно-земельной серии «А» от ранних к поздним дифференциатам происходит общее повышение содержания Li, протекающее при увеличении Mg/Li отношений.
2. В гранитной серии «С» содержание Li на порядок выше, чем в щелочно-земельных породах, но колеблется в небольших пределах и в целом можно считать стабильно высоким. Mg/Li отношение здесь также варьирует в узких рамках и не претерпевает с ходом эвтектической кристаллизации серьезных изменений, оставаясь значительно меньшим, чем в щелочно-земельных породах.
3. В габбро-гарцбургитах и габбро-норитах серии «В» массива Гарцбург среднее содержание Li, хотя и близко или даже равно его содержанию в щелочно-земельной серии, но в сравнении с начальными членами щелочно-земельной эвтек-тической серии породы ультраосновной серии «В» обеднены Li, а Mg/Li отношение в ультрабазитах в значительной степени выше, чем в первых, и это свидетельствует о действии механизма апотектической кристаллизации.

Необычайно важен факт идентичного поведения Li в щелочно-гранитной и подкисленной SiO_2 субсериях гранитных пород, обязанных своим происхождением колебаниям кремнекислотности исходного расплава в процессе апотектической изотермической кристаллизации. Здесь главным фактором, очевидно, является не микроколебание щелочности, уровень которой в обеих субсериях примерно одинаков, а температура и соотношение температур плавления Li и его неизмененного спутника Mg.

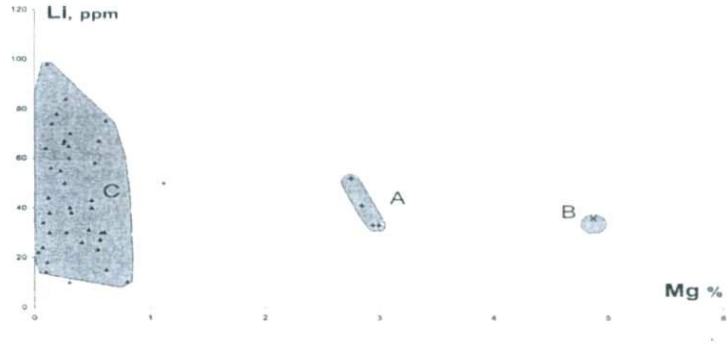


Рис.1. Диаграмма распределения Mg–Li в породах Гарца. Красные знаки – по данным немецких авторов, черные знаки – по данным Р. Геворкяна, И. Клиш.

+ + породы главной серии «A_1–A_3» щелочно-земельных (толеитовых) базальтоидов (норит-габбро-диорит);

x x породы апотектической серии «B_1–B_3» габбро-гарцбургитов;

▲ ▲ породы апоэвтектической серии «C_1–C_3» гранитов и гранит-порфиров.

Из обсуждения графиков (рис.2) Rb/K и Cs/K+Na отношений вытекает, что:

1. Наименьшим содержанием Rb и Rb/K, Cs/K+Na отношениями обладают ультрабазиты серии «B», в которых отношения одновременно являются наивысшими.
2. В щелочно-земельной серии «A» идет эволюционное накопление Rb, а содержание Cs стабильно низкое, соответственно наблюдается уменьшение Rb/K и увеличение Cs/K+Na отношений.
3. В гранитных породах серии «C» картина выглядит несколько сложнее, однако содержания Rb и Cs на порядок и более выше, а общая тенденция падения Rb/K отношения в эвтектических субсериях сохраняется.

Резкие перепады Rb/K и Cs/K+Na отношений при переходе от ранних интрузивных фаз к поздним четко подчеркивают их петрогенетические различия и хорошо согласуются с геолого-петрографическими представлениями.

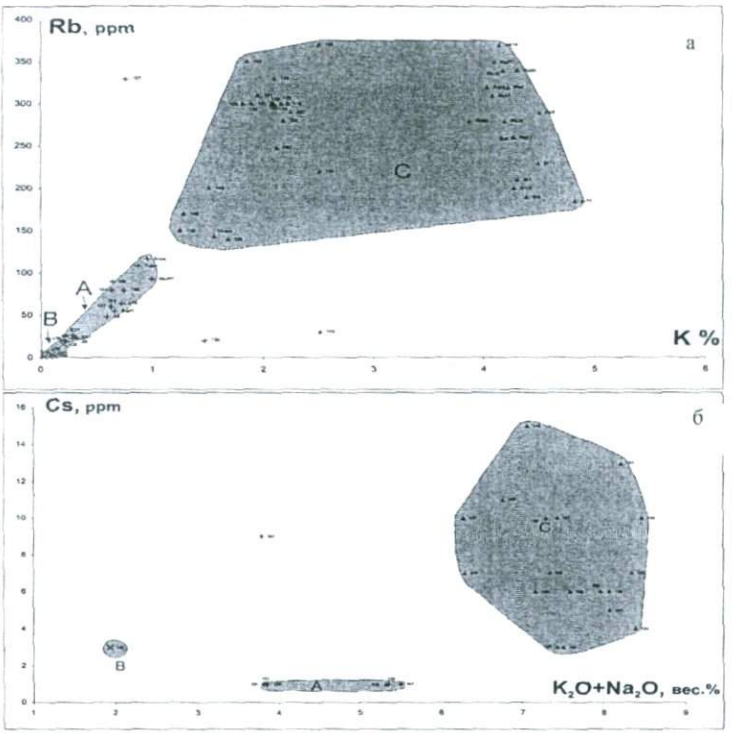


Рис.2. Диаграммы распределений Rb-K (а) и Cs-K_2O+Na_2O (б) в породах Гарца. Красные знаки – по данным немецких авторов, черные знаки – по данным Р. Геворкяна, И. Клиш.

++ породы главной серии «A_1–A_3» щелочно-земельных (толеитовых) базальтоидов (норит-габбро-диорит);

xx породы апотектической серии «B_1–B_3» габбро-гарцбургитов;

▲▲ породы апоэвтектической серии «C_1–C_3» гранитов и гранит-порфиров.

О характере поведения Pb и Cu в щелочно-земельных и гранитных породах Гарца дает представление рис.3.

Из графика вытекает следующее:

1.В щелочно-земельной серии «А», при относительно низких содержаниях Pb (а) и Cu (б), наблюдается увеличение их количества по направлению от ранних к поздним дифференциатам, что соответствует направлению эвтектической кристаллизации и повышению содержания калия в породах.

2.Породы щелочной-гранитной серии «С» в сравнении с щелочно-земельной серией «А» более, чем на порядок, богаче Pb, а Pb/K_2O

отношение в эвтектической кристаллизации прогрессирует в сторону увеличения как в пределах щелочно-гранитной, так и подкисленной SiO_2 субсерий, что согласуется с соответствующими колебаниями калиевости пород и уменьшением количества Pb.

3.Содержание Pb в апотектических ультрабазитах наиболее низкое и колеблется на пределе метода анализа, что вполне понятно, если учитывать необычайно низкую калиевость этих пород.

4.Содержание Cu испытывает оригинальную тенденцию к понижению, в сравнении с увеличением кремнекислотности (SiO_2), что согласуется с геохимическими свойствами Cu. Изложенный фактический материал по Pb и Cu может иметь следующий петрогенетический смысл:

Во-первых, четко вырисовывается и подтверждается геохимический контур всех трех серий пород Гарца.

Во-вторых, внутри гранитной серии определенно отбиваются по Pb/K_2O отношению уже известные, различные по кремнекислотности гранитные субсерии, но главное заключается в том, что во всех сериях Pb и Cu содержатся в *неравных* количествах и их поведения в пределах субсерий - *неидентично*.

В-третьих, действие процесса апотектической кристаллизации в данном случае, хотя и выражается в обеднении ультраосновных дифференциатов Pb и Cu и обогащении ими пород гранитных субсерий, но впервые наблюдается новое явление резкого обеднения Cu подкисленных SiO_2 гранитных пород. Подобное отклонение от идентичности поведения Cu, в одинаковых по уровню щелочности субсериях пород, может быть объяснено различием температур плавления окислов Cu.

Рассмотрение геохимических особенностей поведения K, Na, Ce, Y, Zr, Li, Rb, Cs, Sr, Pb, Cu, Mg, Fe, Ba и др. металлов подтвердило действие механизма выдвинутой **апотектической кристаллизации**. При этом установлено, что аналогично петрогенным элементам содержания и отношения редких элементов и металлов в эвтектических сериях изменяются постепенно, а апотектическая кристаллизация приводит к существенным дискретным различиям и разрывам в их значениях между сериями и субсериями. Выяснилось, что по сравнению с родоначальной базальтовой магмой щелочно-земельной серии А, апотектичные ультрабазиты

серии В обеднялись редкими элементами, а эвтектические щелочные гранитоиды серии С – наоборот резко обогащались последними.

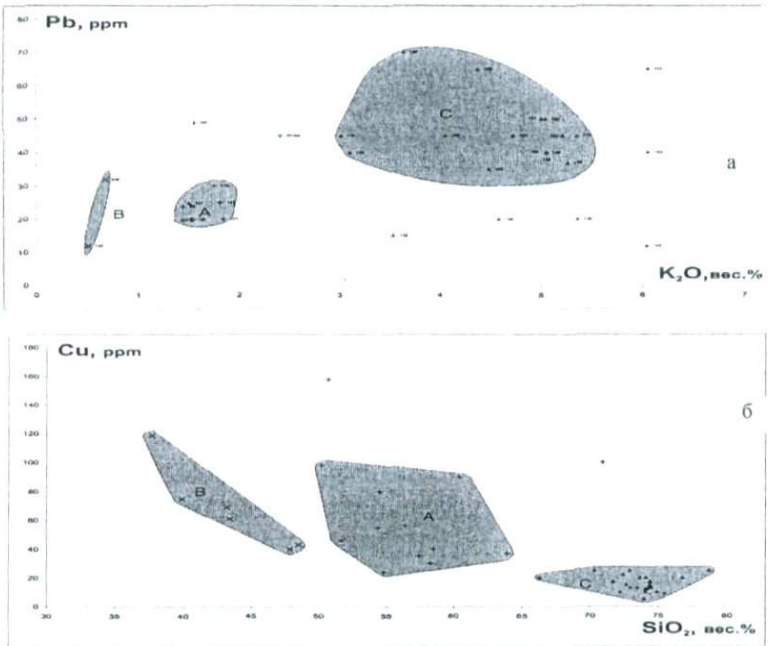


Рис.3 Диаграммы распределений Pb-K_2O (а); Cu-SiO_2 (в) в породах Гарца. Красные знаки – по данным немецких авторов, черные знаки – по данным Р. Геворкяна, И. Клиш.

++ породы главной серии «A_1–A_3» щелочно-земельных (толеитовых) базальтоидов (норит-габбро-диорит);

xx породы апотектической серии «B_1–B_3» габбро-гарцбургитов;

▲▲ породы апоэвтектической серии «C_1–C_3» гранитов и гранит-порфиров.

В отличие от петрогенных элементов эволюция содержаний и отношений редких элементов в субсериях гранитоидов была одинаковой или, иначе говоря, в данной магматической системе температурного барьера типа Fo или Di-Ab в системах Fo или Di–Ne–Q для этих элементов не существует, а их поведение в эвтектичных субсериях гранитов идентично. Однако последнее нельзя утверждать в отношении изученных – Rb, Pb и Cu, для

которых этот температурный барьер существует и он управляет их поведением в расплаве. Отсюда возникает возможность оценки ***специализации*** данных субсерий по отношению к тем или иным редким и рассеяным элементам.

Петролого-геохимическая позиция магматического комплекса Гарца в процессах формирования континентальной коры

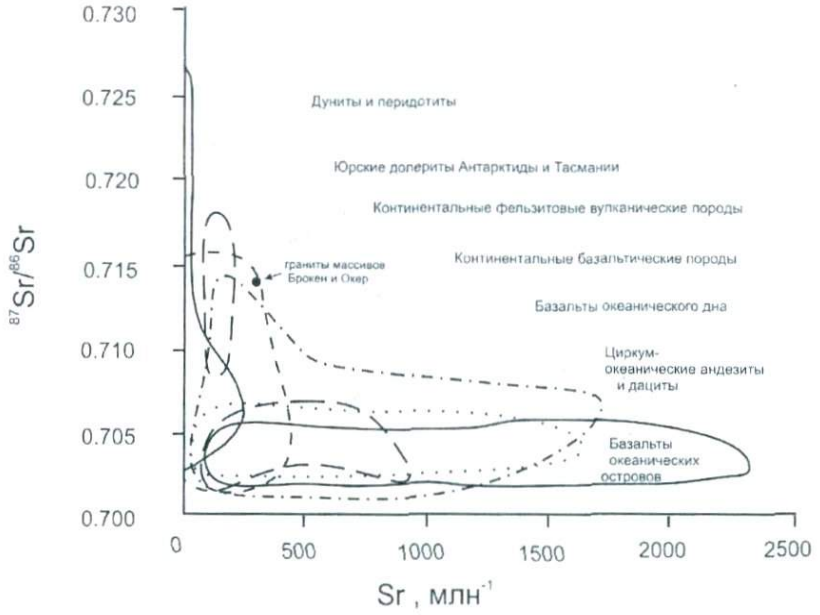


Рис. 4. Распределение изотопов стронция в главных типах пород: базальтов океанов, островов и континентов.

Рассмотрение петролого-геохимических особенностей формирования палеозойского магматического комплекса Гарца в контексте известной концепции Павленко А. С. об образовании континентальной коры, по совокупности всех данных, приводит к представлению о том, что магматиты Гарца могут быть отнесены к этапу континентальной стадии формирования коры. Это подтверждается приводимыми данными по изохроне отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$: граниты Брокена и Окера – 0,714 ± 0,003, аплиты – 0,722 ± 0,003.

Заключение

Настоящее исследование ставило перед собой задачу раскрытия важнейших геохимических и петрологических особенностей формирования гранитоидных пород Гарца Северной Германии, входящих в палеозойский магматический комплекс плутонов Брокен, Рамберг, Окер и габбро-массива Гарцбург. С этой целью привлечен широкий набор методов, включающих полевые геологические, петрографические, геохимические и др. исследования. В результате полученных сведений и фактов можно прийти к следующим основным выводам:

1.Гранитоидные породы Гарца сформировались в результате кристаллизационной фракционной дифференциации базальтоидной (толеитовой) магмы и внедрились до завершающих магматизм риолитов и щелочных риолитов пермо-карбона.

2.Важнейшим процессом образования гранитоидных пород Гарца следует считать ***апотектическую изотермическую кристаллизацию***, протекающую при повышении щелочности расплава в исходной родоначальной базальтовой магме с I–V до II–IV полей по пучковым диаграммам гранитоидных пород Д.С. Коржинского. В результате этого произошло фракционирование ультраосновных дифференциатов и образование остаточного щелочно-гранитного расплава. Из последнего сформировались две эвтектические субсерии гранитов: подщелоченные и подкисленные SiO_2.

3.Следствием подобного расщепления необходимо признать петрохимический разрыв между апотектической щелочноземельной серией «А» и эвтектическими гранитными субсериями «С». Фундаментальным петрографическим признаком, свидетельствующим о правомерности действия изложенного механизма процесса апотектической кристаллизации являются: обратная зональность Pl, ксеноморфизм Ol в сравнении с Px, переход пижонитового Px в диопсидовый, опережение во времени образования амфиболом – пироксена, биотитом – амфибола и т.д.

4.Рассмотрение геохимических особенностей поведения K, Na, Ce, Y, Zr, Li, Rb, Cs, Sr, Pb, Cu, Mg, Fe, Ba и др. металлов подтвердило действие механизма выдвинутой апотектической кристаллизации. При этом установлено, что аналогично петрогенным элементам содержания и отношения редких элементов и металлов в эвтектических сериях изменяются постепенно, а апотектическая кристаллизация приводит к

существенным дискретным различиям и разрывам в их значениях между сериями и субсериями. Выяснилось, что по сравнению с родоначальной базальтовой магмой щелочно-земельной серии апотектичные ультрабазиты обеднялись редкими элементами, а эвтектические щелочные гранитоиды – обогащались последними.

5.В отличие от петрогенных элеМентов, эволюция содержаний и отношений редких элементов в субсериях гранитоидов была одинаковой или, иначе говоря, в данной магматической системе температурного барьера типа Fo или Di-Ab в системах Fo или Di–Ne–Q для этих элементов не существует и их поведение в эвтектичных гранитах идентично. Однако последнее нельзя утверждать в отношении изученных – Rb, Pb и Cu, для которых этот температурный барьер существует и управляет их поведением в расплаве. Отсюда возникает возможность оценки *специализации* данных субсерий по отношению к тем или иным редким элементам и рудным металлам.

6.Настоящее исследование, кроме выяснения теоретических аспектов проблемы петрогенезиса и геохимических особенностей формирования гранитоидных пород Гарца, затрагивает также ряд важных практических вопросов, которые вытекают как следствие проведенных работ.

6.1.Рассмотрение вопроса о ***специализации*** субсерий гранитов в отношении ряда элементов (например, Pb и Cu), на которые влияет температурный барьер в системах Fo или Di –Ne–Q обуславливает дифференциацию элементов по отношению к этому барьеру.

6.2.Признание принадлежности гранитных пород к родоначальной щелочно-земельной (базальтовой) магме сужает поиски редких элементов, больше всего связанных с данным типом магм.

6.3.Получение неизвестных до сих пор для данного региона сведений по распределению рассмотренных редких элементов в минеральных фазах не только гранитной серии, но и щелочно-земельных пород.

АНАЛИЗ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В СЛОИСТОЙ СРЕДЕ

МАЛИЦКИЙ Д.В., ПАК Р., МУЙЛА О.
(КАРПАТСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ НАН УКРАИНЫ)

Существует достаточно много методов для расчета сейсмограмм [1,2,5,8-10]. Для построения волнового поля, которое является суперпозицией волн в слоистой среде, на больших расстояниях от источника используются интегральные преобразования Фурье-Бесселя-Меллина. Точные решения указанной задачи были построены в работах [5-7], где приведены формулы для потенциалов полей φ, ψ, χ . Известно, что силовой эквивалент разрыва перемещения-напряжения можно представить двойной парой сил [1,5,9,10]. В случае произвольно-ориентированного разрыва для трехкомпонентной силы и трех возможных компонент направлений плеча (см.рис.1) существует девять обобщенных пар.

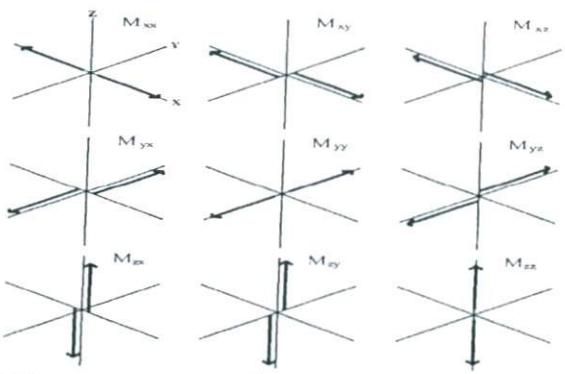


Рис. 1. Элементы тензора сейсмического момента - силовой эквивалент произвольно ориентированного разрыва

Как правило, сейсмологи используют именно такой тензор сейсмического момента для описания сейсмических источников. Чтобы перейти к построению волновых полей от источника, которые описываются тензором сейсмического момента, который, в свою очередь, есть эквивалент действия девяти пар сил, воспользуемся результатами, которые представлены в работах [5-7].

Постановка задачи. Рассматривается распространение сейсмических волн в вертикально - неоднородной среде, которая моделируется системой однородных изотропных n слоёв на (n+1) полупространстве. Считаем, что границы между слоями параллельны. На каждой границе выполняются условия жесткого контакта. В однородном изотропном слое на глубине Hs действует источник, который представляем тензором сейсмического момента M_{ij} (силовой эквивалент девяти пар).

Целью нашего исследования является построение волнового поля на свободной поверхности слоистой среды, когда на глубине H_s в однородном слое действует точечный источник, представленный тензором сейсмического момента. Для достижения поставленной цели будем поступать следующим образом: выпишем формулы для потенциалов φ, ψ, χ сейсмических полей волн в безграничной среде, выбрав декартову систему координат так, что от начала координат О на расстоянии H_s находится точечно-эффективный источник (силовой эквивалент девяти пар), что представляется тензором сейсмического момента M_{ij}.

Тензор сейсмического момента зависит от ориентации разрыва и силы самого источника. Он содержит всю информацию об источнике землетрясения, которую можно получить из сейсмограмм для волн с длинами, намного больше линейных размеров источника. Тогда такой источник мы называем точечно-эффективным, а тензор сейсмического момента M_{ij} (тензор второго ранга) описывает суперпозицию трех пар сил без момента (диагональные элементы тензора M_{ij}) и трех двойных пар сил с моментом (недиагональные элементы M_{ij}) (см.рис.1). Следует отметить, что для перехода от волнового поля с источником в виде произвольно-ориентированной силы к волновому полю, которое генерируется точечно - эффективным источником, необходимо применить оператор $-\Delta l_g \cdot \dfrac{\partial}{\partial \xi_q}$ (g = 1,2,3), Δl_g - плечо силы, ξ_q - пространственная координата. Применение такого оператора в случае безграничной среды приведены в

работах [1, 6]. Например, точечный источник, который соответствует паре сил $f_z(t)$ и $-f_z(t)$ без момента, приложенных в точках $(r=0,\varphi=0,z=\Delta l_z\ ;\ r=0,l=0,z=-\Delta l_z)$, можно задать уравнением [5]:

$$[\tau_{zz}]=\frac{\delta(r)M_{zz}(t)}{2\pi r\Delta l_z} \qquad (1)$$

Можно показать, что каждая пара сил приводит к подобным соотношениям. Для построения волнового поля от источника, представленного тензором сейсмического момента используем известные соотношения, которые связывают компоненты перемещений и напряжений u_r, u_φ, u_z, τ_{rz}, $\tau_{z\varphi}$, τ_{zz} с потенциалами φ, ψ, χ сейсмических волн в цилиндрической системе координат.

В случае слоистой среды легко выписать значения для потенциалов волн φ_i,ψ_i,χ_i в i-том слое, возбужденных источником, который представлен силовым эквивалентом девяти пар сил [6].

Как было показано в работах [2-4], использование граничных условий (непрерывность напряжений и перемещений на границах между слоями) и условия излучения (волны из $(n+1)$ полупространства не возвращаются) приводят к соотношениям на свободной поверхности слоистой среды. Таким образом, можно получить значения волнового поля в перемещениях на свободной поверхности слоистой среды для дальней и ближней зоны.

Дальняя зона:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix}=\sum_{i=1}^{3}\int_0^\infty k^2 I_i L^{-1}\left[M_i g_i\right]dk\ ,\ u_\varphi^{(0)}=\sum_{i=5}^{6}\int_0^\infty k^2 J_i L^{-1}\left[M_i g_{i\varphi}\right]dk \qquad (2)$$

$$I_1=\begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix},\ I_2=\begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}, I_3=I_2$$

$$\mathrm{g_i}=\begin{pmatrix} g_{iz} \\ g_{ir} \end{pmatrix},\ J_5=J_0,\ J_6=J_1$$

Ближняя зона:

$$\begin{pmatrix} u_r^{(0)} \\ u_\varphi^{(0)} \end{pmatrix} = \frac{1}{r} \cdot \left(\int_0^\infty k \cdot J_1(kr) \cdot L^{-1} \left[\begin{pmatrix} M_1 \\ -M_5 \end{pmatrix} \cdot \left(g_{1r} + 2g_{5\varphi} \right) \right] dk + \right.$$

$$\left. + \int_0^\infty \left(kJ_0(kr) - \frac{2J_1(kr)}{r} \right) \cdot L^{-1} \cdot \left[\begin{pmatrix} -M_4 \\ M_6 \end{pmatrix} \cdot \left(g_{3r} + 2g_{6\varphi} \right) \right] dk \right) \qquad (3)$$

$$u_z^{(0)} = \frac{1}{r} \cdot \int_0^\infty kJ_1(kr) \cdot L^{-1} \cdot \left[M_4 \cdot g_{3z} \right] dk$$

где:

$$M_1 = M_{xz} \cos\varphi + M_{yz} \sin\varphi \,,\; M_2 = M_{zz} \,,$$

$$M_3 = \cos^2\varphi \cdot M_{xx} + \sin^2\varphi \cdot M_{yy} + \sin 2\varphi \cdot M_{xy} \,,$$

$$M_4 = -\cos 2\varphi \cdot M_{xx} + \cos 2\varphi \cdot M_{yy} - 2\sin 2\varphi \cdot M_{xy} \,,$$

$$M_5 = M_{yz} \cos\varphi - M_{xz} \sin\varphi \,,$$

$$M_6 = \sin 2\varphi \cdot M_{xx} - \sin 2\varphi \cdot M_{yy} - 2\cos 2\varphi \cdot M_{xy} \,,$$

$$g_{1z} = \left(-d_{21}'' + \frac{A}{B} d_{31}'' + \frac{M}{B} d_{41}'' \right) \cdot \frac{1}{2\pi\mu_s} \,,$$

$$g_{2z} = \left\{ -\left[d_{22}'' \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{23}'' \left(\frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] + \frac{A}{B} \left[d_{32}'' \cdot \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{33}'' \left(\frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] + \right.$$

$$\left. + \frac{M}{B} \left[d_{42}'' \frac{1}{\rho_s V_p^2} + d_{43}'' \left(\frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1 \right) \right] \right\} \cdot \frac{1}{2\pi} \,, \qquad (4)$$

$$g_{3z} = \left(-d_{23}'' + \frac{A}{B} d_{33}'' + \frac{M}{B} d_{43}'' \right) \cdot \frac{1}{2\pi} \,;$$

$$g_{1r} = \frac{1}{2\pi\mu_s} \cdot \left(-d_{11}'' + \frac{N}{B} d_{31}'' + \frac{A}{B} d_{41}'' \right) ,$$

$$g_{2r} = -\frac{1}{2\pi}\cdot\left\{-\left[d''_{12}\frac{1}{\rho_s V_p^2} + d''_{13}\left(\frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1\right)\right] + \frac{N}{B}\left[d''_{32}\cdot\frac{1}{\rho_s V_p^2} + d''_{33}\left(\frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1\right)\right] + \right.$$
$$\left. + \frac{A}{B}\left[d''_{42}\frac{1}{\rho_s V_p^2} + d''_{43}\left(\frac{2V_s^2}{V_p^2} - 1\right)\right]\right\},$$

$$g_{3r} = -\frac{1}{2\pi}\cdot\left(-d''_{13} + \frac{N}{B}d''_{33} + \frac{A}{B}d''_{43}\right),$$

$$g_{5\varphi} = \left(-d''_{11} - \frac{d^*_{12}}{d^*_{11}}d''_{21}\right)\cdot\frac{1}{2\pi\mu_s},\ g_{6\varphi} = \left(-d''_{12} - \frac{d^*_{12}}{d^*_{11}}d''_{22}\right)\cdot\frac{1}{4\pi}$$

На рис.2 приведены графики для компонент перемещения $u_z^{(0)}, u_r^{(0)}$ на свободной поверхности однородного полупространства, для которого заданы следующие физические параметры (дальняя зона, *P-SV* задача) согласно таблице 1:

Таблица 1.

Параметры среды

V_p, м/с	V_s, м/с	μ, 10^{10} Па	h_s, г	r, г
5000	2887	3	10000	10000

Для модели источника выбираем среднюю подвижку по разрыву $\bar{u}(t)$ в виде П-импульса, с протяженностью τ = 0,1 с. и амплитудой U_0 = 0,2 г. Выбираем также ориентацию источника в виде: $\phi = \pi/6$, S = 10000 м^2 (площадь разрыва), угол падения $\delta = \pi/2$, угол наклона $\lambda = \pi/2$, угол простирания $\phi_s = \pi/2$. Для выбранных углов δ, λ ϕ_s все компоненты тензора сейсмического момента, кроме M_{xz}, равны нулю [1]. Компоненту M_{xz} можно записать как: $M_{xz} = -M_0\,(\cos\delta\cdot\cos\lambda\cdot\cos\phi_s + \cos 2\delta\cdot\sin\lambda\cdot\sin\phi_s)$, $M_0 = \mu\bar{u}S$ -сейсмический момент

В приведенном модельном примере, формулы для дальней зоны (2) приведены к формулам для модели «слой на полупространстве», где физические параметры слоя и полупространства одинаковые. Полученные соотношения сравни-

вались с соответствующими формулами, приведенными в [10]. В результате сравнения были получены абсолютно одинаковые соотношения для волновых полей.

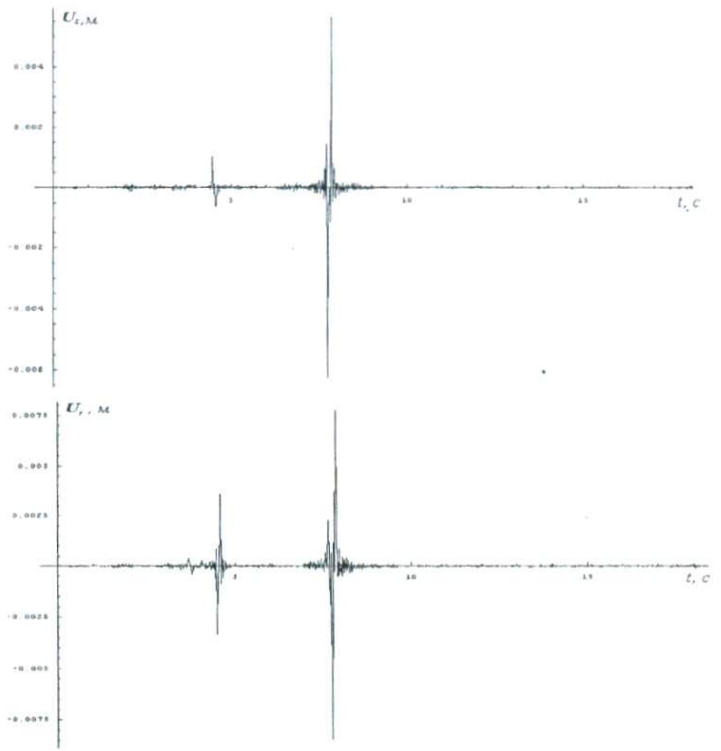


Рис.2. Графики компонент перемещения $u_z^{(0)}, u_r^{(0)}$ на свободной поверхности полупространства для объемных волн.

Выводы. Анализируя соотношение для волнового поля на свободной поверхности слоистой среды, приходим к выводу, что в отличие от полей, вызванных произвольно ориентированной силой, здесь присутствуют слагаемые, пропорциональные r^{-2}, которые являются перемещениями в так называемой «промежуточной зоне». Следует также отметить, что мы получили строгие аналитические соотношения для волновых полей, которые включают все объемные волны (однократно- и

многократно-отраженные), а также поверхностные волны. Полученные соотношения мы будем использовать для анализа параметров источника землетрясения, что будет показано в следующих работах. Известно, что существует ряд факторов, которые имеют важное значение для формирования волнового поля. Наиболее существенные среди них – анизотропия и поглощение. Изложенная теория может быть использована для учета этих важных характеристик.

Важным также является использование распределенного источника, то есть зависимость подвижки по разрыву, а соответственно, и компонент тензора сейсмического момента от пространственных координат. В таком случае поверхность разрыва следует рассматривать как сумму, например, прямоугольников с разными векторами подвижки, то есть каждый такой прямоугольник рассматривается как отдельный точечный источник, который описывается своим тензором сейсмического момента. Тогда построение волнового поля для распределенного источника сводится к определению суммарного перемещения, которое состоит из волновых полей для точечных источников. Решение таких задач планируется в дальнейших исследованиях.

Литература

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. М.: Мир, 1983, 520с.
2. Малицкий Д. В. Решение прямой двумерной задачи теории распространения волн на основе рекуррентного подхода. //Геофиз. журн., N4, 1994, с.62-64.
3. Малицький Д. В. Основные принципы решения динамической задачи сейсмологии на основе рекуррентного подхода //Геофиз. журн., N5, 1988, с.96-98.
4. Малицький Д.В., Пак Р.М. Использования рекуррентного метода для решения задач сейсмологии //Геофиз. журн., N6, 2004, с.168-173.
5. Молотков Л. А. Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. М.: Наука, 2001, 348с.
6. Пак Р.М., Малицький Д.В. Определения волновых потенциалов в форме интегральных преобразований для точечно-эффективной дислокации //Геодинамика, N1(4), 2004, с. 68-74.

7. Пак Р.М. Моделирования волнового поля, возбужденного глубинным источником в вертикально-неоднородной среде. //Геофиз. журн., N5, 2005, с.887-894.
8. Червени В. Расчет синтетических сейсмограмм для одномерных и двумерных сред //Сб. Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск, 1983, с.41-53.
9. Kennet B.L.N. The seismic wavefield. University Press, Cambridge, 2001, 370 p.
10. Müller G. The reflectivity method: A tutorial //Geophys. J., vol. 58, 1985, p.153-174.

ФИЗИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ЛОКАЛЬНОЙ МАГНИТУДЫ РИХТЕРА С СЕЙСМИЧЕСКИМ МОМЕНТОМ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

МАМЫРОВ Э.
(ИС НАН КЫРГЫЗСТАН)

В настоящее время взаимное согласование различных магнитудных шкал и энергетического класса K_R землетрясений Тянь-Шаня стало одной из важных проблем в условиях включения сейсмической сети Кыргызстана в общемировую систему сейсмических наблюдений. По Ризниченко [1], выходом из создавшейся ситуации может стать сопоставление каждой из магнитуд с конкретной физической характеристикой очага, способной представлять величину землетрясения в нем, например, с сейсмической энергией, измеряемой в определенном диапазоне частот колебаний.

В связи с этим основной целью настоящей работы является доказательство функциональной взаимосвязи локальной магнитуды поверхностных волн M_L Рихтера [2] с сейсмическим моментом M_O и энергией сейсмического излучения коровых землетрясений, на основе ранее разработанной единой системы количественных зависимостей между основными параметрами очага. [3-4] По Рихтеру [2], значение локальной магнитуды поверхностных волн M_L для сейсмографа Вуда-Андерсона рассчитывается по формуле:

$$M_L = \log A - \log A_O, \qquad (1)$$

где A - максимальная амплитуда колебаний данного землетрясения, выраженная в микронах, 10^{-6} м; A_O - амплитуда колебаний стандартного землетрясения (в микронах), являющаяся функцией расстояния Δ (км); $\Delta \leq 600$ км.

В СССР был предложен другой вариант определения локальной магнитуды M_{LH} [5]:

$$M_{LH} = \log(A_M/T_O) + 1.66\log\Delta, \quad (2)$$

где A_M/T_O – величина колебательной скорости (A_M – амплитуда, T_O – период) в максимальной фазе горизонтальной компоненты поверхностных волн с $T_O<20$ с.

Введение магнитуды M_{LH} в СССР было вызвано использованием горизонтальных сейсмографов СК с собственным периодом $T_O < 20$с и преобладанием сравнительно близких эпицентров землетрясений до пункта регистрации ($\Delta \leq 600$ км), для которых максимальная фаза поверхностных волн имеет периоды меньше 20 с [5].

Для землетрясений Южной Калифорнии Тэтчером и др. [6] было получено следующее эмпирическое выражение (M_O – сейсмический момент, в Н·м):

$$\log M_O = 9 + 1.5\, M_L. \quad (3)$$

Кондорской и др. [5] было доказано, что между M_L и M_{LH} существует эмпирическая зависимость вида:

$$M_L = M_{LH} - 0.21. \quad (4)$$

В странах бывшего СССР, до настоящего времени, широко используется эмпирическая формула взаимосвязи M_{LH} и энергетического класса K_R землетрясений [1]:

$$K_R = 4 + 1.8\, M_{LH}. \quad (5)$$

Нами было доказано, что модернизированная локальная магнитуда M_{Lm} (аналог M_L и M_{LH}) функционально взаимосвязана с M_O, длительностью сейсмических колебаний t_O и упругими свойствами геофизической среды (ρ - плотность, для земной коры, $\rho = 2830$ кг/м^3; V_S – скорость S-волн, $V_S = 3600$ м/с) и определяется из формулы [3]:

$$M_{Lm} = (7/6)\log M_O - 2\log t_O - 14.32. \quad (6)$$

При постоянной величине сброшенного сейсмического напряжения $\Delta\sigma = 3.67$МПа для усредненных величин ρ и V_S земной коры с модулем сдвига $\mu = 36.7$ ГПа зависимость

$\log E_{SK} = K_{SK}$ (E_{SK} – энергия сейсмического излучения, Дж) от M_{Lm} выражается формулой:

$$\log E_{SK} = K_{SK} = 2.2 + 2\, M_{Lm}, \qquad (7)$$

где E_{SK} – сейсмическая энергия по Канамори [7]:

$$E_{SK} = (\Delta\sigma/2\mu)\, M_O. \qquad (8)$$

При непостоянной величине $\Delta\sigma$ с ростом M_O коэффициенты в уравнении (7) меняются, в связи с чем, для различных сейсмоактивных регионов между M_L и K_{SK} возникают многочисленные эмпирические формулы.

Для доказательства теоретических предположений в данной работе использованы инструментальные данные по M_L, M_O и t_O слабых и сильных землетрясений в диапазоне $0.5 < M_L < 7$ и $10 < \log M_O < 19$ Южной Калифорнии (N=138, N–число землетрясений), Юго-Западной Германии (N=135) и Центральной Японии (N=102), приведенные в работах Тэтчера и др. [6], Шербаума и др. [8], Джина и др. [9]. Кроме того, были использованы опубликованные материалы по землетрясениям Тянь-Шаня [3].

Для землетрясений Южной Калифорнии при ρ=2700 кг/м^3 и V_S=3200 м/с выражение (6) трансформируется к виду:

$$M_{Lm} = (7/6)\log M_O - 2\log t_O - 13.72, \qquad (9)$$

а между $\log t_O$ и $\log M_O$ характерна следующая эмпирическая зависимость (r = 0.85, r – коэффициент корреляции, рис.1):

$$\log t_O = 0.25\log M_O - 3.89. \qquad (10)$$

Теоретическая зависимость $\log\Delta\sigma$ от $\log M_O$ и $\log t_O$ для землетрясений Южной Калифорнии выражается формулой ($\Delta\sigma$, в МПа):

$$\log\Delta\sigma = \log M_O - 3\log t_O - 9.59. \qquad (11)$$

Подстановка по (10) $\log t_O$ в (11) приводит к выражению:

$$\log\Delta\sigma = 0.25\log M_O + 2.07, \qquad (12)$$

которое означает, что для землетрясений Южной Калифорнии с ростом M_O от 10^{13} до 10^{19} Н·м величина $\Delta\sigma$ возрастает от 0.21 до 6.6 МПа. Следовательно, между K_{SK} и M_{Lm} должны существовать эмпирические зависимости, отличные от теоретической (7). Для приведенных упругих параметров геофизической среды Южной Калифорнии теоретическая зависимость K_{SK} от M_O и t_O выражается формулой:

$$K_{SK} = 2\log M_O - 3\log t_O - 19.73. \qquad (13)$$

Подстановка по (10) $\log t_O$ в (9) приводит к соотношению:

$$\log M_O = 9.06 + 1.5\ M_{Lm}\,, \qquad (14)$$

которое находится в хорошем согласии с эмпирической формулой Тэтчера и др. [6], т.е. расчетные M_{Lm} практически совпадают с инструментальными значениями локальной магнитуды M_L или $M_{Lm} = M_L$.

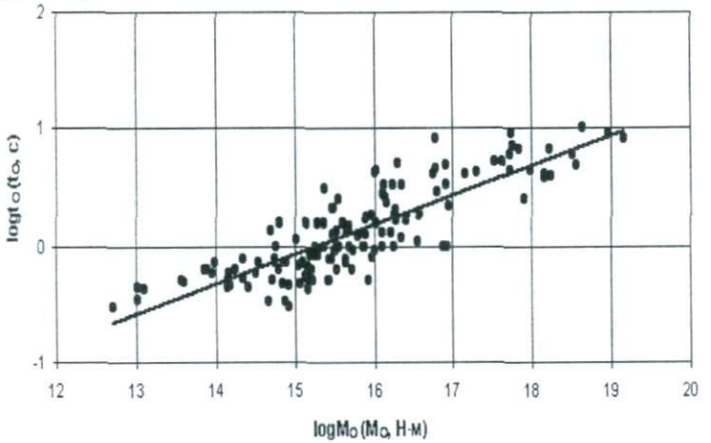


Рис.1. Зависимость $\log t_O$ от $\log M_O$ для землетрясений Южной Калифорнии

(N≈138), r = 0.85, $\log t_O = 0.25(\pm 0.03)\log M_O - 3.89(\pm 0.42)$.

Следовательно наши теоретические предположения являются вполне оправданными, что подтверждается также зависимостью M_{Lm} от M_L для землетрясений Южной Калифорнии, Юго-Западной Германии и Центральной Японии (r=0.94, рис.2):

$$M_{Lm} = 0.1 + 0.9\ M_L. \qquad (15)$$

Полученные результаты позволяют теоретически обосновать выражение (5) на основе (4) и (6), а также с учетом эмпирической зависимости $K_{SK} = K_R + 0.8$ и связи $\log t_O$ с $\log M_O$ для землетрясений Тянь-Шаня [3-4]:

$$\log t_O = 0.25\ \log M_O - 3.83. \qquad (16)$$

Эта формула подобна (10) и показывает увеличение значений $\Delta\sigma$ с ростом M_O для землетрясений Тянь-Шаня.

С учетом приведенных эмпирических и теоретических формул зависимость K_R от M_{LH} имеет вид:

$$K_R = 3.49 + 1.87\ M_{LH}, \qquad (17)$$

которая находится в хорошем согласии с выражением (5).

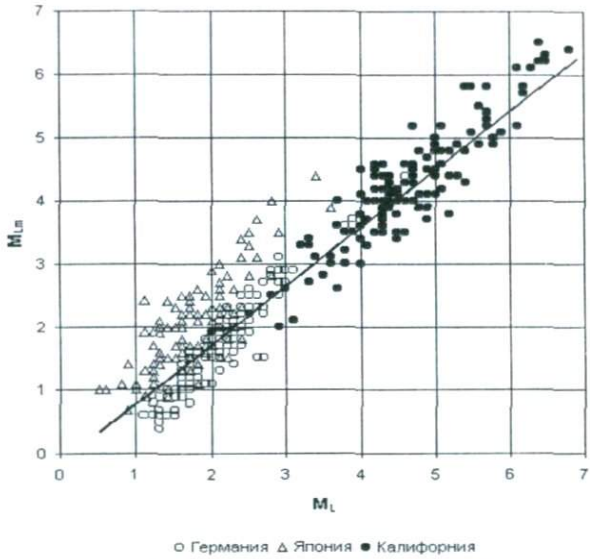


Рис.2. Зависимость M_{Lm} от M_L для землетрясений: Юго-Западной Германии(N=133), Центральной Японии (разломная зона Атотсугава) (N=102), Южной Калифорнии (N =138). r = 0.94, $M_{Lm} = 0.10(\pm 0.05) + 0.90(\pm 0.03)M_L$.

Таким образом, для разных сейсмоопасных регионов мира с ростом сейсмического момента увеличивается величина сброшенного сейсмического напряжения, что приводит к нелинейным изменениям амплитуды сейсмических колебаний и величины среднего смещения по разлому. В результате таких процессов между энергетическими классом и локальной магнитудой землетрясений различных регионов наблюдаются многочисленные эмпирические зависимости, близкие между собой. Приведенные в этой работе материалы подтверждают справедливость предположений [3-4] о функциональной связи магнитуд землетрясений с сейсмическим моментом, средним смещением по разлому, длительностью сейсмических колебаний и упругими свойствами геофизической среды.

Работа выполнена в рамках исследований по проекту МНТЦ KR-1281.

Литература

1. Ризниченко Ю.В. Сейсмический режим и сейсмическая активность. В кн.: Сейсмическое районирование территории СССР. Москва: Наука, 1980, с.47-82.
2. Richter C.F. An insrumental earthquake magnitude scale. Bull.Seismol. Soc. Am., v. 25, 1935, pp.1-32.
3. Мамыров Э. Новая система количественных взаимосвязей сейсмического момента с магнитудой и энергией сейсмического излучения коровых землетрясений Тянь-Шаня и других сейсмоопасных регионов мира. В сб.: Современные аспекты развития сейсмостойкого строительства и сейсмологии. Тр. Межд. научн. конференции. Душанбе: Дониш, 2005, с.60-65.
4. Мамыров Э. Параметры сейсмогенных разрывов и магнитуда коровых землетрясений. В сб.: Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Матер. Всерос. совещания 18-24 сентября 2007 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007, с.12-16.
5. Кондорская Н.В., Горбунова И.В., Ландырева Н.С. Магнитуды m_{PV} и M_{LH} по данным ЕССН (СССР), НОС (США) и МСЦ (Эдинбург). В сб.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Москва: МСССС, 1974, с.135-144.
6. Thatcher W., Hanks C. Source parameters of Southern California earthquakes. J.Geophys. Res., v.78, N35, 1973, pp.8547-8575.
7. Kanamori H. The energy release in great earthquakes. J.Geophys. Res., v.82, 1977, pp.2981-2987.
8. Scherbaum F., Stoll D. Sourse parsmeters and scaling laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) aftershocks. Bull.Seismol. Soc. Am., v. 73, N5, 1983, pp.1321-1343.
9. Jin A., Moya C.A., Ando M. Simultaneous determination of site responses and sourse parameters of small earthquakes along the Atotsugawa fault zone, Central Japan. Bull.Seismol. Soc. Am., v. 90, N6, 2000, pp.1430-1445.

ВЕРОЯТНЫЕ ФАЗЫ АКТИВИЗАЦИИ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО КЫРГЫЗСТАНА (2007-2015 гг.)

МАМЫРОВ Э., МАХАНЬКОВА В.А., ГРЕБЕННИКОВА В.В.
(ИС НАН КЫРГЫЗСТАН)

Территория Южного Кыргызстана по геолого-геофизическим условиям характеризуется частым проявлением стихийных бедствий: землетрясений, оползней, паводков и т.д., которые наносят огромный экономический ущерб республике. В связи с этим, определение вероятного места и времени ожидаемых сильных землетрясений, а также прогноз возможной активизации стихийных бедствий имеет важное практическое значение. Обобщение многолетнего опыта по прогнозу сильных землетрясений, оползней и паводков позволяет сделать следующие выводы.

1.Вероятное место ожидаемых сейсмокатастроф в сейсмоактивных зонах определяется по сейсмическим «брешам» или площадям [1-3], где в последние 10-30 лет не происходили сильные землетрясения. Выделение сейсмических «брешей» производится на основе карты параметра плотности сейсмогенных разрывов Кср, рассчитываемых за определенный промежуток времени t для данной площади S, состоящей из s малых площадок. Методика расчета параметра Кср на основе кинетической теории разрушения твердых тел была впервые обоснована Г.А. Соболевым и А.Д. Завьяловым [4]. Эта методика была усовершенствована в ИС НАН КР [5-6] и было доказано, что в 75% случаев эпицентры ожидаемых событий в диапазоне M_S=4.5-7.3 располагаются в межаномальных зонах параметра Кср или в краевых частях аномалий Кср, а не внутри аномалий Кср, как предполагалось самими авторами этого параметра. При этом, в сейсмоактивных тектонических зонах с высокой ежегодной сейсмичностью, аномалии Кср быстро меняют свои границы, в связи с чем требуется непрерывный анализ параметра $K_{ср}$ во времени и пространстве.

ИС НАН КР в 1994 г. впервые была составлена карта вероятного долгосрочного прогноза сильных землетрясений на территории Кыргызстана масштаба 1:1000000, которая была

уточнена в 2002г. На этой карте, вдоль сейсмоактивных разломов были выделены районы ожидаемых землетрясений (РОЗ) на ближайшие 5 и 10-15 лет [6]. После составления прогнозной карты с 1995г. по 2007г. на территории Кыргызстана и в приграничных районах стран Центральной Азии, произошло 48 землетрясений с магнитудой M_S=4.6-6.1 или энергетического класса по Раутиан K_R=11.8-15, с сотрясаемостью поверхности земли I от 5 до 8 баллов. Из этих событий эпицентры 34 землетрясений располагаются в пределах РОЗ, выделенных в 1994 г.

2.Определение вероятного времени сильных землетрясений, масштабов оползней и паводков, являющихся наиболее сложными задачами прогноза, выполняется на теоретической основе динамики нелинейных систем. Новейшие исследования динамики сложных систем показали, что фундаментальной характеристикой изменения параметров геофизических, геохимических и гидродинамических полей, как и возникновения сильных землетрясений, является их периодичность. Эта методика позволяет объяснить существующие противоречия между наблюденными промежутками времени проявления серии сильных землетрясений и предполагаемыми периодами повторяемости крупных сейсмокатастроф по эмпирическому закону Гутенберга-Рихтера, который часто используется при сейсмическом районировании и в расчетах вероятных сейсмических ускорений. Исследования последних лет по анализу взаимодействия коротковолновых и длинноволновых геофизических возмущений показали, что в динамике этих процессов существует эффект перемежаемости Ферми-Паста-Улама, когда периоды спокойной длинноволновой динамики сменяются короткими периодами квазисолитонной активности, т.е. картина «затишья» сменяется следующим очередным «взрывом» [7-8]. Таким образом, в геофизической среде формируется собственный ритм в режиме самовозбуждения, который может быть идентифицирован на геодинамических полигонах флуктуациями геофизических, геохимических и гидродинамических параметров. В связи с вышеуказанным, наравне с другими методами прогноза вероятного времени и магнитуды сильных землетрясений, анализ периодичности сейсмического режима (число толчков в год, максимальная магнитуда и т.д.) отдельных тектонических зон

является одним из перспективных подходов для решения поставленной сложной задачи. Анализ изменений деформографических данных и сейсмического режима показал, что они носят сложный характер и в их спектре четко выделяются месячные, сезонные и многолетние составляющие. Наиболее важными из них являются годовые, 3, 5, 8, 9-12 и 22-летние гармоники, которые позволяют на 6-10 лет вперед удовлетворительно прогнозировать ожидаемые сейсмическое «затишье» или повышение уровня сейсмической опасности, в пределах отдельных сейсмоактивных зон (100х 100км).

В настоящее время наблюдается общий подъем проявления сильных землетрясений на территории всего Тянь-Шаня. Установлено, что сейсмическое «затишье» в период 1999-2002 гг. и подъем сейсмической активизации с 2003 г. связаны со сменой режима напряженно-деформированного состояния земной коры Тянь-Шаня, когда процессы сжатия в направлении север-юг сменяются растяжением, а резкие изменения градиентов приводят к возникновению сильных землетрясений. По расчетным данным, первая фаза активизации сейсмичности, начавшаяся в 2003г., вероятно продлится до 2008г. включительно. Наиболее высоким уровнем вероятной сейсмической опасности характеризуются - территория юга республики (приграничная зона с Таджикистаном и Китаем), центральная и юго-восточная части Таласо-Ферганского разлома (в пределах Джалал-Абадской и Ошской областей). В указанных регионах республики в 2006-2008гг. вероятны проявления землетрясений с магнитудой M_W=5-6 (K_R=13-15) и балльностью I=6-8, а в 2010-2014 гг. - с магнитудой M_W=6-7.5 (K_R=15-17) и балльностью I=8-9.

3. Прогнозные исследования, выполненные для территории трех участков: бассейн р. Кугарт (φ=40°50′-41°20′, λ=72°54′-73°40′), р.Яссы (φ=40°30′-41°10′, λ=73°00′-74°20′) и р.Кара-Дарья (φ=40°05′-40°50′, λ=73°00′-75°00′) позволили установить для них вероятные периоды сейсмической, оползневой и паводковой опасности до 2015г. (рис.1).

В связи с тем, что активизация оползневых процессов и паводковые расходы рек тесно связаны с количеством выпадающих атмосферных осадков, были сделаны прогнозные расчеты вероятных периодов выпадения их максимального количества.

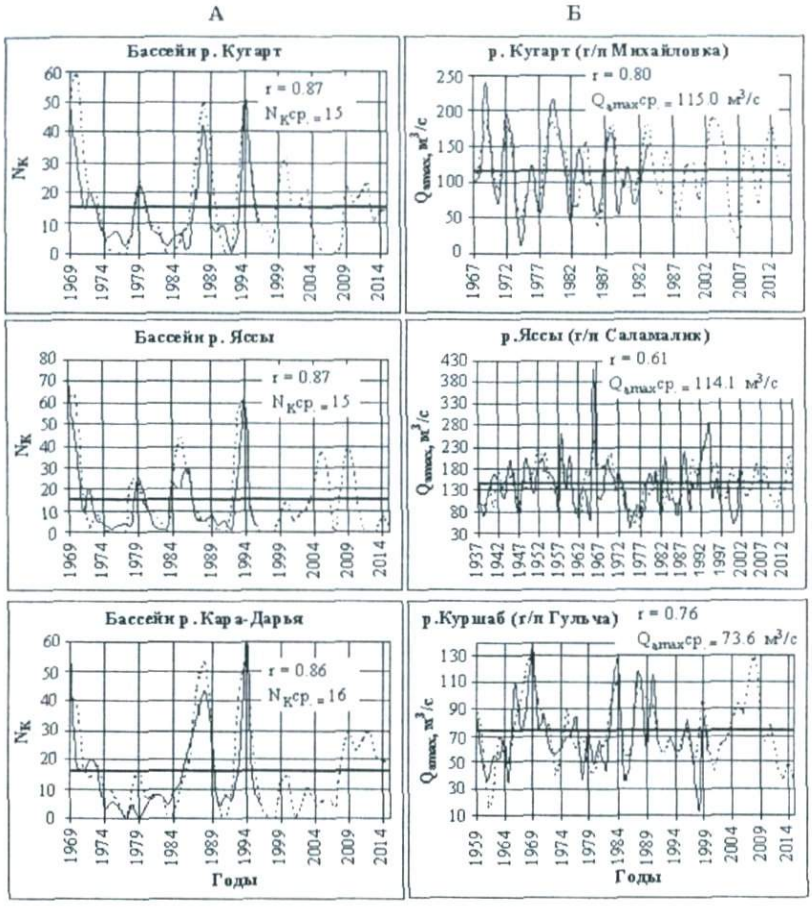


Рис.1. Графики изменения наблюденных и расчетных значений:

А – суммарного годового количества активных оползней (N_K) для бассейнов рек Кугарт, Яссы и Кара-Дарья; **Б** – максимального (паводкового, Q_{amax}) расхода рек Кугарт (г/п Михайловка), Яссы (г/п Саламалик) и Куршаб (г/п Гульча, левый приток р. Кара-Дарья). При прогнозных расчетах использовались непрерывные ряды данных за периоды: А – 1969-1996гг.; Б – 1967-1993гг.(р.Кугарт), 1937-1997гг. (р.Яссы) и 1959-1991гг. (р.Куршаб)

r – коэффициент корреляции, N_Kср. и Q_{amax}ср. – среднемноголетние значения количества активных оползней и максимального (паводкового) расхода рек за периоды, использованные при прогнозных расчетах.

Для бассейна р. Кугарт в период с 2007г. по 2015г. ожидаются три фазы активизации повышенной сейсмической опасности: 2006-2008гг., 2009-2011гг. и 2013-2015гг. с максимумом в 2009-2011гг., когда вероятны землетрясения энергетического класса К=11-14 с балльностью сотрясения 5-7 баллов. В годовом цикле сейсмического режима, сильные землетрясения наиболее вероятны в феврале-апреле, августе-сентябре и ноябре-декабре. После максимума 1987г., годовое суммарное количество атмосферных осадков будет снижаться; при этом в период 2006-2015гг. вероятно повышение количества суммарных годовых осадков в 2008-2009гг., 2011-2012гг. и 2014-2015годах. В 2008-2009гг. высока вероятность выпадения большого количества атмосферных осадков в районе г.Джалалабад. В период 2007-2015гг. очень высока вероятность возникновения оползневых процессов, с максимумами в 2009-2010гг. и 2011-2012 годах. На р. Кугарт (г/п Михайловка) возможны 2 фазы паводковых максимумов: в 2008-2009гг. и в 2012-2013годах;

Для бассейна р. Яссы в период с 2007г. по 2015г. ожидаются три фазы активизации повышенной сейсмической опасности: 2006-2008гг., 2009-2011гг. и 2013-2015гг. с максимумом в 2006-2008гг., когда вероятны землетрясения энергетического класса К=11-14, с балльностью сотрясения 5-7 баллов. В годовом цикле сейсмического режима, сильные землетрясения наиболее вероятны в январе-феврале и в июле-августе. После максимумов 2003-2005гг., годовое суммарное количество атмосферных осадков будет снижаться; при этом вероятны максимумы в 2008-2009, 2011-2012 и 2014 -2015годах. Фазы активизации оползневых процессов возможны в 2008-2009гг. и в 2014-2015г. На р. Яссы (г/п Саламалик) возможны 3 фазы паводковых максимумов: 2008-2009, 2011-2012 и 2014-2015годах;

Для бассейна р. Кара-Дарья в период 2007-2015гг. ожидаются две фазы активизации повышенной сейсмической опасности: 2008-2010гг. и 2013-2015гг., когда вероятны землетрясения энергетического класса К=11-14 с балльностью сотрясения 5-7 баллов. В годовом цикле сейсмического режима, сильные землетрясения наиболее вероятны в январе-феврале, сентябре и ноябре-декабре. Выпадение значительного количества атмосферных осадков (выше среднемноголетних значений) вероятно - на м/с Гульча в 2007-2009гг. и 2014-2015гг., а на м/с

Кызыл-Джар в 2007-2009гг., 2011-2012 и 2014-2015годах. Новые фазы активизации оползневых процессов возможны в 2008-2009 и 2014-2015годах. На р. Куршаб (г/п Гульча), левый приток р. Кара-Дарья, возможны паводковые максимумы в 2007-2009годах.

Работа выполнена в рамках исследований по проекту МНТЦ KR-1281.

Литература

1. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. Москва: Мир, 1979, 388 с. (Пер. с анг.).
2. Kanamori H. Earthquake Prediction: An Overview. In book: International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Academic Press, p.B, 2003, pp.1205-1216.
3. Соболев Г.А. Перспективы прогноза землетрясений // В сб.: Проблемы геофизики XXI века, кн.2, Москва: Наука, 2003, с. 158-179.
4. Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов. Докл. АН СССР, № 1, т. 252, 1980, с.69-71.
5. Мамыров Э., М.Омуралиев, О.Орозакунов. Опыт исследований по долгосрочному прогнозу сильных землетрясений в сейсмоактивных зонах Южного Кыргызстана. Бишкек. КыргНИИНТИ, 1992, 23 с.
6. Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005гг. Бишкек: Аль Салам, 2002, 92 с.
7. Володин И.А. Нелинейность и многомасштабность в сейсмоакустике. В кн.: Проблемы геофизики XXI века. Москва: Наука, кн.2, 2003, с.5-35.
8. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Особенности неравновесных процессов в открытых диспативных средах. В кн.: Проблемы геофизики XXI века. Москва: Наука, кн.1, 2003, с.37-65.

ՀՀ ԳԵՏԵՐԻ ՏԵՂԵԿԱՏՎԱԿԱՆ ԴԻՏԱԿԵՏԵՐԻ ՋՐԻ ԵԼՔԵՐԻ ԱՆՈՄԱԼԻԱՆԵՐԸ ՈՐՊԵՍ ՈՒԺԵՂ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՀՆԱՐԱՎՈՐ ԿԱՆԽԱՆՇԱՆՆԵՐ

ՄԱՆԱՍՅԱՆ Վ. Ն.
(ՍՊԱԾ)

Ներկայումս ամբողջ աշխարհում մեծ ուշադրություն է դարձվում հիդրոմետեորոլոգիական տվյալների ուսումնասիրմանը և կիրառմանը որպես երկրաշարժերի հնարավոր կանխանշանների [2,3,5,6]: Դրանցից անհրաժեշտ է նշել դիտահորերում ջրի մակարդակների, մթնոլորտային ճնշման, գետերի դիտակետերի ջրի ելքերի փոփոխությունները և այլ տվյալներ:

Հատկապես մեծ կիրառություն է գտել և լավ արդյունքներ է տալիս արդեն հիմնական կանխանշաններից համարվող դիտահորերի ջրի մակարդակների անոմալիաների վերլուծությունը, որի վերաբերյալ ներկայումս կան մի շարք գիտական հետազոտություններ [6]: Մնացած տվյալների վերաբերյալ նույնպես որոշ հետազոտողներ ստացել են բավարար արդյունքներ [3,5], *բայց հետազոտությունները հիմնականում դեռ շարունակվում են:* Մասնավորապես [3]-ում նշվում է, որ ջրի մակարդակը հորերում, լճերում ու գետերում, *ինչպես նաև գազանավթային հորերում, երկրաշարժի ժամանակ կրում է թռիչքածև փոփոխություններ:*

Գետերի դիտակետերը Հայաստանի Հանրապետությունում դիտահորերի հետ համեմատած սկսել են գործել շատ ավելի վաղուց 1920-ական թվականներից, *անհամեմատ* ավելի շատ են և ընդգրկում են Հանրապետության *համարյա* ողջ տարածքը, ջուր են *ստանում* իրենցից վերև գտնվող ողջ ջրահավաք ավազանից, *ինչպես նաև* ավելի խոր *հորիզոններից:* Հետևաբար, եթե բավականաչափ ճշտորեն հաշվի առնվեն գետերի հոսքի ստորերկրյա բաղադրիչի փոփոխությունները, այսինքն հաշվի առնվեն անձրևաջրերը և հալոցքաջրերը, *ինչպես նաև* ջրառումներն ու ջրթափումները, որում էլ հենց կայանում է հիմնական դժվարությունը, *ապա* դրանց ջրի ելքերի անոմալիաները *ավելի հուսալիորեն* կարտացոլեն մեծ *տարածքներում ստորերկրյա* ջրերի *մակարդակների անոմալիաները:* Ձմեռային և ամառային սակավաջուր ռեժիմների ժամանակ, երբ գետերի սնումը

հիմնականում ստորերկրյա է, այդ հաշվառման հարցը հիմնականում լուծելի է: Բայց այն շատ է բարդանում գարնանը և աշնանը: Իհարկե կան մեթոդներ գարնանային հորդացումների և աննշարևային վարարումների հիդրոգրաֆների հաշվարկման համար, բայց դրանց օգտագործման համար անհրաժեշտ են տվյալներ մի շարք այլ փոփոխականների վերաբերյալ, առանձին դեպքերում նաև այնպիսի տվյալներ, որոնք Հայպետհիդրոմետը ներկայումս չունի /ձյունահալքի և անձրևի փոփոխական ինտենսիվությունները և այլն/: Հետևաբար այդպիսի մոտեցում հնարավոր կլինի կիրառել միայն ապագայում, երբ կլինեն բավարար չափով անհրաժեշտ տվյալներ և կմեծանան հաշվարկների հուսալիությունը, իսկ այժմ պետք է փնտրել այլ մոտեցում, որը իրականացվել է [5]-ում: Փորձ է արվել խնդիրը լուծել գետային հոսքի մոդուլային գործակցի /փաստացի և բազմամյա միջին ամսական ելքերի հարաբերություն/ 12-ամսյա գումարի և տարեկան ստորերկրյա հոսքի գործակցի արտադրյալի միջոցով, որն անվանվել է ստորերկրյա հոսքի ջրաբանական գործակից:

Մանրամասնորեն ուսումնասիրելով Սպիտակի 1988թ. դեկտեմբերի 7-ի երկրաշարժին նախորդող ամիսներին գետերի 15 դիտակետերի տվյալները [5] -ի հեղինակը հանգել է եզրակացությունների, որ ջրաբանական գործակցի 2 ամենամեծ արժեքները ունեցող դիտակետերը միացնող ուղիղ գծի հատվածի միջնակետը կարելի է ընդունել որպես հնարավոր երկրաշարժի մոտավոր էպիկենտրոն /փաստացի էպիկենտրոնից հեռավորությունը կազմել է 28կմ/, իսկ երկրաշարժից մոտավորապես 5 օր առաջ դիտակետերի մի մասում սկսվում է դիտվել ստորերկրյա հոսքի մեծացում, մյուսներում՝ նվազում: Այս եզրակացությունները հեղինակը ստուգել է 1946-1988թթ. ժամանակահատվածում Հանրապետությունում տեղի ունեցած երկրաշարժերից [1] համեմատաբար նշանակալից 6 երկրաշարժերի համար և ստացել է բավարար արդյունքներ:

Ներկայումս ՀՀ գետերի վրա կան 24 տեղեկատվական դիտակետեր, որոնք հիմնականում տարբեր են [5]-ում դիտարկված դիտակետերից: 2007թ. հունվարից սկսած տեղեկատվական դիտակետերի ջրի ելքերի 08.00 և 20.00 դիտաժամերի տվյալները Հայպետհիդրոմետի տեղեկագրով փոխանցվում են «ՍՊԱԾ», որտեղ ուսումնասիրվում են,

հաշվվում միջին օրական ելքերը, վերլուծվում փոփոխություններ և համեմատվում երկրաշարժի տվյալների հետ:

Տեղեկատվական դիտակետերի ջրի ելքերի անոմալիաները, որպես երկրաշարժերի կանխանշան կիրառելու էությունը, [5]-ի հիման վրա կարելի է ձևակերպել հետևյալ կերպ.

1/ յուրաքանչյուր տեղեկատվական դիտակետի համար պետք է որոշվեն աշխարհագրական կոորդինատները, տարեկան ստորերկրյա հոսքի գործակիցը և բազմամյա միջին ամսական ելքերը;

2/ յուրաքանչյուր ամսվա վերջում յուրաքանչյուր տեղեկատվական դիտակետի համար պետք է հաշվվի միջին ամսական ելքը և մոդուլային գործակիցը, ապա ստորերկրյա հոսքի ջրաբանական գործակիցը /մոդուլային գործակցի վերջին 12 ամիսների գումարի ու տարեկան ստորերկրյա հոսքի գործակցի արտադրյալը/;

3/ ստորերկրյա հոսքի ջրաբանական գործակցի 2 ամենամեծ փոփոխություններ կամ անոմալիաներ ունեցող դիտակետերի կոորդինատներով պետք է որոշվի դրանք միացնող ուղիղ գծի հատվածի միջնակետի կոորդինատները, որը պետք է ընդունվի որպես հնարավոր երկրաշարժի մոտավոր էպիկենտրոն;

4/ հաջորդող ամսվա սկզբից սկսած պետք է հաշվարկվեն, ուսումնասիրվեն ու վերլուծվեն բոլոր տեղեկատվական դիտակետերի միջին օրական ելքերն ու անոմալիաները և հենց որ որոշ դիտակետերում ջրի ելքերը սկսեն նվազել, իսկ որոշ դիտակետերում սկսեն աճել և դա պայմանավորված չլինի անձրևներով, ձյունահալքով, ջրառումներով ու ջրթափումներով, ապա առաջիկա 5 օրերի ընթացքում հնարավոր է երկրաշարժ: Հատկապես մեծ ուշադրություն պետք է դարձվի մոտավոր էպիկենտրոնի մոտակայքում գտնվող երկրակեղևի խորքային բեկվածքների տարբեր կողմերում կատարվող փոփոխություններին և անպայման դրանք համեմատվի դիտահորերի ջրի մակարդակների և այլ հիմնական կանխանշանների անոմալիաների հետ:

Տեղեկատվական դիտակետերը գտնվում են ՀՀ տարածքի թե հյուսիսային, թե կենտրոնական և թե հարավային շրջաններում: Իհարկե ցանկալի կլիներ, որ դրանց թիվն ավելացվեր, որոշ դիտակետեր փոխարինվեին

ավելի ներկայացուցչականներով, որի վերաբերյալ նախատեսվում է բանակցություններ վարել Հայպետհիդրոմետի հետ: Որպես տեղեկատվական դիտակետերի կոորդինատներ գոյություն ունեցող քարտեզներից վերցվել են համապատասխան բնակավայրերի կոորդինատները: Տարեկան ստորերկրյա հոսքի գործակիցը տեղեկատվական դիտակետերից 17-ի համար որոշված ու հրատարակված է, դրանք վերցվել են համապատասխան գրականությունից, իսկ մնացած 7-ի համար ընտրվել են մոտավորապես անալոգ դիտակետերի համապատասխան տվյալներ [4]: Մնացած տվյալները որոշվել են Հայպետհիդրոմետի տեղեկագրերի հիման վրա:

Ստացված տվյալների ուսումնասիրությունն ու վերլուծությունը ցույց տվեց, որ Հրազդան գետի Երևան դիտակետի և Որոտան գետի Տաթև ՀԷԿ դիտակետի ջրի ելքերը հաճախակի և կտրուկ ձևով կարգավորվում են ըստ էներգետիկ նպատակների, հետևաբար այդ 2 դիտակետերի տվյալներով կատարվող հաշվարկների արդյունքները դիտարկվող խնդրի համար կարելի է անտեսել կամ հաշվի առնել վերապահումով:

Հայտնի է, որ ջրառումներ ու ջրթափումներ կատարվում են համարյա բոլոր դիտակետերից վերև, բայց դրանք հիմնականում գործում են ըստ պլանների, ունեն որոշակի օրինաչափություն և տարեկան կտրվածքով ներկայումս կարելի է մոտավորապես ընդունել հաստատուն: Համենայն դեպս զգալի փոփոխությունների դեպքում պետք է համոզվել, որ դրանք անտրոպոգեն ազդեցության հետևանքներ չեն: Դա հատկապես կարևոր է միջին օրական ելքերի փոփոխությունները վերլուծելիս:

Անհրաժեշտ է նշել, որ շատ փոքր գետերի դիտակետերի /Ձկնագետ գ.- Ծովագյուղ դ., Ծղուկ գ.-Ծղուկ դ., Գորիսգետ գ.-Գորիս դ./ ջրի ելքերի փոփոխությունները արտահայտված մոդուլային գործակցով երբեմն կարող է հանգեցնել ոչ ցանկալի արդյունքների, որովհետև ելքի նույնիսկ փոքր չափով աճը կամ նվազումը կարող է բերել մոդուլային գործակցի զգալի աճի կամ նվազման, հետևաբար նման դեպքերում պետք է հաշվի առնել փոփոխության չափաքանակը, որը պետք է գերազանցի փոփոխվող մեծության կամ միջին ամսական ելքի առնվազն 20 տոկոսին: Անհրաժեշտ է ավելացնել նաև, որ առանձին դիտակետերի

/Վեդի գ.- Ուրծաձոր դ., Որոտան գ.-Որոտան դ. և այլն/ որոշ տվյալներ թվում են կասկածելի: Բայց պետք է հաշվի առնել, որ Հայաստանում, ինչպես նաև այլ երկրներում, սկսել են տեղադրել ավտոմատ սարքեր, որոնք մեծ հաճախականությամբ և բավական մեծ ճշտությամբ չափում են ջրի արագությունն ու ելքը: Հավանաբար ոչ հեռու ապագայում տեղեկատվական դիտակետերը կլինեն ավելի ներկայացուցչական, ավելի շատ, կունենան ավտոմատ սարքեր և գուցե նաև կբետոնապատվեն, ինչը մեծ չափով կբարձրացնի տվյալների ճշտությունը:

ՀՀ գետերի տեղեկատվական դիտակետերի ստացված և մշակված տվյալների և նույն ժամանակահատվածում ՀՀ տարածքում «ՍՊԱԾ»-ի կողմից գրանցված երկրաշարժերի /բոլորն էլ թույլ/ կատալոգի տվյալների համեմատությունը ցույց տվեց, որ առանձին թույլ սեյսմիկ իրադարձությունների նախորդել է ՀՀ գետերի տեղեկատվական դիտակետերի ջրի ելքերի աճ կամ նվազում, բայց կոնկրետ օրինաչափություններ առայժմ չեն նկատվել: Օրինակ, 11.04.2007թ. 40.22 հյուսիսային լայնության և 44.37 արևելյան երկայնության կոորդինատներով, 3 մագնիտուդով սեյսմիկ իրադարձության նախօրյակին դիտակետերի մեծամասնությունում ջրի ելքերը զգալիորեն մեծացան, իսկ 10.06.2007թ. 39.85 հյուսիսային լայնության և 45.05 արևելյան երկայնության կոորդինատներով, 2.6 մագնիտուդով սեյսմիկ իրադարձության նախօրյակին դիտակետերի մեծամասնությունում ջրի ելքերը նվազեցին:

Անհրաժեշտ է նշել, որ Հայպետհիդրոմետի տեղեկագրում նախորդ օրվա տեղումները և առավելագույն ու նվազագույն ջերմաստիճանները տրվում են ոչ բոլոր օդերևութաբանական կայանների համար, իսկ ոչ աշխատանքային օրերին տեղեկագիրը ընդհանրապես չի թողարկվում /նախատեսվում է այս հարցերի վերաբերյալ նույնպես բանակցություններ վարել Հայպետհիդրոմետի հետ/, հետևաբար հնարավոր է, որ այդ փոփոխությունները մասնակիորեն կամ նույնիսկ ամբողջությամբ պայմանավորված լինեն եղանակային պայմաններով: Այստեղից հետևում է, որ ներկա պայմաններում թույլ երկրաշարժերի համար կոնկրետ օրինաչափություններ կարող է և չստացվեն:

Ի հակադրություն դրան 2007թ. առաջին կեսին, երբ անսպասելիորեն ու զգալիորեն բարձրացան որոշ դիտահորերի ջրի մակարդակները և դիտվեցին ակներև անոմալիաներ /«ՍՊԱԾ»-ում հայտարարվեց «Հատուկ իրադրություն»/, հատկապես Նոյեմբերյան, Շիրակամուտ, Կարճաղբյուր և այլ կայաններում, զգալիորեն մեծացան նաև ՀՀ գետերի 6 տեղեկատվական դիտակետերի ջրի ելքերը էական անձրևների բացակայության դեպքում: Այդ դիտակետերն են՝ Փամբակ գ.-Թումանյան դ., Աղստև գ.-Իջևան դ., Ազատ գ.-Գառնի դ. /հետո նվազեցին ապա նորից մեծացան/, Արփա գ.-Եղեգնաձոր դ., Արփա գ.- Արենի դ. և Էլեգիս գ.- Շատին դ.: Հոկտեմբերի 16-17-ին տեղացած անձրևների հետևանքով *դիտակետերի մեծ մասում, այդ թվում նաև նշված* դիտակետերում ջրի ելքերը նորից մեծացան, ապա աստիճանաբար նվազեցին մոտավորապես հասնելով հոկտեմբերի 1-ի չափաքանակներին, բայց նշվածներից առանձին դիտակետերում, հատկապես Փամբակ գ.-Թումանյան դ., Ազատ գ.-Գառնի դ. ջրի ելքերը մնացին զգալիորեն մեծ:

Զգալիորեն բարձր մնաց նաև Նոյեմբերյան դիտահորի ջրի մակարդակը իր սեզոնային մակարդակից: Սա հաստատում է այն փաստը, որ գետերի դիտակետերի ջրի ելքերի անոմալիաները որոշակի ձևով արտացոլում են ստորերկրյա ջրի մակարդակների անոմալիաները և ուժեղ, գուցե նաև չափավոր երկրաշարժերի համար կարող են հանդիսանալ կարևոր կանխանշաններ /2,5 և ուրիշ./:

Ստորերկրյա հոսքի ջրաբանական գործակցի ամբողջական արժեքները հաշվվել են սկսած 2008թ. հոնվար ամսից, երբ ստացված են եղել նախորդ 12 ամիսների տվյալները: Առաջին 4 ամիսներին նկատելի փոփոխություններ ստացվել են ՀՀ տարածքի կենտրոնական և հարավային գետերի դիտակետերում, բայց ակներև անոմալիաներ չեն ստացվել: Ամենազգալի փոփոխությունները /մինչև 15 տոկոս/ ստացվել են ապրիլ ամսին Որոտան և Ծղուկ գետերի համապատասխանաբար Գորհայկ և Ծղուկ դիտակետերի համար: Մայիս ամսին հնարավոր երկրաշարժի մոտավոր էպիկենտրոնի կորդինատները ստացվել են հյուսիսային լայնության 39.66 և արևելյան երկայնության 45.82: Բայց տեղեկատվական դիտակետերի ջրի միջին օրական ելքերի

հալոցքաջրերով, անձրևաջրերով, ջրառումներով ու ջրթափումներով չպայմանավորված կամ կասկածելի անոմալիաներ չեն եղել:

Ապագա մանրամասն ուսումնասիրությունները, հատկապես ուժեղ և գուցե նաև չափավոր երկրաշարժերի դեպքում կարող են բացահայտել նոր, ավելի ցայտուն օրինաչափություններ, կամ ճշգրտել բերված ցուցանիշները:

Գրականություն

1. Карапетян Н. К. Сейсмогеодинамика и механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1990. –264с.
2. Методы прогноза землетрясений, их применение в Японии /под редакцией Т. Асада/. М.: Недра, 1984. –321с.
3. Петросян Г. П. Тестирование и прогноз землетрясений. Ереван: Авторское издание, 2004. –158с.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. М.: Гидрометеоиздат, 1973. т.9, вып.2. –471с.
5. Տեր-Մինասյան Ռ. Հ. Գետերը երկրաշարժի կանխագուշակ: Երևան. ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ երկրի մասին, LIII, N1-2, 2000: էջ 114-121:
6. Christensen O. W., Vartanian G. S., Cosk E. Hydrogeological measurement of regional volume strain down to 3 kilometers depths. 9-th International Seminar on Earthquake Prognostics. September 19-23, 1994, San Jose, Costa Rica.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ НЕКОТОРЫХ МИОПЛИОЦЕНОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НАГОРНО-КАРАБАХСКОЙ РЕСПУБЛИКИ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

МЕЛИК-АДАМЯН Г.У.
(ИГН НАН РА)

До настоящего времени как неоген, так и квартер в целом, являются единственными системами фанерозоя, для которых даже в пределах Евразии не существует подробных (на уровне ярусов, региоподъярусов и др.) единых унифицированных международных хроностратиграфических шкал. Для успешного решения данной многосложной проблемы к настоящему времени все более широко применяется комплексный анализ как традиционных стратиграфических, палеонтологических, литолого-седиментационных, палеогеографических, так и изотопно-геохимических, изотопно-кислородных и магнитостра-тиграфических (палеомагнитный метод) данных.

Фаунистически датированные среднемиоценовые отложения в регионе имеют ограниченное распространение и обнажаются только в крайней юго-восточной части Гадрутского района, непосредственно в левобережной части р.Аракс, в 20-22 км южнее г.Джракн (Джебраил), в окрестностях горы Дарисар (767м), в пределах Араксинской предгорной равнины, которая в тектоническом отношении соответствует левобережной части Нижнеараксинского поперечного грабен-синклинального прогиба. Здесь прибл.в 2-2,5 км СВ и СЗ от данной вершины, на отметках прибл. 300-350м развиты песчанистые и глинисто-песчанистые отложения, выделенные нами в качестве **нижнедарисарской свиты** с руководящей фауной двустворчатых *Crassostrea (Ostrea) gryphoides Schl., Ostrea lamellosa Bross., Terbo sp.* и брюхоногих *Turritella aff. turris Bas*. моллюсков, а также усоногих рачков или морских желудей *Balanus sp.,* которые ранее датировались в пределах нерасчлененного среднемиоценового тарханского региояруса Восточного Паратетиса (Султанов, 1955; Ализаде, 1980)

К настоящему времени на большом фактическом материале доказано, что массивные, толстостенные пелициподы *Grassostrea (Ostrea) gryphoides Sch.*, несмотря на большой биостратиграфический диапазон от нижнего тархана до мэотиса,

господствующего положения всегда достигали в условиях нормальносоленого, теплого раннетарханского моря. Устричные банки, сложенные в основном вышеуказанным видом и его подвидами, известны исключительно из мелководных нижнетарханских отложений восточной Грузии (горийская свита), Азербайджана (Горный Талыш), Туркмении (Красноводск, Устюрт), Турции (полуостров Синап), Болгарии и т.д. (Гончарова, 1989, 2001).

Раннетарханское время знаменуется глобальными изменениями природно-климатических условий и совпадает с одним из ярко выраженных климатических оптимумов миоцена, характеризуется сильным повышением влажности - в 2-3 раза выше современной, что привело к преобладанию лесных формаций во всех географических поясах, в т.ч. и в аридных широтах, где распространились парковые саванны (Зубаков, 1990).

Наличие узко специализированной пелициподы – древосверлильщика, или т.н. "корабельного червя" *Teredo sp.* в нижнедарисарском ориктоценозе однозначно указывает на обилие остатков крупных древесных обломков на дне бассейна, в котором отлагалась свита, и на близость берегового водоема. Данные факты хорошо вписываются в глобальную палеоэкологическую ситуацию раннетарханского времени (субтропический климат) и являются косвенным аргументом в пользу датирования нижнедарисарской свиты в рамках нижнего тархана (горийские слои восточной Грузии, или кувинские нижнетарханские глубоководные слои Восточного Паратетиса). По данным тех же авторов, вышележащие среднетарханские отложения Восточного Паратетиса, или терские слои, по своим фаунистическим характеристикам несколько отличаются от нижентарханских, что обусловлено некоторым ослаблением связей бассейна Восточного Паратетиса (Понто-Каспийский регион) с открытыми водами Неотетиса и небольшим понижением солености.

До последнего времени, несмотря на детальную изученность тарханских отложений Восточного Паратетиса, привязка отдельных регионодъярусов и всего тархана к разным модификациям глобальной магнотостратиграфической шкалы со стороны различных исследователей трактовалась весьма неоднозначно. Это было обусловлено слабым изучением палео-

магнитных характеристик пород тархана в целом. Однако, по последним данным (Гончарова и др., 2001), нижнетарханский горийский горизонт, приблизительный аналог нижнесаридарской свиты, имеет обратную намагниченность, а среднетарханский терский горизонт, т.н. типично тарханский мергель, в гипостратотипе тархана - урочище Малый Камышлак, Приазовье, мощностью около 94м, прямо намагничен.

Таким образом, границу нижнего и среднего тархана, с учетом значительной мощности среднетахранского мергеля, в контексте современной стратиграфической шкалы Восточного Паратетиса (Невесская и др.,2003, стр.5) с определенной долей уверенности можно провести по кровле обратнонамагниченного субхрона C5Cr, на уровне 17,25 млн.лет. При этом, учитывая незначительную мощность горийской свиты, его можно локализовать самой верхней частью субхрона C5Cr в интервале 17,3-17,25 Ма. Среднетарханский мергель полностью укладывается в непосредственно вышележащий прямонамагниченный интервал C5Cn3n с объемом 16,73-16,52 млн.лет.

Соответственно наиболее вероятное местоположение устричных слоев нижнесаридарской свиты Гадрутского района также возможно локализовать верхами обратнонамагниченного субхрона C5Cr в интервале 17,3-17,25 Ма.

Морские фаунистические охарактеризованные осадочные отложения плиоцена на территории НКР обнажаются только в крайне восточной части Гадрутского района прибл.в 3,5км восточнее г.Веранда, в долине р.Варанда, на гипсом.отм. ок.300м. Отсюда из маломощных слоев серого туфоалевролита и светло-коричневой глины, в дальнейшем выделенные нами в качестве **варандинской свиты**, Д.А. Агаларовой определен небольшой комплекс микрофауны - бентосная фораминифера *Cassidulinita prima Suz.* и эвригалинные остракоды *Laxoconcha levatula Liv., Cyprideis littoralis Brady., Leptocythere gibkini Liv.,* датированные в пределах нерасчлененного акчагыла (Имамов и др., 1965).

Вышеуказанная форма морской бентосной фораминиферы для обширного Прикаспийского региона известна только из фаунистически точно датированных отложений среднего и верхнего акчагыла, при этом если в среднеакчагыльских отложениях они обычны, то в верхнем встречаются крайне редко (Андреева, 1971). Из вышеприведенных форм остракод, *Cyprideis*

littoralis характеризуется очень большим вертикальным диапазоном - от сармата до неоплейстоцена.

Солонотоводная *Loxoconcha laevatula* в пределах обширного акчагыльского палеобассейна распространена в ранне- и среднеакчагыльских полуморских отложениях и в верхнем акчагыле не встречается (Неогеновая система,1986. с.293; Андреева, 1971). *Leptocythere gibkini* имеет более узкий вертикальный диапазон распространения и даже в пределах среднего акчагыла наиболее характерна только для его средней части, к примеру, в обратнонамагниченных верхнеурденских и нижнеузенских слоях северного Прикаспия. В нижележащих прямонамагниченных нижнеурденских (верхняя часть хрона Гаусс) и в вышележащих обратнонамагниченных верхнеузенских слоях среднего акчагыла (верхняя треть хрона Матуяма до субхрона Реюьон-1) данный вид не встречается (Жидовников и др., 1995).

Кроме палеомагнитных характеристик, вышеперечисленные слои в Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии хорошо датированы руководящей фауной двустворчатых и брюхоногих моллюсков, фораминифер, остракод, и к настоящему времени являются эталонными для среднего акчагыла в целом. По данным тех же авторов, граница магнитозон прямой (Гаусс) и обратной (Матуяма) полярности в 2,58 Ма совпадает с границей нижне- и верхнеурденских слоев.

В Симбуговском опорном разрезе акчагыла, расположенном на северной окраине акчагыльского палеобассейна в Башкирской части Предуралья, первые *Leptocythere gubkini* также появляются в обратнонамагниченных отложениях слоя #25, чуть выше границы инверсии Гаусс-Матуяма (Фауна и флора Симбугино. 1977, с.21-23). Данный рубеж совпадает с пиком максимальной для неогена Восточного Паратетиса среднеакчагыльской трансгрессией, когда уровень Каспийского моря поднялся на 80-90м выше современного, и его воды ингрессировали широкими заливами во все прилегающие депрессионные зоны (Мамедов и др.,1988). Этот пик на Таманском полуострове в опорном разрезе Веселовка-Поливадин лог также фиксируется в обратнонамагниченном отрезке, в 1,5м выше инверсии Гаусс-Матуяма. После максимального прорыва уровень солонотовато-полуморского акчагыльского бассейна стал

постепенно снижаться, но площадь его почти удвоилась за счет Черного и Эгейского морей (Зубаков, 2000).

Западный береговой контур максимальной среднеакчагыльской трансгрессии, фиксируемый наибольшим продвижением морских вод, проходил по линии Гандзак-Зейва-Маргушаван-Агдам-Варанда-Горадиз. Западнее данной условной линии фаунистически охарактеризованные отложения морского акчагыла не известны (Мамедов и др., 1988).

Таким образом, с учетом всех вышеприведенных аргументов, лишенную палеомагнитных характеристик **варандинскую свиту** вероятнее всего можно локализовать в среднеакчагыльском обратнонамагниченном интервале хрона Матуяма ниже субхрона Реюньон-1 в рамках 2,15-2,58 Ма. При этом, учитывая маломощность отложений варандинской свиты и относительно узкий биостратиграфический диапазон солоноводной *Leptocythere gibkini*, верхнюю границу данного интервала можно сузить до 2,4 Ма. Интересно отметить, что на территории Армении к этому же хроностратиграфическому рубежу относятся радиоизотопно датированные покровные долеритовые базальты (платобазальты) с возрастом прибл. 2,5 Ма, которые, по данным Дж. Минасян (1986), повсеместно характеризуются хорошо выраженной обратной намагниченностью.

Литература

1. Ализаде К.А., Азизбекова А.И., Атаева Э.З. Олигоцен-миоценовые отложения Талыша, юго-восточного окончания Малого Кавказа (Джебраильский р-н) и Нахичеванского прогиба. Изд. Элм, Баку, 1980, 99 с.
2. Андреева М.А. Верхнеплиоценовые морские отложения центральной части междуречья Волги и Урала. Стратиграфия и палеогеография кайнозоя нефтегазоносных областей юга Советского Союза. Изд. Недра, М., 1971, с.9-14.
3. Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов.М., Наука, 1989, 197 с.
4. Гончарова И.А., Хондкариан С.О., Щерба И.Г. Тархан-караганский этап развития эвксино-каспийского бассейна /Восточный паратетис/. Часть 2. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. т.10, # 2, с.100-102.

5.Жидовников Н. Я., Федкович З.Н., Коваленко Н.Д. Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена и эоплейстоцена нижнего Поволжья и северного Прикаспия. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995, т.3, #1,с.73-80.
6.Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Гидрометиздат, Л.,1990,222 с.
7.Зубаков В.А. Плиоцен Понто - Каспия и его корреляция. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000, т.8, #1, с.66-82
8.Имамов А.М., Сеидов А.Г. О возрасте и синхроничности акеринской и горисской свит Малого Кавказа. ДАН АН Азерб. ССР, 1965, #5, с.44-48.
9.Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш. Палеогеография акчагыльского века Азербайджана и смежных областей. Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле, 1988, #6, с.12-17.
10.Минасян Дж.О., Караханян А.К. Геомагнитное поле в Армении в кайнозое. Ереван, Изд.АН Арм.ССР, 1986, 167 с.
11.Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Хондкариан С.О. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т.11, #2, с.3-26.
12.Неогеновая система. Стратиграфия СССР. М, Недра, 1986, полутом 1, 419 с
13.Султанов К.М. Устричники тарханского горизонта Азербайджана ДАН АН Азерб. ССР, 1955, т.100, #3, с.547-549
14.Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии). М, Наука, 1977, с.232.
15.Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. et al. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy//SEPM (Society for Sedimentary Geology Special Publication Tulsa. Oklahoma, 1995, # 54, p.129-212

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ШИРАКСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ (ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

МИНАСЯН Р.С., ВАРДАНЯН В.П.
(ЕГУ)

Рассматриваемая территория расположена между Ширакским, Памбакским хребтами и вулканическим массивом г. Арагац и занимает площадь около 300 км^2, с абсолютными отметками 1500-1600м. Вдоль западной границы рассматриваемой впадины проходит р.Ахурян, которая является главной водной артерией района. В зависимости от литолого-петрографического состава и водопроницаемости пород в пределах впадины выделяются водоносные горизонты, приуроченные к аллювиально-пролювиальным, озёрным, карбонатным образованиям, трещиноватым вулканическим туфам и, наконец, лавовыми породам миоцен-плиоценового и четвертичного возрастов. Данной территории свойственны все черты многообразия природных условий горных областей. В гидрогеологическом отношении эта территория представляет собою высоко приподнятую область, которая относится к гидродинамической зоне интенсивного подземного стока, где возобновление ресурсов подземных вод происходит сравнительно быстро, в связи с близостью расположения областей формирования, накопления и дренирования. Питание подземных вод происходит, главным образом, за счёт инфильтрации талых вод, особенно в высокогорных районах, где температурный режим способствует медленному таянию снегового покрова. Согласно физико-геологической модели, в пределах участка можно выделить следующие гидродинамические зоны: зона питания, транзита (стока) и накопления (разгрузки) подземных вод [1]. Граница гидродинамической зоны питания совпадает с границей области с положительным балансом влаги, где происходит инфильтрация атмосферных осадков и формирование подземных вод. Основная часть формирующегося стока разгружается на дневную поверхность, в виде отдельных родников или дренируется речной сетью, а остальная часть, в виде глубинного стока, уходит на питание родников и артезианских бассейнов гипсометрически ниже расположенных гидродинамических зон. К зоне питания

относятся высокогорные области Джавахетского и Арагацского нагорий. К зоне транзита относятся подножья вышеуказанных горных хребтов. Здесь движение подземных вод происходит в основном по водовмещающим породам, часть которых разгружается в виде сосредоточенных родников, а другая – дренируется руслами рек. Общий сток этой зоны направлен в гипсометрически ниже расположенную гидродинамическую зону накопления или разгрузки. Эта зона территориально совпадает с площадями межгорных впадин (котловин), где благодаря геолого-гидрогеологическим условиям формируются пластовые напорные и грунтовые воды.

Для научно обоснованного решения проблемы освоения подземных вод региона нами вновь интерпретированы и обобщены данные многолетних /комплексных/ исследований. Для рассматриваемой территории нами составлен альбом карт регионального водоупора в масштабе 1:50000.[2]

При составлении картографического материала, в ходе обработки полевых данных, особое внимание уделено установлению связи между современным и древним (погребённым) рельефами, что в частности, необходимо для изучения распределения подземного стока района. Рассматриваемый вопрос является одним из важных при решении задачи по исследованию подземного стока отдельных участков и прогнозировании их распределения для малоизученных высокогорных территорий. Одним из способов решения рассматриваемой задачи является установление корреляционных связей между современным и древним рельефами. В условиях сложного палеорельефа и при его малой изученности, установить связь с современным рельефом в аналитической форме не удаётся. Наиболее совершенным аппаратом для установления закономерных связей является анализ информации методами математической статистики [3].

Одним из центральных вопросов при исследовании подземного стока района является определение (оценка) расхода сосредоточенных подземных водотоков. При решении этой важной задачи возникают значительные трудности из-за отсутствия необходимых гидрогеологических параметров. В таких случаях при расчёте величины расхода водотоков нами предлагается использовать гидродинамический метод расчёта по

известной формуле Дарси, с использованием также гидрогеофизической информации.

Рис.1. Карта рельефа регионального водоупора. Ширакская равнина, 2002г.: 1. изолинии рельефа регионального водоупора в абсолютных отметках, метр; 2. основные пути сосредоточенного движения подземных вод (палеодолины); 3. современный (поверхностный) водораздел; 4. региональный погребенный водораздел; 5. погребенный (водосборный) бассейн; 6. контакт подлавовых водоупорных пород; 7. родники.

Согласно составленной нами карты и разрезов регионального водоупора, под лавовым покровом Ширакской впадины погребен расчленённый рельеф с хорошо развитой древней гидрографической сетью (рис.1). По характеру палеорельефа подземные воды получают питание со стороны гор Арагац и Шараи. Значительная часть подземных потоков, не имеющих выхода на дневную поверхность, протекают в трещиноватых андезито-базальтах, образуя известный Аревикский подземный водоток. Воды этого водотока используются в целях водоснабжения г. Гюмри и прилегающих районов. Как показывают результаты гидрогеофизических работ, область питания этого водотока расположена в основном в пределах западного и северо-западного склонов г. Шараи и массива г. Арагац. Согласно строению палеорельефа Ширакской котловины с севера и востока она ограничена водоупорными породами и, основным направлением движения подземных вод является юг - юго-восток, т.е. со стороны гор Арагац и Шараи.

В целом решены следующие основные задачи:

– Выполнено сравнительно детальное палеогидрогеологическое районирование с целью выделения площадей, перспективных для поиска и разведки подземных вод. В основу таксономического деления положены такие особенности палеорельефов, как: а) пространственное положение границ современных и погребённых (древних) водоразделов; б) основные направления и пути движения подземных вод; в) литологический состав водоносных и подлавовых водоупорных пород.

– Для получения представления о палеорельефе высокогорных территорий, установлены корреляционные связи между современным и древним водоразделом; при этом учтены данные структурного строения региона по геолого-геофизическим исследованиям и дешифрированию аэрокосмофотоснимков.

– В целях рационального распределения намечаемых объёмов поисково-разведочных гидрогеологических работ, по результатам гидрогеофизических исследований, составлена схема местоположения проектируемых буровых скважин, для отдельных участков рекомендовано заложение эксплуатационных скважин.

– Для некоторых участков /в частности Аревикского подземного водотока/, при обосновании допустимого отбора подземных вод и

оценке его влияния на режим подземных вод равнинных областей, выполнено математическое моделирование на ЭВМ.

Литература

1. Геология Армянской ССР. Гидрогеология. – Ереван: Изд-во АН Арм ССР, т.VIII, 1974.
2. Минасян Р.С., Варданян В.П. Палеорельеф и распределение подземного стока центрального вулканического нагорья Армении. Изд. „Асогик„ .Ереван 2003.
3. Минасян Р.С. Изучение подземных вод вулканических областей геофизическими методами, Москва. Недра. 1989.

ՍՊԻՏԱԿԻ 1988Թ. ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԻ ՀԵՏՑՆՑՈՒՄՆԱՅԻՆ ԳՈՐԾԸՆԹԱՑՆԵՐԻ ՏԵՎՈՂՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

ՄԻՐԶՈՅԱՆ Լ.Բ.
(ԵՊՀ)

Սեյսմաբանության կարևոր խնդիրներից մեկն է համարվում որոշակի մագնիտուդի երկրաշարժից հետո հետցնցումնային գործընթացների տևողության որոշումը [2]: Պետք է ասել, որ մասնագետների միջև այս հարցում միասնական կարծիք չկա: Որպես օրինակ բերենք 1923թ. Տոկիոյի 8,2 մագնիտուդով երկրաշարժը: Շատ սեյսմաբաններ գտնում էին, որ նրա հետցնցումնային գործընթացները տևել էին 15-25 տարի, իսկ Կ. Մոգին պնդում էր, որ գործընթացները մինչև 1984 թվականը դեռևս շարունակվում էին:

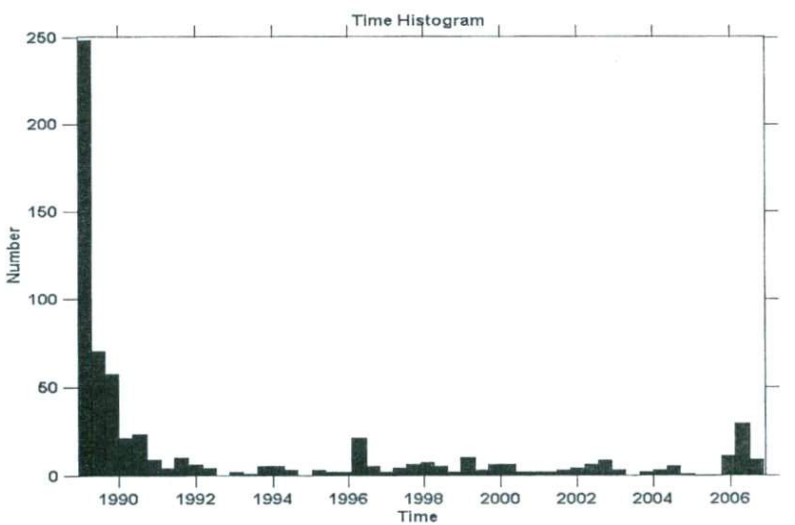
Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժից անցել է մոտ 19 տարի և մենք ունենք որոշակի տվյալներ պնդելու, որ հետցնցումների մարման գործընթացը դեռևս շարունակվում է: Դրա համար կան հետևյալ հիմնավորումները՝

ա/ հետցնցումնային գործընթացները շարունակվում են և չկան նույնիսկ կես տարվա տևողությամբ ընդմիջումներ, որոնց ժամանակ չեն եղել ցնցումները;

բ/ հետցնցումնային գոտում սեյսմիկությունը նվազել է, բայց չի հասել ֆոնային արժեքներին, որոշված 1962–1988թթ. տվյալներով;

գ/ նկատելի է, որ վերջին տարիներին (2005–2007թթ.) հետցնցումնային գոտում ցնցումների քանակը և անջատված էներգիան շատ անգամ մեծ են, գոտու հարակից տարածքների նույն չափորոշիչներից:

Որպես հետցնցումների գոտու տարածք վերցված է ճշգրիտ որոշված էպիկենտրոնների խտության գոտին իր սահմաններով [1,4,7]: Վիճակագրական սեյսմաբանական հետազոտությունների համար վերցված է ՀՀ ՍՊԱԾ-ի երկրաշարժերի ազգային կատալոգը 1988-2007թթ. համար: Անխոս, այն ունի որոշակի թերություններ, մասնավորապես 1990-1995թթ. հետցնցումների պարամետրերի ճշտությանն, երբ դեռևս չէր ստեղծվել Գյումրի կենտրոնով սեյսմիկ հեռաչափական 8 կայաններից կազմված համակարգը, որոշակի քանակով հետցնցումների չգրանցվելու և կատալոգում իրադարձությունների բացթողման հարցերում: Սակայն ընդհանուր օրինաչափությունների ուսումնասիրման խնդրում կատալոգի այս թերությունները էական նշանակություն չունեն:



Նկ1.Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումների քանակի բաշխման հիստոգրամը 1988-2007թթ. համար: Երկրաշարժերի քանակը հաշվարկված է առանց մագնիտուդների մեծության հաշվառման :

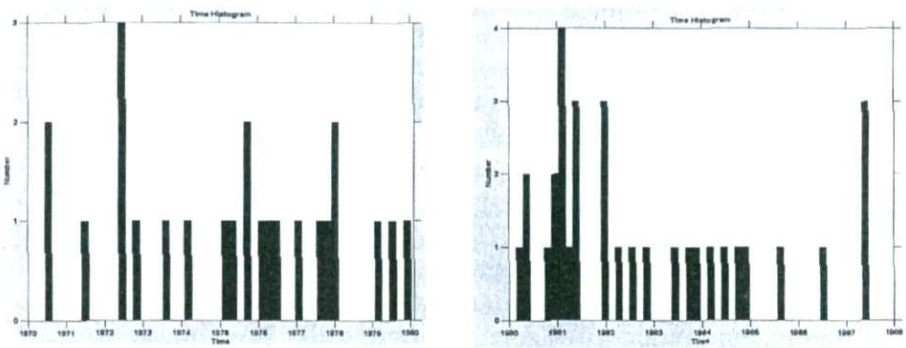
Նկար 1-ից, հետևում է, որ մինչև 2007թ. Սպիտակի երկրաշարժի հետցնցումնային ակտիվությունը չի մարել: Հետցնցումնային գոտում տեղի են ունեցել երկրաշարժեր, և քանի որ այս գործընթացը չի ունեցել թեկուզ և կես տարի տևողությամբ ընդհատում, ապա կասկած չկա, որ այն շարունակվում է:

Այսպիսի եզրակացության համար կա մի կարևոր փաստարկ ևս, որը վերաբերվում է հետցնցումնային գոտուն հարող տարածքների ցածր սեյսմիկությանը, համեմատած հետցնցումնային գոտու սեյսմիկության հետ: Սա ցույց է տալիս, որ հետցնցումնային գոտում սեյսմիկությունը դեռևս չի հասել ֆոնային արժեքին:

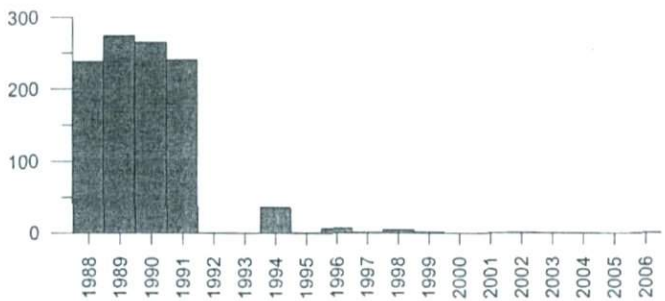
Եթե վերցնենք հետցնցումնային գոտուն անմիջականորեն հարող տարածքը, որը մակերեսով հավասար լինի բուն գոտու տարածքին (մոտ 1000 քառ.կմ) և կառուցենք երկրաշարժերի քանակի բաշխման հիստոգրամները տարբեր ժամանակահատվածների համար, ապա ակնհայտ կդառնա, որ հետցնցումնային գոտում ցնցումների քանակը, նույնիսկ վերջին տարիներին, շատ անգամ մեծ է, քան հարակից տարածքներում (նկ.2): Այսպես, միայն 2007թ. հետցնցումնային գոտում տեղի են ունեցել 24 երկրաշարժ, իսկ ամբողջ 1980թ., մինչև Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժը, այսինքն 9 տարում, հետցնցումնային գոտուն հարող տարածքում այդ քանակը կազմել է 33 երկրաշարժ :

Այսպիսով հետցնցումների ի հայտ գալու գործընթացում, նույնիսկ վերջին տարիներին, չկան ընդմիջումներ, իսկ հարակից տարածքների սեյսմիկ ակտիվությունը զիջում է հետցնցումնային գոտու սեյսմիկ ակտիվությանը: Հետցնցումնային գործընթացների մյուս կարևոր առանձնահատկությունը վերաբերվում է հետցնցումնային գործընթացների բարձր և թույլ ակտիվությամբ ժամանակահատվածների անջատմանը: Ակտիվության այսպիսի տարանջատումը չունի խիստ որոշակի քանակական բնութագիր, սակայն հետցնցումների քանակի կտրուկ փոփոխությունը այնքան մեծ է, որ ակնհայտորեն ակտիվ կարելի է համարել Սպիտակի երկրաշարժից մինչև 1992 թվականը ընկած ժամանակաշրջանը, երբ տեղի են ունեցել գրանցված ցնցումների ճնշող մեծամասնությունը: 1992-2007թթ. կարելի է համարել թույլ ակտիվության ժամանակաշրջան, քանի որ հետցնցումնային գոտում տեղի չի

ունեցել այնպիսի գործընթացներ, որոնք համեմատվեն 1988-1992թթ. հետ:



Նկ 2. Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումնային գոտուն հարող 1000 քառ.կմ տարածքում երկրաշարժերի քանակի բաշխման դիագրամը 1970-1980թթ. (ձախակողմյան պատկեր) և 1980- 06.12.1988թթ. համար:



Նկ 3. Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումների ժամանակ անջատված էներգիայի բաշխման հիստոգրամը ըստ տարիների: Ուղղաձիգ առանցքով տրված է անջատված գումարային էներգիան 10^5 Ջոուլներով:

Հետցնցումների գոտու զարգացման առանձնահատկությունները ուսումնասիրելիս կարևոր տեղ է հատկացվում ցնցումների հետևանքով անջատված էներգիայի մեծությանը և նրա փոփոխման դինամիկային: Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումների ժամանակ անջատված էներգայի փոփոխության տարածա-ժամանակային առանձնահատկությունների ուսումնասիրման համար հիմք են ընդունվել ՀՀ ՍՊԱԾ-ի և 1988թ. դեկտեմբերի 28-ից 1989թ. դեկտեմբերի 31-ը

ընկած ժամանակահատվածի համար ԽՍՀՄ ԳԱ Երկրի ֆիզիկայի ինստիտուտի ամփոփ կատալոգները, որոնց հիման վրա կազմվել է հետցնցումնային գոտում էներգիայի բաշխման հիստոգրամը (նկար 3):

Նկար 3-ից ակնհայտ է, որ հիմնական էներգիան անջատվել է 07.12.1988-01.06.1989թթ., այսինքն երբ տեղի են ունեցել համեմատաբար մեծ մագնիտուդով հետցնցումները: Հետագա ժամանակաշրջանում հետցնցումների միջոցով անջատված էներգիան չնչին է և որևէ էական ազդեցություն ընդհանուր անջատված էներգիայի վրա չունի: Այսպիսով հաստատված է այն հայտնի եզրակացությունը, որ հետցնցումների ժամանակ անջատված գումարային էներգիայի գերակշիռ մասը (տվյալ դեպքում 95 %) անջատվում է հետցնցումների ակտիվ փուլում (1988-1992թթ.): Եթե հաշվենք Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումների ժամանակ անջատված ողջ էներգիան և այն համեմատենք հիմնական ցնցման ժամանակ անջատված էներգիայի (10^{16} Ջոուլ [6]) հետ, ապա պարզ կդառնա, որ հիմնական ցնցման ժամանակ անջատվում է կուտակված ողջ էներգիայի 96 % - ը:

Նկատելի է մի կարևոր առանձնահատկություն ևս, որը վերաբերվում է համեմատաբար ուժեղ հետցնցումների ի հայտ գալու օրինաչափություններին: Փաստորեն հետցնցումների քանակի և ուժի մարման ընդհանուր ֆոնի վրա համեմատաբար ուժեղ հետցնցումների տեղի ունենալու որոշակի օրինաչափություն չկա: Այսինքն միայն սեյսմիկ տվյալներով կանխատեսել այդ ցնցումները, դատապարտված է անհաջողության: Ուստի կարելի է պնդել այն հայտնի միտքը, որ համեմատաբար ուժեղ հետցնցումների ի հայտ գալը ավելի հավանական է հիմնական իրադարձությունից անմիջապես հետո առաջին օրերին, շաբաթներին [3,6]: Այսպիսով կարելի է պնդել, որ առ այսօր Սպիտակի 1988թ. երկրաշարժի հետցնցումնային ակտիվությունը չի մարել և այն շարունակվում է: Հետցնցումնային գործընթացները բաժանվում են բարձր (1988-1992թթ.) և թույլ (1992թ.- առ այսօր) ակտիվության փուլերի: Հետցնցումների քանակի և ուժի մարման ընդհանուր ֆոնի վրա համեմատաբար ուժեղ հետցնցումների տեղի ունենալու որոշակի օրինաչափություն չկա:

Գրականություն

1. Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Госбатова И.П., Гедакян Э.Г. Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г. Изв.АН СССР, Физика Земли, 1991, N 11, с.7-14
2. Баласанян С.Ю., Назаретян С.Н., Амирбекян В.С. Сейсмическая защита и ее организация. Изд. Эльдорадо, 2004, 437с.
3. Годзиковская А.А., Гедакян Э.Г., Товмасян А.К. Афтершоковый процесс в Спитакской очаговой зоне по данным региональных станций за период 7.12.1988–24.01.1989гг. Вопросы инженерной сейсмологии, 1990, вып. 31, М. Изд. «Наука», с.29-35.
4. Дорбат К., Дорбат Л., Аптекман Ж. Я. Геометрия очага Спитакского землетрясения по данным детального изучения афтершоков. Физика Земли, 1991, N 11, с.86-95.
5. Мирзоян Л.Б., Назаретян С.Н. Особенности строения и динамики развития афтершоковой зоны Спитакского землетрясения 1988г. Науки о Земле, N 1, с. 14-22
6. Cisternas A., Philip H., Arefiev S.S., Bousquet J C. The Spitak(Armenia) earthquake of 7 December 1988: Field observations, seismology and tectonics , Nature, 1989, Vol. 339, N 6227, p.675-679
7. Dorbath L., Dorbath C., Rivera L., Fuenzalida A., Cisternas A., Tatevossian R., Aptekman J., Arefev S. Geometry, segmentation and stress regime of the Spitak(Armenia) earthquake from the analysis of the aftershock sequence. Geophys. J. Intern. 1992, vol.108, p. 309-328.

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

МКРТЧЯН М.Б.
(ИГИС НАН РА)

Выявление закономерностей генерации землетрясений в разных геологических структурах является одной из важных задач современной сейсмологии.

Одним из этапов решения этой задачи является изучение механизмов очагов сильных землетрясений, которое позволяет уточнять в конкретных зонах тип движений по активным геологическим разрывам, их ориентацию в пространстве, а также выяснить закономерности генерации землетрясений в различных геологических структурах.

Надежное решение механизмов очагов землетрясений характеризует генеральный разрыв в очаге: простирание, направление и угол падения, тип подвижки и тем самым позволяет уточнять глубинное строение активных геологических разрывов.

Исследование механизмов очагов многих землетрясений для одной и той же сейсмогенной зоны может быть использовано для уточнения строения зоны, размещения в ней сейсмических очагов с оценкой их типа и размера [1-3].

Для выявления закономерностей генерации землетрясений в разных геологических структурах нами рассчитаны и исследованы механизмы 138 очагов сильных землетрясений (M>4,5) Армянского нагорья и сопредельных территорий за период 1962-2000 год. Определение параметров механизмов очагов проводились по программе, предложенной в [4].

Для решения поставленной задачи пригодны только надежные решения механизмов очагов землетрясений, здесь не могут быть использованы формализованные данные определения механизмов очагов, без оценки надежности и точности их параметров. Проблема заключается в том, что число землетрясений, зарегистрированных достаточным числом сейсмических станций с хорошим азимутальным окружением станций и хорошим согласованием знаков смещений достаточно ограничено. Исходя из полученных решений механизмов очагов в результате анализа размеров и характера доверительных областей

осей, все решения условно разделялись на 3 группы, по степени надежности их определения.

Первая группа- область решений состоит из одной или двух компактных групп точек, изменение ориентации одной из осей меньше 20^0.

Вторая группа- область решений невелика, состоит из двух компактных групп точек, но изменение ориентации осей больше 20^0.

Третья группа- область решений велика, состоит из нескольких групп точек, соответствует определению механизмов с несколькими типами решений

После классификации решений механизмов очагов по группам нами выбраны только землетрясения первой и второй групп надежности. Их оказалось 76 решений механизмов землетрясений из всех исследованных. Для однозначного выбора плоскости разрыва в очаге нами проводился совместный анализ результатов исследования распределения афтершоковой области и направления разрывообразования в очагах землетрясений. [5,6].

Исследуемая территория включает области различного геологического строения и разные типы тектонических движений и, соответственно наблюдаются разные механизмы очагов, в связи с различными условиями генерации землетрясений.

В складчатых структурах Спитакской очаговой зоны с глубиной очагов до 20 км механизмы очагов землетрясений представлены взбросами и взбросо-сдвигами (Спитакские землетрясения 1975г. M= 5,0 и 1988г. M= 6,9 (рис.1)

Механизм очага землетрясения 07.12.88г. 07ч.41м. относится к взбросо-сдвиговому типу с преобладанием взбросовой компоненты подвижки над сдвиговой по простиранию разрыва. Одна из нодальных плоскостей имеет близширотное простирание и падает на север под углом 59^0. По указанному направлению произошел взброс северного крыла разлома, сопровождающийся правосторонним сдвигом. Анализ результатов механизмов очагов афтершоков показал, что большая часть афтершоков относится к взбросовому типу движений, хотя наблюдаются также механизмы сдвигового типа.

По геологическим данным дуга активных разломов в очаговой области Спитакского землетрясения 1988г. состоит из Амасия-Сарыкамышского и Памбак-Севанского разломов. У

обоих разломов северные крылья подняты и надвинуты на южные, по геологическому определению тип смещения-взброс, однако на некоторых участках разлома эта составляющая уступает сдвиговой компоненте. Оба разлома оперяются с юга второстепенными активными разломами, один из которых проявился разрывом земной поверхности (37км) при Спитакском землетрясении [7].

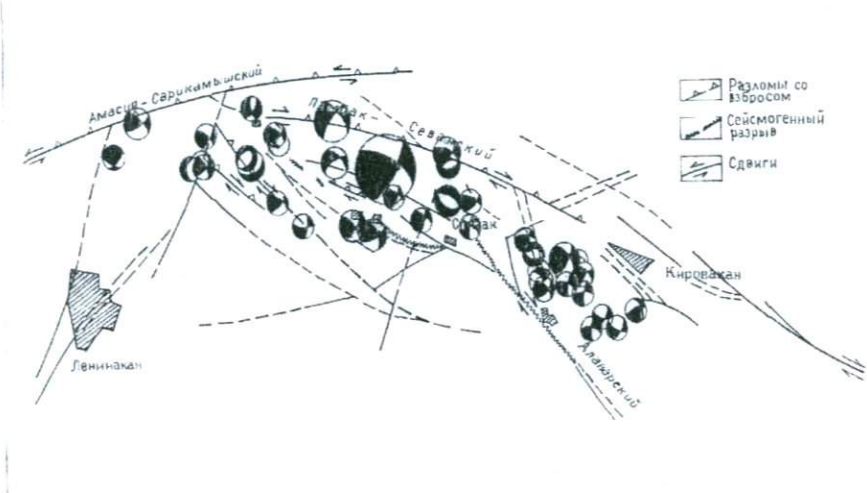


Рис.1 Карта механизмов очагов Спитакской зоны. Дуга активных разломов северной Армении по [7].

Распределение эпицентров Спитакских землетрясений 03.12.61г. в 18-31;30.01.67г. в 01-20; 17.01.78г. в 19-12 и 07.12.88г. в 07-41 с его сильными афтершоками имели СЗ-ЮВ направление. Отдельные сгущения в районе основного толчка около г. Спитак, на юго-востоке - в районе г. Кировакан, западной и северо-западной частях эпицентральной зоны. Это объясняется неоднородностью глубинного строения, когда единая зона глубинного разрыва разделена множеством поперечных нарушений [8]. Большой разброс афтершоков в районе Гукасян - на севере, до г. Ленинакан - на юге, связано с особенностями геологического строения западной части: пересечением Базумо-Севанской зоны разломов с меридиональным Арагац-Спитакским разломом.

В пределах центральной и северной частей Армянского нагорья, к зоне Северо-Анатолийских разломов примыкают крупные зоны дугообразно изогнутых к северу активных правосторонних взбросо-сдвиговых разломов. Такая же картина наблюдаетса при определенных нами взбросо-сдвиговых механизмах очагов землетрясений северной Армении. Исследуемая область находится в зоне сжатия, обусловленной сближением Аравии и Кавказа и раздвиганием Анатолии и Ирана.

Такой же взбросовый и взбросо-сдвиговый типы механизмов очагов землетрясений наблюдается для Ванской очаговой зоны (рис.2).

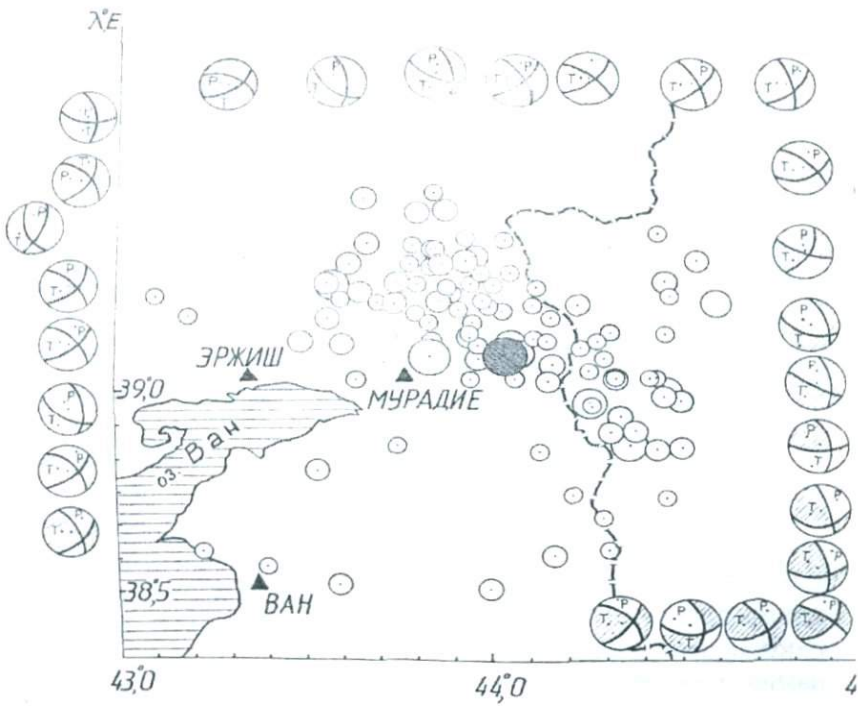


Рис.2. Карта механизмов очагов Ванской зоны.

В результате определения механизма очага Ванского (Чалдыранского) землетрясения 24.11.1976 года 12ч.22мин. с M= 7,2 оказалось, что одна нодальная плоскость имеет азимут вектора падения - **Az** =217^0, угол падения - **e**=62^0; другая ось имеет **Az**

=330^0, **e**=54^0. Тип движения взбросо-сдвиг. Ось сжатия направлена на север, **Az** =5^0 и залегает полого: **e**=85^0. Ось растяжения ориентирована на запад **Az** =270^0 и наклонена к горизонту под углом **e**=42^0. Анализ совокупности полученных результатов по распределению гипоцентров афтершоков, направлению магистрального разрыва и механизма очага показывают, что имело место СЗ-ЮВ направление простирания разрыва, совпадающее с выходом его на поверхность Земли.

Помимо основного землетрясения определялись механизмы других 30 землетрясений Ванской очаговой зоны, достаточно хорошо обеспеченных наблюденными данными. В очагах 30 исследованных Ванских землетрясений, при глубине очагов 20-25 км преобладают подвижки комбинированного типа: взбросо-сдвиги (**n**=12), либо сбросо-сдвиги (**n**=11). Простирание одной нодальной плоскости - близширотное **Az** =237^0, второй плоскости-субмеридиональное **Az**=330^0 и **Az** =20^0, углы наклона к горизонту у обеих плоскостей практически одинаковые: **e**=56^0 и **e**=54^0. Оси главных напряжений: ось сжатия имеет **Az** =357^0±10^0, угол наклона к горизонту **e**=60^0; ось растяжения- **Az** =264^0 ±10^0 угол наклона к горизонту **e**=50^0. Таким образом землетрясения Ванского региона по простиранию нодальных плоскостей можно разделить на две группы: одну в среднем в **Az** =330^0±20^0, вторую в **Az** =20^0 ÷10^0 ± 20^0. Можно предположить, что в Ванском регионе преобладают две системы разрывов, то есть среда раздроблена по крайней мере в двух направлениях.

По нашему определению действующая нодальная плоскость разрыва находится в согласии с полученными нами результатами о направлении распределения афтершоков и разрывообразования. Это же направление хорошо подтверждается вышедшим на поверхность разрывом [9]. Высокосейсмичная Ванская очаговая зона землетрясений расположена на продолжении Северо-Анатолийского разлома на юго-восток в зоне сочленения с Загросской зоной. Эпицентр Ванского землетрясения 1976г. расположен в зоне крупных, параллельных Северо-Анатолийскому разлому, разрывных нарушений.

Резко изменяется тип механизмов очагов для землетряений Карс-Эрзрумской очаговой зоны. При сильном Эрзрумском землетрясении 1983 года M=6,8 наблюдался тип механизма очага левосторонний сдвиг, с крутыми углами

падения, согласующийся с тектоникой системы Анатолийских разрывов, наблюдаемых геологически на поверхности Земли. В очагах исследованных землетрясений Карс-Эрзрумской зоны преобладают подвижки типа сбросо-сдвиг (**n**=9), иногда –взбросо-сдвиг (**n**=3). Простирание одной нодальной плоскости близмеридиональное, а другой близширотное при (**n**=7), и обе плоскости близмеридиональны при (**n**=7).

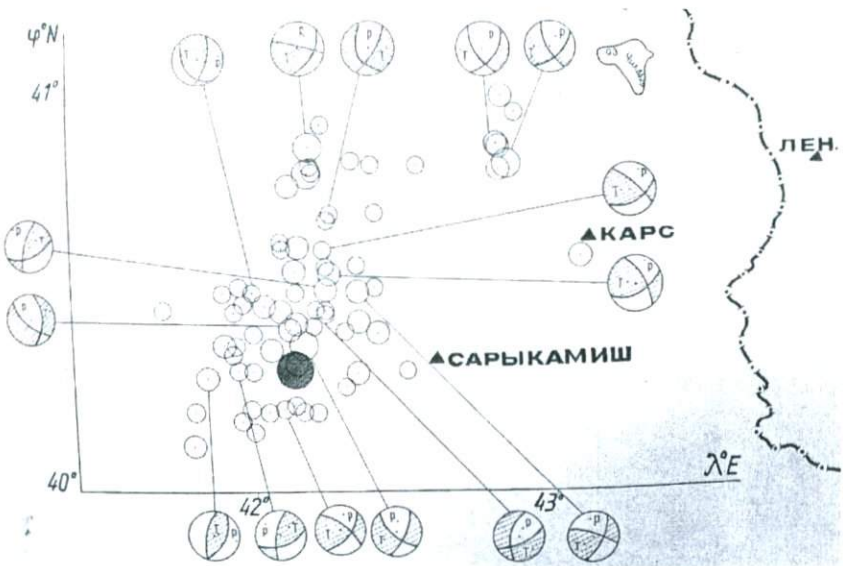


Рис.3.Карта механизмов очагов Карс-Эрзрумской зоны.

Для землетрясений Карс-Эрзрумской зоны характерны разрывы в ЮЗ-СВ направлении. Сдвиговые механизмы очагов сильных землетрясений в системе этих разрывов не только находятся в полном согласии с тектоникой соответствующих областей, но и показывают, что субвертикальное падение сдвиговых разрывов, устанавливаемое геологически у земной поверхности, сохраняется до глубин гипоцентров, т.е. до 15-30 км.

Карс-Эрзрумская зона примыкает к продолжению в северо-восточном направлении крупнейшего активного Левантского разлома, который на юге Турции изгибается к северо-востоку, продолжаясь до верховий р. Куры [7].

На Армянском нагорье наиболее сейсмоактивной является Эрзинжан-Бингельская ояаговая зона. За исследованный период времени здесь выделяются три сильных землетрясения: 19.08.1966 M= 6,8 (Варто); 22.05.71г. M= 6,7 (Бингельское); 06.09.75г. M= 6,7 (Лидже) (рис.4).

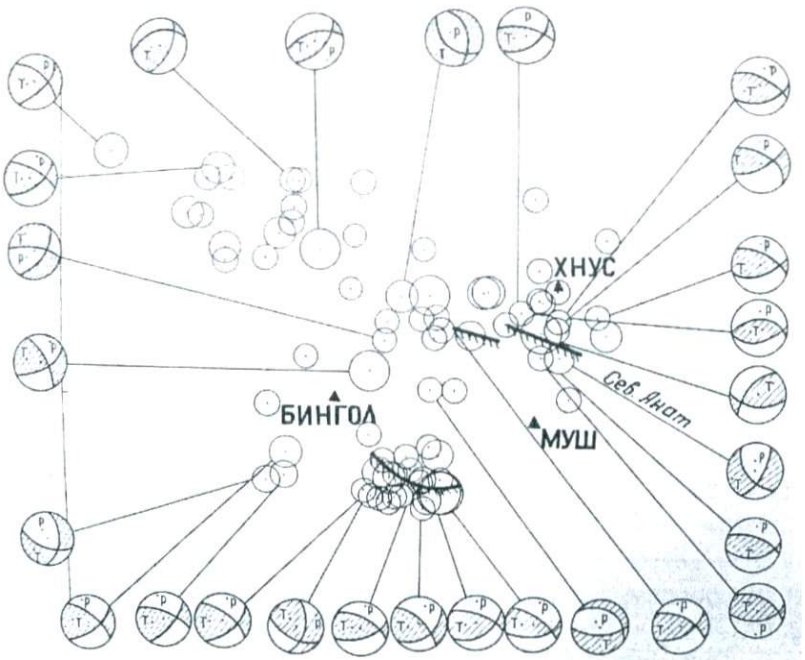


Рис.4.Карта механизмов очагов Эрзинжан-Бингельской зоны.

Механизм очага 19.08.66г. M= 6,8 имеет азимут вектора падения **Az** =45^0, **e**=6^0 , тип подвижки- правосторонний сдвиг. При землетрясении 06.09.75г. M=6,7- **Az** =15^0, **e**=65^0, тип подвижки-надвиг. В очагах 28 рассмотренных землетрясений, с глубиной очагов в среднем 20-25 км в этом районе (некоторые афтершоки достигают глубины до 30 км), преобладают подвижки типа право-сторонний сдвиг (**n**=22), сбросо-сдвиг (**n**=7). В большинстве случаев нодальные плоскости имеют субширотное простирание в **Az**=200^0±20^0, угол наклона к горизонту **e**=50^0±10^0, другая плоскость в **Az** =310^0±20^0, **e**=50^0 ±10^0. Оси главных напряжений:

ось сжатия **Az**=340^0±20^0, **e**=83^0 ±10^0, ось растяжения **Az** =250^0±20^0, **e**=36^0±10^0. Общая тенденция направлений осей сжатия - близвертикальная, осей растяжения - близгоризонтальная. Распределение эпицентров землетрясений здесь происходит вдоль Северо-Анатолийского разлома, как и вышедший на поверхность Земли разлом.

Зангезурская зона очагов землетрясений одна из сейсмоактивных на юго-востоке Армении. Здесь в 1968 году произошло Зангезурское землетрясение с M=5,0. После землетрясения наблюдались остаточные деформации в эпицентральной зоне в виде трещин, оползней, сбросов и отрывов. Разрыв на поверхности Земли не наблюдался [9]. Механизм очага Зангезурского землетрясения 09.06.68г. 00ч.56м. относится к группе надежности П типа решений.

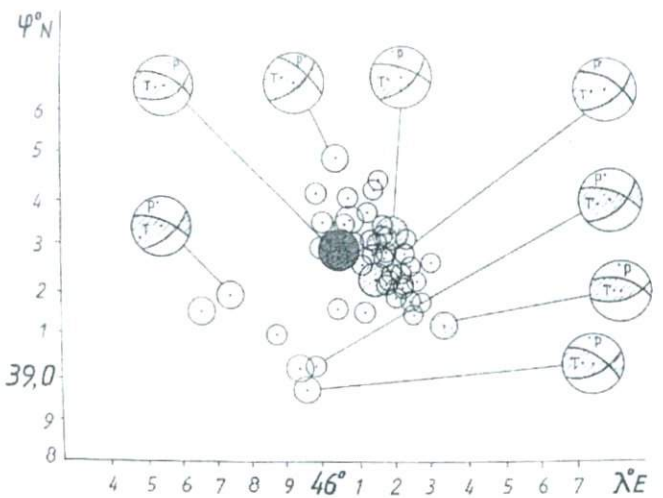


Рис.5.Карта механизмов очагов Зангезурской зоны.

Одна из нодальных плоскостей имеет вектор падения **Az** =330^0 под углом **e**=30^0. Вторая нодальная плоскость имеет азимут вектора падения **Az** =250^0 и **e**=30^0. Ось сжатия P - **Az** =6^0 , **e**=75^0, ориентирована почти меридионально; ось растяжения - T имеет **Az** =242^0 и **e**=25^0.

Тип движений: в очагах 7 исследованных землетрясений Зангезурской очаговой зоны (рис.5) преобладает подвижка – надвиг. Простирание плоскостей: азимут вектора падения одной из нодальных плоскостей в среднем в **Az** $=320^0\pm20^0$ и **e**$=50^0\pm10^0$ второй плоскости - **Az** $=190^0\pm20^0$ и **e**$=45^0\pm10^0$. Первая соответствует СЗ-ЮВ направлению простирания, вторая близмеридиональна. Ось сжатия имеет близмеридиональное направление **Az**$=340^0\pm20^0$ и **e**$=75^0\pm10^0$, ось растяжения **Az**$=250^0\pm20^0$ и **e**$=30^0\pm10^0$.

Таким образом в результате проведенных исследований выяснились, что землетрясения являются не случайными событиями, а закономерными проявлениями тектонических движений и геологического строения исследуемых районов: при переходе из одного тектонического района к другому механизмы очагов изменяются с изменением строения среды и типа тектонических движений.

Заключение

- Получены решения механизмов очагов сильных землетрясений Армянского нагорья, параметры которых классифицированы по точности, с определением группы надежности их решений.
-Из определенных решений механизмов очагов произведен выбор плоскости разрыва, путем сопоставления решений механизмов с данными по распределению гипоцентров афтершоков, данными параметров разрывообразования и данными по макросейсмике.
-Показана связь механизмов очагов сильных землетрясений с типом тектонических движений.
-При переходе от одной структуры к другой механизмы очагов изменяются с изменением геологических условий.
-Закономерности механизмов очагов землетрясений на разных участках рассматриваемого района отражаются и в закономерностях ориентации осей сжатия и растяжения.

Литература

1.Балакина Л.М. Строение Южно-Курильской сейсмогенной зоны и порядок генерации в ней землетрясений. //Изв. АН СССР, Физика Земли, 1991 #1, с.35-48.
2.Балакина Л.М. Камчатское землетрясение 4.11.1952г. и его место в сейсмогенных проявлениях Курило-Камчатской зоны. //Изв.АН СССР,Физика Земли,1992 #6, с.3-19

3.Балакина Л.М. Курило-Камчатская сейсмогенная зона-строение и порядок генерации землетрясений. //Физика Земли 1995,#12, с.48-57
4.Аптекман Ж.Я., Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И. и др. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ. В кн. Теория и анализ сейсмологических наблюдений. М. Наука, 1979 (Вычислительная сейсмология, вып.12) с.45-58.
5.Горбунова И.В.,Мкртчян М.Б. О выявлении разрывов в очагах Ванского землетрясения и его афтершоков. Изв. АН СССР, Физика Земли, #7,1988, с.3-9.
6.Горбунова И.В., Мкртчян М.Б. О выявлении разрывов в очагах сильных землетрясений Армянского нагорья. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1989, #5, с.54-63.
7.Трифонов В.Г.,Караханян А.С.,Кожурин А.И. Активные разломы и сейсмичность. Природа,1989, #12,с.32-38.
8.Борисов В.А., Рогожин Е.А. Сейсмогенный разрыв. Природа, 1989, #12 с.26-32.
9.Toksoz M.N.,Nabelek I.,Arpat E. Sourse Properties of the 1976 Earthquake in East Turkey: A comparison of Field Data Teleseismic Results.Tectonophysics, 49,1978, p.199-205.
10.Баграмян А.Н., Карапетян Н.К., Лебедева Т.М., Пирузян С.А., Султанова З.З., Шахсуварян Л.В. Зангезурское землетрясение 9 июня 1968г. Сб. Землетрясения в СССР в 1968г. Изд. Наука, 1972, с.35-38.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК ТЕРРИТОРИИ Г. СТЕПАНАВАН

НАЗАРЕТЯН С.Н. , СААКЯН А.А., ДАРБИНЯН С.С. ,
СААКЯН Т.А., СУВАРЯН Л.Г
(НССЗ РА , ГУ АРХИТЕКТУРЫ И СТРОИТЕЛЬСТВА)

Впервые определен сейсмический риск территории г. Степанаван на основе оценки риска основных компонент, с использованием карты сейсмического микрорайонирования, данных об уязвимости зданий, числе и плотности населения, пожароопасных обьектов и т.п. Проведены работы по форматированию необходимой информации, созданы цифровые базы данных по GIS-технологиям. Риск оценен по экспрессной методике [1]. Под сейсмическим риском подразумеваются возможные людские, материальные и другие потери, обусловленные 9 балльным, по шкале MSK-64 землетрясениям (0.4g), т.к. согласно Нормам проектирования сейсмостойкого строительства Армении 2006г. [2], г. Степанаван расположен в зоне с максимальным горизонтальным ускорением 0,4g.

Спитакское землетрясение 1988г. (M=7,0) в г. Степанаване проявилось с интенсивностью около 9 баллов (рис.1), что подтверждается также инструментальными наблюдениями [1]. До землетрясения в г. Степанаван не было зданий выше пяти этажей. Особенно сильно пострадали многоквартирные здания. В настоящее время из 122 многоквартирных (многоэтажных) зданий, остались лишь 18. Остальные, т.е. 104 здания либо разрушились полностью вследствие землетрясения, либо из-за непригодности были снесены. Все одноподъездные 4-5 этажные каменные здания серии А450-20с были разрушены. Из 82 каменных пятиэтажных зданий серии 1-А450, А451, в настоящее время сохранились всего 6 жилых здания, из них 2 здания усилены.

На рис. 2 показана карта сейсмического микрорайонирования, составленная специалистами НПО «Георискс». Из этой карты следует, что территорию г. Степанавана можно разделить на 2 зоны по величине ожидаемых ускорений: до 0,35g и свыше 0,35g. Этот уровень опасности имеет важное значение для определения уязвимости как новых зданий, построенных после 1888г., так и зданий, получивших разную степень повреждения вследствие Спитакского землетрясения 1988г.

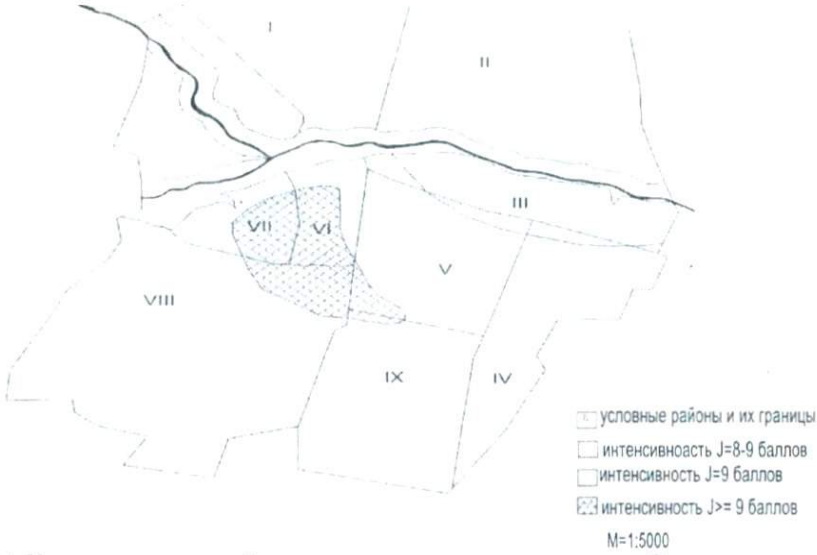


Рис.1.Карта условных районов и проявления интенсивности Спитакского землетрясения 1988г. в г. Степанаван (интенсивность дана по шкале MSK-64).

Исходные данные для оценки сейсмического риска

Для оценки сейсмического риска г.Степанаван проведена работа по сбору следующей информации:

1.Уточнение адресов и данных 1-2 этажных каменных жилых зданий частного сектора;

2.Уточнение типа и технического состояния многоквартирных зданий и зданий общественного сектора;

3.Определение степени повреждения и уязвимости зданий, пострадавших вследствие Спитакского землетрясения 1988г.;

4. Определение количества людей, проживающих в зданиях, в том числе и в уязвимых зданиях;

5. Определение пожароопасных зданий и районов города.

Составлены карты следующих компонент риска: разрушений зданий (рис.3), возникновения пожаров. Рассчитаны возможные человеческие потери.

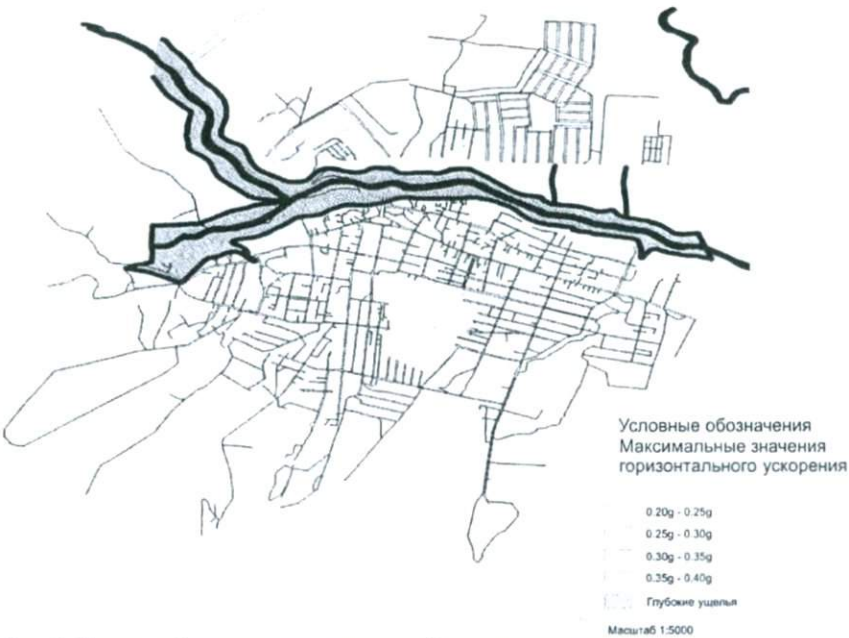


Рис.2. Карта сейсмического микрорайонирования территории г. Степанаван (составлена специалистами НПО «Геориск»).

Для характеристики риска сейсмических потерь были введены разные уровни риска – низкий, средний (выше среднего) и высокий.

Застройка города и риск разрушений зданий

Территория города была разделена на девять условных участков, в которых определялись количество домов, типы построек, категория аварийности, количество жильцов, год и этажность построек, количество подъездов, общая занимаемая площадь и др. (таблицы 1, 2, 3). В настоящее время в городе наиболее широкое распространение имеют следующие основные типы зданий:

1.Одно-двухэтажные каменные жилые здания частного сектора (таблица 1). Эту группу можно разделить на три подгруппы: а) здания, построенные до 60-х годов прошлого века. Эти дома, в основном, одноэтажные или полутораэтажные, каменные, кладки

«мидис» на известково-песчаном растворе, с деревянными перемычками и перекрытиями, без армировки. Крыши зданий сделаны из черепицы или асбошифера; б) здания, построенные в 70-80 годах прошлого века. В основном, эти постройки либо полутораэтажные, либо двухэтажные дома. В последнем случае, высота первого этажа, по существующим в то время нормативам, не должна была превысить 2м. 40см. В этих зданиях, в качестве строительного материала, использовались: цемент (реже известь, которая иногда смешивалась с цементом), песок речной (чаще плохо промытый), до цоколя обязательна базальтовая кладка (иногда до второго этажа) и туфовая кладка (правильной формы или грубокол) второго этажа. Эти постройки заделаны железобетонными поясами и перекрытиями. Кровельный материал, либо асбошифер, либо металл; в) здания, построенные после Спитакского землетрясения 1988г. с широким использованием железобетонных элементов.

2.Четырехэтажные каменные, крупнопанельные, монолитные бетонные здания с расчетной сейсмичностью в 9 баллов, построенные после землетрясения. Качество строительства удовлетворительное и их сейсмостойкость не вызывает сомнений. Такими зданиями застроен, в основном, первый условный участок.

3. Два каменных 4-х и 5-и этажных здания серии 450, которые были усилены после землетрясения методом "рубашки".

4.Двух-пятиэтажные многоквартирные здания, построенные до землетрясения, получившие повреждения П-Ш степени и находившиеся в Ш-V условных участках. В настоящее время их сейсмостойкость сильно ослаблена.

5.Деревянные дома с высокой степенью пожароопасности.

6.Здания здравоохранения, образования (детсадов, школ, других учебных заведений), очагов культуры, пансионатов. Эти здания либо усилены, либо построены заново, кроме корпусов пансионатов «Анаит» и «Ваагни», которые получили повреждения I-П степени.

Из 3256 одно-двухэтажных домов частного сектора лишь 1792 здания (около 55%) имеют повреждения 0-1 степени. Эти дома усилены, либо построены заново и их сейсмостойкость соответствует максимальной сейсмической опасности. 1393

здания (~43%) имеют П-Ш степени повреждения. Часть из них отремонтированы, но без усиления (косметический ремонт).

Ясно, что здания этой категории стали более уязвимыми и часть из них не может противостоять новым сильным ударам, интенсивностью в IX баллов. 71 здания (~2%) получили повреждения IV-V степени, причем люди живут либо в домиках, которые установлены во дворах этих домов, либо для жилья приспособлены одна-две комнаты.

Рейтинг разрушений зданий K_R определяется формулой $K_R=I_{hZ}/I_{rl..r}$, *где* I_{hZ} – интенсивность сейсмического воздействия, а $I_{rl..r}$ – сейсмостойкость зданий, выраженная в баллах шкалы MSK–64;

Для оценки сейсмического риска, многоквартирное здание рассматривалось не как одна единица, а сумма квартир, и проводилась оценка риска каждой квартиры. Таким образом, каждая квартира нормировалась и приравнивалась к единичному частному дому и суммировалась с частными домами отдельно для каждого участка. Общее число домов с аварийностью IV категории и приравненных к ним, квартир Ш категории, равно 277, что составляет 5,8% от всего количества квартир и домов г. Степанаван. В них проживают около 1050 человек, т. е. 5,2% от общего населения города.

По отдельным участкам имеется следующая картина (таблица 3). Левобережная часть г. Степанаван была застроена после Спитакского землетрясения 1988г. Она нами разделена на два участка, исходя из типа зданий: многоквартирные здания (1) и частный сектор (П), занимающие 0,73 км^2 и 0,82 км^2 соответственно. Многоквартирные здания, в свою очередь, по типу делятся на: двух - или четырехквартирные, двухэтажные коттеджи каменной кладки, с широким использованием арматуры и цементного раствора, 12-24 квартирные четырехэтажные монолитные, крупнопанельные и двухэтажные деревянные.

Частный сектор застройки – одно-трехэтажные дома. Все дома каменные, с железобетонными колоннами и антисейсмическими поясами (на фундаментах и этажных перекрытиях).

Грунтовые условия для участков 1 и 11 благоприятные: в большей части подфундаментные грунты представлены базальтами и плотными суглинками. Категория аварийности домов 0-1. Рейтинг сейсмического риска очень низок

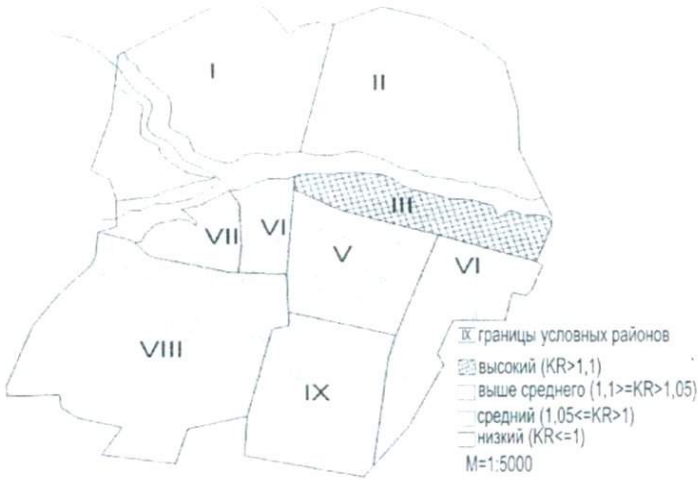


Рис. 3. Схематическая карта риска разрушений зданий в 9-и условных участках г.Степанаван.

Правобережная часть территории – это старый город. Возраст зданий от нескольких до 100 и более лет, и они отличаются как по типу постройки, так и по сейсмостойкости. Сейсмостойкие здания это либо усиленные, либо построенные после землетрясения одно-пятиэтажные, а также деревянные одноэтажные дома, со времен Екатерины-Второй, до новых двухэтажных модулей.

К числу зданий, имеющих П-IV степень аварийности, относятся здания разного возраста, но в основном, построенные в советский период. Эти здания принадлежат как частному сектору (таблица 1), так и представлены многоквартирными зданиями (таблица 2). Проекты либо индивидуальные, либо типовые, примененный раствор известковый или цементный, с армировкой или без нее, часто антисейсмические пояса заделаны без связок.

Исходя из вышеизложенного, на основе сравнения всего собранного материала и произведенных нужных расчетов, составлена итоговая таблица 3 и карта риска разрушений зданий (рис.3).

Риск человических потерь

Рейтинг уязвимости людей (K_s) определяется по зависимости [1] $K_s=S_l/S$, где S_l - площадь застроек с различной степенью риска разрушений, S общая площадь застроек, выраженная в км^2. Как видно из табл.3, площадь застроек с высокой степенью риска занимает незначительную территорию, поэтому количественной оценки рейтинга уязвимости населения не будем проводить и ограничимся качественной оценкой.

Как показал опыт Спитакского землетрясения, в Степанаване, где в то время проживало 24000 человек, в разрушенных 76 государственных зданиях количество погибших составило 103 человека, а в частных домах - 1 человек. Это обусловлено тем, что люди обычно успевают выбегать из первых 3-х этажей домов и жертв бывает больше в зданиях высокой этажности.

Кроме того, в Армении и, в частности, в Степанаване, имеются достаточные силы быстрого реагирования, и население имеет определенный опыт оказания доврачебной помощи и ведения спасательных работ.

Таблица 1. Количество 1-2 этажных каменных зданий частного сектора по категории аварийности и типа раствора на правобережной части г.Степанаван

Категория аварийности	Тип раствора	Одноэтажные дома	Полутора-этажные дома	Двух-этажные дома
0- I	Известь	18	67	0
	Цемент	110	480	867
II - III	Известь	106	331	84
	Цемент	53	234	585
IV-V	Известь	11	38	9
	Цемент	0	3	10
Всего:		*298*	*1153*	*1555*

Таблица 2. Многоквартирные здания, построенные до Спитакского землетрясения 1988г.

№ п/п	Адрес	№ участк	Тип здания	Колич. этажей	Колич. квартир	Число жителей	Степень аварийн	Год пост р.
1	Аревеляна 6	IV	каменный,451	5	60	252	II-III	1987
2	Чаренца 177	III	каменный	2	6	26	I-II	1950
3	Чаренца 179	III	каменный,450	5	32	150	II-III	1971
4	Баграмяна,172	IV	каменный	2	6	28	II	1949
5	Баграмяна,132	V	каменный	2	4	14	II	1950
6	Баграмяна,122	V	каменный,450	5	48	205	II-III	1970
7	Баграмяна,111	III	каменный	3	18	76	II	1962
8	Баграмяна,103	III	каменный,450	5	48	208	II-III	1970
9	Мегапарта,8	V	каменный	3	17	72	I-II	1960
10	Раффи 18	V	каменный	2	15	58	I-II	1960
11	Раффи 5	V	каменный	3	18	66	II-III	1974
12	Туманяна,54	III	каменный	2	10	38	II-III	1960
13	Еритасардакан 57	IV	каменный	2	6	28	II-III	1962
14	Еритасардакан 59	IV	каменный	2	6	24	II-III	1962
15	Баграмяна,19	III	каменный	2	8	26	I-II	1950
16	Исаакяна,58	IX	каменный	2	5	24	0-I	1988

Жертвы могут быть:

1)В пяти многоквартирных зданиях, где общее число квартир составляет 206 и проживает 840 человек;

2)В одно-двухэтажных 71 домах IV степени аварийности;

3)В одно-двухэтажных каменных домах, получивших повреждения П-Ш степени во время землетрясения 1988 года.

В первых двух случаях, при IX балльном землетрясении здания частично или полностью могут быть разрушены. И если это произойдет в ночное время, то вероятное количество жертв будет в пределах 300, а количество травмированных 450. При этой оценке использованы статистические данные по Спитакскому землетрясению[4].

Таблица 3. Сводные данные о зданиях 9 условных участков г. Степанаван с оценкой их сейсмической уязвимости.

№ участ - КА	Площ. участка ($км^2$)	Площадь застроек с разной степенью аварийности ($1000м^2$)			Количество квартир многоквартирных зданий (в числителе), частных домов (в знаменателе) с разной степенью аварийности и жителей соответственно, (в первой графе указаны данные о зданиях и квартирах, а во второй-о числе жителей)						Сейсмическая *уязвимость в %*		
		0-1	II-III	IV-V	0-1		II-III		IV-V		низк.	средн.	высок.
I	0,73	76	0	0	696/0	3014/0	0/0	0/0	0/0	0/0	100	-	-
II	0,82	65	0	0	0/250	0/1196	0/0	0/0	0/0	0/0	100	-	-
III	0,89	114	56,7	7,65	30/382	124/1600	126/236	443/968	0/18	0/42	50	37	13
IV	0,75	66	38	3,6	400/157	1670/631	74/134	300/543	0/3	0/8	68	23	9
V	0,78	82	56	4,5	221/238	777/1013	66/211	265/836	0/8	0/27	56	35	9
VI	0,52	70	47	27	0/234	0/973	0/196	0/808	0/12	0/40	53	44	3
VII	0,43	52	48	1,7	0/197	0/815	0/178	0/733	0/7	0/25	52	46	2
VIII	0,61	74	55	4,1	0/288	0/1210	0/223	0/915	0/20	0/54	54	42	4
IX	0,84	43	38	0,9	29/146	119/548	0/115	0/464	0/3	0/10	64	35	1

Число жертв и раненых при тех же обстоятельствах в дневное время суток (9-21ч.) будет значительно меньше, т. к. средние и крупные предприятия не работают, а здания учебных заведений, детсады, объекты здравоохранения, магазины и др. являются сейсмостойкими.

Таблица 4. Деревянные дома с оценкой их пожароопасности

№ п/п	А д р е с	Номер участка	К-во этажей	К-во квартир	Число жител.	Год постройки	Пожаро-Опасность
1.	Квартал «Ашотаберд», двадцать четыре, двухподъездные здания	IV	2	296	1210	1989	Опасные
2	Исаакяна, 60	IX	2	8	34	1989	*очень опасные*
3.	Исаакяна, 62	-„-	2	8	30	-„-	-„-
4.	Исаакяна, 64	-„-	2	4	15	-„-	-„-
5.	Исаакяна, 66	-„-	2	4	16	-„-	-„-
6.	Литовский квартал, тип «Скворечник» Исаакяна 20-46; 15 зданий	IX	1	15	56	1990	опасные
7.	Квартал германский «Красный крест», 38 зданий	IX	1	76	152	1990	Обработаны противопожарн. Материалом
8.	30 зданий на ул.Хоренаци, Андраника, Микаеляна	VIII, VII	1	79	80	XVII I век	Дубовые, времен Екатерины-Второй, оштукатуренные саманным раствором
9.	Американский квартал, 6 зданий	I	2	96	402	1990 - 1992	Изнутри изолированы гипсовыми плитами, снаружи пластическим материалом
10.	Временные жилища В кол. 30-и	III-IX	1	45	210	1989 - 1992	Опасные

Риск возникновения пожаров

После Спитакского землетрясения в г.Степанаване были построены деревянные дома (временные жилища), в том числе, три городка временных домиков, вследствие чего резко возросла пожароопасность в городе. Основная причина пожаров– неосторожные действия населения, неисполнение противопожарных правил, без присмотра оставленные дети, короткое электрическое замыкание. Большинство этих факторов наиболее ярко проявляются во время землетрясения. В Степанаване в 1990-2005гг. произошли десятки пожаров. Наиболее крупные из них – одно 16 квартирное здание в районе «Ашотаберд» и два здания по восемь квартир по улице Исаакян сгорели дотла. Два пожара во временных жилищах не обошлись без трагического исхода. Список пожароопасных зданий приведен в таблице 4. Риск пожаров большой в жилом квартале «Ашотаберд», в деревянных модулях на улице Исаакяна, в Литовском квартале и в разных районах с более или менее высокой плотностью временных жилищ.

Выводы

Из построенной карты сейсмического риска разрушений зданий и итоговой таблицы 3 следует, что около 6% квартир и домов имеют высокий риск разрушений.

Внимание властей, с точки зрения сейсмической безопасности г.Степанавана, в первую очередь, должно быть направлено на решение судьбы пяти многоквартирных аварийных зданий, риск разрушений которых высок.

Итоги данных исследований могут быть использованы при определении стоимости недвижимого имущества и его страховании, проведении нового строительства в районах, застроенных старыми домами и при уточнении генплана города.

Литература

1.Баласанян С. Ю., Назаретян С.Н., Амирбекян В.С. Сейсмическая защита и ее организация. Издательство Эльдорадо, Гюмри, 2004, 436с.

2.Нормы проектирования сейсмостойкого строительства Республики Армения. Ереван, 2006, 62с.

3.Ломниц Ц., Розенблют Э. Сейсмический риск и инженерные решения. М., Недра, 1981, 375 с.
4.Назаретян С.Н., Суварян А.Г., Суварян Л.Г. Предварительная оценка сейсмического риска территории г.Гюмри. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007,1X, №1, с.42-48.
5.Balassanian S. and Manukian A. Seismic Risk on the Territory of the City of Yerevan, Armenia, Issues in Urban Earthquake Risk, NATO ASI Series, Applied Sciences. Vol.271, 1994, pp.167-182.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ОБРАЗУЮЩИХСЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ОГАНЕСЯН С.Р.
(ИССЗ РА)

Сейсмическую опасность предстоящих землетрясений можно оценить только на основе изучения динамики предвестниковых параметров различных геофизических полей, изменение которых зависит от напряженно-деформированного состояния участка земной коры зоны коллизии. Мало того, предвестниковые параметры должны находиться в определенной корреляционной связи с параметрами образующихся очагов землетрясений. Это может послужить основой для выявления аналитических связей между предвестниковыми и очаговыми параметрами.

Полученный за последние годы материал наблюдения геомагнитных вариаций, имеющих тектономагнитную природу, дал возможность на основе теоретических и экспериментальных предпосылок, после установления корреляционной связи между параметрами тектономагнитного поля и параметрами образующихся очагов землетрясений, получить аналитические зависимости первого от второго.

Вывод основных зависимостей между параметрами тектономагнитхого поля и параметрами очага.

Известно, что земная кора сейсмоактивных зон имеет собственное переменное магнитное поле, которое образуется за счет изменения магнитных параметров горных пород, залегающих в земной коре при их выдавливании тектоническими

напряжениями [1,2]. Образованное таким образом магнитное поле земной коры нами названо тектономагнитным (ТМП). Оно является суммой локального (поле очага) и регионального (поле земной коры сейсмоактивного региона) полей:

$$\vec{TE} = \vec{TE}_L + \vec{TE}_R \qquad (1)$$

Так как образование векторов $\vec{TE}_L$ и $\vec{TE}_R$ обусловлено ростом или уменьшением индукционной составляющей остаточной намагниченности горных пород [3;4], которая с вектором полной индукции геомагнитного поля составляет угол $\alpha=180^0$, то сумму (2) всегда можно представить как сумму их модулей

$$TE = TE_L + TE_R \qquad (2)$$

Можно предположить, что интенсивность ТМП должна служить мерой накопления тектонических напряжений или магнитуды, оценка которых возможна после выявления однозначных аналитических связей между параметрами ТМП и параметрами образующихся очагов. С целью выявления аналитических связей, изучен ряд данных наблюдений геомагнитного поля, совместно с сейсмическими данными за период (1993-2007гг).

$$(TE;\ TE_L;\ TE_R;\ P) = f(M;\ \varphi;\ \lambda;\ h;\ t_0) \qquad (3)$$

где (TE; TE_L; TE_R) – соответственно модули полных векторов суммарного, локального и регионального тектономагнитных полей; P - период геомагнитного предвестника; M - магнитуда; φ и λ - географические широта и долгота очага; t_0 -момент землетрясения; h -глубина землетрясения.

Числовые ряды данных наблюдений модуля полного вектора индукции геомагнитного поля обработаны согласно методике, представленной в работах [5,6], которая прошла проверку в НССЗ.

Отдельно изучена зависимость TE=f(M). Основой для выявления аналитического выражения этой связи послужили результаты лабораторных исследований магнитных свойств горных пород в условиях высоких давлений, достигающих 1000кг/см^2 [7,8,9], которые показали линейную зависимость магнитных параметров магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности от давлений. На основе этого предполагалась линейная зависимость интенсивности ТМП от величины текто-

нических напряжений, а также от величины магнитуды образующихся очагов землетрясений. Для проверки этого предположения проведен анализ экспериментального материала – геомагнитных и сейсмических данных. Была получена линейная зависимость между величиной тектономагнитного эффекта и величиной магнитуд землетрясений [10;11]. Она выражается как

$$TE = cM \tag{4}$$

где TE - величина интегрального тектономагнитного эффекта (величина амплитуды ТМП); М - значение магнитуды соответствующего землетрясения; с=5.3нТл-тектономагнитная постоянная земной коры территории Армении.

Логично, что первый член из (2) - величина локального ТМП образующегося очага прямо пропорционален величине магнитуды этого же очага и обратно пропорционален квадрату расстояния между пунктом наблюдения и очагом:

$$TE_L \sim \frac{M}{R^2}$$

или можно написать

$$TE_L = a' \frac{M}{R^2} \tag{5}$$

С целью определения величины a' экспериментально исследовано отношение TE_L/TE, и получено

$$\frac{TE_L}{TE} = h\frac{1}{R} \tag{6}$$

После сейсмического события всегда можно получить величины TE_L и ТЕ, поэтому нетрудно вычислить величину коэффициента h. Расчеты показывают, что h=6.3. В данном ряду (1993-2007гг.) искажение вычисленных значений h от истинных не превышает величину 0.05, что составляет 1.3%.

Из (5) и (6) получим

$$a' = chR \tag{7}$$

Подставляя значение коэффициента пропорциональности в (5), получим

$$TE_L = ch\frac{M}{R} \tag{8}$$

Из (2) и (8) получим аналитическое выражение для региональной составляющей ТМП

$$TE_R = cM(1 - \frac{h}{R}) \qquad (9)$$

Полученные аналитические связи параметров очага и его тектономагнитного предвестника или просто тектономагнитного поля используются для расчетов параметров образующихся очагов предстоящих землетрясений. Выражение (8) позволяет рассчитать расстояние между образующимся очагом и пунктом наблюдения, однако при одновременном образовании очагов на близких расстояниях (до 10км) - расчет по формуле (8) получается неверным. Это является результатом суммирования локальных полей одновременно образующихся очагов на близких расстояниях. Вследствие этого, значения расстояний разных образующихся очагов получаются одинаковой величины и представляют собой определенный результат суммарного воздействия локальных полей на эти же очаги ТМП пункта наблюдения. Во избежание этого, исследовалась альтернативная возможность расчета расстояния образующихся очагов. Суть этого расчета заключается в следующем.

Многолетний опыт показывает, что интервал времени периода тектономагнитного предвестника обратно пропорционален расстоянию между образующимся очагом и пунктом наблюдения, о чем отмечено в работе [12]. Предполагается, что период прямо пропорционален магнитуде очага. Такое гипотетическое предположение можно представить следующим образом:

$$P = k\frac{M}{R} \qquad (10)$$

где k – коэффициент пропорциональности. Экспериментальное исследование (10) возможной связи показало, что коэффициент k имеет определенное значение, зависящее от величины M. Результаты представлены в таблице 1.

Из (8) и (10) получим

$$TE_L = a\frac{P}{k} \qquad (11)$$

Из (11) можно уже однозначно определить величину TE_L, а затем из (8) расстояние R, потому что периоды одновременно образующихся очагов с разными магнитудами на близких расстояниях отличаются визуально.

Таблица 1.

Коэффициенты периодов образующихся очагов

M	K	M	K	M	K	M	K	M	K	M	K
-	-	3	650	4	1700	5	6150	6	11400	7	16800
-	-	3.1	680	4.1	1950	5.1	6600	6.1	11800	7.1	17300
-	-	3.2	710	4.2	2300	5.2	7200	6.2	12500	7.2	17800
-	-	3.3	740	4.3	2750	5.3	7750	6.3	13000	-	-
-	-	3.4	770	4.4	3050	5.4	8300	6.4	13600	-	-
2.5	420	3.5	800	4.5	3550	5.5	8750	6.5	14200	-	-
2.6	480	3.6	834	4.6	4000	5.6	9230	6.6	14600	-	-
2.7	540	3.7	1100	4.7	4550	5.7	9800	6.7	15100	-	-
2.8	590	3.8	1250	4.8	5000	5.8	10400	6.8	15700	-	-
2.9	620	3.9	1500	4.9	5600	5.9	10800	6.9	16200	-	-

В выражении (8) c и h являются независимыми постоянными, поэтому a= ch и является постоянной, численно равной 33.4 нТлкм. Так как единицей измерения h из (6) есть км, то можно утверждать, что h - величина постоянная пространственного характера. Чтобы понять его пространственный характер -построим графики выражений (4), (8) и (9) для значений магнитуд M=4; 5; 7.

Из графиков (рис.1) видно, что точки пересечения **a; b** и **c** кривых TE, TE_L и TE_R с осью R имеют особую значимость. В точке **a** – $TE = TE_L$, в точке **b** - $TE_R = 0$, и из (9) вытекает, что h/R=1 или R = 6.3км. Это означает, что если расстояние между образующимся очагом и пунктом наблюдения равно 6.3км, то в пункте наблюдения мы сможем зарегистрировать только локальный эффект ТМП. Если R>h, то зарегистрированное значение ТМП является суммой локального (TE_L) и регионального (TE_R) полей. Если R<h, то мы зарегистрируем разницу TE_L- TE_R. Если в точке **c** $TE_L = TE_R$, то из (8) и (9) R=2h, то есть R=12.6км.

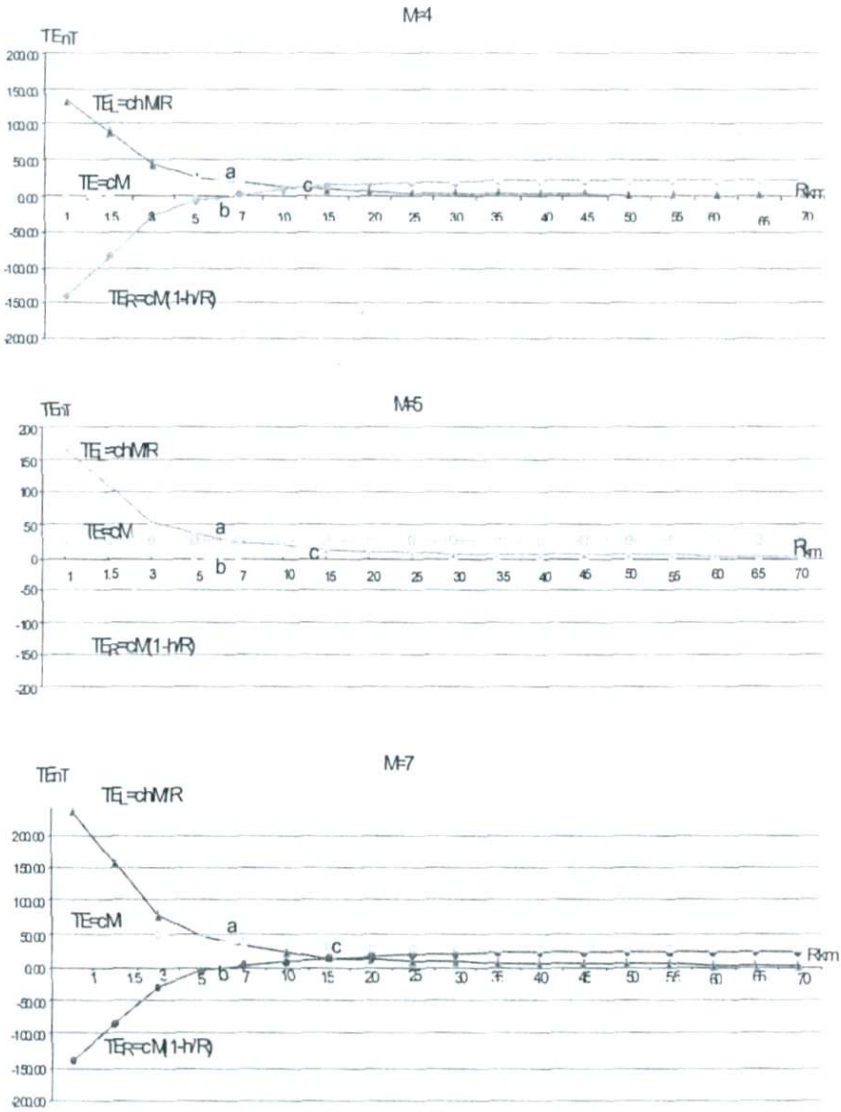


Рис.1 Зависимости TE_L; TE_R и TE полей от расстояния (R) очага.

Как видно, суммарный эффект полей TE_L и TE_R является постоянным для магнитуды M=5 и для данной зоны коллизии (рис.1 кривая TE). Для магнитуды M=4 с ростом R он растет, а для магнитуды M=7 – уменьшается.

Для определения момента сейсмического события используем обнаруженные характерные свойства корреляционной связи между процессом образования ТМП и сейсмическим процессом [4,5], которые выражаются в следующем.

1. Все землетрясения происходят после горбообразного изменения ТМП.
2. Величины амплитуд ТЕ поля каждого образующегося очага в начале процесса формирования растут, достигая характерного максимального значения для данной магнитуды.
3. После достижения максимального значения в поле ТЕ в определенное время наблюдается стабильное состояние, которое мы назвали интервалом тектономагнитной паузы.
4. В конце интервала тектономагнитной паузы начинается характерный спад значений ТЕ поля со скоростью модульного значения, равного начальной скорости роста.
5. До толчка наблюдается характерное сужение значений амплитуд TE_L поля.
6. Процесс образования предвестниковых изменений симметричный, то есть начальные параметры ТМП при загружении среды очага повторяются на завершающем этапе разгрузки с обратным знаком.

Все сказанное выше, схематически представлено на рис. 2.

$\Delta t_L^1 = \Delta t_L^2$; $\Delta t_R^1 = \Delta t_R^2$ è $\Delta t_{TE}^1 = \Delta t_{TE}^2$ представляют временные интервалы роста и спада TE_L; TE_R и ТЕ полей соответственно, Δt_p- временной интервал тектономагнитной паузы, где TE=const. Исходя из этих соображений можно рассчитать период P паузы.

$$P = 2\Delta t_1 + \Delta t_p$$

Отсюда можно получить дату землетрясения: $t_з = t_0 + P$ или $t_з(дата) = t_0(дата) + (2\Delta t_1 + \Delta t_p)$ сутки.

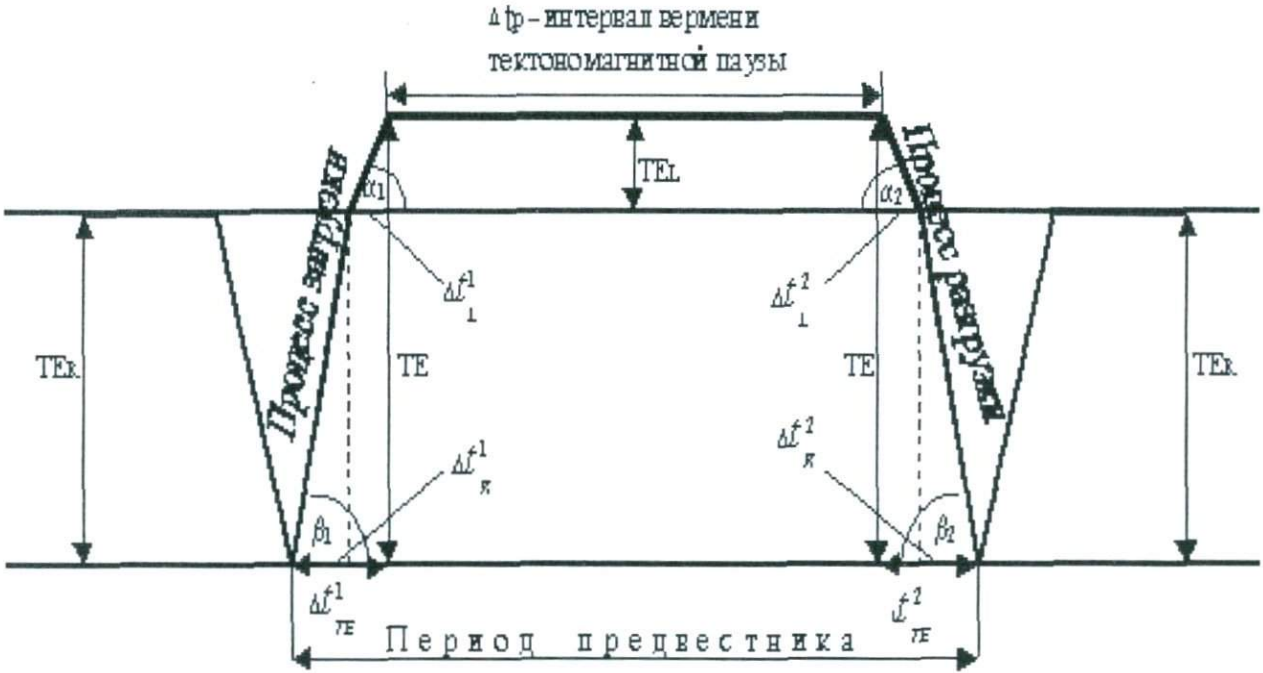


Рис.2 Схематическое изображение процесса образования тектономагнитного поля очага землетрясения.

Заключение

Полученные нами аналитические зависимости параметров тектономагнитного поля позволяют заранее вычислить величины параметров образующихся очагов землетрясений. Проверка полученных зависимостей проведена для очаговой зоны Ащоцк-Спитак, которая показала, что предоценки магнитуды и дальности образующихся очагов всегда можно определить, если на требуемом уровне обеспечивается необходимый материал геомагнитных наблюдений. Трудным пока остается определение момента сейсмического события, так как последний требует более кондиционного материала наблюдений. Решение этой задачи, связанное с техническими трудностями, обеспечит определение предвестниковых параметров с высокой точностью, что позволит дать надежную оценку сейсмической опасности для территории Республики Армения.

Литература

1. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М."Мир"1986г.,с.269-280.
2. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М. "Мир" 1979г., с.244-246.
3. Оганесян С. Р. Оценка величины магнитуды образующихся очагов землетрясений на основе изучения тектономагнитного поля. Исследование современных научных проблем в ВУЗах. Естественные и технические науки. Том 9, часть 2. г. Гюмри 2007г., с.3-12.
4. Оганесян С. Р. Оценка величины расстояния между пунктом наблюдения и очагом ожидаемого землетрясения. Исследование современных научных проблем в ВУЗах. Естественные и технические науки. Том 9 часть 2. Гюмри 2007г., с.13-21.
5. Bonder T., Oganesyan S. Reularities of distribution of regional and local components of the tectonomagnetic field. XXIX IUGG General Assembly 213. Iuly, 2007 Perugia-Italy.
6. Oganesyan S., Bonder T., Odintsov S. Tectonomagnetic method for determining the level of earthquake risk. XXIX IUGG General Assembly 213. Iuly, 2007 Perugia-Italy.
7. Сковородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. М. 1985г.,с.196.

8. Ахвердян Л.А., Нагапетян В.В. Тектономагнитные исследования на территории Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван 1985г., с.219.
9. Оганесян С.Р. Локальные аномалии геомагнитного поля как возможные предвестники землетрясений. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, с.210.
10. Hovhannisyan S.R. Evaluation of magnitude parameters of the source of expected earthquake on studies of dynamics of tectonomagnetic field. 5th International Conference on seismology and earthquake engineering. 13-16 May, 2007, Tehran, p.157.
11. Hovhannesyan S.R. Method for selection of geomagnetic precursors of tectonomagnetic earthquakes (K. Petrosyan, H. Nahapetyan). 5th International Conference on seismology and earthquake engineering. 13-16 may, 2007, Tehran, p.160.
12. Петросян Г. Тестирование и прогноз землетрясений. Ереван 2004, с.71.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ ГИДРОГЕОДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

ПАШАЯН Р.А.
(ИГН НАН РА)

Методом гидрогеодинамического мониторинга земной коры по настоящее время велись и ведутся наблюдения по данным за уровнем вод гидрогеодинамических скважин региона, гидродеформационными процессами и сейсмическим режимом. На территории Армении выделены крупные блоки земной коры, геодинамика которых обусловливает сейсмичность территории. Самый крупный блок–это складчатая зона Армении, протягивающаяся от окрестности г. Гюмри на СЗ до г. Мегри на ЮВ. В пределах зоны действуют 9 гидрогеодинамических скважин: № 2, 3, 8, 11, 12, 18, 22, 27. Скважины № 1, 10, 15, 9 расположены в Сомхето-Карабахской зоне, скв. № 7 расположена в Кафанской зоне, скв. №21 расположена в депрессии реки Аракс. Повышенную информативность имеют скважины (№ 2, 9, 15, 12, 27), расположенные на расстоянии от 0.2 до 3 км от разлома [3]. Это

свидетельствует о том, что в приразломных структурах влияние таких факторов, как деформация среды и тензочувствительность системы на формирование гидрогеодинамических эффектов значительно выше, чем в блоке.

Гидрогеодинамические данные

Имеются продолжительные временные ряды по уровню вод наблюдательной сети гидрогеодинамических скважин региона Армении. Прослежены сезонные изменения уровня вод по некоторым скважинам. Явно выраженный сезонный ход наблюдается по скважинам: Ноемберян, Иджеван, Ширакамут, Ашоцк, Карчахпюр, Ехегнадзор, Октемберян (№ 1, 15, 12, 10, 27, 22, 2). Отсутствует сезонный ход уровня вод в скважинах: Горис, Амасия, Азатан, Кучак, Арташат (№ 7, 9, 11, 18, 21). Сезонные изменения уровней воды в скважинах (№ 1, 15) имеют большую амплитуду, что обьясняется сильной трещиноватостью водовмещающих пород (скв.№1) и карстовых образований (скв.№15). Пилообразные колебания уровня воды наблюдались в скв. №15, что является отражением физико-химических процессов в системе скважина-водоносный пласт. Влияние атмосферного давления незначительное. К примеру, для скважины Ноемберян коффициент барометрической эффективности колеблется от 0.01 до 0.04 *см/гПа*. По колебаниям уровней вод в гидрогеодинамических скважинах (№ 1, 15) выявлены эффекты, предшествующие землетрясениям с магнитудой M $\geq$4.0. Длительность эффектов 1÷1.5 месяца, эффекты имеют форму купола и бухты положительного и отрицательного знака. Скв-ны №10,9,12 входят в тектонический блок, примыкают к Транскавказской зоне, характеризующейся активной геодинамикой. Понижение уровня вод с 1996 года наблюдалось в скв-не №10, где также слабо выражена периодичность колебания уровня. С 1990 года в скв-не №9 происходило понижение уровня воды на 2.0м, вероятнее всего это об'ясняется резкой разрядкой накопленного напряжения до и после Спитакского землетрясения, то есть сжимающих напряжений тектонических блоков по Кармракар - Спитакскому разлому. Гидрогеодинамические эффекты, предшествующие землетрясениям с M $\geq$3, выявлены по колебаниям вод скважин. Наибольшее количество эффектов, предшествующих землетрясениям имели место по скважинам: № 9, 10, 12, 27, длительность

эффектов 1÷2 месяца, форма эффектов - купол, бухта, ступенчатое поднятие или опускание уровня воды в скважине. Начиная с 1994 года по колебанию уровня вод скважины №27 наблюдается трехступенчатое непрерывное поднятие, что указывает на тектоническую активность Севанского блока. Скважина №18 характеризуется многоступенчатым и непрерывно повышающимся уровнем подземных вод. Начиная с 1990г. до середины 1994г., в пределах Апаран-Анкаванского тектонического блока наблюдалось непрерывное наращивание напряжения, связанного с подвижками указанного блока, главным образом северо-восточного направления. Далее с 1999г. уровень воды в скв. №18 медленно поднимался. Для уровня данной скважины характерно присутствие приливных колебаний, что является показателем реакции системы скважина-пласт на изменение об'емной деформации. Сезонные колебания уровня воды в скважине №22 (самоизливающаяся) нарушены сильными скачкообразными аномалиями. Очевидно, это можно обьяснить тектоническими подвижками на границе блоков Цахкунк-Зангезурской зоны. Наблюдалось повышение уровня воды в скважине на 1м в 1995 и 2004гг. Гидрогеодинамические эффекты по колебанию уровня данной скважины наблюдались перед землетрясениями с M ≥2.5, длительность эффекта 0.5÷1.0 месяца, форма эффекта-бухта. В скважине №11 наблюдалось понижение уровня воды на 20 см за период 1990÷1999гг., затем повышение уровня, начиная с 2000 года. Наблюдаются пилообразные колебания уровня вод в скважине №11 (рис.1). Понижение уровня воды в скв. №21 наблюдалось с 1993 по 1997гг., затем последовало повышение уровня воды. Гидрогеодинамические эффекты по колебаниям уровней вод скважин №11, 21 перед землетрясениями с M ≥2.5, длительность эффекта 1.0÷1.5 месяца, форма эффектов в большинстве случаев - ступенчатая. По уровню воды скважины № 2 наблюдается тренд на повышение уровня (рис.2). Гидрогеодинамические эффекты наблюдаются перед землетрясениями с M ≥4, длительность эффекта 1.0÷1.5 месяца, форма эффекта-ступенчатая.

Рис.1. Уровень воды по скважине № 11 за 2006г.
Землетрясение I – M=3.52, Δ=57,14км, $\varepsilon=10^{-9}$

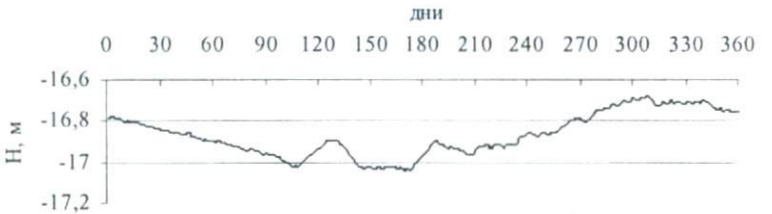


Рис.2. Уровень воды по скважине № 2 за 2006г.
Землетрясения:I–M=2.2, Δ=24км, $\varepsilon=10^{-10}$,
II – M=2.52, Δ=28км, $\varepsilon=10^{-10}$

Сейсмический режим региона

Исходя из того, что сейсмичность является одним из индикаторов современной геодинамической активности, в работе более подробно рассмотрены данные по сейсмичности. Сейсмический режим региона представлен каталогом землетрясений за 1991-2006гг. В работе сделана выборка землетрясений с M ≥3, и построена гистограмма, показывающая распределение во времени произошедших землетрясений (рис.3). Карта с нанесением очагов вышеперечисленных землетрясений отражает пространственное распределение сейсмических событий по всему региону Армении (рис.4).

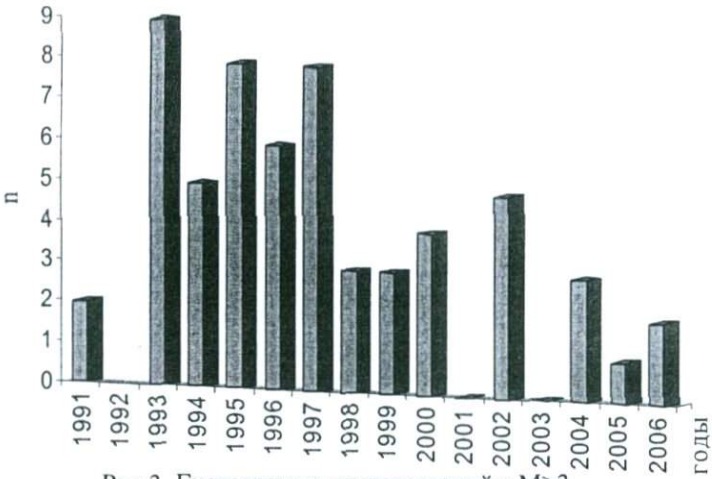


Рис.3. Гистограмма землетрясений с M>3.

Наибольшее число событий сконцентрировано на севере, на Джавахетском нагорье, локализация нескольких событий наблюдается в Транскавказской зоне и в восточной части озера Севан вдоль Памбак-Севанского разлома. Ряд очагов землетрясений располагаются вдоль Гарнийского разлома. Последовательность очагов землетрясений протягивается в поперечном направлении (предположительно по Азатскому разлому), а в Сомхето-Карабахской зоне сейсмические события отсутствуют. Таким образом, исходя из рассмотренных данных по сейсмическому режиму, выявляются напряженные и менее спокойные участки территории Армении, т.е места где происходит накопление энергии и наоборот.

Гидрогеодеформационные процессы

Целью гидродинамического мониторинга являлось получение информации об изменении деформации во времени вследствие сейсмической активности региона. Для изучения гидродеформационных процессов и выделения гидрогеодинамических эффектов, рассматривались реальные деформации, которые развивались на месте расположения скважины, в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения.

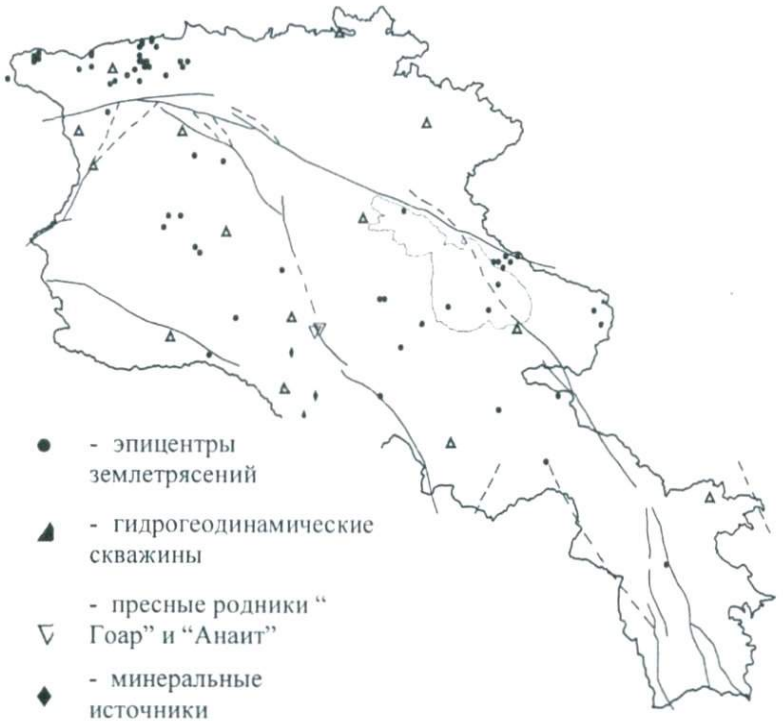


Рис.4. Карта очагов землетрясений с M>3 за 1991-2006гг.

Величина деформации определялась по формуле Добровольского [1] : $\varepsilon = \left(\frac{R}{10^{0.413M-2.66}} \right)^{-3}$, где R – эпицентральное расстояние, M – магнитуда.

По всем скважинам были пересчитаны деформационные величины напряжения. Для всех землетрясений с M>3, был произведен анализ величин, пересчитанный от этих землетрясений и выявлены некоторые аномальные значения, связанные с тектонической напряженностью. В работе это приводится на примере вариаций уровня воды в скважине Ширакамут: производились сравнения приведенных величин уровня воды и кривой изменения изменения значений деформаций, пересчи-

танных от магнитуд землетрясений, призошедших за этот период, на расстоянии от 30÷87 км от скважины. На графике (рис.5) показана зависимость колебания уровня воды в скважине от тектонической напряженности.

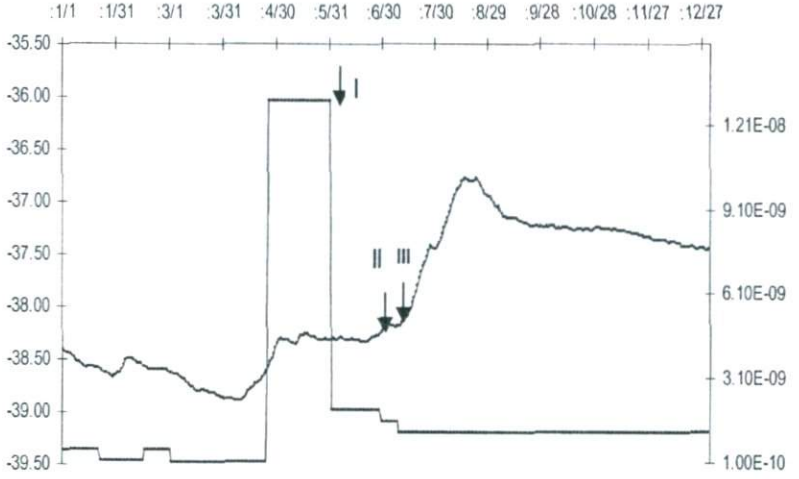


Рис.5 Изменение уровня воды в скв. Ширакамут за 1997г. с выделением напряженных точек. Землетрясения: I – 5/31/97, M=3.7, II – 6/28/97, M=3.1, III – 7/8/97, M=3.1.

Гидрогеодинамический эффект, предшествующий землетрясению, по вариации уровня (бухтообразное понижение) совпадает с повышенным параметром тектонической напряженности ($\varepsilon = 10^{-8}$). Однако, опыт изучения гидрогеодинамических эффектов, предшествующих землетрясениям, показал, что подготовка землетрясений может сопровождаться эффектами при меньшей величине деформации ($\varepsilon = 10^{-9}$), исходя из тензочувствительности системы скважина-пласт [3]. Далее, в работе рассматривалась зависимость деформационных процессов по глубине. Составлен график зависимости значения деформации от глубины гипоцентра зелетрясения до поверхности земли (рис.6). Из графика видно, что полученная зависимость носит линейный характер и значение деформации уменьшается с удалением от эпицентра.

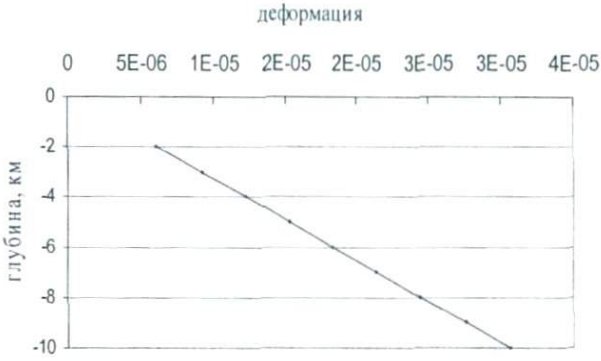


Рис.6. Зависимость деформации от глубины гипоцентра землетрясения (17.01.07г., М=3,6; Н=10км).

Величина деформации с учетом глубины произошедшего землетрясения определялась по формуле [2]:

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

где Δ – эпицентральное расстояние, Н – глубина, М – магнитуда.

Основным механизмом гидродинамических эффектов в связи с землетрясением является деформация среды, действие которой определяется свойствами среды в районе пункта наблюдения и его расположением относительно гипоцентра землетрясения.

В статье [4] приводилась карта с нанесением гидродеформационного поля региона, которая определялась по вычисленным значениям деформации вокруг каждой гидрогеодинамической скважины, в зависимости от ее расстояния до эпицентра землетрясения и магнитуды. В данной работе была сделана попытка расчета гидродеформационного поля северной части Армении, с учетом глубины произошедшего землетрясения (24.05.06, М=3.52, Н=15км) (рис.7).

Полученная картина отражает деформационные процессы, имевшие место на глубине 15км с величиной деформации $\varepsilon = 10^{-3}$ и ее распределение. Величины деформации, достигшие скважин, расположенных на разном расстоянии от эпицентра очага землетрясения (М=3.52, Н=15км) локализуют напряженные

участки вокруг каждой скважины на глубине гипоцентра землетрясения. Глубинное распределение деформаций имеет относительно равномерный характер, при этом интервал изменения величин деформации $\varepsilon = 10^{-4} \div 10^{-2}$, т.е. на 3-4 порядка выше значений деформаций поверхностного распределения. Анализ гидрогеодеформационного поля показал, что зона вокруг скв.1 совпадает с зоной деформации сжатия (рис.7).

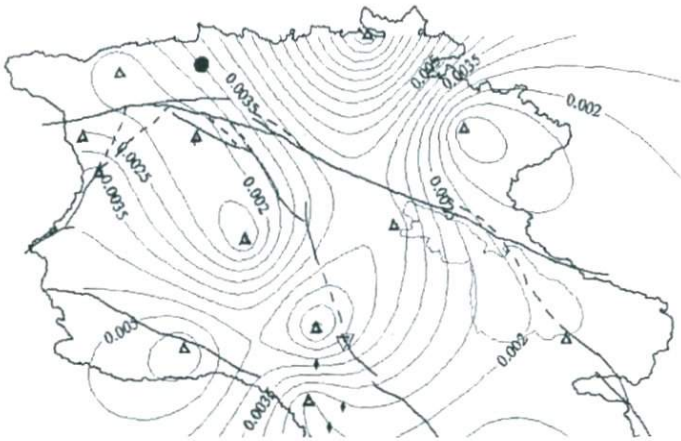


Рис.7. Гидродеформационное поле земной коры с учетом глубины землетрясения.

● - эпицентр землетрясения (24.05.06г., M=3,52, H=15км),

▲ - гидрогеодинамические скважины.

По уровню воды данной скважины отмечался гидрогеодинамический эффект в виде бухтообразного поднятия перед землетрясением, вариации уровней вод по остальным скважинам рассматриваемого поля. Наблюдались также эффекты, отражающие тектоническое напряжение среды.

Выводы:

— выявленные периодические вариации уровней вод скважин (№ 11, 18, 27) можно отождествлять с воздействием приливообразующих сил;

— малоамплитудные периодические вариации подземных вод, вызванные пилообразными колебаниями вод скважин (№ 11,

15), связаны с медленным подъемом уровня воды и резким его спадом и указывают на наличие слабых деформаций;

— по изменениям уровней вод в скважинах тектонических блоков, тренды повышения или понижения уровня подземных вод скважин (№ 2, 1, 27, 15), в дальнейшем можно будет использовать в качестве индикатора определения активности тектонических блоков;

— исходя из сейсмического режима, наибольшее количество землетрясений с M>3 произошло на севере территории Армении и в восточной части оз. Севан. В центральной части Армении вырисовывается последовательность очагов землетрясений, протягивающихся в поперечном направлении;

— пространственно-временной анализ показал закономерности развития гидрогеодеформационных процессов, распределение геодинамической напряженности и характер влияния их на уровень подземных вод.

Литература

1. Добровольский И.Г. Механика подготовки тектонического землетрясения. ИФЗ, М., 1984, 188с.
2. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. В сборнике моделирование предвестников землетрясений. М. "Наука", 1980, с. 7-43.
3. Пашаян Р.А. Исследование гидрогеодинамических эффектов, как предвестников землетрясений на территории Армении. Диссертационная работа, Ереван, 1998.
4. Пашаян Р.А., Саргсян А.З. Гидрогеодеформационная характеристика земной коры территории Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, LIX, N3, с.30-35.

ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ ПО МЕРЕ ПРИБЛИЖЕНИЯ К МОМЕНТУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

ПЕТРОСЯН Г.М., АДИБЕКЯН М.В.
(НССЗ РА)

Временная последовательность проявления предвестников отражает физическую сущность явлений, вызывающих аномальные вариации геофизических и других полей. Появление краткосрочных и оперативных предвестников, скорее всего, говорит о наступлении последней стадии усиливающегося разрушения горных пород, о высокой интенсивности протекающих процессов разрушения, которое и сопровождается краткосрочными и оперативными предвестниками землетрясения. Эти процессы нередко отражаются: 1) в наличии аномалий разных порядков, которые накладываются друг на друга по мере приближения момента образования магистрального разрыва при землетрясении; 2) в появлении сигналов с более высокой частотой, которые искажают форму временного ряда, не меняя его ход; 3) в изменении интенсивности проявления предвестника за несколько лет до события; 4) в быстром росте, незадолго перед землетрясением, характеристик (аномалий), на которые накладываются ускоряющиеся колебания (наличие режима с обострением).

В данной статье рассмотрим последний фактор. Г.Г. Малинецкий и С.П. Курдюмов [1] считают, что "графики поведения характеристик, описываюших сложно организованную иерархическую систему –тектонический разлом – незадолго перед катастрофой демонстрируют *быстрый катастрофический рост, на который накладываются ускоряющиеся колебания.* Следует обратить внимание на то, что асимптотикой таких процессов перед катастрофой является так называемый режим с обострением (когда одна или несколько величин, характеризующих систему, за конечное время вырастают до бесконечности)". В качестве характерного вида зависимости, возникающей перед катастрофами в сложных системах, авторы приводят развитие геохимического предвестника землетрясения 17.01.1995г. M=6.9 в г. Кобе.

Как справедливо полагают авторы [1], для того чтобы повысить качество прогноза, нужно иметь длинные ряды достоверных и достаточно точных данных, характеризующих различные стороны изучаемого объекта. Именно такие данные имеются в базе данных НССЗ. На современных представлениях о самоорганизующейся критичности (СОК), которые в приложении к сейсмологии описывают взаимодействие разрывов разного ранга, коллективные эффекты и ускорение их образования перед сильным землетрясением, основываются в своих исследованиях и другие известные сейсмологи. В концепции о самоорганизующейся сейсмической критичности метастабильное состояние на заключительном этапе подготовки сильного землетрясения развивается в значительно большем объеме [2].

Оценим в свете этих идей поведение всех тестовых аномалий-предвестников ("характеристик"), включенных в Каталог предвестников протестированных землетрясений [3].

Поле проявления всех предвестников 11-и сильных региональных ($M \geq 6.0$) и 7-и местных ощутимых ($3.7 \leq M \leq 5.0$) сейсмических событий (всего 167 тестовых аномалий, отражающих свойства 656-и аномалий) представлено на рис. 1. Как видим, количество предвестников увеличивается по мере приближения к моменту землетрясения как при сильных региональных, так и при местных ощутимых сейсмических событиях. Наибольшее количество предвестников, их разнообразие и по параметрам, и по формам проявления наблюдается в последние 4 месяца до событий. Более детально представим в графическом виде полученную на рис. 1 картину изменения количества предвестников в последние 4 месяца до событий для всех землетрясений (рис. 2а), для сильных региональных (рис. 2б) и для местных ощутимых (рис. 2в) сейсмических событий.

С целью получения уравнений сглаженных кривых использован полином 6-го порядка. Получены следующие формулы:

а) для всех землетрясений:

$$У=-0.0017x^6+0.068x^5-1.0662x^4+8.0887x^3-30.31x^2+51.109x-24.252 \quad (1)$$

б) для сильных региональных землетрясений:

$$У= -0.0013x^6+0.054x^5-0.8316x^4+6.195x^3-22.887x^2+38.199x-17.965 \quad (2)$$

в) для местных ощутимых землетрясений:

$$У=-0.0008x^6+0.0345x^5-0.5634x^4+4.3977x^3-16.694x^2+26.327x-14.839 \quad (3)$$

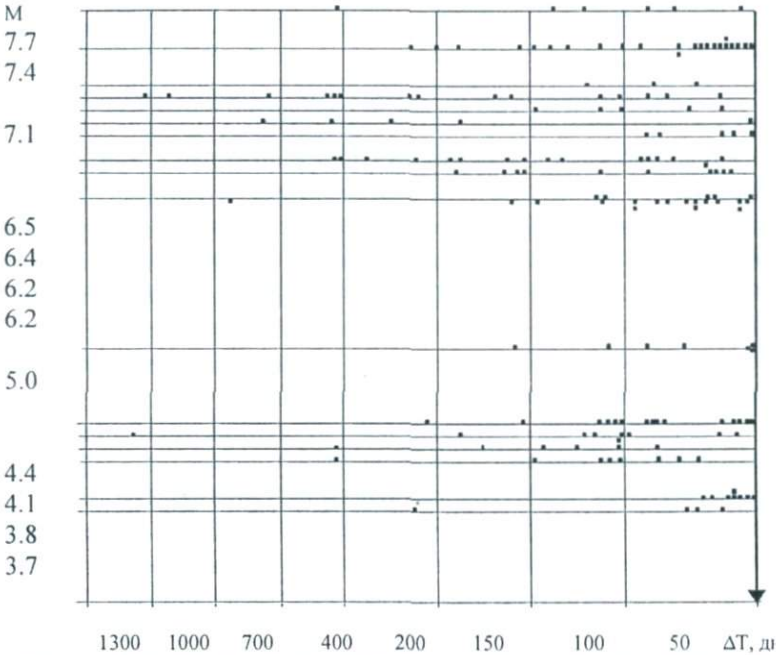


Рис. 1. Изменение интенсивности проявления предвестников по мере приближения к моменту землетрясения. Стрелкой обозначен совмещенный момент всех землетрясений, точками обозначены предвестники, М– магнитуды протестированных землетрясений, ΔТ – времена проявления предвестников.

Таблица 1.

Коэффициенты полинома и постоянная

	A1	a2	a3	a4	a5	a6	Постоянная
а)	- 0.0017	0.068	-1.0662	8.0887	-30.31	51.109	-24.252
б)	- 0.0013	0.054	-0.8316	6.1945	-22.887	38.199	-17.965
в)	- 0.0008	0.0345	-0.5634	4.3977	-16.694	26.327	-14.839

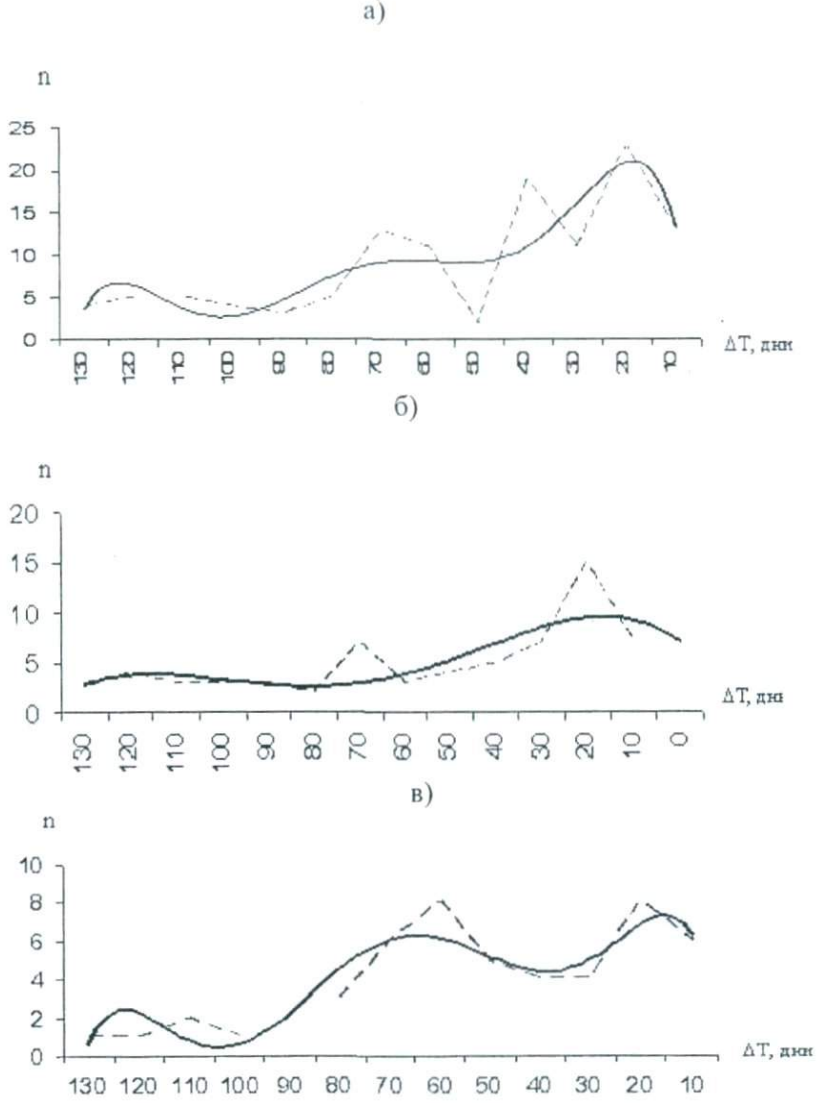


Рис. 2. Изменение количества предвестников *n* в последние 4 месяца до событий для всех (а), для сильных региональных (б) и для местных ощутимых (в) землетрясений. Пунктирные кривые построены по исходным данным, а сплошные – это сглаженные зависимости, построенные по ним.

Полученные коэффициенты, представленные в виде неравенств (4), также свидетельствуют о волнообразном увеличении количества предвестников n по мере приближения сейсмических событий.

$$\begin{aligned} &a1\ (а) < a1\ (б) < a1\ (в),\\ &a2\ (а) > a2\ (б) > a2\ (в),\\ &a3\ (а) < a3\ (б) < a3\ (в),\\ &a4\ (а) > a4\ (б) > a4\ (в),\\ &a5\ (а) < a5\ (б) < a5\ (в),\\ &a6\ (а) > a6\ (б) > a6\ (в). \end{aligned} \qquad (4)$$

На исходных и сглаженных кривых (рис. 2) для всех землетрясений за 100 дней до событий отмечается увеличение амплитуды (количества предвестников) и изменение частоты, а сами кривые имеют волнообразную форму. Все три сглаженные кривые сглаживаются в виде многочлена 6-й степени.

Как сказано выше, авторы [1] утверждают, что графики поведения характеристик незадолго перед землетрясением демонстрируют быстрый катастрофический рост, на который накладываются ускоряющиеся колебания, когда одна или несколько величин, характеризующих систему, за конечное время *вырастают до бесконечности*. В целом соглашаясь с ними, считаем необходимым заметить, что в нашем случае есть одно существенное отличие, а именно: незадолго перед землетрясениями отмечается *уменьшение количества предвестников:* за 25 дней до сильных региональных, за 15 дней до местных ощутимых, и в среднем за 20 дней до всех землетрясений. Иначе говоря, уменьшение количества предвестников незадолго перед землетрясением дает возможность оценить самый сложный прогностический параметр будущего землетрясения – его время. Кроме того, такое уменьшение слабее выражается перед местными ощутимыми событиями, нежели перед сильными региональными, а перед всеми землетрясениями в целом – также в среднем выражении.

Выводы:

1.Наличие режима с обострением выражается в том, что:

- по мере приближения к моменту землетрясения как при сильных региональных, так и при местных ощутимых сейсмических

событиях количество предвестников увеличивается; об их волнообразном увеличении свидетельствуют и коэффициенты полинома 6-го порядка;
- наибольшее количество предвестников и их разнообразие как по параметрам, так и по формам проявления наблюдается в последние 100 дней до события.

2.Вместе с тем, отмечается уменьшение количества предвестников за 25 дней до сильных региональных и за 15 дней до местных ощутимых землетрясений; это уменьшение слабее выражается перед местными ощутимыми сейсмическими событиями, чем перед сильными региональными.

3.Появляется возможность оценки времени будущего землетрясения, то есть самого сложного прогностического параметра.

Литература

1.Малинецкий Г.Г., Курдюмов С.П. Нелинейная динамика и проблемы прогноза. Вестник Российской Академии наук, 2001, том 71, N.3 , с. 210-232.
2. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М., Наука, 2003, 270 с.
3. Петросян Г.М. Тестирование и прогноз землетрясений. Ереван, 2004, 160 с.

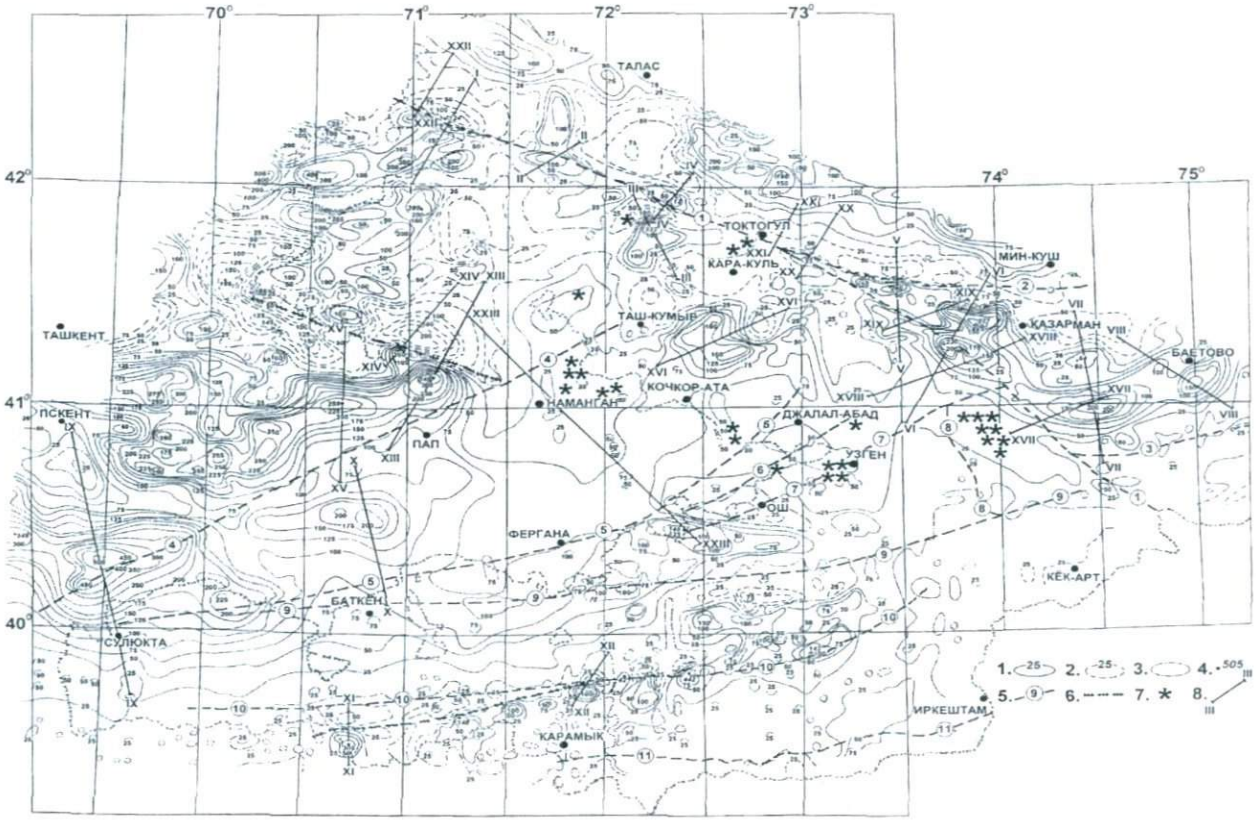
УТОЧНЕНИЕ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО КЫРГЫЗСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ПОГРЕБНОЙ В.Н., МАМЫРОВ Э., ГРЕБЕННИКОВА В.В.
(ИС НАН КЫРГЫЗСТАН)

В настоящей работе предпринята попытка уточнить некоторые особенности глубинного геолого-тектонического строения наиболее важных структурных элементов Южного Кыргызстана и прилегающих территорий, а именно: зону Таласо-Ферганского разлома, Ферганскую впадину и её горное обрамление - на основе количественной интерпретации результатов магнитометрических и гравиметрических съемок в этом районе. На рис.1. представлена карта-схема аномального геомагнитного поля (ΔT)а на единой барометрической высоте 5000м масштаба 1: 1000 000 для территории Южного Кыргызстана и прилегающих территорий в пределах координат φ=39.0°- 42.50°N, λ=69.0°-75.30°E, составленная на основе генерализации карты аномального геомагнитного поля (ΔT)а масштаба 1:200 000 по данным Госгеолагентства КР [1]. Из карты видно, что в целом аномальное геомагнитное поле (ΔT)а характеризуется слабым знакопеременным полем от "−" 50 нТл до "+" 100 нТл, на фоне которого четко выделяются как отдельные положительные аномалии от " +" 200 нТл до " +" 500 нТл, так и их группы, различные по интенсивности, морфологии и взаиморасположению.

Для количественной интерпретации использованы 16 магнитных аномалий (профили I–XVI) и 7 аномалий гравитационного поля (профили XVII–XXIII). Расположение профилей, проведенных вкрест простирания аномалий, указаны на карте-схеме (рис. 1).

На рис. 2 приведены графики (ΔT)а по указанным выше профилям. Экспериментальные кривые (ΔT)а оказались сопоставимыми с теоретическими кривыми ΔT от тел простой геометрической формы [2-5]. Результаты количественной интерпретации приведены в таблице и на рис. 2.


70°
71°
72°
73°
74°
75°
42°
41°
40°
ТАЛАС
ТОКТОГУЛ
КАРА-КУЛЬ
МИН-КУШ
КАЗАРМАН
БАЙТОВО
ТАШКЕНТ
ТАШ-КУМЫР
КОЧКОР-АТА
НАМАНГАН
ДЖАЛАЛ-АБАД
ПСКЕНТ
ПАП
УЗГЕН
ОШ
ФЕРГАНА
КЕК-АРТ
БАТКЕН
СУЛЮКТА
КАРАМЫК
ИРКЕШТАМ
1. 25 2. 25 3. 4. 505 5. 9 6. 7. 8.

Подписи к карте на стр.417

Рис. 1. Карта-схема аномального геомагнитного поля (ΔT)а на единой барометрической высоте 5 000м масштаба 1:1000 000 Южного Кыргызстана и прилегающих территорий в пределах координат: φ=39.20°-42.40°N, λ=69.0°-75.30°E (составлена на основе генерализации карты аномального геомагнитного поля (ΔT)а масштаба 1:200 000 по данным Госгеолагентства КР [1]. 1-3–изодинамы поля (ΔT)а в нТл (проведены через 25 нТл): 1-положительные, 2-отрицательные, 3-нулевые; 4-точки экстремумов (ΔT)а в нТл; 5–номера и названия разломов по геологическим данным: 1–Таласо-Ферганский, 2–Линия «Николаева», 3–Атбаши-Иныльчекский, 4–Северо-Ферганский, 5–Южно-Ферганский, 6–Мадино-Талдысуйский, 7–Карадарьинский, 8–Тарский, 9–Южно-Наукатский, 10–Туркестано-Алайский, 11–Заалайский; 6–предполагаемые разломы по геомагнитным данным; 7–эпицентры взрывных (несдвигового типа) землетрясений; 8–профили: с I–XVI (Δq)а, с XVII–XXIII(ΔT)а.

Расчеты по профилям I–VIII показали, что во всех 3-х сегментах Таласо-Ферганского разлома, выделенных в работе [6], выявлены аномалообразующие тела в форме пластов ограниченного и бесконечного распространения на глубину либо в форме уступов. Судя по повышенным значениям магнитной восприимчивости, это интрузивные тела гранодиоритового или габбро-диабазового состава.

Интересны в этом плане и результаты количественных расчетов данных гравиметрических съемок в зоне Таласо-Ферганского разлома (табл., рис. 3).

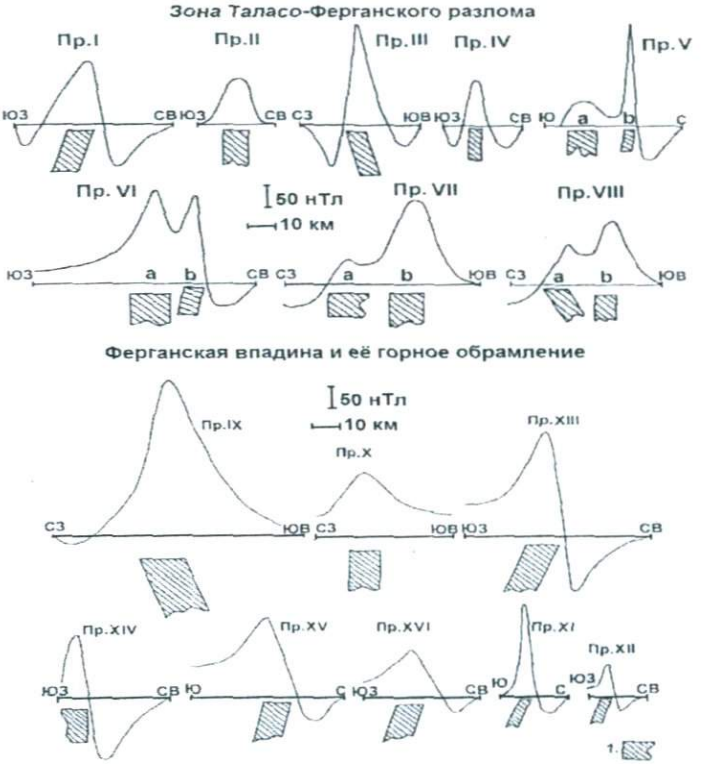


Рис. 2. Графики остаточного магнитного поля (ΔT)а по профилям: (нулевая линия (нормальное поле) (ΔT)а совмещена с линией нулевого уровня земной поверхности). 1.Контуры аномалообразующих объектов. Зашрихована более магнитная порода (количественные параметры в таблице).

Таблица 1.

Результаты количественных расчетов по магнитометрическим и гравиметрическим данным

Номер профиля	Геометрическая модель источника аномалии	Глубина залегания в км		Мощность пласта, слоя в км	Угол падения в градусах	Магнитная восприимчивость $\varkappa \cdot 10^{-6}$ СГСМ	Разность плотностей $\Delta\sigma$ г/см$^{-3}$
		верхней кромки	нижней кромки				
Магнитометрические данные							
I	наклонный пласт	2.45	20.25	9.28	75^0	643	-
II	вертикальный пласт	2.33	∞	11.06	90^0	456	-
III	наклонный пласт	2.47	24.33	6.92	74^0	1218	-
IV	вертикальный пласт	1.20	15.08	4.39	90^0	485	-
V	a - вертикальный пласт b - наклонный пласт	1.68 1.25	∞ 9.94	12.56 3.12	90^0 85^0	213 1348	- -
VI	a - вертикальный пласт b - наклонный пласт	3.50 1.17	∞ 15.00	16.58 5.52	90^0 81^0	850 851	- -
VII	a - вертикальный уступ b - вертикальный пласт	4.00 5.62	16.00 7.03	12.00 14.06	90^0 90^0	863 1032	- -
VIII	a - наклонный пласт b - вертикальный пласт	2.40 5.14	4.39 4.75	8.78 9.5	63^0 90^0	433 931	- -
IX	*наклонный пласт*	14.18	∞	23.82	71^0	3307	
X	вертикальный пласт	9.75	∞	15.64	90^0	1406	-
XI	наклонный пласт	0.84	∞	5.76	74^0	1080	-
XII	наклонный пласт	1.14	∞	6.62	74^0	1187	-
XIII	наклонный пласт	6.19	∞	16.96	80^0	1701	-
XIV	вертикальный уступ	6.6	28.4	21.8	90^0	1700	-
XV	наклонный пласт	3.56	∞	14.33	78^0	1064	-
XVI	наклонный пласт	5.0	∞	14.96	74^0	709	-
Гравиметрические данные							
XVII	вертикальный уступ	6.0	12	6.0	90^0	-	0.48
XVIII	—— " ——	10.0	16	6.0	90^0	-	0.48
XIX	—— " ——	4.0	8	4.0	90^0	-	0.48
XX	—— " ——	6.0	12	6.0	90^0	-	0.48
XXI	—— " ——	3.0	10	7.0	90^0	-	0.48
XXII	—— " ——	5.0	11	6.0	90^0	-	0.48
XXIII	вертикальный пласт	12	∞	10.0	90^0	-	-0.17

Графики остаточного гравитационного поля (Δg)а в любой части Таласо-Ферганского разлома четко показывают, что они обусловлены аномалообразующими телами в форме уступов, верхняя кромка которых расположена на глубинах 4–10 км, а мощности уступов в среднем составили 6 км.

Причем более плотная масса поднята к западу от линии Таласо-Ферганского разлома в Центральном и Юго-Восточном сегментах и только в Северо-Западном сегменте, наоборот, более тяжелые массы приближены к поверхности, восточнее от линии Таласо-Ферганского разлома. Интересно отметить, что подъем более тяжелых глубинных масс на величину ~ 6 км находит свое отражение в рельефе местности.

Наиболее высокие точки Ферганского хребта, территориально совпадающего с плоскостью разрыва Таласо-Ферганского разлома, подняты в среднем на высоту ~ 3-4 км. Высота хребта постепенно понижается к западу и резко падает к востоку от Таласо-Ферганского разлома. Это дополнительный аргумент в пользу правильности полученных нами результатов количественной интерпретации.

В Ферганской впадине и ее горном обрамлении магнитные аномалии также четко проявляются на фоне несколько повышенного (до «+" 100 нТл) остаточного магнитного поля. Кривые (ΔТ)а и разрезы аномалообразующих тел по профилям IX–XVI приведены на рис. 2.

Из рисунка видно, что магнитные аномалии обусловлены наклонными и вертикальными пластами бесконечного расспространения на глубину и в одном случае уступом (Пр. XIV). Численные значения глубин намагниченных тел, их геометрические и физические параметры приведены в таблице. Магнитные аномалии этой части территории объясняются интрузивными телами с повышенным содержанием магнитных минералов (гранодиориты, габбро, габбро-диабазы).

Выше Северо-Ферганского разлома интрузивные тела с повышенной магнитной восприимчивостью (Пр. XIII-XV) образуют цепочку, протяженностью до 50км, что характеризует наличие разлома, не выявленного геологическими методами (рис.1). Подобная ситуация наблюдается южнее глубинного Туркестано-Алайского разлома. Здесь девять магнитных аномалий образуют

цепочку, протянувшуюся в северо-восточном направлении на 220км от стыка Туркестанского и Зеравшанского хребтов до хребта Ак-Тёр. Все они практически одной формы, но разной интенсивности от «+" 100 нТл до «+" 400 нТл. Количественные расчеты (Пр.XI–XII) показали, что указанные аномалии обусловлены наклонными в южном направлении намагниченными пластами бесконечного распространения на глубину.

Характер аномалий, вытянутость их в одну цепочку на значительное расстояние позволило предположить, что они трассируют не выявленный геологическими методами разлом, который стыкуется с Туркестано-Алайским глубинным разломом в середине профиля XII (рис.1).

Из графика остаточного гравитационного поля (Δg)а профиля XXIII, проведенного через центральную часть Ферганской впадины и её горного обрамления (рис.3), видно, что на фоне отрицательного гравитационного поля четко выделяется узкая, тоже отрицательного знака, аномалия.

Расчеты показали, что она обусловлена телом в форме вертикального пласта неограниченного распространения на глубину, верхняя кромка которого залегает на глубине 12км, т.е. ниже верхней кромки кристаллического фундамента.

Анализируя данные детальных сейсмологических исследований на рассматриваемой территории, авторы работ [7-9] обнаружили землетрясения взрывного (несдвигового) характера, эпицентры которых вынесены на карту-схему (рис.1). Согласно работе [10], землетрясения взрывного характера происходят при формировании сводовых (антиклинальных) структур. Такого типа землетрясения проявились в Ясинской складчатой зоне северо-восточнее Тарского разлома и цепочкой от г.Узген до северо-западных окрестностей г.Наманган. Мы выделяем этот район, как зону формирования антиклинальных структур, перспективных на нефтегазоносность. Не случайно, в данной зоне расположены Кочкор-Атинские нефтегазовые месторождения.

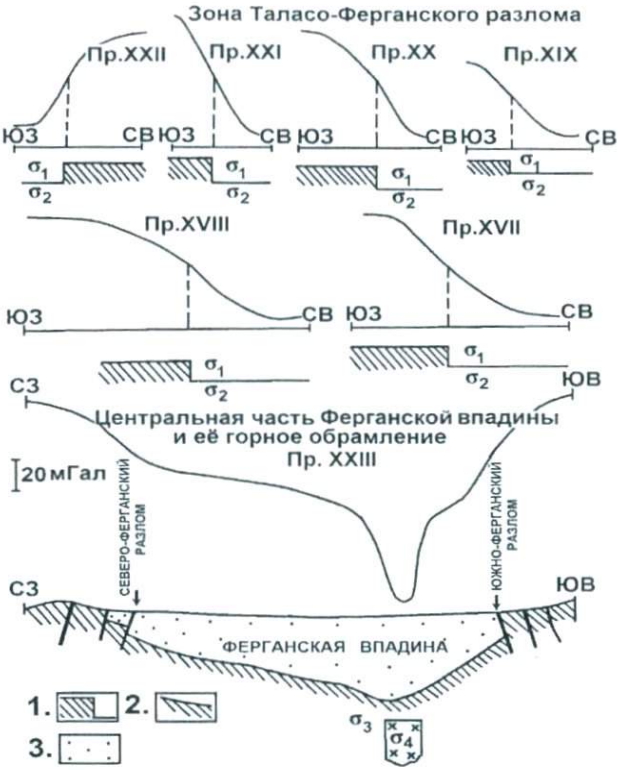


Рис. 3.Графики остаточного гравитационного поля (Δg)а масштаба 1:1000 000 (вертикальный масштаб для схематического геологического разреза 1:400 000).

Условные обозначения: 1 – контуры аномалообразующих объектов. Заштрихована более плотная среда (количественные параметры в таблице); 2–граница кристаллического фундамента; 3–мезозойско-кайнозойские осадочные отложения. Величины плотностей: σ_1 – 2.41 г/см^3, σ_2 – 2.89 г/см^3, σ_3 – 2.89 г/см^3, σ_4 – 2.72 г/см^3.

Выводы:

1.Результаты количественных расчетов показали, что формирование зоны Таласо-Ферганского разлома происходило при участии различных процессов в палеозое и мезозое: сдвиговые подвижки, магматизм (внедрение интрузий), вертикальные ступенеобразные поднятия.

2.По геофизическим данным выделены разломные зоны, недоступные визуальному картированию; уточнены местоположение, геометрические формы и физические параметры интрузивных тел.

3.Обозначена зона формирования антиклинальных структур, перспективных на нефтегазоносность.

Литература

1. Маринченко Г.Г. Высокоточная высотная аэромагнитная съемка масштаба 1:200000 территории Киргизии. Фонды КГФЭ «Гера»: г.Шопоков, Кыргызская республика, ТРФ, Кыргызская геофизическая экспедиция, 1993.
2. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – Л., Недра, 1979, 351 с.
3. Соколов К.П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. – М.: Госгеолтехиздат, 1956, 127 с.
4. Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. Мир: 1989, 487 с.
5. Миков Д.С. Атлас теоретических кривых для интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. – Томск, 1955, 278 с.
6. Мамыров Э., Маханькова В.А., Гребенникова В.В. и др. Особенности сейсмического режима северо-западного и юго-восточного сегментов Таласо-Ферганского разлома //Бишкек: Известия ВУЗОВ, 2006, N 5-6, с. 238-246.
7. Широкова Е.И. Особенности механизма очагов землетрясений Средней Азии //Физика Земли. 1979, N 10, с. 44-57.
8. Кальметьева З.А. Опыт изучения характеристик слабых землетрясений в связи с тектоническим строением //Известия АН Киргизской ССР, 1980, N 1, с. 9-16.
9. *Широкова Е.И. Землетрясения «несдвигового» типа* //Физика Земли, 1985, N 3, с. 29-40.
10. Погребной В.Н. Особенности напряженного состояния и характер сейсмичности в зонах формирования сводовых структур в земной коре. Напряженное состояние породного массива и наведенная геодинамика недр. Труды международной конференции. – Бишкек: Изд. Института физики и механики горных пород НАН КР, 2006. – 404 с.

СОВРЕМЕННЫЕ КОНЦЕПЦИИ ОЦЕНКИ И УПРАВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИМ РИСКОМ В УЗБЕКИСТАНЕ

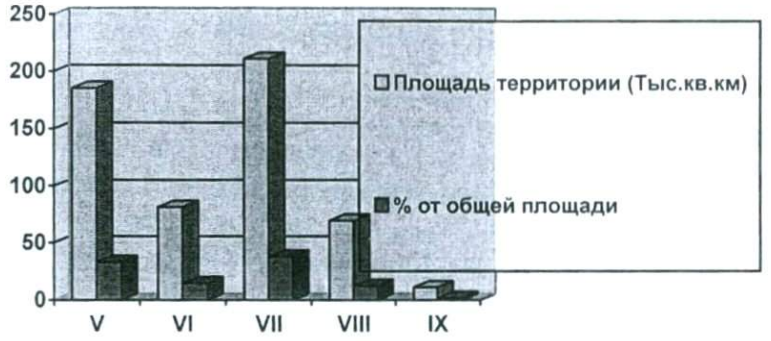
РАШИДОВ Т.Р., КОНДРАТЬЕВ В.А.
(ИС АН РУз.)

В силу особенностей своего географического положения, основная часть территории нашей Республики (впрочем, как и большинство населённых территорий в мире) подвержена опасности возникновения чрезвычайных ситуаций как природного, так и техногенного характера, которые могут быть вызваны землетрясениями, наводнениями, паводками, засухами, селями, оползнями, обвалами, снежными лавинами и пр.

Землетрясения издавна представляют большую опасность для населения и народного хозяйства на территории нашей Республики, приводя к человеческим жертвам и материальным потерям. Около 52% территории Узбекистана могут подвергаться землетрясениям интенсивностью 7 баллов и выше (см. таблицу 1 и диаграмму). В этой зоне проживает около 22 млн. человек, что составляет 93% населения Республики. В сейсмически опасных районах расположено более 330 населенных пунктов, в том числе 120 городов. Согласно Каталогу землетрясений, на территории нашей Республики могут происходить землетрясения с магнитудой до 7,5.

Таблица 1

Сейсмическая интенсивность, баллы	Площадь территории , тыс. кв. км	% от общей площади
V	185,576	33,0%
VI	81,839	14,7%
VII	211,100	37,8%
VIII	69,535	12,4%
IX	11,192	2,0%



Сейсмичность территории Республики Узбекистан
в соответствии с картой общего сейсмического районирования [1]

Землетрясения, как одно из наиболее грозных природных явлений, не случайно поставлены во главу этого списка, поскольку могут сопровождаться большими человеческими жертвами, невероятными разрушениями, и являются наиболее опасными по степени социального и экономического ущерба. Они могут продолжаться от доли секунд, до нескольких десятков секунд, но и этого времени порой оказывается достаточным, чтобы разрушить целые города.

Землетрясения зачастую являются причиной, провоцирующей и все остальные катастрофические явления из приведённого выше списка, дополнительно вызывая возникновение, так называемых вторичных поражающих факторов (таких как пожары, вспышки эпидемий, химическое и радиационное заражение территорий и пр.). При этом, отмеченные негативные последствия могут наблюдаться далеко за пределами территории, непосредственно пострадавшей от землетрясения.

По оценкам экспертов ООН, ежегодный ущерб от землетрясений превышает ущерб от всех остальных природных катастроф вместе взятых, составляя сотни миллиардов долларов, и во многих развивающихся странах поглощает значительную часть национального дохода [2].

Наблюдающиеся в нашей Республике (как в целом и в мире) процессы урбанизации, роста численности населения, как характерные процессы в странах с развивающейся экономикой, сопутствуют процессам повышения уязвимости к воздействию как природных, так и техногенных катастрофических явлений.

Для территорий, имеющих такой дополнительный фактор риска, как высокий уровень сейсмической активности, вопрос предотвращения трагических и разорительных последствий сильных землетрясений, является жизненно важным.

Люди не могут предотвратить или снизить сейсмическую опасность, но они могут ее предугадать и быть готовыми к ней. Оценка последствий сильных землетрясений в крупных городах мира в последние годы показала, что число жертв среди населения и размер материального ущерба, могут быть значительно сокращены, если заблаговременно производится оценка сейсмического риска заселенных территорий, подготавливаются и реализуются соответствующие планы управления сейсмическим риском [2].

Оценка физического ущерба зданий и сооружений является одной из базовых составляющих, на которых должны основываться решения ответственных лиц при разработке мер по снижению сейсмического риска, т.е. развитию стратегии снижения сейсмического риска для городов и населенных территорий. Во-первых, она включает качественную картину распределения возможных потерь по территории, то есть указывает на наиболее уязвимые и требующие принятия первоочередных мер районы городов и населённых территорий. Во-вторых, на оценке физического ущерба в зданиях и сооружениях, основываются последующие оценки социального и экономического ущерба, например, числа погибших и раненых, оставшихся без крова, потребности в медицинском персонале, местах в медицинских учреждениях, лекарствах, перевязочных материалах, транспорте, временном убежище и пр.

Исследования по оценке сейсмического риска являются чрезвычайно актуальными и получили широкое распространение в мире в последние годы. Ярким примером этому является целый ряд научных программ, как локальных и национальных, так и международных, посвященных решению этих вопросов. В частности, разработан комплекс программ HAZUS [3, 4] по оценке сейсмического риска для городов, расположенных на всей территории США. Тщательные исследования по оценке сейсмического риска проведены для всех крупных городов США, Японии, Турции, Чили, Македонии, Мексики, Китая, Эквадора,

Индонезии и для крупных городов многих других стран, расположенных в зонах с высокой сейсмической активностью. Под эгидой ООН осуществлялись исследования в рамках Международной Декады (1990-2000гг.) по снижению последствий стихийных бедствий (IDNDR) [5]. В 2000г. сравнительный анализ сейсмического риска в десятках городов мира осуществлялся специалистами из GEOHAZARD INTERNATIONAL [6] и релевантных организаций в рамках программы «GLOBAL EARTHQUAKE SAFETY INITIATIVE» [7]. В течение последних нескольких лет работа по пропаганде, разъяснению и обучению для академических административных работников муниципальных управлений крупнейших мегаполисов мира, расположенных в зонах высокой сейсмической опасности, проводится международной неправительственной организацией «EARTHQUAKE AND MEGACITIES INITIATIVE» (EMI) [8].

Большим достоинством всех этих программ, является способствование установлению и развитию международных связей между специалистами разных стран и объединение их усилий в решении общих задач. Таковой, к примеру, явилась выполненная программа оценки глобальной сейсмической опасности (GLOBAL SEISMIC HAZARD ASSESSMENT PROGRAM, GSAHP [6]). В рамках этой программы были объединены исследования десятков специалистов из разных регионов по всему миру, и результатом их исследований стала общедоступная для пользования вероятностная карта сейсмической опасности на земном шаре.

Большое число исследований в этой области поддерживается международными организациями. Некоторые из этих исследований имеют чисто научные цели, но большинство из них, помимо получения научной информации, ставит своей целью повышение уровня информированности населения и лиц, ответственных за принятие решений.

Исследования, посвященные проблемам оценки и снижения риска чрезвычайных ситуаций, активно проводятся и в нашей Республике. Решение этой проблемы в Узбекистане имеет прочную законодательную основу. Защита населения и территорий от чрезвычайных ситуаций природного, техногенного и экологического характера является одним из основных

направлений в политике национальной безопасности. Свидетельством этому является принятый в 1999 году закон «О защите населения и территорий от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера», закон «О гражданской защите», а также ряд принятых в последнее время постановлений Кабинета Министров РУз.

На протяжении последних 10 лет, защита населения и территорий нашей Республики от чрезвычайных ситуаций, осуществляется «Государственной системой предупреждения и действий в чрезвычайных ситуациях» (ГСЧС), созданной по инициативе Президента Республики Узбекистан И.А. Каримова.

Качественно новый научный и организационный уровень дальнейших исследований, мероприятий и путей решения этой проблемы, определён «Государственной программой по прогнозированию и предупреждению чрезвычайных ситуаций», принятой Постановлением Кабинета Министров РУз за № 71 от 3 апреля 20007года. Практическая реализация этой программы, включающей пять целевых программ и целый ряд конкретных мероприятий, потребует совместных скоординированных Действий ученых, специалистов и работников целого ряда Государственных структур, министерств, ведомств, НИИ и проектных организаций различного профиля.

Несмотря на чрезвычайно большой и трудоёмкий объём работ и сложность поставленных задач, наша Республика располагает достаточным научно-техническим потенциалом для их решения, тем более что методологическая основа и опыт решения многих из поставленных задач в нашей Республике уже имеется (ИМ и СС АН РУз, Институт сейсмологии АН РУз, ОАО УзЛИТТИ и др.).

В частности, в Институте механики и сейсмостойкости сооружений АН РУз, накоплен достаточный опыт проведения подобных исследований и разработки планов конкретных мероприятий, организована инициативная группа квалифицированных специалистов. Сотрудниками этой группы, под руководством академика Т.Р.Рашидова, в рамках Международных проектов NATO SfP 931927 [9] и UNDR «RADIUS» [10], проведены обширные исследования по оценке сейсмического риска для г. Ташкента. Эти исследования были продолжены в рамках ряда

ГНТП, выполненных в период 2002 – 2005гг., в частности ГНТП 8 [11]. Сотрудники отмеченной инициативной группы ИМиСС работают в тесном контакте с учеными и специалистами стран ближнего и дальнего зарубежья. По инициативе академика Т.Р. Рашидова и активном участии сотрудников ИМиСС, при поддержке NATO, Университета Богазичи, Обсерватории Кандили и Института Исследований землетрясений (Турция), в мае 2006 года была проведена крупная Международная конференция «Управление сейсмическим риском в городах стран Центральной Азии и Кавказа» [12]. Академик Рашидов Т.Р. принял активное участие в проведенном 24-27 сентября 2007г. в Баку Международном симпозиуме «Природные катаклизмы и глобальные проблемы современной цивилизации» [13], на котором он был введён в национальный комитет симпозиума. На базе мирового опыта и опыта проведения подобных исследований для г. Ташкента, в настоящее время начаты и интенсивно проводятся аналогичные исследования для Самарканда и Намангана.

Результаты отмеченных исследований неоднократно докладывались на многих Международных конференциях в странах ближнего и дальнего зарубежья (США, Япония, Турция, Мексика, Чили, Китай, Индия, Эквадор, Индонезии, Македония, Россия, Казахстан, Азербайджан, Киргизия, Таджикистан и др.), где к ним был проявлен значительный интерес и они получили одобрение и поддержку [12, 13, 14, 15 и др.].

Следует отметить, что исследования, связанные с оценкой и управлением сейсмическим риском (впрочем, как и других чрезвычайных ситуаций), требуют сбора и обработки огромного объема самой разнообразной информации, которая должна постоянно, совершенствоваться и обновляться, адекватно отражая динамику изменения факторов сейсмической опасности. Поэтому, в качестве инструмента, желательно использовать современные информационные компьютерные технологии, допускающие использование различных баз данных и их периодическое обновление. Таким инструментом являются Географические Информационные Системы (ГИС), которые позволяют соединить в единой базе данных информацию о сейсмической опасности, инвентаризации инженерных объектов, распределении населения

и пр., с привязкой их к соответствующим географическим координатам, а также провести вычисления возможных потерь в случае разрушительного землетрясения (и других стихийных бедствий).

Опыт использования ГИС-технологий имеется и в нашей Республике. Отмеченные выше исследования по оценке сейсмического риска для г. Ташкента, базировались именно на использовании этого инструмента. Исследования, проводящиеся в настоящее время для Самарканда и Намангана, также ориентированы на разработку соответствующих ГИС-проектов. В этом вопросе имеется опыт плодотворного сотрудничества и взаимовыгодного обмена передовым опытом на международном уровне. В 2006 и текущем 2007 году по инициативе ИМиСС АН РУз и поддержке Британского Совета, с участием представителей из Узбекистана, Таджикистана, России и УЧС, в Ташкенте были проведены совместные Узбекско-Британские семинары молодых ученых и специалистов, посвященные проблемам оценки риска чрезвычайных ситуаций на основе использования ГИС-технологий.

На базе накопленного передового мирового опыта и имеющегося отечественного опыта проведения исследований по оценке и управления сейсмическим риском, учитывающего региональные особенности нашей Республики, отмеченной выше инициативной группой, созданной в ИМиСС АН РУз, разработаны концепции оценки сейсмического риска, которые были апробированы при выполнении исследований для г. Ташкента, используются в настоящее время при оценке сейсмического риска в Самарканде и Намангане, и рекомендуются для использования при проведении подобных исследований для других городов и населённых местностей в нашей Республике.

Основными элементами этих концепций являются :

1. **Обеспечение исходной сейсмологической информации**

1.1. Составление карт очаговых зон региона и оценка параметров возможных землетрясений.

1.2. Оценка спектров колебаний в ближней зоне землетрясений.

1.3. Оценка параметров затухания сейсмической энергии и сотрясений с расстоянием.

1.4.Расчет периодов повторения сотрясений различной интенсивности и составление карт сотрясаемости.

1.5.Выбор расчетных (8-9 балльных) землетрясений для разработки сценариев.

1.6.Карты интенсивности для каждого из расчетных землетрясений с учетом затухания (карты изосейст без учета влияния грунтов).

2. Обеспечение необходимой инженерно-сейсмологической информации

2.1.Инженерно-геологические карты местности.

2.2.Карты грунтовых условий (учет различных факторов: уровень грунтовых вод, мощность слоев, изменение грунтов по глубине, наличие массивов галечника, трещиноватость и т.д.).

2.3.Оценка влияния грунтовых условий на сейсмический эффект (коэффициенты усиления, проявления динамической неустойчивости грунтов и т.д.).

2.4.Карты зон возможного разжижения грунтов, просадок, оплывин и т.д.

2.5.Спектры реакции для выделенных на территории города типов грунтов и акселерограммы сейсмических воздействий.

2.6.Уточненная карта сейсмического микрорайонирования территории.

3. Оценка сейсмического эффекта для расчетных вариантов землетрясений

3.1.Карты сейсмической интенсивности (в баллах) с учетом грунтовых условий.

3.2.Карты распределения сейсмического эффекта (проявления динамической неустойчивости грунтов).

4. Уязвимость зданий и сооружений, систем жизнеобеспечения

4.1.Разработка карт расположения существующих зданий и сооружений, систем жизнеобеспечения по основным типам (желательно отдельно по районам). Масштаб 1: 25000. Размер сетки : 0,5 х 0,5 км.

4.2.Оценка повреждаемости различных типов зданий, сооружений и коммуникаций по результатам макросей-

смических наблюдений, расчетным данным и др. Отдельно - оценка повреждаемости ответственных зданий и сооружений: медицинские учреждения, пожарные станции, водозаборные станции и т.п.

4.3.Разработка кривых повреждаемости для зданий и коммуникаций в виде графиков, где по абсциссе откладывается балльность, а по ординате - степень повреждения (в т.ч. в процентном выражении) зданий (коммуникаций). Кривые повреждаемости разрабатываются отдельно для каждого основного типа зданий (коммуникаций).

4.4.Разработка классификации уязвимости для всех типов зданий,сооружений,коммуникаций, имеющихся в городе или населённой территории, с учетом всех факторов, влияющих на их повреждаемость при сейсмических воздействиях (срок службы, качество строительства и др.).

4.5.Разработка карт сейсмической уязвимости для зданий и систем жизнеобеспечения, с указанием на карте типов зданий и сооружений в соответствии с их классификацией по уязвимости.

5. Оценка ущерба от землетрясений

5.1.Установление стоимости 1 кв.м (для коммуникаций - 1 погонного метра) зданий и сооружений с учетом расчетной интенсивности.

5.2.Определение ущерба от повреждения 1 кв.м зданий основных типов (классификация по этажности, срокам эксплуатации и другим признакам) и от повреждения линий жизнеобеспечения.

5.3.Оценка стоимости зданий, сооружений, объектов жизнеобеспечения с учетом удорожания за счет расчетной интенсивности (необходимо привлечение экономистов-оценщиков с опытом работы в данной области).

5.4. Учет инфраструктуры.

5.5. Расчет суммарного ущерба в стоимостной оценке по типам зданий (коммуникаций) для всего города, населённой территории (или отдельных их районов).

5.6.Расчет количества людских потерь, раненых в зависимости от интенсивности и времени суток расчетного землетрясения.

5.7.Оценка количества людей, оставшихся без крова.
5.8.Оценка потерь дорогостоящего и уникального оборудования, государственного имущества и имущества граждан.
5.9. Оценка экологического ущерба.
5.10.Оценка ущерба от вторичных факторов землетрясений: пожаров, наводнений, выбросов вредных веществ, отказов в системе жизнеобеспечения и т.д.
5.11.Оценка ущерба, нанесенного экономике вследствие остановки производства, прерывании подачи электроэнергии, газа, нарушениях в работе путей сообщения и т.п.

6. Разработка сценария.

6.1.Разработка вариантов сценария и плана действий для ликвидации последствий по каждому из расчетных землетрясений (расписать по времени, конкретным действиям, в т.ч. организация работы транспорта и коммуникаций, действия районных и городских служб, хокимиятов, махаллинских комитетов и т.п.).
6.2.Оценка взаимодействия и эффективности работы всех служб, их готовности к возможному землетрясению.
6.3.Оценка стоимости затрат на ликвидацию последствий землетрясения.

7. Разработка комплекса мероприятий для уменьшения сейсмического риска

7.1.Разработка методов оценки состояния зданий. Разработка критериев целесообразности усиления, восстановления или сноса поврежденных зданий и сооружений.
7.2.Рекомендации по усилению уязвимых зданий и сооружений и критерии необходимости восстановления, демонтажа или сноса зданий и сооружений. Экспериментальная проверка эффективности методов усиления для типовых и ответственных сооружений.
7.3.Разработка упрощенного Руководства для оценки сейсмостойкости или уязвимости зданий и сооружений, с включением рекомендаций по усилению повреждённых зданий, по которому сам владелец (не специалист) может самостоятельно оценить сейсмостойкость зданий и сооружений и принять решение о способе усиления.

7.4.Разработка превентивных мероприятий по заблаговременной подготовке к землетрясениям (склады, резервуары, укрепление зданий).
7.5.Мероприятия по обучению населения действиям при землетрясениях.
7.6.Предложения по подготовке Закона о землетрясениях.
7.8.Предложения об обязательной инвентаризации зданий в целях страхования.
7.9.Предложения об обязательном сейсмическом страховании.
7.10.Предложения по организации контроля за строительством зданий и сооружений.
7.11.Предложения об ответственности проектных и строительных организаций за качество строительства и последствия неудовлетворительного проектирования и строительства.
7.12.Разработка Руководства для принятия оптимальных решений (градостроительных, строительных и др.) ответственными лицами на основе анализа сейсмического риска.
7.13.Подготовка материалов для Правительства по анализу сейсмического риска для городов и населенных территорий Республики.

Практической ценностью этих исследований, является пакет соответствующих ГИС-проектов, т.е. карт, содержащих в своей основе огромный объём самой разнообразной информации, и, вместе с тем, наиболее наглядно отражающих картину возможных последствий землетрясений для конкретного города или населённой территории. Они, как представляется, станут мощным инструментом для органов управления и планирования, в вопросах идентификации наиболее опасных участков территории, в вопросах совершенствования стратегии снижения сейсмического риска, модернизации планов управления риском. Созданная с помощью ГИС-технологий база данных, и результаты проведенных оценок, предназначены для использования, прежде всего, ответственными работниками системы управления, подразделениями МЧС. Они дают возможность долгосрочного и оперативного планирования действий, снижающих сейсмический

риск на территории городов и населённых территорий. Кроме того, они могут быть использованы властями любого уровня при разработке генеральных планов развития городов и населённых территорий, силовыми структурами, эксплуатационными службами, страховыми компаниями и пр. Кроме того, разработанные в отношении сейсмического риска ГИС-проекты, вполне могут послужить основой для разработки соответствующих проектов и для других видов чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера.

Литература

1. КМК 2.01.03-96 . Строительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. Государственный Комитет Республики Узбекистан по Архитектуре и Строительству. Ташкент. 1996. - 65 с.
2. REDUCING DISASTER RISK : A CHALLENGE FOR DEVELOPMENT. A GLOBAL REPORT. United Nations Development Programme Bureau for Crisis Prevention and Recovery. Disaster Reduction Unit. http://www.undp.org/bcpr/disred/rdr.htm
3. HAZUS Earthquake Loss Estimation Methodology. Technical Manual FEMA and NIBS.1999.http://www.fema.gov/hazus/hazus4a.htm)
4. NIBS (1997). Earthquake Loss Estimation Methodology HAZUS, User's Manual, Developed by Federal Emergency Management Agency. Washington D.C. through a cooperative agreement with: National Institute of Building Sciences. Washington D.C.
5. RADIUS Instrument. Methodical handbook. Geneva. 2000.
6. Global Seismic Hazard Assessment Program
7. «GLOBAL EARTHQUAKE SAFETY INITIATIVE» GeoHazards (1997). Lessons for Central Asia: From Armenia to Sakhalin, GeoHazards International, Stanford, California. GeoHazard International. http:// geohaz. Org
8. EMI-The third international workshop on earthquakes and megacities-"Reducing Vulnerability – Increasing Sustainability of the World's Megacities" 31 October, 1 and 2 November, 2002, Shanghai, China.
9. Заключительный отчет по проекту NATO SfP 971923 «Оценка и снижение сейсмического риска в Ташкенте, Узбекистан и Бишкеке, Кыргызстан». – Ташкент, ИМиСС АН РУз. 2004.

10.Заключительный отчет по международному проекту «РАДИУС» «Оценка и снижение сейсмического риска для города Ташкента» (01.02.1998 г - 31.07.1999 г). Ташкент. 1999 г. – 126 с.

11.Разработка методологии оценки физического ущерба в зданиях и сооружениях при возможных землетрясениях в крупных городах Узбекистана, расположенных в сейсмоактивных районах. Отчет о НИР по теме ГНТП-8 «Разработка эффективных технологий строительства сейсмостойких зданий и сооружений и создание современных строительных материалов на базе местного сырья». ИМСС АН РУз. - Ташкент. 2005. Том 1 – 193 с.; Том 2 – 127 с.

12.MANAGEMENT OF URBAN EARTHQUAKE RISK IN CENTRAL ASIAN AND CAUCASUS COUNTRIES. Volume of Abstracts. NATO ADVANCED RESEARCH WORKSHOP. NATO Security Through Science Programme. Bogazichi University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Institute of mechanics and Stability of Structures of Uzbekistan Academy of Sciences. Istanbul, Turkey. 15 – 19 May, 2006.

13.NATURAL CATACLYSMS AND GLOBAL PROBLEMS OF THE MODERN CIVILIZATION. International Council For Scientific Development. INTERNATIONAL ACADEMY OF SCIENCE H and E. Special edition of Transaction of the International Academy of Science H and E. Baku – Innsbruck – 2007. – 757 pp.

14.International Workshop on Disaster Management. Reducing Urban Risk Through International Cooperation. December 4-6, 2003. Government of Maharashtra, Municipal Corporation of Greater Mumbai, Indian Institute of Technology Bombay, Earthquakes and Megacities Initiative. Maritime Training Institute. Powai, Mumbai, India. 2003. – 143 pp.

15.The 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering. The 3th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering. 7th–9th January 2004. International Committee for the 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering (ICSDEE). Technical Committee TC-4 (Earthquake Engineering) of the International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE). University of California, Berkeley. United States of America. Proceedings : Volume 1 – 922 pp; Volume 2 – 923 pp.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОЦЕНКА ДОЛГОСРОЧНОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ (КАВКАЗСКИЙ РЕГИОН)

РОДКИН М.В.[1], ГРИГОРЯН А.А.[2]
([1]ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ЦЕНТР РАН, [2]АРСАТ ЦЕНТР НИО ОО, АРМЕНИЯ)

Оценка сейсмотектонической опасности территории необходима при составлении карт сейсмического районирования. Особые требования к надежности используемых методов оценки предъявляются при наличии или проектировании строительства на рассматриваемых территориях стратегических объектов и объектов повышенной опасности, таких, как АЭС, гидротехнические сооружения, ряд объектов жизнеобеспечения, мест захоронений опасных отходов, опасных производств и т.д. Обычно указанные объекты имеют длительные расчетные сроки эксплуатации (например, до нескольких десятков тысяч лет для могильников радиоактивных отходов), что требует наличия надежной оценки долгосрочной сейсмотектонической опасности. Существующие подходы к оценке долгосрочной сейсмотектонической опасности существенно различаются, в том числе в своих важных исходных положениях. Эти различия приводят к заметному расхождению получаемых оценок для районов умеренной и сильной сейсмичности. Имеющиеся оценки сейсмотектонической опасности в основном базируются на данных по расположению очагов инструментальных и исторических землетрясений. Однако ряды имеющихся инструментальных данных, как правило, недостаточно длительны, а исторические данные обычно отрывочны и часто недостоверны, что приводит к снижению надежности получаемых оценок. Расхождение между ожидаемой (по картам сейсморайонирования) и реально наблюдавшейся балльностью ряда недавних разрушительных землетрясений демонстрирует печальный опыт недоучета степени сейсмической опасности, оцененной с помощью ранее существующих методов, что приводит к необходимости разработки новых, более надежных подходов и методов оценки сейсмотектонической опасности, а также пересмотру инженерно-технических требований к сейсмостойкости зданий и сооружений.

Рассмотрим возможность выделения пространственных областей относительно большей и меньшей вероятности реализации редких сильных событий на основе анализа численных моделей наиболее детально известных геофизических полей - рельефа местности и поля высот геоида. Особый интерес представляет использование косвенной информации, позволяющей осуществить площадную оценку сейсмотектонической опасности на длительный интервал времени. Наиболее детально известной площадной характеристикой является рельеф местности. Рельеф является продуктом современных и новейших эндогенных и экзогенных процессов [15] и потому несет важную информацию о характере и интенсивности этих процессов на длительный интервал времени. Хорошо известны основные типы рельефа и связь их распространенности с тектоническими и экзогенными процессами [7 и др.]. В развитие и детализацию положений классической геоморфологии было предложено понятие «энергия рельефа», а также выделены некоторые особые формы рельефа, например, связанные с активными разломными зонами [6,8,14]. На основании численных моделей рельефа был предложен ряд новых подходов к районированию и анализу территорий [2,4,5,12 и др.]. Ниже приведены некоторые результаты оценки долгосрочной сейсмотектонической опасности Большого Кавказа и ряда других регионов Российской Федерации с различным уровнем сейсмической активности, а также обсуждается возможность дальнейшего использования предлагаемых подходов, применительно к Малому Кавказу и территории Республики Армения, в частности.

Рассмотрим вариант подхода [4,12] к задаче использования численных моделей рельефа для картирования статистических характеристик рельефа территории, отражающих интенсивность эндо- и экзогенных процессов. Распределение высот рельефа, в грубом приближении, можно описать экспоненциальным распределением, аналогичным распределению Больцмана по допустимым энергетическим уровням (в данном случае, по распределению высот участков рельефа в поле силы тяжести), с параметром, формально аналогичным понятию температуры в термодинамике. Получаемую таким образом величину «температуры рельефа», оцениваемую для некоторого участка

территории, естественно сопоставить с активностью экзо- и эндогенных процессов, приводящих к изменению рельефа. На качественном уровне характер изменчивости параметра «температура рельефа» в значительной мере аналогичен величинам среднеквадратичных отклонений высот, но при этом отличается более робастным характером оценки, слабее зависящим от отдельных экстремальных значений. Данный подход был использован при анализе сейсмотектонической активности Евразии и при анализе территории ряда полигонов [4,12].

Как правило, на картах «температур рельефа» четко выявляются две особенности: современная эрозионная деятельность водотоков и связь «температуры рельефа» с высотой местности (обусловленная известным фактом более интенсивной эрозионной переработки на более высоких участках территории). При анализе горных территорий поправка на эрозию приводит к значительным изменениям пространственной картины величин «температуры рельефа», делая карты более информативными в смысле выявления связи с активностью сейсмотектонических процессов [12]. На рис. 1 приведена карта откорректированной на зависимость от высоты местности «температуры рельефа», с наложенными на нее основными разломами и эпицентрами инструментальных землетрясений выше 11 класса, происшедших за период с 1900 по 2000гг. Затемненные области отвечают более высоким значениям «температур рельефа». Видна определенная пространственная приуроченность очагов землетрясений к областям с более высокими значениями «температуры рельефа».

Статистический анализ численной модели, проведенный с целью выявления зон наиболее активного проявления эндо- и экзогенных рельефообразующих процессов, частично связанных с разломными (в частности сейсмоактивными) зонами, применительно к анализу рельефа Кавказского региона и ряда платформенных районов размещения АЭС на территории Российской Федерации, позволил выделить зоны (преимущественно линейные) активного проявления рельефообразующих процессов и выявить корреляцию с известными разломными зонами и зонами повышенной плотности числа эпицентров землетрясений.

Предлагаемый метод [10] выделения глубинных границ основан на использовании численной модели высот геоида. Высоты геоида отражают не только различия в суммарной плотности вещества литосферы в некотором вертикальном разрезе, но и различия первого момента распределения значений плотности горных пород ρ по высоте [13]

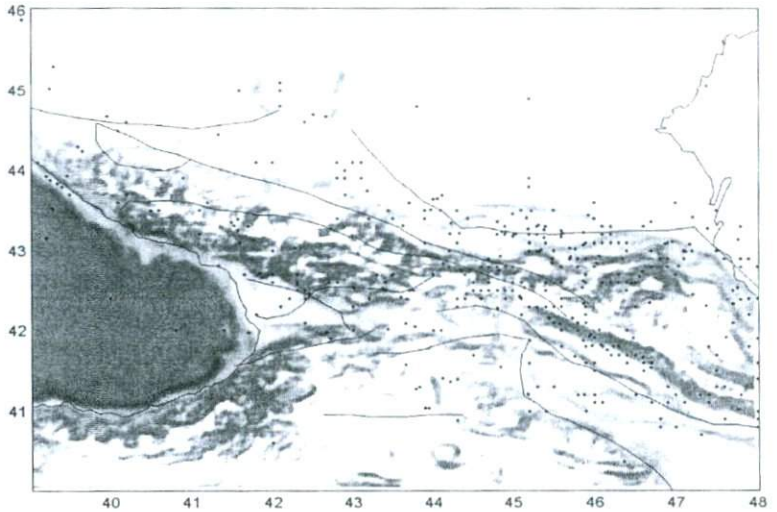


Рис.1. Результаты расчета величин «температур рельефа» для Кавказского региона

Для достаточно древних и потому изостатически скомпенсированных структур, аномалия потенциала силы тяжести ΔN, создаваемая неглубоким длинноволновым распределением плотности имеет вид: $\Delta N = 2\pi G \int_0^h y\Delta\rho(y)dy$. Таким образом, аномалии высот геоида, в отличие от изостатических аномалий, традиционно используемых при оценке сейсмоопасности (например, при подготовке карты общего сейсморайонирования ОСР-97), чувствительны к наличию также и более древних (и потому изостатически скомпенсированных) контактов различным образом устроенных блоков литосферы. Такие контакты, как

правило, докжны проявляться в виде поясов повышенных значений градиентов высот геоида. Для проверки предлагаемого метода были использованы данные о положении 6-ти наиболее сильных и неожиданных по своему расположению платформенных землетрясений XX века. Во всех этих случаях была обнаружена приуроченность эпицентров к поясам относительно повышенных значений градиентов поля высот геоида. Не выявилось, однако, связи между расположением и магнитудой очагов и величиной градиентов. Расчеты показали, что для эпицентральных зон сильных платформенных землетрясений характерны неслучайные превышения значений градиентов поля высот геоида. Относительно меньшая избирательность имеет место для землетрясений предположительно техногенного характера (Газлийские землетрясения и вблизи плотины Койна в Индии) и для относительно хуже определенного землетрясения в Ливии. Данный метод был использован также при оценке потенциальной сейсмоопасности районов Ростовской и Нововоронежской АЭС. В пределах обоих исследуемых районов были выделены пояса повышенных значений градиентов высот геоида. Эти пояса совпали в плане с известными региональными разломами и областями проявления слабой местной сейсмичности. Отметим специфику применения метода для случая рифтовых структур. Противоположные борта (палео) рифтовой структуры характеризуются близким плотностным строением, а сама рифтовая область выделяется пониженными значениями градиентов поля высот геоида.

Имеющиеся геологические, геофизические и геохимические данные свидетельствуют о сложном составе и строении земной коры в сейсмоактивных зонах Кавказского региона. В частности, для территории Республики Армения, как и для большей части простирания горной системы Малого Кавказа, характерно наличие сильно пересеченного рельефа, следов вулканической деятельности, блочной тектонической структуры, а также аномалий гравитационного, магнитного поля и ряда др. факторов [3]. Так, гравитационное поле территории Армении характеризуется наличием зон положительных и отрицательных значений гравитационных аномалий линейно-мозаичной формы различной интенсивности и ориентировки, причем наиболее интенсивными

отрицательными аномалиями характеризуются высокогорные вулканические районы и межгорные впадины, в т.ч. место расположения озера Севан, а магнитное поле по данным наземной съемки характеризуется значительной амплитудой изменения ΔZ в среднем от +7000 до– 4500 нТл. В качестве примера, на рис. 2 приведена схематическая карта региональных гравитационных аномалий территории Армении [9,17]. Данные рис.2 получены осреднением локальных измерений гравитационного поля Δg в радиусе R = 40 км для анализа глубинных плотностных границ (в данном случае глубина оценивается величиной около 10 км) [9]. В первом приближении, зоны аномалий совпадают с тектоническими зонами. Очаги редких сильных тектонических землетрясений, как известно, обычно бывают приурочены к древним шовным зонам и глубинным разломам, причем наиболее вероятными зонами сильных землетрясений, по-видимому, являются «узлы» их пересечения. Наличие в указанных областях мощного осадочного чехла, обширных массивов интрузий, надвигов затрудняет однозначную трактовку имеющихся геолого-геофизических данных, что наиболее наглядно проявляется на примере серпентинизированных участков офиолитовых поясов Кавказского региона, где наблюдаются обширные интрузии основных и ультраосновных пород.

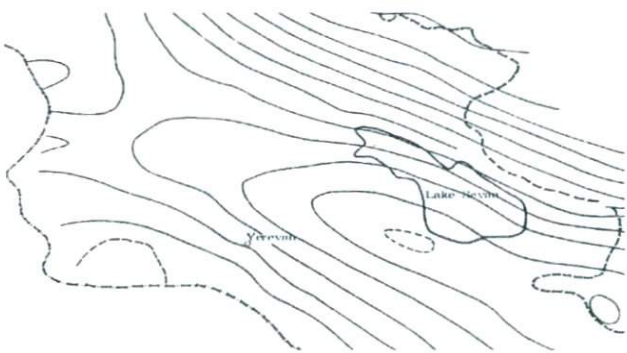


Рис. 2. Условная схема региональных аномалий $\Delta g_{per.}$ территории Армении и прилегающих областей.

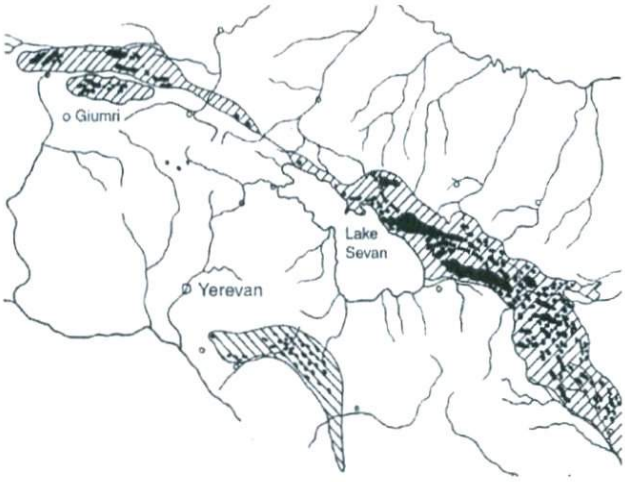


Рис. 3. Фрагмент схематической карты распространения офиолитовых ассоциаций (заштрихованы) Малого Кавказа на территории Армении. Места выхода мафит-ультрамафитовых интрузивов затемнены.

На рис. 3 приведена схематическая карта части офиолитового пояса Малого Кавказа как сегмента Альпийско-Гималайской горообразующей системы, представляющая на территории Армении Севано-Амасийский пояс (протяженный с северо-запада на юго-восток и далее уходящий на территорию Азербайджана и Ирана) и Вединский сегмент (на юго-западе) [1,17]. Серпентинизированные ультрабазиты офиолитовых зон являются пластичными породами, обладающими малой плотностью и низкой прочностью на сдвиг, что позволяет рассматривать их в качестве своеобразного демпфера, способствующего релаксации напряжений в земной коре и тем самым препятствующего проявлению сильных землетрясений, хотя сами офиолитовые зоны обычно приурочены к сейсмоактивным разломам. Большой массив имеющихся геолого-геофизических инструментальных данных позволяет проводить комплексную оценку сейсмотектонической опасности с использованием вышерассмотренных методов при наличии достоверных численных моделей. В свою очередь, эффективное использование имеющихся данных невозможно без достаточных знаний о механизме рассматриваемых процессов [11,16].

Результаты проведенных расчетов свидетельствуют об увеличении долгосрочной сейсмической опасности, в том числе для слабосейсмичных или даже полагавшихся асейсмичными регионов, что подтверждает необходимость следования более жестким нормам при составлении карт сейсмического районирования и проведения дальнейших исследований для получения более полных геофизических данных, с одной стороны, и разработке новых и усовершенствованию существующих методов анализа и обработки данных, с другой стороны. Рассматриваемые методы могут быть использованы как на начальной стадии исследования территории, с целью выделения для дальнейших полевых исследований структур предположительно в наибольшей и наименьшей степени подверженных воздействию активных сейсмотектонических процессов, так и на завершающей стадии - с целью комплексной интерпретации и дополнительной верификации полученной геолого-геофизической информации. Важнейшей задачей остается выявление, изучение и анализ взаимосвязи между сейсмичностью рассматриваемых территорий и рельефом, глубинным строением, геодинамикой и рядом других определяющих факторов, с учетом современных представлений о возможных механизмах рассматриваемых явлений [11,16]. В дальнейшем представляется полезным провести сравнение результатов моделировании детерминистических моделей с результатами статистического анализа и прогноза сейсмотектонической опасности. Сопоставление результатов, полученных различными методами позволит подойти к выработке общих рекомендаций, как по более надежной оценке долгосрочной сейсмотектонической опасности, так и по оценке применимости самих методов.

Работа выполнена частично при поддержке: «Программы поддержки Ведущих научных школ НШ1-5009.2006.5» РФ, гранта № 02-05-64379 РФФИ и подпрограммы фундаментальных исследований РАН «Сейсмические катастрофы: динамическая карта крупных сейсмических событий» (программа «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы»), а также Программы Фундаментальных исследований АРСАТ Центра «Механизм земелетрясений» 2000-2007г. Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. С.Б. Абовяну (ИГН НАН РА) за предос-

тавленные материалы и полезные обсуждения вопросов геологии офиолитовых зон Армении и Малого Кавказа.

Литература

1. Абовян С.Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1981, 306с.
2. Викторов А.С. Математическая морфология ландшафта. М.: «ТРАТЕК», 1998, 192с.
3. Геология Армянской ССР, т.10, Геофизика, Ереван: Изд.-во АН Арм.ССР, 1972, 275с.
4. Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Родкин М.В. Геодинамический анализ тектонических структур (применительно к территории Семипалатинского испытательного полигона) //В кн.: Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде Северных регионов. Материалы Всероссийской конференции. Архангельск, 2004, Т.1, с. 186-190.
5. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004, 340с.
6. Кузьмин С.Б. Активные разломы как фактор геоморфологического риска и их ландшафтообразующая роль //Геоморфология, 1998, N1, с. 3-9.
7. Мещеряков Ю.А. Рельеф и современная геодинамика. М.: 1981, 277с.
8. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения //Геоэкология, 1995, N4, с.16-27.
9. Оганесян Ш.С., Бабаджанян А.Г., Бадалян М.С., и др. Исследование глубинного строения земной коры территории Армении геофизическими методами //Изв. АН Арм.ССР, Науки о земле, N5, 1981, с. 38-46.
10. Родкин М.В. Выделение потенциально сейсмоопасных шовных зон на платформах по данным о высотах геоида //В сб.: Геодинамика и техногенез. Материалы Всероссийского совещания, Ярославль, 2000, с.135-137.
11. Родкин М.В. Проблемы физики источника землетрясения: Модели и противоречия //Физика земли, N8, 2001, с. 42-52.
12. Родкин М.В. К проблеме оценки долгосрочной сейсмотектонической опасности слабосейсмичных территорий //Геофизика XX1 столетия: 2003-2004 годы. Сборник трудов

6-х геофизических чтений им. В.В. Федынского, М.: "Научный Мир", 2005, с. 105-113.
13.Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика, М., Мир, 1985.
14.Торнес Дж. Б., Брунсден Д. Геоморфология и время. М.: Недра, 1981, 228с.
15.Ahnert F. Functional relationship between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins //Am. J. Sci., vol. 268, 1970, p. 243-353.
16.Grigorian A.A. A multidisciplinary approach for understanding the earthquake phenomenon // The 4th General Assembly of ASC and Symposium on Seismology, Earthquake Hazard Assessment and Risk Management (ASC2002), November 24-26, 2002, Kathmandu, Nepal, Volume of Abstracts, p. 28.
17.Grigorian A.A., Abovian S.B., Babadjanian A.G. About correlation between the Earth's structure and geodynamic processes in some regions of Armenia //XXIII General Assembly of the IUGG, 30 June -11 July, Sapporo, Japan, 2003, Book of Abstracts, B476.

НЕКОТОРЫЕ ПОДХОДЫ К ВЫЯВЛЕНИЮ И ПРОГНОЗУ ПРЕДКРИЗИСНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В СЛОЖНЫХ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ СИСТЕМАХ

РОДКИН М.В.[1], СЛЕПНЕВ А.С.[2], РОДКИН М.М.[2]
([1]МИТП РАН [2]МФТИ, РОССИЯ)

При исследовании и прогнозе возможных внезапных (кризисных) изменений в поведении различного рода геосистем, особый интерес представляет разработка возможных прогнозных указателей (предикторов) такого рода изменений. Рассматривается вариант понятного из физических соображений и подтверждаемого на простых моделях предиктора. Обсуждаются некоторые примеры применения этого предиктора к реальным геофизическим, социальным и экономическим системам.

Особый интерес в плане мониторинга состояния различного рода природных (а также природно-антропогенных и антропогенных) систем имеет выявление общих закономерностей изменения в поведении таких систем при их приближении к области потере устойчивости (в частности, к катастрофе). Широкое распространение имеет трактовка разных видов

катастроф (например, землетрясений) как примеров реализации самоорганизованной критичности (Self-Organized Criticality, SOC гипотеза). Основным аргументом в пользу возможности такой трактовки является соответствие распределений величин многих видов катастроф степенному, самоподобному, распределению. В рамках модели SOC следует ожидать проявления ряда специфических особенностей режимов катастроф - степенного роста предвестниковой активности I(t) и наличия периодических колебаний в режиме предвестников, с периодом, убывающим к моменту события t_c. Такой предвестниковый режим описывается как [1]: $I(t) = A + B \times (t_c - t)^{-\alpha} \times \{1 + \cos(\omega(t_c - t) - \phi\}$, где A, B, ϕ, ω, α - слабо меняющиеся параметры, t - время. Изменения типа (1) наблюдались в ряде случаев [1 и др.]. Однако систематическое исследование режима сильных землетрясений (пример совокупности реальных систем, допускающий статистическую проверку) показало, что ожидаемый рост предвестниковой активности наблюдался только в отдельных случаях и не исключено, что это случайный эффект [5]. Что касается периодичности режима предвестников, то такие изменения были выявлены, но оказалось, что период колебаний имеет тенденцию не уменьшения, а роста по мере приближения главного события [8 и др.]. Отсюда, по-видимому, следует, что SOC гипотеза не универсальна, и следует использовать также и другие модели предвестникового поведения при подготовке катастроф. В рамках трактовки катастрофы как процесса, отвечающего смене системой положения локального равновесия, следует ожидать развития эффекта «критического замедления» [6]. Смысл этого эффекта легко понять из простой механической аналогии - представим систему шариком на потенциальном рельефе (рис.1). Шарик находится в локальном минимуме рельефа и совершает в окрестности равновесия шумовые колебания, но если рельеф медленно меняется со временем таким образом, что минимум исчезает, то происходит катастрофа - шарик перекатывается в новое положение равновесия. Нетрудно представить, что при изменениях потенциального рельефа, отвечающих постепенному исчезновению локального минимума, крутизна потенциальной ямы вокруг этого минимума постепенно уменьшается до нуля (по крайней мере, в одном направлении). При таком изменении

конфигурации потенциальной ямы будут расти амплитуды и периоды малых (шумовых) отклонений положения шарика от точки равновесия.

Рис.1. Качественная модель предкризисного поведения системы как шарика на потенциальном рельефе. Пунктирные стрелки – шумовые колебания вблизи локального равновесия. Стрелка - переход в новое равновесное положение.

Часто легче сопоставлять относительные характеристики. В данном случае можно ожидать увеличения отношения числа относительно больших (шумовых) отклонений от состояния равновесия системы к числу малых отклонений и увеличения амплитуды более длиннопериодной компоненты шумовых отклонений, по сравнению с короткопериодной их компонентой. Иначе говоря, получаем, что приближению катастрофы отвечает относительный рост величин отклонений системы от состояния равновесия и рост амплитуд относительно низкочастотного участка спектра колебаний системы, в частности, рост низкочастотных шумовых колебаний. В работе [3] обсуждалось применение этой модели к ряду известных математических моделей простых динамических систем и к эмпирическим закономерностям поведения некоторых систем вблизи потери ими состояния равновесия. Было показано хорошее соответствие модели критического замедления рассмотренным примерам. В последние годы близкие подходы были реализованы при анализе ряда сложных природных систем. Наиболее детально был исследован случай предвестниковых аномалий землетрясений [8 и др.]. Был выявлен эффект относительного роста низкочастотных компонент режима слабой сейсмичности и возникновения цугов низкочастотных микросейсм перед возникновением сильных землетрясений. Достаточно хорошо известен (и часто используется в практике прогноза землетрясений) и эффект предвестникового роста чувствительности сейсмического режима к

слабым внешним воздействиям. Обычно используются величины отклика на приливные воздействия. Нами вводится новый параметр, описывающий осредненный вклад низко- и высокочастотных мод собственных колебаний в спектр шума исследуемой системы. Расчет этого параметра проводится следующим способом. Для текущего интервала времени рассчитываются Фурье спектр временного ряда и наклон графика, аппроксимирующего поведение этого спектра в двойных лог-координатах. Достаточно часто спектр получается близким к линейному, в этом случае предлагаемая оценка является его хорошей интегральной характеристикой. Если реальный спектр существенно отличается от линейного в двойных лог-координатах, то и этом случае такой параметр является удобной интегральной характеристикой относительного вклада низко- и высокочастотных мод колебаний. Получаемая таким образом оценка в определенном смысле аналогична наклону графика повторяемости землетрясений. При проверке и использовании модели при анализе реальных систем (например, данных геофизического мониторинга) величина полученного параметра сопоставлялась с размахом изменений анализируемой величины в последующий интервал времени (или с другой характеристикой, описывающий степень устойчивости системы). Расчеты проводились для разных величин скользящего окна и для разных видов данных – как для модельных, так и для эмпирических рядов данных. Специально отметим необходимость корректного применения предлагаемого подхода. При некорректном его применении (например, недостаточном учете сильной трендовой компоненты в изменении анализируемого сигнала), подход может давать сильный ложный прогнозный эффект. В качестве модельного ряда были использованы модификации броуновской модели. В случае обычного броуновского движения данный прогнозный признак не наблюдается. Однако при введении в модель усложнения, отвечающего появлению долговременной памяти процесса, появляется статистически значимая ожидаемая прогнозная особенность. Росту вклада низкочастотных колебаний отвечает больший разброс значений модельного числового ряда (меньшая его устойчивость) в последующий интервал времени. Аналогичный подход использовался при анализе различного рода

эмпирических числовых рядов. Так были рассмотрены данные по режиму микросейсм, числу преступлений, курсам стоимости акций ряда фирм, данные электротеллурического геофизического мониторинга, а также вариаций со временем числа слабых землетрясений в преддверии относительно более сильного события [4,7 и др.]. В большинстве случаев был выявлен эффект относительного роста низкочастотной компоненты спектра во временной области, предваряющей относительно более резкие изменения состояния системы. Эффект, по-видимому, более заметно проявляется для более динамичных систем. В ряде случаев ожидаемый эффект не выявляется, но, как правило, это имеет место в случаях недостаточно обеспеченных статистическим материалом. Очевидно также, что предвестниковые изменения в поведении системы не должны наблюдаться тогда, когда ее изменение обусловлено внезапным сильным внешним воздействием, которое никаким образом не «подготавливалось» постепенным изменением в состоянии самой исследуемой системы. Ниже представлен пример результатов аналогичным образом проведенного анализа для минутных значений режимных наблюдений геомагнитного поля по данным обсерватории Иркутск. Для текущего интервала времени рассчитывался спектр временного ряда и рассчитывался наклон графика, аппроксимирующего поведение этого спектра в двойных лог-координатах. Величина наклона (параметр gamma) сопоставлялась с размахом изменений величин геомагнитного поля в последующий интервал времени. Расчеты проводились для разных величин скользящего окна. Довольно типичные результаты приведены на рис.2 для длины окна 512 отсчетов.

Видно, что имеет место некая статистически значимая регрессия, когда большим значениям параметра gamma (что отвечает большему вкладу низкочастотных составляющих) отвечает больший размах изменений значений поля в последующий интервал времени. Видна слабая, но статистически вполне достоверная корреляция большего вклада низкочастотных колебаний в спектр шумов (в данном случае большие значения параметра gamma) с величиной размаха изменений значений геомагнитного поля (мах-мин) в последующий интервал времени.

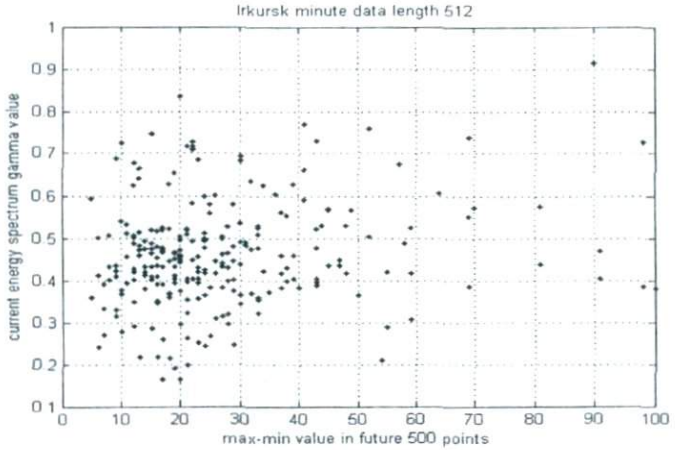


Рис.2. Проявление эффекта типа критического замедления по данным режимных минутных значений геомагнитного поля по данным обсерватории Иркутск.

Используемый подход, естественно, требует дальнейшей отработки на модельных и реальных примерах. Однако уже сейчас можно полагать полезным его применение для отслеживания изменений устойчивости различных динамических систем. При анализе сложно устроенных и сильно изменчивых рядов данных можно рекомендовать применение данного подхода в комплексе с алгоритмами анализа данных на основе нечеткой логики (см., например [2,9]). Работа выполнена при поддержке Программы №16 Президиума РАН «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы» и Проекта ЕС «Экстремальные события: причины и последствия», контракт №12975 (NEST).

Литература

1. Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы Нелинейной динамики. М.: Едиториал УРСС, 2002, 360с.
2. Нечеткие множества в моделях управления и искусственного интеллекта. Под ред. Д.А. Поспелова. М.: Наука, 1986, 312с.
3. Родкин М.В. Об одном подходе к оценке устойчивости геобиосистем //Сб.: Международная геосферно-биосферная

программа "Глобальные изменения". Вып.1, М., 1989, с. 115-119.
4. Родкин М.В., Слепнев А.С. Некоторые предкризисные аномалии в поведении сложных систем: общие модели и эмпирические данные //Материалы Всероссийской конференции «Риск-2006», М.: Изд-во Ун-та дружбы народов, 2006, с. 11-13.
5. Ромашкова Л.Л., Кособоков В.Г. Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985-2000 годы //Вычислительная сейсмология, Вып.32, 2001, с. 162-189.
6. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир, 1980, 404с.
7. Kuznetsov, I., Rodkin M., Serebriakov D., and Uriadov J. Hierarchical approach to dynamics of criminality //Preprint of RAS Institute of Applied Mathematics, 74, 2005, 32p.
8. Sobolev G.A. The arising of seismic flow periodic oscillations before strong earthquakes //General Assembly of European Seismological Society, Potsdam, 2004, Abstracts, SCC-3, Physics of earthquakes, p. 113.
9. Zlotnicki J., LeMouel L., Gvishiani A., Agayan S., Mikhailov V., Bogoutdinov Sh.. Automatic fuzzy-logic recognition of anomalous activity on long geophysical records. Application to electric signals associated with the volcanic activity of la Fournaise volcano (Réunion Island) //Earth and Planetary Science Letters, vol. 234, 2005, p. 261-278.

К ИССЛЕДОВАНИЮ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЛОСКИХ ВОЛН В УПРУГИХ АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ РЕКУРРЕНТНО-ОПЕРАТОРНЫМ МЕТОДОМ

РОЖКОВА Е.В.
(ИНСТИТУТ МЕХАНИКИ И СЕЙСМОСТОЙКОСТИ СООРУЖЕНИЙ РУз.)

Классическая теория распространения волн в упругих анизотропных средах основывается на возможности решения динамических уравнений Ламе

$$\left.\begin{aligned} L_{11}u + L_{12}v + L_{13}w - u_{,tt} &= 0 \\ L_{12}u + L_{22}v + L_{23}w - v_{,tt} &= 0 \\ L_{13}u + L_{23}v + L_{33}w - w_{,tt} &= 0 \end{aligned}\right\} \qquad (1)$$

в виде плоских гармонических волн, вектор смещения которых записывается в виде

$$\vec{u}_0 = \vec{A}\begin{matrix}\cos\\ \sin\\ 1\end{matrix}(\delta - vt) = \vec{A}\begin{matrix}(\cos\delta\cos vt + \sin\delta\sin vt)\\ (-\cos\delta\sin vt + \sin\delta\cos vt)\end{matrix} \qquad (2)$$

В формулах (1),(2) приняты следующие обозначения:

$$L_{11} = b_{11}\partial_{xx} + 2b_{16}\partial_{xy} + 2b_{15}\partial_{xz} + b_{66}\partial_{yy} + 2b_{56}\partial_{yz} + b_{55}\partial_{zz}, \quad \ldots\ldots$$

$$L_{12} = b_{16}\partial_{xx} + \widetilde{b}_{12}\partial_{xy} + \widetilde{b}_{14}\partial_{xz} + b_{26}\partial_{yy} + \widetilde{b}_{25}\partial_{yz} + b_{45}\partial_{zz}, \quad \ldots\ldots \qquad (3)$$

где $\widetilde{b}_{12} = b_{12} + b_{66}$, $\ldots\ldots$ $\widetilde{b}_{14} = b_{14} + b_{56}$, $\ldots\ldots$

$(1 \to 2 \to 3 \to 1)$; $(4 \to 5 \to 6 \to 4)$; $(x \to y \to z \to x)$

$b_{ik} = b_{ik}^{*}/\rho$; b_{ik}^{*} – упругие постоянные анизотропной среды, входящие в обобщенный закон Гука, разрешенный относительно компонент напряжений, ρ – плотность среды, $\vec{A} = [A_1, A_2, A_3]^T$ – постоянный (вещественный) вектор, называемый векторной амплитудой волны, v – фазовая скорость волны (скорость перемещения плоскости равных фаз), $\vec{n} = [l, m, n]^T$ – единичный вектор, перпендикулярный к фазовой плоскости, называемый волновой (или фазовой) нормалью, l, m, n – направляющие косинусы волновой нормали. Величина

$\delta = \vec{n}\vec{r} = lx + my + nz$ - есть расстояние плоскости от начала координат. В случае изотропной среды ненулевыми коэффициентами будут:

$$b_{11} = b_{22} = b_{33} = \gamma + 1, \quad \widetilde{b}_{12} = \widetilde{b}_{13} = \widetilde{b}_{23} = \gamma, \quad b_{44} = b_{55} = b_{66} = 1.$$

$$L_{11} = [(\gamma + 1)\partial_{xx} + \partial_{yy} + \partial_{zz}]/\beta,$$

$$L_{22} = [\partial_{xx} + (\gamma + 1)\partial_{yy} + \partial_{zz}]/\beta,$$

$$L_{33} = [\partial_{xx} + \partial_{yy} + (\gamma + 1)\partial_{zz}]/\beta, \qquad L_{13} = (\gamma\partial_{xz})/\beta,$$

$$L_{12} = (\gamma\partial_{xy})/\beta, \quad L_{13} = (\gamma\partial_{xz})/\beta,$$

где $\gamma = (\lambda + \mu)/\mu$, $\beta = \rho/\mu$; λ, μ – постоянные Ламе.

Классическое решение задачи состоит в подстановке (2) в (1), в результате чего получается система линейных однородных уравнений относительно искомых v и компонент вектора ν:

$$\left.\begin{aligned} (l_{11} - v^2)A_1 + l_{12}A_2 + l_{13}A_3 = 0 \\ l_{12}A_1 + (l_{22} - v^2)A_2 + l_{23}A_3 = 0 \\ l_{13}A_1 + l_{23}A_2 + (l_{33} - v^2)A_3 = 0 \end{aligned}\right\}, \tag{4}$$

где l_{ik} – постоянные коэффициенты, получаемые из L_{ik} заменой дифференциальных операторов направляющими косинусами:, $\partial_{xx} \to l^2$, $\partial_{yy} \to m^2$.

$\partial_{zz} \to n^2$, $\partial_{xy} \to lm$, $\partial_{xz} \to \ln$, $\partial_{yz} \to mn$

Для получения нетривиального решения системы (4) определитель этой системы приравнивается к нулю

$$Det = (v^2)^3 - d_1(v^2)^2 + d_2(v^2) - d_3 = 0, \tag{5}$$

и решается кубическое уравнение относительно V^2, три положительных корня которого определяют для каждого направления $\vec{n}$ три скорости распространения волн, соответствующие трем ортогональным векторам смещения. Подставляя, затем, первый корень v_1, например, в первое уравнение (4) и решая систему двух оставшихся уравнений, находим

$$\vec{A}_1 = \begin{bmatrix} A_{11} \\ A_{21} \\ A_{31} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (l_{22} - v_1^2)(l_{33} - v_1^2) - l_{23}^2 \\ l_{23}l_{13} - (l_{33} - v_1^2)l_{12} \\ l_{12}l_{23} - (l_{22} - v_1^2)l_{13} \end{bmatrix}.$$

Подставляя корень v_2 во второе, а $-v_3$ в третье уравнение системы (4) и решая системы оставшихся уравнений, получим выражения для векторных амплитуд $\vec{A}_2$, $\vec{A}_3$

$$\vec{A}_2 = \begin{bmatrix} A_{12} \\ A_{22} \\ A_{32} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} l_{13}l_{23} - (l_{33} - v_2^2)l_{12} \\ (l_{33} - v_2^2)(l_{11} - v_2^2) - l_{13}^2 \\ l_{12}l_{13} - (l_{11} - v_2^2)l_{23} \end{bmatrix};$$

$$\vec{A}_3 = \begin{bmatrix} A_{13} \\ A_{23} \\ A_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} l_{12}l_{23} - (l_{22} - v_3^2)l_{13} \\ l_{12}l_{13} - (l_{11} - v_3^2)l_{23} \\ (l_{11} - v_3^2)(l_{22} - v_3^2) - l_{12}^2 \end{bmatrix}.$$

В результате получаем шесть линейно независимых частных решений и общим решением системы уравнений (1) будет

$$\vec{u} = \vec{u}_0 + \vec{u}_1 = \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix} = \sum_{s=1}^{3} B_s \begin{bmatrix} A_{1s} \\ A_{2s} \\ A_{3s} \end{bmatrix} \cos(\delta - v_s t) + \sum_{s=1}^{3} C_s \begin{bmatrix} A_{1s} \\ A_{2s} \\ A_{3s} \end{bmatrix} \sin(\delta - v_s t) \cdot \qquad (6)$$

Постоянные коэффициенты B_s, C_s определяются из начальных условий

$$\vec{u}\big|_{t=0} = \vec{\varphi}(x, y, z); \quad \partial_t \vec{u}\big|_{t=0} = \vec{\phi}(x, y, z) \qquad (7)$$

Основная трудность здесь заключается в громоздкости определения в общем виде точных корней кубического уравнения по формуле Кардано. Исключение составляет случай трансверсально-изотропной и изотропной среды. В общем случае анизотропной среды не удается получить точного решения в общем виде по указанной выше причине. В связи с этим разработаны приближенные теории распространения плоских волн в анизотропной среде, основанные на сравнении с изотропной средой [1] и лучевой метод [2].

В данной статье используется рекуррентно-операторный метод [3] для точного решения этой задачи в общем виде без вычисления корней детерминантного уравнения.

По аналогии с формулами (2) будем искать решение уравнения (1) в более общем виде:

$$\vec{U}_0 = \cos\delta\vec{T}_0(t) + \sin\delta\vec{T}_1(t),$$
$$\vec{U}_1 = -\cos\delta\vec{T}_1(t) + \sin\delta\vec{T}_0(t), \tag{8}$$

Подставляя $\begin{matrix}\cos\\ \sin\end{matrix}\delta\vec{T}_r(t)$ в (1), для определения $\vec{T}_r(t)$ получаем систему дифференциальных уравнений, которую записываем в векторно-матричном виде:

$$(E\partial_t^2 + L)\vec{T}_r(t) = 0, \quad r = 0,1, \tag{9}$$

где $L = [l_{ik}]_{3\times3}$ – матрица коэффициентов, входящих в систему уравнений (1), E – единичная матрица.

В соответствии с рекуррентно-операторным методом [3] ищем решение уравнения (9) в виде

$$\vec{T}_r(t) = \sum_{i=0}^{\infty} Q(i)t^{2i+r,!}; \quad (r = 0,1), \tag{10}$$

где $t^{k,!} = t^k / k!$, $Q(i)$ – матрица постоянных коэффициентов третьего порядка, определяемая из (9).

Подставляя (10) в (9), получаем :

$$E\sum_{i=0}^{\infty} Q(i)t^{2i-2+r,!} + L\sum_{i-0}^{\infty} Q(i)t^{2i+r,!} = 0.$$

Делая во второй сумме сдвижку индекса i на $i-1$ и объединяя обе суммы в одну, получаем

$$\sum_{i=0}^{\infty}[EQ(i) + LQ(i-1)]t^{2i-2+r,!} = 0$$

Приравнивая к нулю выражение в квадратных скобках, получаем матричное рекуррентное соотношение для определения $Q(i)$:

$$Q(i) = -LQ(i-1), \quad i = 0,1.... \tag{11}$$

при начальных условиях

$$Q(0)=E,\quad Q(i)=0\quad \text{при}.\, i<0$$

Последовательно находим:

$$Q(0)=E;\quad Q(1)=-LQ(0)=-L;\, Q(2)=-LQ(1)=L^2;\ldots\quad Q(i)=(-1)^i L^i$$

Приводим (10) в развернутом виде:

$$\left.\begin{aligned} Q_{1k}(i) &= -l_{11}Q_{1k}(i-1)-l_{12}Q_{2k}(i-1)-l_{13}Q_{3k}(i-1)\\ Q_{2k}(i) &= -l_{12}Q_{1k}(i-1)-l_{22}Q_{2k}(i-1)-l_{23}Q_{3k}(i-1)\\ Q_{3k}(i) &= -l_{13}Q_{1k}(i-1)-l_{23}Q_{2k}(i-1)-l_{33}Q_{3k}(i-1)\end{aligned}\right\};\quad k=1,2,3.$$

При k=1,2,3 получаем три линейно независимые системы рекуррентных соотношений.

Теперь решение (10) записываем в виде

$$\vec{T}_{(k)r}(t)=\begin{bmatrix}U_{(k)r}(t)\\ V_{(k)r}(t)\\ W_{(k)r}(t)\end{bmatrix}=\sum_{i=0}^{\infty}\begin{bmatrix}Q_{1k}(i)\\ Q_{2k}(i)\\ Q_{3k}(i)\end{bmatrix}t^{2i+r,!}\ . \qquad (12)$$

В результате при $k=1,2,3$ и $r=0,1$ получаем шесть линейно независимых частных решений уравнения (9). Для матрицы L третьего порядка в произвольной степени i, входящей в решение матричного рекуррентного уравнения i, получены следующие выражения для коэффициентов $Q_{ik}(i)$

$$\vec{Q}_1(i)=\begin{bmatrix}Q_{11}(i)\\ Q_{21}(i)\\ Q_{31}(i)\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}Q_i+(l_{22}+l_{33})Q_{i-1}+(l_{22}l_{33}-l_{23}l_{32})Q_{i-2}\\ -l_{21}Q_{i-1}+(l_{31}l_{23}-l_{21}l_{33})Q_{i-2}\\ -l_{31}Q_{i-1}+(l_{21}l_{32}-l_{22}l_{31})Q_{i-2}\end{bmatrix}$$

$$\vec{Q}_2(i)=\begin{bmatrix}Q_{12}(i)\\ Q_{22}(i)\\ Q_{32}(i)\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}-l_{12}Q_{i-1}+(l_{13}l_{32}-l_{12}l_{33})Q_{i-2}\\ Q_i+(l_{11}+l_{33})Q_{i-1}+(l_{11}l_{33}-l_{13}l_{31})Q_{i-2}\\ -l_{32}Q_{i-1}+(l_{12}l_{31}-l_{11}l_{32})Q_{i-2}\end{bmatrix}$$

$$\vec{Q}_3(i)=\begin{bmatrix}Q_{13}(i)\\ Q_{23}(i)\\ Q_{33}(i)\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}-l_{13}Q_{i-1}+(l_{12}l_{23}-l_{22}l_{13})Q_{i-2}\\ -l_{23}Q_{i-1}+(l_{21}l_{13}-l_{11}l_{23})Q_{i-2}\\ Q_i+(l_{11}+l_{22})Q_{i-1}+(l_{11}l_{22}-l_{12}l_{21})Q_{i-2}\end{bmatrix}$$

где Q_i определяются из рекуррентного уравнения

$Q_i=-d_1Q_{i-1}-d_2Q_{i-2}-d_3Q_{i-3}$ при начальных условиях

$Q_0 = 1; \quad Q_{-i} = 0$ или по формуле

$$Q_i = \sum_{s=0}^{[i/3]} \sum_{k=0}^{[(i-3s)/2]} (-1)^{i-2s-k} (i-2s-k)! d_3^{s,!} d_2^{k,!} d_1^{i-3s-2k,!}.$$

Здесь d_i - коэффициенты уравнения (5). Выписываем несколько первых выражений для Q_i

$$Q_0 = 1; \quad Q_1 = -d_1; \quad Q_2 = d_1^2 - d_2; \quad Q_3 = -d_1^3 + 2d_1 d_2 - d_3.$$

Выписываем также несколько первых членов в рядах (12)

$$\vec{T}_{(1)r}(t) = \begin{bmatrix} U_{(1)r}(t) \\ V_{(1)r}(t) \\ W_{(1)r}(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t^{r,!} - l_{11} t^{2+r,!} + (l_{11}^2 + l_{12}^2 + l_{13}^2) t^{4+r,!} - \ldots \\ -l_{12} t^{2+r,!} + (l_{12}(l_{11} + l_{22}) + l_{13} l_{23}) t^{4+r,!} - \ldots \\ -l_{13} t^{2+r,!} + (l_{13}(l_{11} + l_{33}) + l_{12} l_{23}) t^{4+r,!} - \ldots \end{bmatrix}; \quad r = 0,1$$

,

$$\vec{T}_{(2)r}(t) = \begin{bmatrix} U_{(2)r}(t) \\ V_{(2)r}(t) \\ W_{(2)r}(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -l_{12} t^{2+r,!} + (l_{12}(l_{11} + l_{22}) + l_{13} l_{23}) t^{4+r,!} - \ldots \\ t^{r,!} - l_{22} t^{2+r,!} + (l_{12}^2 + l_{22}^2 + l_{23}^2) t^{4+r,!} - \ldots \\ -l_{23} t^{2+r,!} + (l_{12} l_{13} + l_{23}(l_{22} + l_{33})) t^{4+r,!} - \ldots \end{bmatrix}; \quad r = 0,1$$

$$\vec{T}_{(3)r}(t) = \begin{bmatrix} U_{(3)r}(t) \\ V_{(3)r}(t) \\ W_{(3)r}(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -l_{13} t^{2+r,!} + (l_{12} l_{23} + l_{13}(l_{11} + l_{33})) t^{4+r,!} - \ldots \\ -l_{23} t^{2+r,!} + (l_{12} l_{13} + l_{23}(l_{22} + l_{33})) t^{4+r,!} - \ldots \\ t^{r,!} - l_{33} t^{2+r,!} + (l_{13}^2 + l_{23}^2 + l_{33}^2) t^{4+r,!} - \ldots \end{bmatrix}; \; r = 0,1$$

В случае изотропной среды ряды в (12) сворачиваются в виде:

$$\vec{T}_{(1)0} = \begin{bmatrix} \cos \nu_\tau t - l^2 F_0(t) \\ lmF_0(t) \\ \ln F_0(t) \end{bmatrix},$$

$$\vec{T}_{(2)0} = \begin{bmatrix} mlF_0(t) \\ \cos \nu_\tau t - m^2 F_0(t) \\ mnF_0(t) \end{bmatrix},$$

$$\vec{T}_{(3)0} = \begin{bmatrix} nlF_0(t) \\ nmF_0(t) \\ \cos \nu_\tau t - n^2 F_0(t) \end{bmatrix},$$

Где

$$\vec{T}_{(1)1} = \begin{bmatrix} v_\tau^{-1} \sin v_\tau t - l^2 F_1(t) \\ lmF_1(t) \\ \ln F_1(t) \end{bmatrix},$$

$$\vec{T}_{(2)1} = \begin{bmatrix} mlF_1(t) \\ v_\tau^{-1} \sin v_\tau t - m^2 F_1(t) \\ mnF_1(t) \end{bmatrix},$$

$$\vec{T}_{(3)1} = \begin{bmatrix} nlF_1(t) \\ nmF_1(t) \\ v_\tau^{-1} \sin v_\tau t - n^2 F_1(t) \end{bmatrix}$$

Общим решением для плоских волн в соответствии с (7) будет

$$\vec{U} = \vec{U}_0 + \vec{U}_1 = \sum_{k=1}^{3} D_{(k)0}(\cos \delta \vec{T}_{(k)0} + \sin \delta \vec{T}_{(k)1}) + \\ + \sum_{k=1}^{3} (D_{(k)1}(-\cos \delta \vec{T}_{(k)1} + D_{(k)0} \sin \delta \vec{T}_{(k)0}). \qquad (13)$$

Шесть постоянных коэффициентов $D_{(k)r}$ находятся из начальных условий (7).

На основании теоремы С.Ковалевской о единственности решения задачи Коши, из которой следует, что два различных по виду решения удовлетворяющие одному и тому же уравнению и одним и тем же начальным условиям, совпадают между собой, установлена связь между новыми решениями (13) и классическими решениями (7)

$$\vec{A}_s \cos(\delta - v_s t) = \cos \delta [A_{1s} \vec{T}_{(1)0}(t) + A_{2s} \vec{T}_{(2)0}(t) + A_{3s} \vec{T}_{(3)0}(t)] + \\ + v_s \sin \delta [A_{1s} \vec{T}_{(1)1}(t) + A_{2s} \vec{T}_{(2)1}(t) + A_{3s} \vec{T}_{(3)1}(t)]; \qquad (14)$$

где

$$\vec{A}_s = [A_{1s}, A_{2s}, A_{3s}]^T; \quad \vec{T}_{(k)r}(t) = [U_{(k)r}(t), V_{(k)r}(t), W_{(k)r}(t)]^T;$$

$k, s = 1,2,3; \quad r = 0,1.$

Здесь классические решения представлены в виде разложений по новым частным решениям. Можно поступить наоборот, т.е. любое из новых частных решений можно представить в виде линейной

комбинации классических решений. Так, например, составим равенство

$$\cos\delta\ \vec{T}_{(k)0}(t) = \sum_{s=1}^{3} B_{s(k)}\vec{A}_s \cos(\delta - \nu_s t) \qquad (15)$$

.Полагая в (15) $t = 0$, получим систему алгебраических уравнений для определения $B_{s(k)}$

$$\begin{bmatrix} A_{11} & A_{12} & A_{13} \\ A_{21} & A_{22} & A_{23} \\ A_{31} & A_{32} & A_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_{1(k)} \\ B_{2(k)} \\ B_{3(k)} \end{bmatrix} = \vec{E}_k, \quad \text{где} \quad \vec{E}_1 = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}, \quad \vec{E}_2 = \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ 0 \end{bmatrix}, \quad \vec{E}_3 = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}.$$

Для того чтобы получить тождество и в производных от обеих частей (15) по t при, $t = 0$ необходимо к левой части в (15), например при $k = 1$, добавить выражение

$$\sin\delta(\vec{T}_{(1)1} + \vec{T}_{(2)1} + \vec{T}_{(3)1})\vec{D}\ ,$$

где $\vec{D} = [\sum_{s=1}^{3} \nu_s A_{1s} B_{s(1)}, \sum_{s=1}^{3} \nu_s A_{2s} B_{s(1)}, \sum_{s=1}^{3} \nu_s A_{3s} B_{s(1)}]^T$.

Пример. В качестве модельной анизотропной среды приняты следующие относительные значения упругих констант

$b_{11} = 3;\ b_{12} = 1;\ b_{13} = 1.7;\ b_{14} = 1.7;\ b_{15} = 1; b_{16} = 0.7;$

$b_{22} = 2.7; b_{23} = 1.3;\ b_{24} = 1;\ b_{25} = 1.3;$

$b_{26} = 0.3; b_{33} = 2.3; b_{34} = 0.7; b_{35} = 0.3;\ b_{36} = 1; b_{44} = 2;$

$b_{45} = 1.3; b_{46} = 1; b_{55} = 1.7; b_{56} = 0.7; b_{66} = 1.3,$

при этом предполагаем что $b_{ij} = b_{ji}$, хотя это требование не является обязательным для этого метода.

Направляющие косинусы приняты равными

$l = 0.6967;\ m = 0.6216;\ n = 0.3581$

Корни уравнения (5)

$\nu_1 = 0.3054403558;\quad \nu_2 = 0.9033744776;\quad \nu_3 = 3.106099939.$

На рисунке 1 в соответствии с (14) построен совмещенный график функций, расположенных в левой (классический вариант) и правой (новый вариант) частях равенства (14)

$$A_{33}\cos(1-\nu_3 t) = \cos 1(A_{13}W_{(1)0} + A_{23}W_{(2)0} + A_{33}W_{(3)0}) +$$
$$+\nu_3 \sin 1(A_{13}W_{(1)1} + A_{23}W_{(2)1} + A_{33}W_{(3)1}),$$

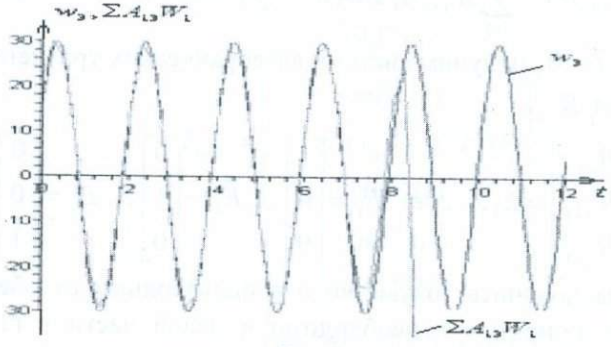


Рис.1

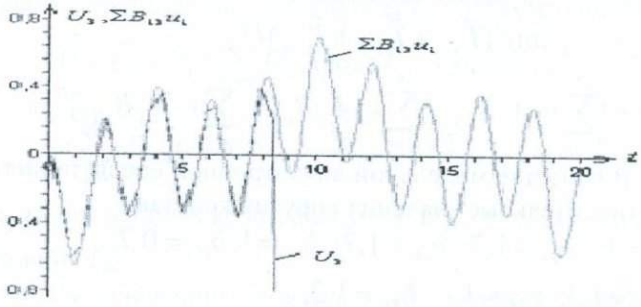


Рис. 2

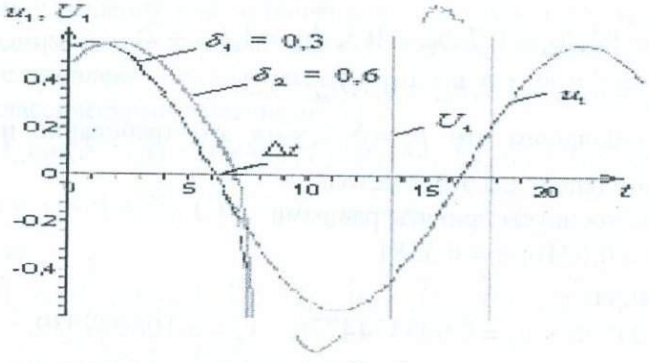


Рис.3

На рисунке 2, в соответствии с (15), показан совмещенный графики функций, расположенных в левой (новый вариант) и в правой (классический вариант) частях равенства (15) при $\delta = 0$

$$\cos\delta\, U_{(3)0}(t) = B_{1(3)} A_{11} \cos(\delta - \nu_1 t) + B_{2(3)} A_{12} \cos(\delta - \nu_2 t) + \\ + B_{3(3)} A_{13} \cos(\delta - \nu_3 t)$$

Из рисунков видно, что решения по рекуррентно-операторному методу, полученные без определения корней уравнения (5) в виде степенных рядов (12) , (также как и элементарные функции, представленные в виде степенных рядов), имеют ограниченный радиус сходимости. Для увеличения радиуса сходимости можно применить известные методы аналитического продолжения, τ - метод Ланцоша, либо представить степенные ряды через элементарные функции, как это сделано на примере формулы (15), и, тем самым, определить вид построенных частных решений за пределами их радиусов сходимости, но для этого нужно знать корни уравнения (5).

Однако для периодических функций определить параметры волнового поля (амплитуду и скорость) можно и при ограниченном радиусе сходимости. Так, например, в случае, показанном на рисунке 3, на котором изображен совмещенный график функции $u_1 = A_{11}\cos(0.3 - \nu_1 t)$ и функций

$$U_1 = \cos\delta \sum_{k=1}^{3} A_{1k} U_{(k)0}(t) + \nu_1 \sin\delta \sum_{k=1}^{3} A_{1k} U_{(k)1}(t)$$

по формуле (14), при $\delta_1 = 0.3$ и $\delta_2 = 0.6$, скорость прохождения волны на расстоянии $\Delta\delta = \delta_2 - \delta_1$ за время $\Delta t = t_2 - t_1$ составит $\nu_1 = \Delta\delta / \Delta t = 0.3/(7.2 - 6.2) = 0.3 \approx 0.3054.$

Все вычисления производились на языке Maple 9.5. Максимальный радиус сходимости рядов (12) при принятых исходных данных достигался при 35 членах ряда. Изложенный метод удобен тем, что позволяет по перемещениям непосредственно определять деформации и напряжения в анизотропной среде от суммарного воздействия всех трех типов волн.

Литература

1. *Федоров Ф.И. Теория упругих волн в кристаллах.* –М. : Наука. 1965.
2. Петрашень Г.И. Распространение волн в упругих анизотропных средах.- *Л.*: Наука. 1980. -280с.
3. Спиваков Ю.Л. Специальные классы решений линейных дифференциальных уравнений и их приложения к анизотропной и неоднородной теории упругости. – Ташкент: Фан. 1986.- 186с.

ՀՀ ՏԱՐԱԾՔԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՄԱՆ ՀԻՄՆԱՀԱՐՑԵՐԸ

ԹՈՒՄԱՆՅԱՆ Հ. Ա.
(ՀՀ ԳԱԱ, ԵԳԻ)

Երկրաբանական քարտեզը, որի նախակերպերը կազմվել են դեռևս XVIII դարի կեսերին Ֆրանսիայում և Գերմանիայում [7], ունի ավելի քան 250 տարվա զարգացման պատմություն: Այս ընթացքում, *մասշտաբային* խմբավորումների միջոցով, վերարտադրելով տեղանքի երկրաբանական կառուցվածքը տոպոգրաֆիական քարտեզների վրա և, երկրաբանության զարգացման փուլերին զուգընթաց, անընդհատ *կատարելագործելով*, նշված պարզագույն մակերեսային ուրվագծային քարտեզները վերակերպվել են երկչափ (ավանդական)–եռաչափ (ծավալային) անցումային [13] առայժմ երկրակեղևի մետամորֆային *հիմքի* վերին *մասի* և *ծալքավոր համալիրի* կառուցվածքները վերարտադրող, ճշգրիտին մոտ կտրվածքների ցանցով և բլոկ-դիագրամաներով, ուղեկցված քարտեզագրական գծապատկերների:

Լեռնային ապարների և նրանց տարբեր խմբավորումների սահմանագծերի և խզվածքների–բեկվածքների տոպոգրաֆիական քարտեզների վրա պրոեկցիաների փոխհարաբերությունները, ինչպես միմյանց, այնպես էլ *հորիզոնականների* և գետային ցանցի հետ, պայմանավորված են երկրաբանական գոյացումների տեղադրման ձևերով և նրանց հաջորդական առաջացումներով: Տոպոգրաֆիական հիմքի գրաֆիկ կառուցումներով բացահայտվում են քարտեզագրված երկրաբանական տարրերի տեղադրման ու միմյանց հետ փոխհարաբերությունների բնույթը և

ստուգվում են նրանց բնական տեղադրումներին համապատասխանելու աստիճանը: Քարտեզը նաև ստուգվում է նվազագույնը երկու, հատկապես միմյանց հատող, գծերով կազմված երկրաբանական կտրվածքներով, որոնք տարածաշրջանային կառուցվածքային և շերտագրական քարտեզագրման սխալների առկայության պայմաններում հնարավոր չէ կազմել: Այսինքն, երկրաբանական քարտեզները ճշգրտվում են, պայմանավորված եռաչափ համադրման տարրերի օգտագործման աստիճանով:

Այժմյան երկրաբանական քարտեզները հանդիսանում են երկրակեղևի ռելեֆառաջացման միջոցով բացված մասերի ըստ երկրաբանական գոյացումների տարբերակների ու մասշտաբների խմբավորման-քարտեզագրման, նրանց շերտագրական, հատող մագմատիկ ու խզվածքային սահմանագծերի հայտնաբերման, միմյանց հետ փոխհարաբերությունների պարզաբանման և համապատասխան մասշտաբների տոպոգրաֆիական հիմքերի վրա համակարգման ու պրոեկտման արդյունքը: Այսինքն, հանդիսանում են երկրաբանական կազմավորությային-կառուցվածքային վերլուծման և մասշտաբային բնական խմբավորման միջոցով կազմված տեղանքի երկրաբանական կառուցվածքի մանրակերտերը, այլ ոչ թե պատճենները:

Այստեղ նաև անհրաժեշտ է նշել, որ երկրաբանական քարտեզները և հատկապես 1:50000-1:500000 մասշտաբային համալիրը արտահայտում են տվյալ տարածքի երկրաբանական հետազոտությունների մակարդակը և կանխորոշում է ստորև նշված ուսումնասիրությունների արդյունավետության աստիճանը:

Համաձայն մեթոդական ձեռնարկների [2, 4, 6], նշված քարտեզագրման հիմնական խնդիրներից է նաև, մասշտաբային համակարգումների միջոցով, երկրաբանական ուսումնասիրությունների արդյունքների մոտ տասը տարվա պարբերությամբ, ընդհանրացումներն ու հետագա հետազոտությունների ուղղությունների ուրվագծումը:

Երկրաբանության ենթաբնագավառների (շերտագրություն, մագմատիզմ, լիթոլոգիա, տեկտոնիկա, երկրաֆիզիկա, երկրաքիմիա, հանքաբանություն և այլ) ուսումնասիրությունների արդյունքում ստացված, տարաբնույթ ու հատվածային և տարբեր աստիճանների մասշտաբային շեղված, տվյալներն ու եզրակացությունները երկրաբանական մասշտաբային համալիր

քարտեզագրմամբ պարբերաբար չհամադրելու-չհամակարգելու հետևանքով առաջացել ՀՀ տարածքի երկրաբանական ուսումնասիրման մի շարք հիմնահարցեր: Այս երևույթը հիմնականում պայմանավորված է, ՀՀ տարածքի ուրույն և բարդ երկրաբանական կառուցվածքի պայմաններում, տարածաշրջանային երկրաբանական քարտեզագրման (1:200000-1:1000000) ու տեղային-որոնողական (1:10000) փուլերի շրջանցումներով և երկրաբանական — երկրաֆիզիկական — օդատիեզերաերկրաբանական համալիրի տվյալների համադրման-ինտեգրման (ամբողջականացման-միասնականացման) միջոցով հարցերի լուծման մեթոդական բացթողումներով :

Աղդյունքում, չեն բացահայտվել երկրակեղևի խորքային երկրաբանական կառուցվածքների մերձմակերեսային քողարկված արտահայտությունները և, նրանցով պայմանավորված, վերին կառուցվածքային հարկերի ձևավորման, ինչպես նաև մագմատիկ, հանքային գոյացումների ու սեյսմագործունեության տեղաբաշխման օրինաչափությունները: Խորքային ծագման օգտակար հանածոների որոնողական–հետախուզական աշխատանքները հիմնականում կենտրոնացել են նրանց բնական ելքերի ու կից տարածքներում: Նման դեպքերում [6], հայտնաբերվում են առկա հանքավայրերի 20-25%, իսկ ՀՀ տարածքի խորքային ջերմության ու նավթագազաբերության որոնման և սեյսմագործունեության նախագուշակման բնագավառներում առայժմ գործնական արդյունքներ չկան:

Վերոհիշյալ համակարգումների միջոցով բացահայտվում են երկաբանության ենթաբնագավառների ուսումնասիրությունների և նշված քարտեզագրման մեթոդական թերությունները և արդյունքում ուրվագծվում է երկրաբանական հետազոտման ստրատեգիան: Այսինքն, երկրադինամիկական զարգացման հարցերը պարզաբանելու, քողարկված հանքաբեր, ջերմաբեր, սեյսմագործուն խորքային կառուցվածքները հայտնաբերելու–ուսումնասիրելու համար, առաջացել է ՀՀ տարածքի երկրաբանական հետազոտությունների խորացման անհրաժեշտությունը [11, 12, 15]::

Ե ռ ա չ ափ ե ր կ ր ա բ ա ն ա կ ա ն ք ա ր տ ե զ ա գ ր մ ա ն սկզբունքներից, վերոհիշյալ հետազոտությունների արդյունքում [10, 12, 13, 15, 16, 18, 19], ուրվագծվում են հետևյալները՝

Օդատիեզերական լուսանկարների համալիրի երկրաբանական վերծանման մեթոդները ստեղծում են երկրաբանական գոյացումները հայտնաբերելու, քարտեզագրելու, մասշտաբային բնական խմբավորումներ կատարելու և խմբավորման աստիճանը մեծացնելով, հետևաբար ուսումնասիրման մասշտաբը փոքրացնելով, հետազոտման խորության չափանիշը մեծացնելու հնարավորություններ [10]:

Նստվածքային շերտախումբ–հրաբխային հաստվածք և նրանց տարբեր մասշտաբային շարքերի պարբերական կրկնությունների դինամիկայի ու կազմության հիման վրա երկրաբանական բոլոր *գոյացումների կառուցվածքա-կազմավորությային* վերլուծությունների (ֆորմացիոն անալիզի) արդյունքները հանդիսանում են երկրաբանական-տեկտոնական քարտեզների հիմքը: Կառուցվածքա–կազմավորությային միավորները, ըստ քարտեզագրման մասշտաբների, ներկայացված են [20] 1:5000-1:10000՝ շերտերով, դարսաշերտերով, հրաբխային հոսքերով, հոսքախմբերով; 1:25000-1:50000՝ նստվածքային շերտախմբերով, հրաբխային հաստվածքներով; 1:100000-1:200000՝ երկրաբանական կազմավորություններով (ֆորմացիաներով կամ հիմնականում շերտախումբ–հաստվածք ռիթմով)՝ J_2b_2-bt;, J_2k, K_1al-K_2k_1 և այլն; 1:200000-1:500000՝ կառուցվածքային կեղևաշերտերով (կազմավորությների շարքերով)՝ J_1-J_2b_1, J_2b_2-K_1nk, K_1al-P_1 և այլն; 1:500000-1:1000000՝ կառուցվածքային հարկերով (կեղևաշերտերի շարքերով)՝J–P_1, P_2–N_1^1 և այլն; 1:1000000-1:5000000՝ կառուցվածքային համալիրներով (հարկերի շարքով)՝ Pz, Mz–Kz_1; 1:5000000՝ մեգահամալիրներով (համալիրների շարքով)՝ Fz, PR :

Համաձայն մեթոդական ձեռնարկների և պրոֆիլային ու փորձնական ծավալային երկրաբանական համալիր ուսումնասիրությունների տվյալների [4, 6], ինչպես նաև *պայմանավորված երկրաբանական կառուցվածքային առանձնահատկություններով* և գրաֆիկ համադրումների միջոցով տեղեկությունների արտատարածման հնարավորություններով, բազմաբլոկ դիագրամայի յուրաքանչյուր բլոկի մակերեսի օպտիմալ չափերը մոտավորապես կազմում են 5 x 7 սմ, իսկ խորությունների ընդգրկման հնարավոր նվազագույն-առավելագույն չափանիշները՝ 1-5սմ: Ըստ 1:200000, 1:500000, 1:1000000 մասշտաբների

քարտեզների նշված չափանիշները կազմում են՝ 140կմԱ, 2-10կմ; 875կմԱ, 5-25կմ; 3500կմԱ, 10-50կմ:

Հետևաբար, երկրաբանական քարտեզների այս մասշտաբային համալիրը բազմաբնույթ և մերձմակերեսային ու խորքային երկրաբանական, երկրաֆիզիկական, երկրաքիմիական, օդատիեզերաերկրաբանական տվյալների համադրման–մեկնաբանման համար ստեղծում է լայն հնարավորություններ [10, 12, 13, 16]:

Արդյունքում, ձևավորվում են ծալքավոր շրջանների միջին–փոքր (1:200000–1:1000000) մասշտաբների եռաչափ երկրաբանական քարտեզագրման հետևյալ առանցքային դրույթները՝

—Ծավալային երկրաբանական քարտեզագրման հենքը հանդիսանում է տեղանքի մերձմակերեսային մասերի երկրաբանական քարտեզի, հեռացույց (օդա-և տիեզերական) երկրաբանական պատկերների և երկրակեղևի ու վերին պատյանի երկրաֆիզիկական ուսումնասիրությունների համալիրի մանրակերտի (մոդելի), եռաչափ համադրման-մեկնաբանման միջոցով ամբողջականացված-միասնականացված (ինտեգրված), եռաչափ մանրակերտը;

—Հեռացույց պլանային լուսանկարների 1:20000—1:1000000 մասշտաբային համալիրի բնական խմբավորման աստիճանի մեծացմանը զուգահեռ, երկրաբանական վերծանման արդյունքում, նշմարվում են խորքային կառուցվածքների արտահայտությունները: Արդյունքում 1:1000000-1:5000000 մասշտաբների լուսանկարների վրա ուրվագծվում են երկրակեղևի մետամորֆային հիմքի բեկորային կառուցվածքը, արտահայտված լանդշաֆտային տարատեսակներով, իսկ նրանց սահմանային խորքային խզվածքները՝ լինեամենտային տեսքով [10, 14, 19, 20];

—երկրակեղևի ծալքավոր համալիրի և մետամորֆային հիմքի խայտաբղետ բեկորային կառուցվածքը նաև ուրվագծվում է մերձմակերեսային մասերի երկրաբանական գոյացումների խմբավորման միջոցով կազմավորույթների (ֆորմացիաների) անջատման և նրանց կղզիաղեղային էնսիալիկ, էնսիմատիկ և վերջինների անցումային, ինչպես նաև օվկիանոսային, մայրցամաքային ու կոլիզիոն կառուցվածքներին բնորոշ տարատեսակների ստորաբաժանման միջոցով [2, 20];

—Երկրակեղևի անհամասեռ բեկորային կառուցվածքը նաև արտահայտվում է երկրաբանական կառուցվածքները ըստ

ծալքավորման բնույթի, այսինքն առաձգական (ճկումնա-ծալքավոր), խզումնա-առաձգական (բեկորա-ծալքավոր) ու խզումնային (բեկորային) ձևախախտումների, խմբավորման–դասակարգման և կառուցվածքա–կազմավորույթային քարտեզագրման միջոցով: Նշվածը պայմանավորված է տեկտոնական բեկորների գումարային կարծրության տարբերություններով [13], որոնցում գերակայում են կեղևի հիմքի մայրցամաքային, օվկիանոսային ու նրանց անցումային տարատեսակների ֆիզիկո–մեխանիկական հատկությունները:

—Երկրակեղևի ծանրության ուժի գումարային արտահայտության, սեյսմոմետրիկ ու մագնիսամետրիկ խոտորումների, ինչպես նաև վերը նշված հետազոտությունների համալիրների տվյալների որակական և հաշվարկային համադրումների ու մեկնաբանությունների միջոցով վերլուծումների արդյունքում, ՀՀ տարածքի երկրակեղևի մետամորֆային հիմքը ակնհայտ ստորաբաժանվում է հարաբերական առաձգական օվկիանոսային (հիմքային կազմի) և կարծր մայրցամաքային (գրանիտ–մետամորֆային), ինչպես նաև անցումային կազմերի տեկտոնական բեկորների: Ընդ որում, երկրաֆիզիկական համալիրի մանրակերտի կազմման, այդ թվում նաև երկրակեղևի խորքային երկրաբանական կառուցվածքների մոդելացման տարբեր (գրավիմետրիկ, սեյսմամետրիկ, մագնիսամետրիկ) մեթոդական առանձնահատկությունների ու նրանց, ինչպես նաև հետախուզական երկրաֆիզիկայի կիրառման անհրաժեշտության հարցերը ամփոփված են ՀՀ ԳԱԱ ԵԻՍԻ աշխատակիցների ընդհանրացված հոդվածում [8]:

Այսպիսով, վերոհիշյալ տվյալները ընձեռնում են խորքային և մերձմակերեսային կառուցվածքների անցումների առանձնահատկությունները բացահայտելու, հետևաբար, և նոր բնույթի ու բովանդակության տեկտոնական, կառուցվածքա–հանքաբանական ու սեյսմիկ շրջանացումներ կատարելու հնարավորություններ [8, 19, 20]:

Սակայն, ավանդական երկրաբանական քարտեզագրման մեթոդով պայմանավորված, երկրակեղևի մերձմակերեսային մասերով սահմանափակման, ինչպես նաև երկրաբանական կառուցվածքա–կազմավորույթային վերլուծման տվյալների և ժամանակակից պահանջներին համապատասխան կազմված երկրաբանական քարտեզների բացակայության հետևանքով,

հնարավոր չէ խորքային երկրաբանական կառուցվածքները հայտնաբերել, ուսումնասիրել և քարտեզագրել: Անցյալ դարի երկրորդ կեսից առաջացել է երկրաբանական քարտեզագրման ավանդական մեթոդի կատարելագործման անհրաժեշտությունը [7, 11, 12, 17, 19]:

Երկրակեղևի կառուցվածքի բլոկ–դիագրամաների միջոցով ծավալային (եռաչափ) քարտեզագրման անհրաժեշտութաև մասին արտահայտվել և հիմնավորել են Ն.Ի. Խիտարովը [18], Ե.Ե. Միլանովսկին [7] և Ռ.Գ. Կորդանին [XXVIII Միջազգային Երկրաբանական Կոնգրեսի բացման ելույթում]: Հետագայում, ընդհանրացնելով ԽՍՀՄ–ում հանքառոնոողական նպատակներով կատարված 1:50000 մասշտաբի փորձնական ծավալային երկրաբանական քարտեզագրման արդյունքները, մերձմակերեսային կառուցված-քային հարկի սահմաններում, հանքաշրջանների ու հանքաղաշտերի ուսումնասիրման խորության չափանիշը մեծացնելու նպատակով, կազմվել է ծավալային երկրաբանական քարտեզագրման նախնական մեթոդական ուղեցույց ձեռնարկը [3]: Վերջինում ներկայացված հատած բլոկ–դիագրամաների փոխարեն, առաջարկել են կազմել գրաֆիկորեն ճշգրիտ կառուցված ռելեֆի բազմաբլոկ մանրակերտերը [5, 12]: Ընդ որում, պալեոգենյան և նեոգեն-չորրորդական կառուցվածքային հարկերով քողարկված, պատյան–կեղև միջանցիկ հանքաբեր ու սեյսմասկտիվ կառուցվածքների մասին տեղեկությունների բացակայության հետևանքով, կառաջանա պարբերաբար մեխանիկական հորատման աշխատանքների ծավալի մեծացման անհրաժեշտություն և արդյունավետության նվազեցման երևույթներ: Նպատակահարմար է, որ նշված տեղային ծավալային հետազոտություններին նախորդեին 1:200000-1:1000000 մասշտաբների ծավալային քարտեզագրությունները, ինչպես նաև նրանց ուղեկցող հանքաշրջանների ու հանքահանգույցների անջատումները և ուսումնասիրությունները:

Այսպիսով, տարածաշրջանային երկրաբանական հետազոտություններում անհրաժեշտ է, որ ծավալային երկրաբանական քարտեզագրության առանցքը կազմի կառուցվածքային մասշտաբային միավորների և կազմավորություններում ու նրանց շարքերում տարբեր աստիճանի խմբավորված շերտագրական, մագմատիկ գոյացումների համալիրի տեղադրման, տեղա-

բաշխման ու զարգացման առանձնահատկությունների պարզաբանումը և նրանց նաև օդատիեզերա-երկրաբանական երկրաֆիզիկական, երկրաքիմիական չափանիշների բացահայտումն ու ծավալային համադրումները :

Առաջարկված եռաչափ (ծավալային) քարտեզագրման տարբերակում [12, 13, 16], անհրաժեշտ է, որ դրվի երկրաբանական կազմավորույթների ու կառուցվածքային կեղևաշերտերի, հարկերի և երկրակեղևի ծածկույթային (N_1^2-Q), ծալքավոր [Pz-N_1^1] ու մետամորֆային հիմքի համալիրների երկրաբանական կառուցվածքների և նրանց տեղադրման ու զարգացման առանձնահատկությունների փոխհարաբերությունների ուսումնասիրման–բացահայտման արդյունքները: Այն նպատակահարմար է կատարել երկրաբանական–տեկտոնական քարտեզները ցանցով կտրվածքների վերածման և, եռաչափ բլոկ–դիագրամաների տեսքով ներկայացված, ռելեֆի մանրակերտի վրա համադրման միջոցով:

Նշված ծավալային քարտեզագրությամբ, ըստ խորության աստիճանաբար փոքրացնելով հետազոտման մասշտաբը, առանձին բացառություններով հանդերձ, ստացվում են երկրակեղևի ամբողջական կառուցվածքի միանշանակ պատկերացումներ [12, 13]: Ընդ որում, հանքային, սեյսմագործուն ու ջերմաբեր շրջանները առաջացել են երկրակեղևի հենքի հիմքային կազմի և գրանիտ–մետամորֆային տեկտոնական բեկորների հարակից մասերի, պատյան կեղև միջանցիկ հակակովկասյան խզումնային խախտումների համակարգերի սահմաններում [14, 15]:

Ժամանակակից ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ տվյալների հիմնահենարանի (բազայի) ստեղծման և երկրաբանական տեղեկատվական համակարգի տեխնոլոգիաների, ինչպես նաև երկրաբանական նկարագրությունների տվյալների ինտեգրացումը ստեղծում է բնական ռեսուրսների վերաբերյալ բոլոր տվյալների հետ կատարվող (փաստագրման, վերլուծական, քարտեզագրման, հաշվետվությունների կազմման և այլ) աշխատանքների ավտոմատացման հնարավորություններ [1]: Այժմյան գործող երկրաբանական տեղեկատվական տեխնոլոգիաները նաև ստեղծում են երկրաբանական քարտեզագրական մանրակերտի (մոդելի) կազմման ընթացքում տարածական և մաթեմատիկական ֆունկցիոնալ գործողություններ (մոդուլներ Spatial Analyst, 3D Analyst, Geostatistical Analyst, հավելված Model

Building) կատարելու հնարավորություններ [9]: Այս և մի շարք այլ նմանակերպ տեխնոլոգիաների կիրառումը կտրուկ կբարձրացնի առաջարկված հետազոտությունների որակը և արդյունավետությունը:

Գրականություն

1. Андрианов В. Природные ГИС. Современные геоинформационные технологии. Совместное издание ООО Дата+, ESRI, Inc, Leica Geosystems. 2006, №4, с. 1-2.
2. Геодинамические реконструкции, ред. Унксов В.А. ВСЕГЕИ, Ленинград, 1989, 278 с.
3. Духовский В.А., Груз В.В., Милеев В.С. Временные требования к организации и производству объемного геологического картирования. Недра, Ленинград, 1991, 57 с.
4. Кумпан А.С. и др., гл. ред. Межеловский Н.В. Инструкция по организации и производству геолого-съемочных работ и составлению Гос. геологической карты СССР М 1:50000. ВСЕГЕИ, Л.,1987, 243 с.
5. Мандыч В.А. Система построений в аксонометрии для изучения и объемного моделирования геологических тел. Всес.совещ.- «Структура рудных полей », Владивосток, 1985, вып.I, с.70-74.
6. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. ч. 3. Оценка прогн. ресурсов. цветных металлов. ЦНИГРИ, ВИЭМС, ИМГРЭ. ВНИИ Зарубежгеология, М., 1989, с.208
7. Милановский Е.Е. Геологические карты. Природа, 1984, №2, с. 40-50.
8. Оганесян С. М., Аветисян А. М., Геодакян Э. Г., Григорян В. Г., Варданян К. С., Карапетян С. С., Минасян Дж. О., Оганесян А. О., Симонян А. О., Тамразян А. А., Чилингарян А. З., Фиданян Ф. М. Проблемы геофизики и инженерной сейсмологии. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, LVII, с.41-48.
9. Попов А.Г. Геолого-картографическое моделирование для решения практических задач. Современные геоинформационные технологии. Издание ООО Дата+, ESRI, Ing, Leiga Geosystems. 2006, №4, с.13

10.Туманян Г.А. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. Иссл. Земли из космоса, 1983, №5, с. 32-39.
11.Туманян Г.А., Арутюнян Р.А. Структурные условия локализации эндогенного оруденения М. Кавказа. Всесоюз. Совещ. "Структура рудных полей вулканических поясов". Владивосток, 1985, в.II,с.76-77.
12.Туманян Г.А., Дургарян В.А. Комплексные иссл. М. Кавказа. Бюлл. МОИП, геол.1986,в.3,с.28-31.
13.Туманян Г.А. Объемное геологическое картирование складчатых областей на примере территории Арм. ССР. ВИЭМС, Экспресс информация, геологическое картирование, 1988, вып. 11-12, с. 1-12.
14.Туманян Г.А. Природа и строение Североанатолийского-Малокавказского тектонического узла. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, №1-2, с. 28-38.
15.Туманян Г.А., Григорян А.А. Блоковое строение Алавердского антиклинория. Науч. конф. 9-12.X.2001г-Гюмри, посв. 40-летию основания ИГИС НАН РА. Гюмри, изд. Гитутюн, 2002, с. 138-144.
16.Туманян Г.А., Григорян А.А. Объемное комплексное доизучение строения Армении. Науч. конф. 9-12.X.2001г.-Гюмри, посв. 40-летию основания ИГИС НАН РА. Гюмри, изд. Гитутюн, 2002, с.145-150.
17.Фаворская М.А., Томсон И.Н, др. Связь магматизма и эндогенной минерализации. М. Недра, 1969, 264с.
18.Хитаров Н.И. Основные перспективы развития геологии. Природа, 1976, №12, с.84-92.

МАКСИМАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ ДЕФОРМАЦИОННОГО ВЛИЯНИЯ КОНЦЕНТРАТОРОВ НАПРЯЖЕНИЙ.

ХАМИДОВ Л.А., МАМАДЖАНОВА Г., ФАХРУДДИНОВ Ж.Ф.
(Институт сейсмологии АН РУз)

На примере оценки вариации вертикального перемещения Земной поверхности, для случая включения, как в [1,2] вычислены, для различных значений угла поворота концентратора и магнитуды, реальное расстояние от эпицентра подготовки землетрясения до точки Земной поверхности, где перемещения достигают своего максимального значения. Сначала определим коэффициент приведения R для перехода к реальным размерам. Этот коэффициент находим из условия равенства объема включения на объем эллипсоида, образованного вращением очаговой области (имеющей форму эллипса) вокруг большой оси. Используя эмпирические формулы Ризниченко Ю.В. [3] для определения размеров очаговой области находим следующую формулу для объема вышеупомянутого эллипсоида: $V=10^{1,24M-4,47}км^3$, M- магнитуда. С другой стороны реальный объем включения будет равен: $V=1,58R$ x $1,58R$ x $3,16R=R^3$. Из этих двух соотношений находим, что $R=5$ x $10^{0,41M-2,49}км$. Теперь умножая на безразмерное расстояние между $\sqrt{x_0^2+y_0^2}$ от начала координат до точки (x_0,y_0), где достигается максимум безразмерных вертикальных перемещений, находим искомое реальное расстояние R_w от эпицентра зоны подготовки землетрясения до точки максимального вертикального перемещения:

$$R_w = 5\sqrt{x_0^2+y_0^2}\ 10^{0,413M-2,49}км.$$

Рассчитаны значения R_w, соответствующие различным значениям магнитуды M и угла поворота включения φ. Напомним, что эти значения приведены для $h=H/R=1,8$, где h и H - соответственно безразмерная и реальная глубина заложения включения. Определены значения расстояния (в километрах) от эпицентра предстоящего очага землетрясений до точки Земной поверхности, где достигается максимальное значение вертикального перемещения, соответствующее различным значениям

пар (M,φ) или $(H;\varphi)$ при $V/H=const$. M- магнитуда, H- глубина заложения включения, V-объем включения, φ - угол поворота включения вокруг оси Oz.

Для анализа погрешности приближенных формул были рассмотрены разности значений перемещений, вычисленных по точной и приближенной формулам. Вычисления проводились для значений параметров $\nu=0,25;\ z=0;\ h=1,2,3,4,5,6;\ V=2\times2\times2;$ и когда на бесконечности действует только система напряжений $\sigma_{xy}=\sigma_{yx}$. Сопоставление точных и приближенных значений показало, что относительная погрешность по отношению к точному значению перемещений вблизи включения, при небольших глубинах заложения, может составлять до 180%. Поэтому при небольших значениях h и вблизи включения, вычисление перемещений и деформаций необходимо производить только по соответствующим формулам [4].

В дальнейшем обсуждаем вопрос о максимальных размерах зоны деформационного влияния концентратора напряжений (как проявление предвестниковых деформаций Земной поверхности при подготовке землетрясения). Эти размеры будем оценивать как по нашим уточненным теоретическим формулам для перемещений и деформаций из [4], так и по полуаналитическим результатам решения из [5]. Сравним результаты с результатами Добровольского И. П. [1] и других авторов. При оценке будем учитывать и влияние глубины заложения включения на максимальные размеры проявления предвестников. Оценки производим для граничного условия, когда на бесконечности действует система касательных напряжений $\sigma_{xy}=\sigma_{yx}=\tau$, а остальные напряжения отсутствуют. При переходе к реальным деформациям используем следующие значения параметров $\tau=10^8 Па$; модуль сдвига $\mu=3,6\times10^{10} Па;$ коэффициент Пуассона $\nu=0,25$. Для рассматриваемого случая граничных условий, интегрируя по объему V выражения для смещений и деформаций из [6], получаем следующее выражение для вычисления реальных значений перемещений (R - в сантиметрах):

$$w_i^0 = \frac{-0,1\tau R}{16\pi\mu(1-\nu)}(B_{12}^i + B_{21}^i)\ \ см \qquad i=1,2,3. \tag{1}$$

и для реальных значений деформаций:

$$\varepsilon^{0}_{pq} = \frac{-0,1i}{32\pi m(1-n)}(B^{p}_{21д} + B^{q}_{12р} + B^{p}_{12д} + B^{q}_{21р}),\ p,q = 1,2,3; \quad (2)$$

Формулы (1). (2) для вычисления B^{i}_{rj} приведены в работе [6]. Значение коэффициента приведения R определим по эмпирической формуле Ризниченко Ю.В. [3] для максимальных размеров очага: $L = 10^{0,44M-1,29}$ км.; $l = 10^{0,40M-1,45}$ км. где L и l - соответственно, большая и малая ось эллипса разрыва. Как было определено при постановке задачи [4], максимальные размеры включения будут близки размерам очага, поэтому объем концентратора V считаем равным объему эллипсоида, образованного вращением вокруг большой оси вышеупомянутого эллипса разрыва: $V = \pi Ll^2/6 = 10^{1,24M-4,47}$ км^3. Тогда реальная длина R_0 концентратора, представляющего включения, определяется следующей формулой:

$$R_0 = 2R = (V)^{1/2} = 10^{0,413M-1,490}\ км. \quad (3)$$

Приливные деформации земной коры составляют величины порядка 10^{-7}, 10^{-8}. Полагая в качестве фонового значения деформации 10^{-8}, максимальное расстояние R проявления аномальных возмущений, находим расстояние от эпицентра готовящегося землетрясения, за которым значения деформаций будут меньше или равны 10^{-8}. Как отмечалось ранее, в небольших безразмерных глубинах заложения h включения, поле деформаций существенно зависит от h, поэтому значения R_m зависят не только от магнитуды готовящегося землетрясений, но и от величины отношения $h = H/R$, где H - реальная глубина заложения включения в полупространстве. Формулу для расчета максимального радиуса R_m зоны проявления предвестниковых возмущений получаем с помощью выбора по безразмерному полю вариации деформаций такого безразмерного расстояния r_m от начала координат, за которым реальная деформация, вычисленная по формуле (3) будет меньше 10^{-8}. Чтобы перейти к реальным размерам, умножим найденное значение r_m на коэффициент приведения R $R_m = Rr_m = 0,5R_0\, r_m = 5r_m 10^{0,413M-2,490}$ км. (4)

Расчеты для различных граничных условий и значений параметров дали следующие результаты. При одинаковых

значениях параметров и граничных условий, на бесконечности наибольшее значения среди всех изменений деформаций ε_{pq}, $p,q=1,2,3$ получает сдвиговая деформация $\gamma_{12}=2\varepsilon_{12}$. Поэтому для определения R_m использованы поля деформаций γ_{12} . Расчеты показали, что в пределах $h=1\text{-}10$ значение r_m почти не меняется с изменением h и оно равно на $r_m=65$. Подставляя это значение в (4) получим формулу для определения максимального радиуса R_m зоны проявления аномальных деформаций:

$$R_m=3,25\times 10^{0,413M-0,490}\ км. \quad 1\le H/(0,5R_0)\le 10, \qquad (5)$$

где H - реальная глубина заложения включения. На рис.1 показаны сравнения расчетов по этим формулам с результатами других авторов в пределах магнитуд от 3,5 по 7,2. Как показывает рис.1 и рис.2 изменение расстояния от эпицентра до точки максимальных смещений на поверхности существенно зависит от угла наклона концентратора. Пользуясь эмпирической формулой из [7] сопоставлено это расстояние с магнитудой.

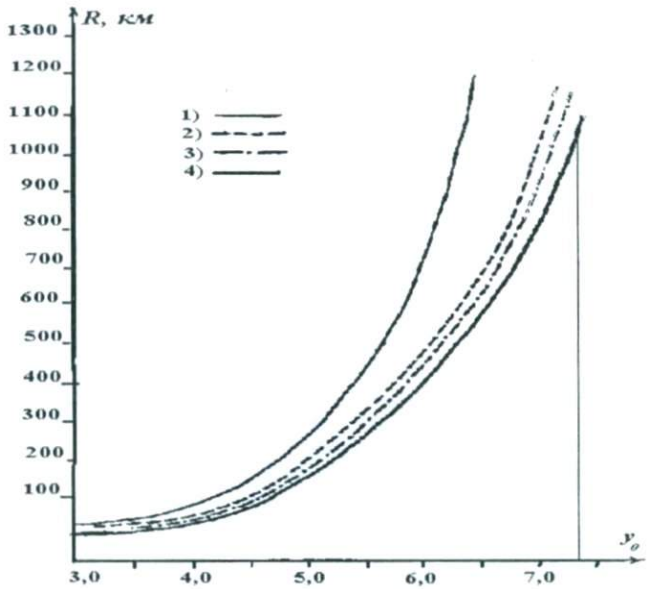


Рис.1.Зависимость максимального радиуса зоны проявления деформаций земной поверхности от магнитуды по формулам: 1-Сидорина А.В., 2 - Добровольского И.П., 3-Уломова В.И. и 4- по нашим данным.

Эти результаты полностью согласуются с результатами инструментальных наблюдений, проведенных в орогеннной части Восточного Узбекистана по оценки аномалий перед сильными землетрясениями, изложенными в работах [8,9,10,11,12,13].

На рис.3 показано изменение радиуса проявления деформаций от изменения реальных масштабов концентратора напряжений. Вводя здесь мерку длины концентратора при постоянной величине его ширины, мы через *а/в* как бы сопоставляем разномасштабное изменение концентратора в пространстве. Тем самим вводим влияние масштабного эффекта.

Как видно из рис.4, полученная теоретическая зависимость (5) максимального радиуса R_m зоны проявления предвестниковых деформаций хорошо согласуется с эмпирическими формулами полученными А.Я. Сидориным ($R_m=10^{0,648M} \approx 3^M$, *M*-магнитуда) и В.И.Уломовым ($R_m=30d$, *d*- размер очага) [14] и теоретической формулой И.П.Добровольского ($R_m=10^{0,43M} \approx e^M$) [1].

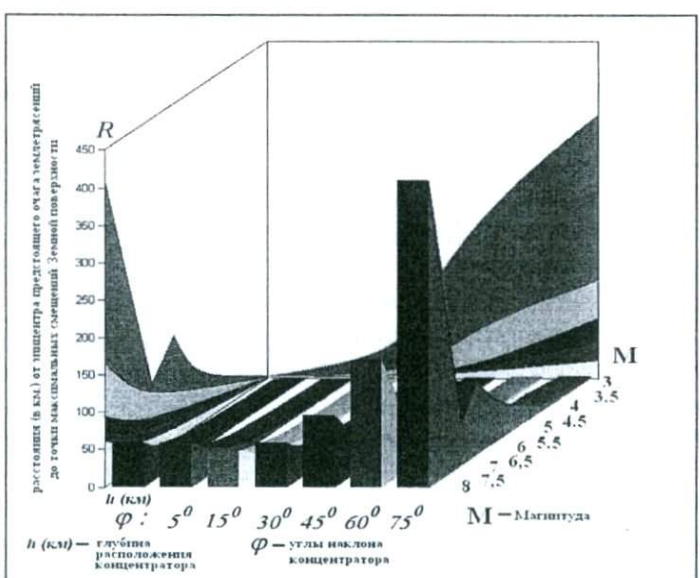


Рис. 2. Изменение расстояния от эпицентра до точки максимальных смещений на поверхности, в зависимости от разного угла наклона концентратора и магнитуды.

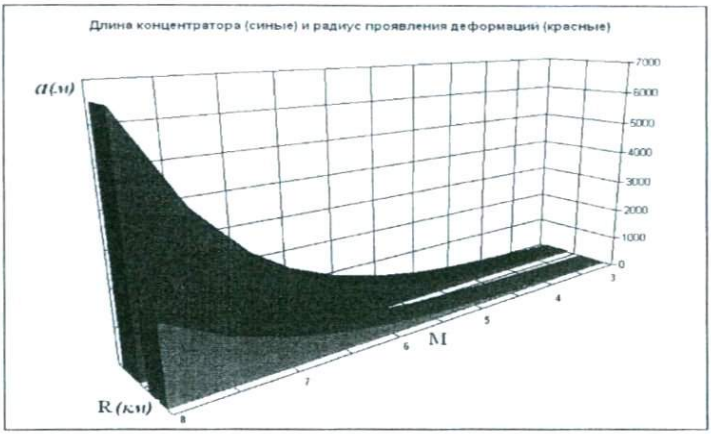


Рис. 3. Изменение радиуса проявления деформаций от реальных масштабов концентратора напряжений.

Нами получен радиус зоны проявления предвестниковых деформаций на основе роста масштаба концентратора напряжений, т.е. изменением объема неоднородности, аппроксимируя под трендовую линию: $R_m=11,321e^{0,476M}$ (рис. 4). Это формула более широко охватывает диапазон изменения магнитуд, с учетом диапазона изменения масштаба концентратора, т.е. предстоящую разрывообразующую зону.

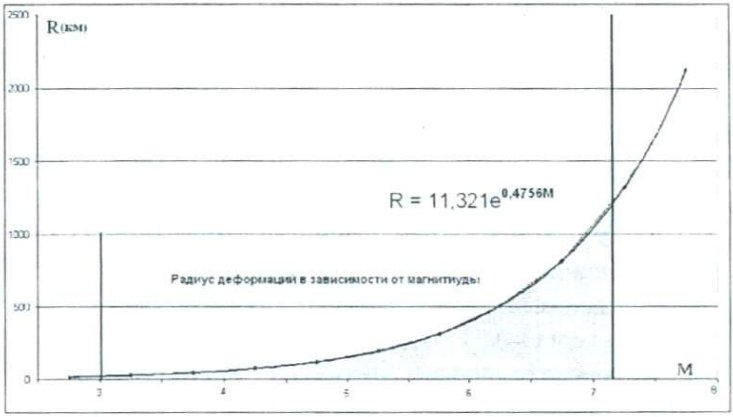


Рис.4. Зависимость радиуса деформации от магнитуды.

Отметим, что Сидорин А.В., Уломов В.И. и Добровольский И.П. получили вышеуказанные формулы при иных условиях и совершенно отличным от данного способом.

Литература:

1. Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения.//Изв. АН СССР, серия Физика Земли, 1992.- № 6.- С.31-47.
2. Хамидов Л.А., Халилов М.А. Численно-экспериментальные исследования полей напряжений в западной части Узбекистана. //Известия географического общества Узбекистана, -Ташкент:Фан, вып. 20, 1999. с.107-110.
3. Ризниченко Ю.В. Избранные труды "Проблемы сейсмологии".- М., Наука, 1985,- 408с.
4. Бакиев М.Х., Хамидов Л.А. Изменение перемещений на поверхности эпицентральной зоны.// J.Inland Earthquake.,China. Vol.15, № 3, 2001. с.259-267.
5. Хамидов Л.А. Расчет напряжений и деформаций очаговых областей сильных землетрясений.//ДАН РУз. Ташкент, №6, 2004. с.33-37.
6. Хамидов Л.А., Садиков А. Деформация упругого полупространства с повернутым включением. //Журн. Проблемы механики, Узбекистан 1996, №3, с.24-27.
7. Хамидов Л.А. Напряжения вблизи активных разломов и о величинах палеоземлетрясений. //ДАН РУз, №5, 2005, с.41-45.
8. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. и др. Вариации геомагнитного поля по территории Восточно - Ферганского полигона и их связь с сейсмогеодинамическими процессами. //Информационное сообщение № 461, Ташкент: Фан, 1990.- 8с.
9. Ярмухамедов А.Р. Современная геодинамическая активность земной коры и прогноз возможных очагов сильных землетрясений в Средней Азии. //Тезисы докладов международной конференции «Научное наследие академика Г. А. Гамбурцева и современная геофизика» Москва, 21-24 апреля 2003, с.121-122.
10. Султанходжаев А.Н., Артиков Т.У., Хамидов Л.А. Оценка информативности предвестников на примере прогноза афтершоков Назарбекского землетрясения. //Узб. геол. ж., № 4.1983.- с.33-37.

11.Корешков Н.А.. Райзман А.П. Состояние и некоторые результаты изучения современных движений земной коры геодезическими методами на Ферганском и Газлийском геодинамических полигонах Узбекистана. //Современное движение земной коры на геодинамических полигонах.- М:Наука,1978,-с.50-55.
12.Ярмухамедов А.Р. О современной кинематике земной коры Средней Азии. //Узб. геол. журн. 1995, №1,- с.3-9.
13.Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре.- Ташкент, Фан, 1989, - 231 с.
14.Прогноз сейсмической опасности. – Ташкент: Фан, 1994, т 1, т 2, - 387 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВАЖНЕЙШИХ ЭЛЕМЕНТОВ -ПРИМЕСЕЙ В ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ СВАРАНЦСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ.

МЕЖЛУМЯН Г. Б.
(ИГН НАН РА)

В работе на основании обобщения результатов личных минералого-геохимических исследований и литературных источников рассматриваются особенности распределения, формы нахождения или проявления элементов группы железа, а также возможность попутного их извлечения из титаномагнетитовых руд Сваранцского месторождения. При этом широко использовались материалы исследований, проведенных автором за период 1998 – 2002гг. в отделе полезных ископаемых ИГН НАН РА по теме "Закономерности распределения черных, цветных, благородных, редких и рассеянных элементов в рудах различных генетических и формационных типов промышленных месторождений железа территории РА и возможность их комплексного использования" [6].

В настоящее время проблема комплексной и безотходной разработки полезных ископаемых, в том числе и железных руд, приобрела все большую актуальность, ибо попутное извлечение полезных компонентов не только в значительной степени повышает рентабельность данного месторождения, но и способствует сохранению чистоты окружающей среды.

На территории РА выделяются восемь железорудных формаций, среди которых по крупным запасам железных руд и наличием полезных компонентов наибольший практический интерес представляют титаномагнетитовые руды собственно магматического происхождения. Установлено, что титаномагнетитовые руды носят комплексный характер: наряду с главным металлом – железом они содержат Ti, V, Mn, Cr, Ni, Co и другие элементы.

Следует отметить, что титаномагнетитовые руды на территории Малого Кавказа известны в двух месторождениях

Южной Армении: Сваранцском и Камакарском месторождениях, соответственно Баргушатского и Мегринского рудных районов Сюникского марза РА. Сваранцское месторождение является самым крупным железорудным объектом в Закавказье. Общие геологические и перспективные запасы титаномагнетитовых руд этого месторождения по 12 наиболее крупным рудным телам по состоянию на 01.01.1970г. составляют 484,39 млн. тонн по категориям $B + C_1 + C_2$ при среднем содержании железа 19,8% [5].

Титаномагнетитовые руды представляют собой титаномагнетитовые оливиниты, приуроченные к основным породам – оливиновым габбро и троктолитам Арамаздского гранитоидного интрузива верхнеэоцен-олигоценового возраста.

Сваранцское месторождение расположено на северном склоне горы Арамазд и находится в Горисском административном районе Сюникского марза РА в 5 км к югу от села Сваранц.

Сваранцское месторождение титаномагнетитовых руд по геологическим условиям образования относится к собственно магматическому генетическому типу с переходом от раннемагматического к позднемагматическому (гистеромагматическому).

На месторождении оруденение представлено, в основном, от редкой до густой вкрапленностью, а также гнездочками, линзочками, жилами, неправильными полосками и шлировыми выделениями рудных скоплений размерами от одного сантиметра до 30-40см, иногда до 70см. Руды характеризуются титаномагнетит - ильменомагнетит - ильменит - шпинель минеральным парагенезисом среди оливиновой основной массы. Суммарное количество рудных выделений колеблется в широких пределах от 21,0 до 98,0 % от общей массы руды.

Титаномагнетит является главным рудным минералом руды. Он представляет собой магнетит с содержанием до нескольких процентов титана в качестве изоморфной примеси. Ильменит представлен двумя генерациями: ранняя – в виде тонких пластинчатых вростков в зернах магнетита (ильменомагнетит), являющихся результатом структуры распада твердых растворов, и вторая - в виде самостоятельных неправильных выделений в промежутках между зернами титаномагнетита и ильменомагнетита.

Шпинель образует мелкие цепочковидные, изометрические и прямоугольные выделения в зернах титаномагнетита размерами 0,001- 0,1мм.

В составе руд в малом количестве присутствуют вторичный магнетит и незначительно мартит, пирит, халькопирит, халькозин и ковелин. Из нерудных минералов принимают участие, главным образом, оливин и серпентин, иногда плагиоклаз, моноклинный пироксен, флогопит, идингсит и тальк.

На основании низкого содержания титана (1,5 - 3,0%) и высокого содержания ванадия (0,8 – 1,2%) титаномагнетитовые руды Сваранцского месторождения по общепринятому подразделению титаномагнетитовых руд относятся к малотитанистому ванадийсодержащему типу железных руд и являются типичными аналогами этих руд Качканарского месторождения на Среднем Урале.

По количественному соотношению рудных и нерудных минералов, среднему содержанию главных рудослагающих компонентов – железа, титана и ванадия, а также текстурно-структурным особенностям титаномагнетитовые руды месторождения подразделяются на три типа: а) бедная редковкрапленная, б) средняя густовкрапленная и в) богатая прожилково-шлировая и сплошная разновидности. Они отличаются как по содержанию главных компонентов руд (Fe_2O_3, FeO, SiO_2, Al_2O_3, MnO, CaO), так и по содержанию элементов-примесей (Ti, V, Mn, Cr, Ni, Co) и других элементов.

Для бедных редковкрапленных и средних густовкрапленных титаномагнетитовых руд характерна вкрапленная текстура и сидеронитовая структура. Отличительной чертой вкрапленной текстуры является распределение рудных вкрапленников среди нерудной оливиновой массы, а сидеронитовой структуры – ксеноморфность рудных минералов по отношению к зернам оливина. В составе бедных редковкрапленных титаномагнетитовых руд (по данным трех химических анализов[1] характерных штуфных образцов) содержание главных окислов и присутствующих в них характерных компонентов составляет (в процентах): Fe - 18,09 - 21,79; Fe_2O_3 -

[1] Анализы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН Арм. ССР

13,85 -18,68; FeO - 10,76 - 11,21; SiO_2 - 29,62 - 30,94; Al_2O_3 - 0,65 - 1,14; MgO – 29,25-29,91; CaO - 0,86 - 0,93; TiO_2 – 0,61 - 0,70; MnO - 0,34 - 0,38; V_2O_5 - 0,02 - 0,075; CoO - 0,03; Cr_2O_3 - 0,07 - 0,40; S - 0,15 - 0,37; P и As не обнаружены [6].

По двенадцати полуколичественным и количественным спектральным анализам, подтверждающих результаты химических определений установлены: Ti - 0,3 -1,0%; V - 0,01 - 0,1%; Cr_2O_3 - 0,01 - 0,03%; Mn - 0,1 - 0,3%; Ni - 0,01 -0,03%; Co - 0,01 - 0,03%; P – следы. Анализы показали также наличие 0,001 - 0,003% Zr и Cu; 0,03% Zn; 0,0001 - 0,0003% Ga; 0,0003 - 0,001% Li; в единичных пробах - 0,0001 - 0,0003% Ag и Be; 0,01% Nb.

По данным пяти химических анализов в средних по богатости густовкрапленных и прожилково-вкрапленных титаномагнетитовых рудах содержание железа, главных окислов и характерных полезных примесей составляет (в процентах): Fe - 24,10 - 34,31; Fe_2O_3 - 17,68 – 29,47; FeO – 10,77 - 17,60; SiO_2 - 19,83 - 27,15; Al_2O_3 - 0,40 - 3,70; MgO – 21,34 - 27,65; CaO – 0,37 - 1,07; TiO_2 – 0,72 - 1,94; V_2O_5 – 0,07 - 0,25; Cr_2O_3 – 0,23 - 0,39; CoO – 0,04 – 0,24; MnO – 0,29 - 0,39; P_2O_5 – не обнаружены – 0,08; S – от следов до 0,32; As – не обнаружен.

Соответствующими спектральными анализами в тех же пробах средних по богатости густовкрапленных титаномагнетитовых рудах определено следующее содержание упомянутых компонентов (в процентах): Ti – 0,5 - 3,0; V – 0,03 - 0,1; Mn – 0,3 - 0,5; Cr – 0,03 - 1,0; Co - 0,01 - 0,03; Ni - 0,01 - 0,03; Cu – 0,001 – 0,003; Zr - 0,001 – 0,003; Zn - 0,03 – 0,1; Ag - 0,0001 - 0,0003; Ga - 0,001 -0,003; Li – 0,0003 - 0,001.

По данным двух химических анализов в составе богатых сплошных титаномагнетитовых руд содержание главных окислов и характерных компонентов составляет (в процентах): Fe - 57,87 - 58,57; Fe_2O_3 - 48,95 - 49,34; SiO_2 - 2,50 - 2,74; Al_2O_3 - 3,84 - 5,40; MgO -5,68 - 5,80; CaO – не обнаружен; TiO_2 -3,76 - 3,80; V_2O_5 - 0,65 - 1,0; MnO - 0,58 - 0,72; Cr_2O_3 – 0,92 - 1,09; CoO - 0,04 - 0,06; S – следы, As – не обнаружен.

По двенадцати спектральным анализам в богатых сплошных титаномагнетитовых рудах определено содержание следующих полезных компонентов (в процентах): Ti - 1,0 - 3,0; V - 0,1 - 0,3; Mn - 0,3 - 1,0; Cr - 0,1 - 0,3; Ni - 0,03 - 0,1; Co - 0,03 - 0,1; Cu - 0,001

- 0,003; Zn - 0,01 - 0,03; Ga - 0,001 - 0,003; Li - 0,0003; Ag - 0,0001 - 0,0003 (в двух пробах).

Железо в титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих габброидах является главным рудообразующим металлом, которое представлено окисными соединениями с титаном. Оно также входит в состав главного нерудного минерала – оливина.

Содержание железа в выделенных трех типах титаномагнетитовых руд колеблется в широких пределах - от 18,09 до 58,57%. Титан и ванадий относятся к распространенным, ценным и редким металлам. Среднее содержание TiO_2 в бедных титаномагнетитовых рудах составляет 0,65%, в средних рудах – 1,29%, а в сплошных богатых рудах – 3,78%.

Ванадий является весьма характерной ценной примесью в титаномагнетитовых рудах и обладает чудесными легированными свойствами, исключительно влияющими на качество сталей.

В бедных, средних и богатых титаномагнетитовых рудах среднее содержание V_2O_5 соответственно составляет 0,047%, 0,12% и 0,82%. В рудовмещающих габброидах V_2O_5 составляет 0,01 – 0,03%. В двух пробах богатых руд (N 260 и N 15/62) химические анализы показали высокое содержание – 0,65 и 1,09% V_2O_5.

В составе рудовмещающих оруденелых габбро и различных типов титаномагнетитовых руд химические и спектральные анализы показывают наличие десятых и сотых долей процента Mn, Cr, Ni и Co, содержание которых аналогичо поведению распределения титана и ванадия в габбро, бедных, средних, а также богатых титаномагнетитовых рудах и увеличивается в прямой зависимости от количества железа.

Необходимо отметить, что несмотря на тщательное минералогическое изучение, факты отсутствия собственных минералов ванадия, марганца, хрома, никеля и кобальта в рудовмещающих габбро и титаномагнетитовых рудах позволяют допускать возможность вхождения этих элементов в состав окисных и силикатных минералов железа, изоморфно замещая двух- и трехвалентные катионы последнего, тем более что они имеют близкие ионные радиусы:

Fe^{2+} 0,83 Å; Co^{2+} 0,82 Å; Fe^{3+} 0,67 Å;

V^{3+} 0,65 Å; Ti^{4+} 0,64 Å; Cr^{2+} 0,83 Å по В. М. Гольдшмидту [4].

Из всего вышеперечисленного следует, что в собственно магматических условиях рудообразования концентрация и характер миграции Ti, V, Mn, Cr и Co тесным образом связаны с геохимическим поведением железа. Устанавливается прямая корреляционная связь между содержанием железа и металлов его группы. Сущность установленной закономерности распределения Ti, V, Mn, Cr и Co в различных типах титаномагнетитовых руд и рудовмещающих габбро заключается в том, что абсолютное содержание этих элементов возрастает с повышением содержания железа.

В целях выяснения технологических свойств титаномагнетитовых руд Сваранцского месторождения в обогатительных лабораториях Кавказского института минерального сырья, Ереванского политехнического института, Свердловского института "Уралмеханобр" и в лаборатории черных металлов Армянского научно-исследовательского горно-металлургического института проводились научно-исследовательские работы [1,2]. В результате проведенных технологических испытаний вопрос обогащения сваранцской исходной титаномагнетитовой руды с содержанием 22,08 – 25,35% Fe решился положительно.

Магнитные концентраты, полученные методом мокрой электромагнитной сепарации, характеризуются следующими технологическими показателями: выход концентрата 22 – 26%, содержание железа в концентрате 53,0 – 55,0%, извлечение железа из концентрата 70,0 – 74,0%. Содержание TiO_2 в концентратах составляет 3,2 – 4,5% и V_2O_5 – 0,22 – 1,16%. В концентратах содержатся десятые доли процента Mn, Cr и Co и ничтожные количества вредных примесей – 0,04% S; 0,02% P и следы As.

При магнитной сепарации Ti, V, Mn, Cr, Ni и Co переходят в магнитный концентрат, который является важным минеральным сырьем для производства природно-легированных спецсталей и чугунов различных марок.

Проведенными исследованиями аналогичных руд Урала доказано, что формы проявления и невысокое содержание ильменита в рудах является экономически нерентабельным для получения самостоятельного ильменитового концентрата [3].

Испытания по извлечению ванадия из титаномагнетитовых руд Сваранцского месторождения не производились, и этот вопрос до сих пор остается открытым. Но важно отметить, что из

качканарских магнитных концентратов с содержанием 0,6% V_2O_5 гидрометаллургическим методом путем передела ванадистого чугуна извлекается пятиокись ванадия. Между тем, сваранцский аналогичный магнитный концентрат содержит 0,8 % V_2O_5. Этот факт свидетельствует в пользу положительного решения вопроса об извлечении ванадия из сваранцских титаномагнетитовых руд.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1.Железные руды Сваранцского месторождения относятся к малотитанистому ванадийсодержащему типу титаномагнетитовых руд. Они по вещественному составу комплексные: наряду с главным рудообразующим металлом – железом содержат такие ценнейшие элементы как Ti, V, Mn, Cr, Ni и Co, представляющие собой определенный практический интерес.

2.В титаномагнетитовых рудах и рудовмещающих габбро факты отсутствия собственных минералов V, Mn, Cr, Ni и Co и частично Ti служат основанием предположить о возможности вхождения этих элементов в состав окисных и силикатных минералов железа, изоморфно замещая двух- и трехвалентные катионы последнего, тем более, что они имеют близкие ионные радиусы.

3.В собственно магматических условиях рудообразования концентрация и характер миграции Ti, V, Mn, Cr, Ni и Co тесно связаны с геохимическим поведением железа. Устанавливается прямая корреляционная связь между содержанием железа и металлов его группы. Сущность выявленной закономерности распределения и концентраций перечисленных элементов в различных типах титаномагнетитовых руд и рудовмещающих габбро заключается в том, что абсолютное содержание этих элементов возрастает с повышением содержания железа.

4.Особое внимание заслуживает вопрос извлечения ванадия из сваранцских магнитных концентратов в процессе выплавки ванадистого чугуна гидрометаллургическим методом с получением пятиокиси ванадия. Этот металл обладает исключительно важными легирующими свойствами, благотворно влияющими на качество сталей и чугунов.

Литература

1.Алчуджян А. А., Будагян Б. О., Месропян К. Г., Гульзадян А. А. Химическая переработка хвостов сваранцской железо-оливи-

новой руды, полученных обогащением магнитной сепарацией. Изв. АН Арм. ССР, серия химич. наук, N 17, 1964, с. 18 – 27.
2.Еленцева К. Г. Исследование на обогатимость железных (магнетитовых) руд Азербайджанской и Армянской ССР. Аннотация докл. на научн. сессии, посвящен. итогам работ 1959 г. КИМС, Тбилиси, 1960, 28 с.
3.Кваскоов А. П., Мецхваришвили И. Н. Комплексное использование руд черных металлов. Изд. недра, М., 1970, 24 с.
4. Краткий справочник по геохимии, М., "Недра", 1977, 184 с.
5.Межлумян Г. Б. Сваранцское железорудное месторождение. Изв.АН Арм. ССР, Ереван, 1974, 206 с.
6.Межлумян Г. Б. "Закономерности распределения черных, цветных, благородных, редких и рассеянных элементов в рудах различных генетических и формационных типов промышленных месторождений железа территории РА и возможность их комплексного использования". Фонды ИГН НАН РА, Ереван, 2002, 38 с.

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ АНТАРАШАТ-НОРАШЕНИКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ КАПАНСКОГО РАЙОНА

МИРЗОЯН Г.Г.
(ИГН НАН РА)

На фоне подробной изученности стратиграфии, тектоники и магматизма Капанского рудного района особое значение приобретают целенаправленные исследования геохимической специализации пород различных магматических комплексов исследуемого района, призванные способствовать решению практически важных вопросов взаимосвязи колчеданного оруденения с конкретными проявлениями магматизма, более целенаправленному проведению прикладных геохимических исследований, более глубокому изучению веществено состава изверженных горных пород.

Сотрудниками ИГН АН РА в составе Ачикгезяна С.О., Зограбяна С.А., Саркисяна Р.А. и автором настоящей статьи в Капанском рудном районе еще раньше проведены геолого-

артировочные и научно-исследовательские работы, основной целью которых было составление новой детальной геолого-структурной карты района, прогнозная оценка его перспектив и разработка научно-обоснованных рекомендаций по направлению дальнейших поисково-разведочных работ [1,2,3]

Для решения поставленных задач авторским коллективом был выполнен большой объем работ, однако вопросам детальной разработки теоретических основ геохимических методов поисков, позволяющие решать такие сложные задачи, как обнаружение скрытых на глубине слепых промышленных рудных скоплений остались за рамкой исследования.

Представленная нами статья сосредоточена на перспективные площади, примыкающие к участкам Антарашат, Дзорастан, Арачадзор, Норашеник Капанского рудного района. Ниже указанные участки именуются нами как Антарашатское рудное поле.

Анализ современного состояния теории и практики составления прогнозно-металлогенических карт различного масштаба однозначно показывают, что практически все предложенные варианты прогнозных карт обладают одним существенным недостатком-отсутствием информации о глубинности прогнозов. По этой причине из локальных прогнозов по существу полностью исключаются участки, перспективные на скрытые месторождения. Кроме того, многие рудопроявления с благоприятными условиями локализации оруденения, но характеризующиеся глубоким эрозионным срезом, обычно относятся в разряд перспективных. Это все по существу обесценивает прогнозные карты, особенно в традиционных горнорудных районах, где основным источником прироста запасов действующих месторождений остается скрытое оруденение, пропускаемое существующими модификациями методик построения прогнозных карт.

Известные достижения последних лет в разработке эффективных геохимических методов поисков скрытых (слепых и погребенных) рудных тел и месторождений, отмеченные двумя научными открытиями Григоряном С.В. (Григорян С.В.1979, 1989), позволяют считать, что включение упомянутых геохимических (в основном литогеохимических) методов в комплекс методов построения прогнозных карт различного масштаба,

позволит придать прогнозам достаточную глубинность и тем самым существенно повысить эффективность прогнозных построений.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АНТАРАШАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Норашеникский участок

Норашеникский участок пространственно приурочен к небольшой вулкано-купольной постройке, расположенной в районе пересечения крупного магмоконтролирующего Халадж-ского разлома с Мец-Магаринским и Хотананским нарушениями. В пределах рудоносного участка указанные линейные нарушения сочетаются, с хорошо дешифрируемыми на аэроснимках и установленными геофизическими методами, кольцевыми структурами [3]

В геологическом строении участка проявляются много общих черт с таковыми Капанского месторождения. Здесь развиты породы нижнего байоса-андезиты и их гиалокластиты, прорванные субвулканическими телами кварцевых дацитов, наиболее крупное из которых приурочено к центральной части постройки и имеет вытянутую в широтном направлении кольцеобразную форму. Отмечается также ряд близширотных и близмеридиональных даек андезитового и, реже, диабазового состава.

К северу описываемые породы перекрываются туфами, туфопесчанниками и брекчиевыми лавами андезито-базальтов позднеюрского возраста. С запада участок ограничивается Хотананским разломом, по которому приведены в тектонический контакт породы средней и верхней юры, а с востока граница среднеюрских и верхнеюрских пород также проходит по небольшому тектоническому нарушению вдоль русла р. Бадалюрт. На юге породы, слагающие участок, перекрываются четвертичными базанитами долины р. Халадж. На Норашеникском участке проведены комплексные геофизические исследования, подтверждающие наличие здесь вулкано-купольного сооружения.

Полный комплекс благоприятных структурно-геологических, геофизических и геохимических предпосылок, а также прямые подсечения значительного количества рудных тел

свидетельствуют о высокой перспективности Норашеникского участка, который может стать объектом детального изучения.

Арачадзорский участок

На Арачадзорском участке выявлено вулканическое сооружение среднеюрского возраста, в строении которого принимают участие такие благоприятные для локализации оруденения породы, как миндалекаменные андезиты, базокварцевые андезито-дациты, туфы и игнимбриты кварцевых дацитов, прорванные дайками и штоками кварцевых дацитов и риодацитов.

На Арачадзорском участке выявлен ряд северо-восточных, субширотных и северо-западных нарушений, разбивающих его на мелкие блоки.

На основании комплекса благоприятных факторов, геологических предпосылок и поисковых критериев Арачадзорский участок следует отнести к числу наиболее перспективных площадей, на котором неоходимо провести разведочные работы с целью обнаружения скрытых рудных тел медноколчеданного типа.

Антарашатский участок

Антарашатский участок сложен среднеюрскими миндалекаменными андезитами (андезито-базальтами), их брекчиевыми лавами, гиалокластитами, а также туфами и игнимбритами средне-кислого состава, которые прорываются субвулканическими телами андезито-дацитового и дацитового составов того же возраста, а местами-риодацитами поздней юры-раннего мела.

Вдоль длинной оси площади проходит Халаджский магмоконтролируюший разлом, а поперечные кольцевые и секториальные сбросы близмеридионального направления разбивают участок на ряд блоков, в пределах которых развиты близширотные трещины с преимущественными южными крутыми падениями.

Подобно вышеописанным участкам Антарашатский участок нами считается как перспективным, в отношении обнаружения полиметаллического с золотом и серебром оруденения как прожилково-вкрапленного, так и жильного типов.

Следует отметить, что этот участок, согласно геофизическим данным, является аномальной площадью, соответствующей зонам активного магматизма и подъема фронта метаморфизма и рекомендуется в качестве перспективной.

Дзорастанский участок

Дзорастанский участок сложен среднеюрскими миндалекаменными андезитами (андезитобазальтами), их брекчиевыми лавами, гиалокластитами,а также эффузивными базокварцевыми андезито-дацитами и туфами, игнимбритами анологичного состава, являющимися фундаментом некрупной вулканической постройки позднеюрско-раннемелового возраста, сложенной миндалекаменными андезито-базальтами, их туфами,а также туфами и игнимбритами риодацитового состава, которые прорываются жерловыми брекчиями риодацитов и субвулканическими штоками андезито-базальтов, кварцевых дацитов и риодацитов.

На территории участка развит ряд разрывных нарушений северо-западного и близмеридионального направлений.

Дзорастанский участок также считается перспективным в отношении обнаружения медно-порфирового с молибденом оруденения. На участке необходимо проведение детальной геохимической съемки, а также геофизических работ для установления разрывных нарушений и подтверждения наличия вулканической постройки.

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХОМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ АНТАРАШАТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Для выявления геохимических аномалий, связанных с колчеданным оруденением, и их предварительной оценки, как показывает опыт ведущих специалистов (Баранов Э.Н. и др.1979, Беус А.А. и др.1975, Григорян С.В.1982,1987,1992 и др.) [4,5,6,7,8] практически достаточен следующий комплекс основных элементов–индикаторов колчеданного оруденения:
Cu,Zn,Pb,Co,Mo, Ba,Ag,As. Комплекс этих элементов, известный еще под названием типоморфного поисково-геохимического, уже много лет эффективно используется в практике геохимических работ в колчеданных рудных районах [4,7]

Для оценки геохимических аномалий, связанных с колчеданным оруденением на Антарашатском рудном поле нами приняты такие характерные элементы-индикаторы как Ba x Ag x Pb-нарудные и Cu x Mo x Co-подрудные элементы первичных ореолов, занимающие полярные позиции в вертикальном ряду геохимической зональности.

В связи с этим наиболее контрастным коэффициентом зональности для определения уровня эрозионного среза явился коэффициент третьего порядка К3=Ba x Ag x Pb/Cu x Mo x Co.

Надрудные мультипликативные ореолы Ba x Ag x Pb

Общий ореол низких концентраций сложной формы отмечается на западной половине рудного поля. Границы северного, западного и южного флангов не установлены из-за ограниченности изученной территории.

На восточном фланге отмечается аномальное поле, вытянутое в северном направлении.

Ореол средних концентраций в своей юго-западной части блокирует ореол высоких концентраций сложной формы, линейно вытянутой в северном и западном направлении.

С востока граница ореола высоких концентраций не прослежена из-за ограниченности поля наблюдения.

Подрудные мультипликативные ореолы Cu x Mo x Co.

В западной половине рудного поля отмечаются отдельные небольшие по площади ореолы минимальной концентрации изометрической формы, вытянутые в восточном направлении.

В северной части рудного поля отмечается ореол минимальных концентарций изометрической формы с узкими апофизами в широтном направлении.

На восточном и юго-восточном фланге, на участках Дзорастан и Арачадзор, а также на западном фланге Норашеникского участка (собственно Норашеникский участок полностью не охвачен) отмечается обширный ореол минимальных концентраций сложной конфигурации, восточные границы которого не установлены.

В своей западной части этот ореол локализует два ореола изометричной и сложной формы средних концентраций, которые в свою очередь блокируют небольшие ореолы максимальных концентраций изометричной формы.

В целом отмеченные ореолы, которые соответствуют Дзорастан, Арачадзор, Норашеникским участкам Антарашатского рудного поля, занимает площадь до 22-25 кв.км. и несомненно заслуживает особого внимания.

Мультипликативный коэффициент зональности Ba x Ag x Pb/Cu x Mo x Co.

По всему рудному полю выделяются разбросанные небольшие ореолы минимального коэффициента зональности (КЗ) изометричной формы, вытянутые в северо-восточном направлении.

В восточной части выделяются два узких ленточных ореола минимального коэффициента зональности, вытянутые в меридиональном направлении, протяженностью до 5-6 км, и отстоящие друг от друга на расстоянии 1,5 км.

Южнее, в юго-восточной части рудного поля, четко отмечается обширное аномальное поле сложной конфигурации. Здесь ореол средних концентраций блокирует относительно большую площадь ореола высокого коэффициента зональности.

Это аномальное поле четко коррелируется с аномальными полями надрудного мультипликативного ореола.

Неоходимо отметить, что моноореолы серебра и свинца на этих участках также характеризуются высокими концентрациями.

Исходя из этого можно прогнозировать наличие в юго-восточной части рудного поля, на участках Арачадзор, Дзорастан слепого рудного тела.

Полный комплекс благоприятных структурно-геологических, геохимических предпосылок свидетельствует о высокой перспективности Норашеникского, Арачадзорского, Антарашатского, Дзорастанского участков Антарашатского рудного поля, на которых необходимо провести разведочные работы с целью обнаружения скрытых рудных тел медноколчеданного, полиметаллического с золотом и серебром оруденения как прожилково-вкрапленного, так и жильного типов.

Литература

1.Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Геолого-структурные особенности и прогнозно-металлогеническая оценка Кафанского рудного района. Отчет по работам 1976-1980гг., Фонды ИГН АН РА, 1981.

2.Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А.

Составление геолого-структурной карты участка Барцраван-Шурнух-Тандзавер и оценка его перспектив. Отчет по работам 1984—1985гг., Фонды ИГН АН РА, 1986.
3.Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Карапетян А.И., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А., Зарьян Р.Н. Кафанский рудный район. Изд.АН Арм. ССР, Ереван,1987.
4.Баранов Э.Н., Голдин А.С., Головин А.А., Лазарев В.Н. и др. Методические рекомендации по литохимическим методам поисков колчеданных месторождений. М. 1979.
5.Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
6.Григорян С.В. Геохимические методы при поисках рудных месторождений. М., Недра, 1982.
7.Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений М., Недра, 1987.
8.Григорян С.В. Рудничная геохимия. М., Недра, 1992.

РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ КАРЬЕРНЫХ ВЗРЫВНЫХ СКВАЖИН

ТАМРАЗЯН. А. А.
(ИГИС НАН РА)

На Каджаранском медно-молибденовом месторождении для подсчета запаса и контроля качества руд в эксплуатационных блоках опробование геологическими методами ведется по буровому шламу. Из факела шлама берется проба, высушивается, измельчается и в дальнейшем, с помощью химического анализа определяется процентное содержание меди и молибдена. Основной недостаток анализа шлама заключается в сложности отбора представительной пробы, которая могла бы характеризовать среднее содержание по всему разрезу. Кроме того, этот процесс очень трудоемкий и не позволяет оперативно руководить добычей руд. В этом плане перспективным является производительный и дешевый рентгенорадиометрический метод, который и был использован нами на одном из эксплуатационных

блоков Каджаранского медно-молибденового месторождения (уступ 2100) для определения содержания молибдена.

Определение содержания молибдена осуществлялось с помощью рентгенорадиометрического каротажа (РРК) взрывных скважин и опробования буровых шламов. Взрывные, или так называемые эксплуатационные скважины диаметром - 250мм разбуривают станком СБШ на глубину от 7 до 16м, в зависимости от высоты разрабатываемого уступа. Стенки скважин довольно неровны и представляют собой комбинации каверн и изломов. Для проведения работ нами использован скважинный снаряд, применяемый при каротаже скважин разведочного бурения и снабженный специальной насадкой в виде двух пружинных рессор, обеспечивающих прилегание рабочей зоны снаряда образующей вдоль стенки скважин.

Так как скважины для взрыва проходят без выноса керна, то отсутствие данных кернового опробования приводит к определенным затруднениям при построении эталонировочных графиков и интерпретации данных каротажа. Поэтому с целью построения эталонировочного графика для определения молибдена, измерения вначале проводились в расположенных на этом же участке разведочных скважинах №№ 891 и 892, с известными данными геологического опробования керна.

На рис.1 в качестве примера приведены результаты рентгенорадиометрического каротажа скважины № 892. Каротаж скважин проводился аппаратурой РРША-1 в комплекте с прибором СРПД при полуавтоматической записи диаграмм на ленту самописца Н-361. Характеристическое излучение молибдена возбуждено источником кадмий-109 и регистрировалось ксеноновыми пропорциональными счетчиками СРМ-19, энергетическое разрешение которого в области 16-18кэВ составляло 13-15%. Измерения выполнены способом спектральных отношений с выбором линии внутреннего стандарта - фона в области рассеянного гамма-излучения источника. Для молибдена она соответствует 20-22кэВ. Такой способ измерения был применен с целью устранения появления ложных аномалий на безрудных каверзных участках скважин. Как видно из рис.1, на диаграммах РРК по параметру спектрального отношения достаточно четко выделяются прожилки и зоны минерализации молибденита, что позволяет уточнить границы положения рудных

тел в разрезе скважин, а также выбрать оптимальные интервалы опробования керна.

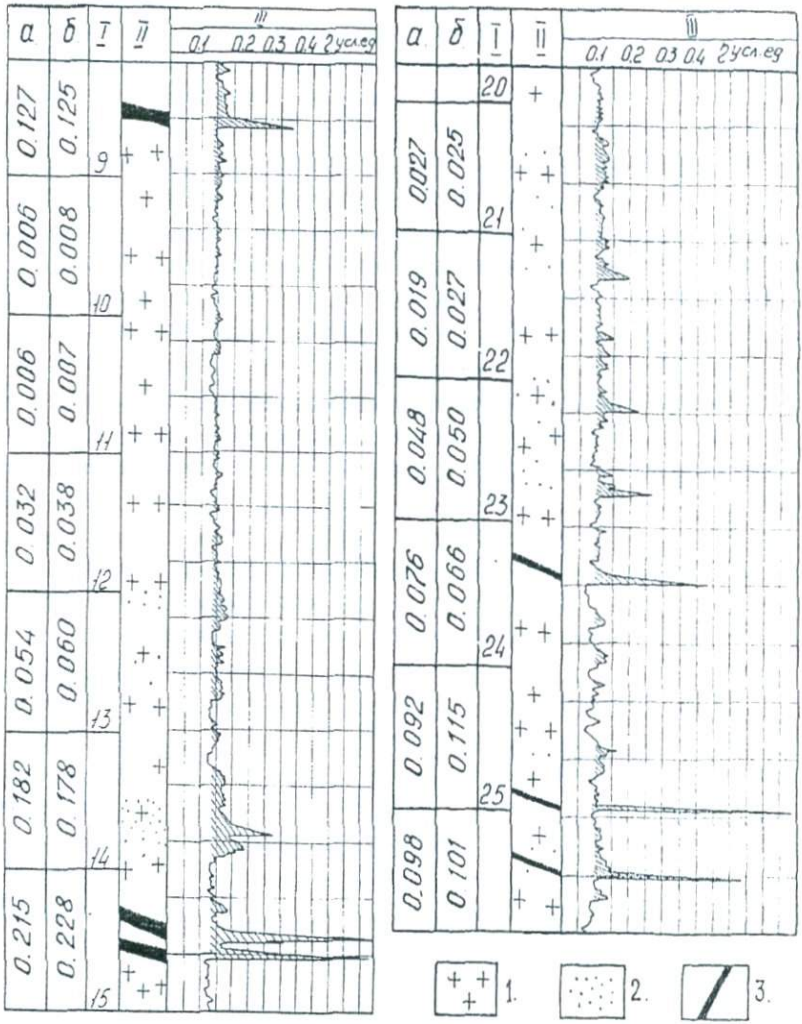


Рис.1Примеры определения молибдена при рентгенорадиометрическом каротаже разведочной скважины (Каджаран, скв.892).глубина, м; II-геологический разрез; III-диаграмма каротажа; содержание молибдена: а-по керну; б-по каротажу.1-измененные монцониты; 2- вкрапленники молибденита;3- рудная жила.

Количественная интерпретация результатов РРК заключается в осреднении и пересчете измеренных параметров по выделенным интервалам в содержании молибдена по градуировочным графикам. Градуировочный график, представленный на рис. 2 построен путем сопоставления измеренных параметров рентгенорадиометрического каротажа, осредненных на интервал геологического опробования, с данными химического анализа керна по опорным скважинам № 891 и № 892.

На рис.2 представлено также сопоставление данных химического анализа и РРК, откуда видно, что точность определения содержания молибдена рентгенорадиометрическим методом не выходит за допуски, установленные для химического анализа.

При интерпретации данных каротажа, кроме содержания определяемого элемента, определяется также его пороговая концентрация. В РРМ пороговой концентрацией определяемого элемента $C_П$ следует считать такую, которая возбуждает аномальный сигнал $\eta_п - \overline{\eta}_ф$, превышающий, не менее чем 2 раза, среднеквадратическую флуктуацию фонового излучения $\sigma_Ф$. Значение $\sigma_Ф$ определяется на безрудных вмещающих породах по формуле

$$\sigma_ф = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(\eta_ф - \overline{\eta}_ф)_i^2}{n-1}},$$

где n- общее число измерений фоновых значений $\eta_ф$ измеряемого параметра, а $\overline{\eta}_ф$ - его среднее значение из n измерений.

Пороговая концентрация определяемого элемента $C_П$ связана с измеряемым параметром $\eta_п$ следующим образом:

$$C_П = \frac{\eta_п}{K_\eta},$$

где пересчетный коэффициент K_η представляет собой значение измеряемого параметра η при единичной концентрации определяемого элемента для конкретных условий измерений. В практике значение K_η можно найти по площади аномалий - S_η над реальными одиночными рудными прожилками при каротаже. При таком случае K_η определяется выражением:

$$K_{\eta} = \frac{S_{\eta}}{C_A h_A},$$

где C_A -концентрация определяемого элемента в его минеральной форме; h_A –мощность одиночного рудного прожилка.

Так как в прожилках концентрация определяемого элемента равна минеральной концентрации $C_{A_м}$, которая обычно значительно превосходит порог чувствительности метода, поэтому целесообразно порогом чувствительности метода не принимать пороговую концентрацию определяемого элемента $C_{П_г}$, а ту минимальную мощность рудных прожилков $h_{П_г}$, которая выделяется на диаграммах РРК аномалией, вдвое превышающей колебания уровня фоновых значений измеряемого параметра.

Минимальная мощность $h_{П_г}$ определяется формулой [Золотницкий, Леман, 1981]

$$h_П = C_П \cdot 21 / C_A,$$

где 21 –длина зонда.

Так, на Каджаранском молибденовом месторождении (C_A=60%) при каротаже скважин с зондом l =12мм для пороговой чувствительности $C_П$=0,01% получаем h = 0,004мм.

Таким образом, представленным способом были измерены около 20% взрывных скважин на данном уступе. Данные каротажа позволили, во первых, совместно с данными рентгенорадиометрического опробования шлама [Тамразян, Леман, 1986] определить содержание молибдена в блоке и, во вторых, оценить распределение руд на глубине.

С помощью РРК взрывных скважин и рентгенорадиометрического опробования буровых шламов был подсчитан запас молибдена на одном из эксплуатационных блоков и результаты сопоставлены с данными геологического опробования. Запас молибдена, *подсчитанный геологическим методом*, составлял 114,2т, а по данным рентгенорадиометрического метода–120,5т. Если учесть, что при подсчете запаса молибдена геологическими методами не учитывается его содержание в окисях, которое составляет обычно 5-7% от общей массы металла, то такое расхождение вполне приемлемо для разработчиков месторождения. Кроме того, с помощью рентгенорадиометрического детального опробования можно на эксплуатационном блоке оконтуривать балансовые и забалансовые рудные участки,

что, бесспорно, облегчает совершенствование системы обработки рудных тел и управление качеством руд при добыче.

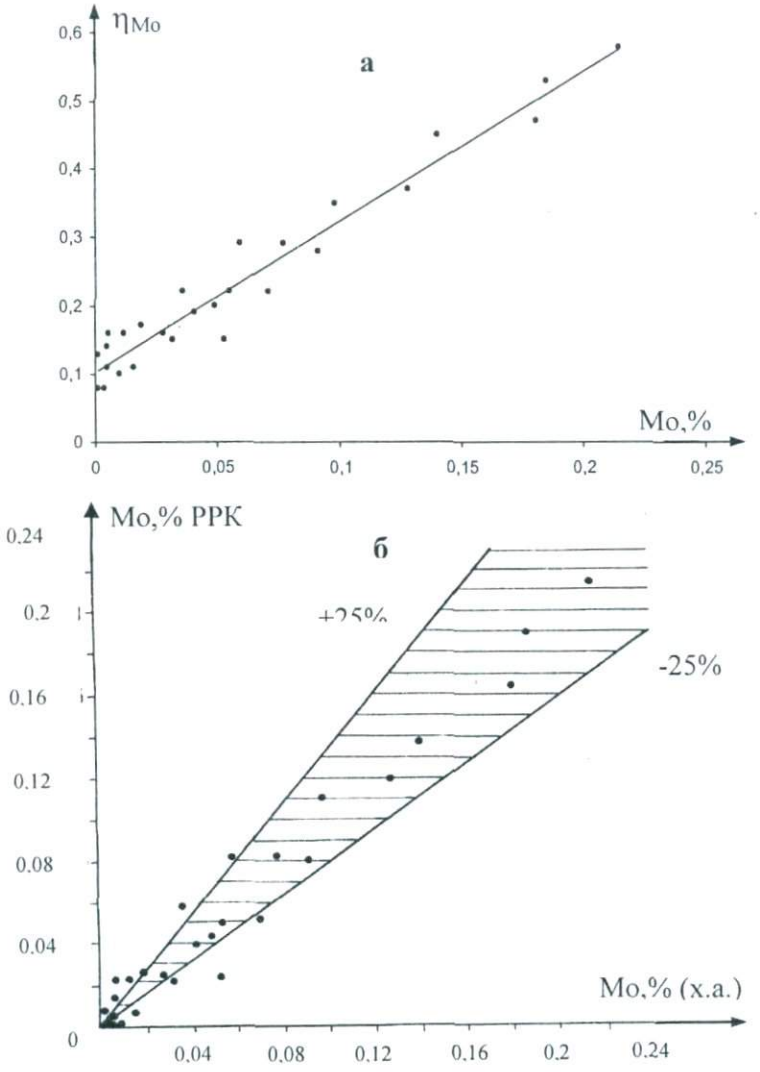


Рис.2 Градуировочный график (а) и сопоставление данных химического (кернового) анализа и РРК(б) для молибдена.

Помимо этого, рентабельность, производительность и экспрессность рентгенорадиометрического метода открывают широкие возможности для его применения на всех этапах эксплуатации месторождений.

Литература

1. Золотницкий. В.А., Леман Е.П. Оценка порога чувствительности рентгенорадиометрического каротажа и опробования в условиях естественного залегания руд. Геофиз. аппаратура, 1981, вып. 72, с.43-47
2. Тамразян А.А., Леман Е.П. Рентгенорадиометрический метод опробования гетерогенных руд. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1986, 120с.

ПРОСЛЕЖИВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН, РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АРМЕНИИ

ФИДАНЯН Ф. М., АВДАЛЯН А. Г.
(ИГИС НАН РА)

Одной из основных задач народного хозяйства является неуклонное наращивание прогнозных запасов минерального сырья, что невозможно без увеличения глубинности и точности геофизических исследований. Усложнение решаемых задач и высокие требования, предъявляемые к достоверности полученных результатов, приводят к необходимости повышения точности полевых геофизических измерений, способов их обработки и геологической интерпретации.

Другим возможным направлением увеличения эффективности геофизических методов разведки является внедрение в практику геологоразведочных работ подземной геофизики. В этом случае геофизические наблюдения проводятся в подземных выработках и скважинах, что дает возможность значительно приблизиться к возмущающимся обьектам. При этом повышается величина наблюденной аномалии и уменьшается влияние поверхностных неоднородностей, существенно снижается круг решений обратной задачи. Это позволяет выделить рудные тела

относительно небольших размеров, недоступных обнаружению при наблюдениях.

Породы зон тектонических нарушений, по своим физическим свойствам и особенно по плотности и магнитной восприимчивости, занимают промежуточное положение между вмещающими породами и рудами. В условиях Шаумянского месторождения многие рудные жилы и зоны пространственно приурочены к зонам этих нарушений.

Гравиметрические исследования на участке "Шаумян" проводились с целью уточнения местоположения тектонических нарушений, а также выявления рудных зон вкрапленного типа. Наблюдения проводились в масштабе 1:2000 вдоль двенадцати и вкрест шести профилей, ориентированных по направлению магнитного меридиана, протяженностью до 1,5км. Расстояние между профилями 50м, а шаг наблюдений 20м.

Учитывая небольшую площадь съемки, расчлененный рельеф местности и сложные геологические условия для количественной интерпретации аномалии применен метод Е. А. Мудрецовой и метод осреднения с помощью квадратной палетки, которая дает возможность разделить поле на локальное и региональное составляющие [1,4].

Результаты гравиметрических наблюдений (рис.1) представлены в виде плана изоаномал Δg, построенной сечением через 2,5мкм/с^2. На этом плане очень четко выделяются: Чинардарасинский сброс, Западно-Шаумянский рудоконтролирующий разлом и Центральный разлом. Все разломы проходят с юга на север и протягиваются до 1,5км. Вдоль этих разломов зафиксированы ряд локальных аномалий, обусловленных рудными залежами. По простиранию Чинардарасинского разлома образуются четкие изгибы, к которым приурочиваются участки с интенсивным оруденением. Исходя из геологических и гравиметрических данных можно сказать, что Западно-Шаумянский разлом фиксируется на поверхности в районе шахты №2, Западно-Шаумянского ручья. Вблизи шахты он разветвляется на две ветки СЗ направления. Северная ветка быстро затухает, а южная, очевидно, доходит до Барабатум Халаджинского разлома. Вдоль этого разлома на поверхности зафиксировано большое число рудных аномалий. Расчеты показывает, что нарушение имеет СЗ падение под углом 80^0-85^0.

Другой пример для прослеживания тектонических зон-Арманисское полиметаллическое месторождение. С целью решения поставленных задач, т. е. прослеживание тектонических зон, необходимо было определить дифференциацию рудоконтролирующих пород как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, а также уточнить местонахождение крупного рудоконтролирующего Куйбышевского (Пушкинского) надвига. Результаты этих работ приведены на рис.2. Как видно из рисунка, Арманисское полиметаллические месторождение находится на лежачем боку Куйбышевского надвига. Висячий бок вышеуказанного тектонического нарушения представлен метаморфическими известняками, сланцами, не несущими оруденение.

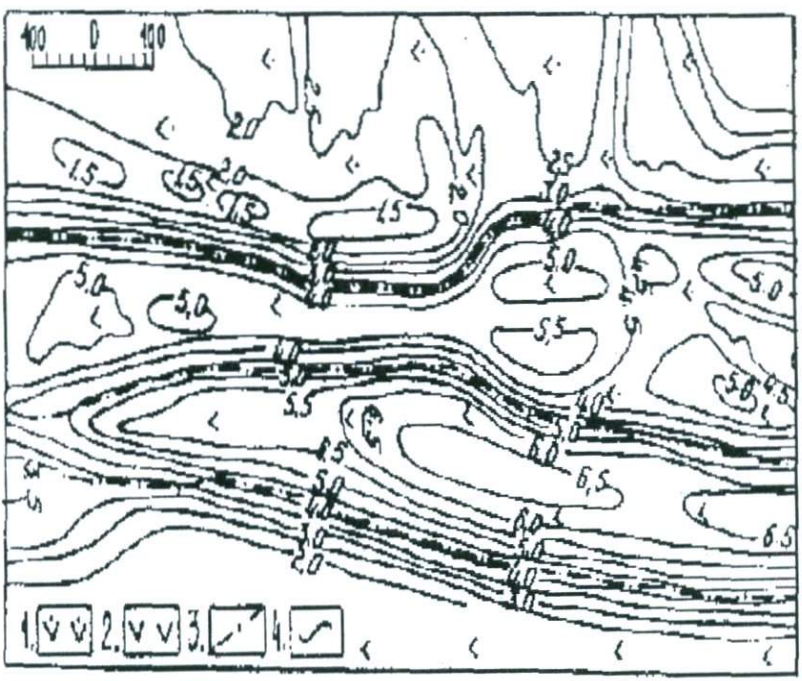


Рис.1 Прослеживание рудных зон. Участок "Шаумян". Шаумянское полиметаллическое месторождение. План изоаномал силы тяжести Δg: 1-измененные порфириты, 2-кварцевые андезито-дацитовые порфириты, 3-зоны разломов, 4-изолиния аномалии силы тяжести Δg.

По результатам изучения физических свойств (плотность и магнитная восприимчивость) горных пород и руд установлено, что рудоконтролирующие гидротермально-измененные породы характеризуются значениями σ=2540-2700кг/см^3, æ = 10-2400×10^{-5} си, метаморфические известняки и сланцы обладают низкими значениями плотности и магнитной восприимчивости. σ = 2420 кг/см^3, а æ = 150×10^{-5} си, то есть имеется четкая дифференциация между ними и рудными зонами. Это дало возможность применить методы гравиразведки и магниторазведки для расчленения рудоконтролирующих пород, гидротермально измененных пород и рудных зон. Ниже приводятся гравиметрические исследования, с целью выделения контактов рудовмещающих и их окружающих пород Анкадзорского медноколчеданного месторождения.

Гравиметрические и магнитометрические исследования проводились вдоль оси штольни 53 и по наземному профилю, который проходит по этой оси, а также проводились измерения плотности и магнитной восприимчивости на образцах, взятых из стенок выработок (рис.3). Из рисунка видно, что геологический разрез сложен фиолетовыми липарито-дацитами, каолинизированными породами, туфобрекчиями и плагиоклазовыми порфиритами. У плагиоклазовых порфиритов и вторичных кварцитов среднее значение плотности составляет σ = 2700кг/м^3, средняя плотность фиолетовых липарито-дацитов составляет σ=2490кг/м^3. Таким образом, избыточная плотность плагиоклазовых порфиритов по отношению к фиолетовым липарито-дацитам составляет в среднем 210 кг/м^3 и в интервале 720-780 м очень четко выделяется по методу гравиразведки. В левой части разреза фиолетовые липарито-дациты очень сильно влияют на поведение всех четырех кривых, вызывая аномалии с различными интесивностями. По результатам работ на поверхности (рис.3) в районе каолизированных пород наблюдаются интенсивные гравитационные и магнитные аномалии в виде градиента. Эти аномалии обусловлены контактом каолизированных пород, избыточная плотность этих пород относительно фиолетовых липарито-дацитов составлчет 100 кг/м^3. В правой части разреза привлекают внимание гравитационные и магнитные аномалии в интервале пикетов 720-1000м с большими значениями Δg, Δz, σ и æ. В результате количественной интерпретации аномалии [3,4] сделано предположение о наличии контакта плагиоклазовых

порфиритов и туфобрекчий. Избыточная плотность плагиоклазовых порфиритов по отношению к туфобрекчиям составляет 110 кг/м^3. Следовательно, по расчетным данным порфириты распространяются на большой глубине, не более 1500м.

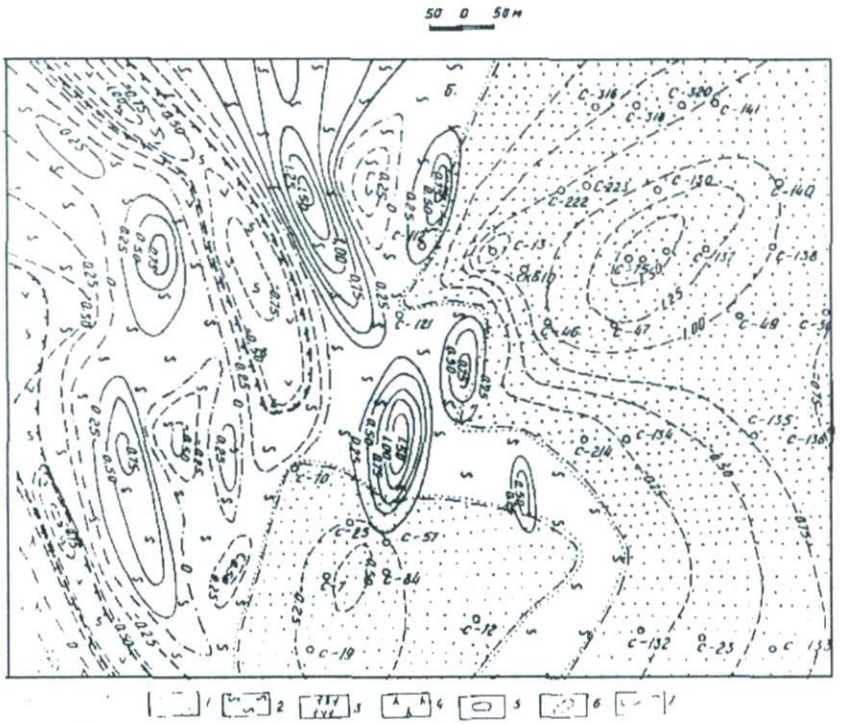


Рис.2.Прослеживание тектонической зоны. План изоаномал силы тяжести (с влиянием рыхлых отложений). Арманисское полиметаллическое месторождение: 1-современные аллювиально-делювиальные отложения, 2-гидротермально измененные породы, 3-зона раздробленных пород, 4-известняки, изоаномалии силы тяжести, 5-положительные, 6-отрицательные, 7-нулевые.

Следует отметить, что величина магнитной восприимчивости плагиоклазовых порфиритов изменчивая, даже в пределах небольших интервалов, что обьясняется неоднородным распределением ферромагнитных минералов в породе.

При совместном рассмотрении кривых Δg, ΔZ, σ и æ можно сказать, что эти кривые хорошо коррелируются между собой и четко выделяют контакты рудовмещающих пород и фиолетовых липарито-дацитов.

Результаты геофизических исследований свидетельствуют о достаточно высокой их эффективности на всех стадиях поисков и разведки медноколчеданных месторождений. Достижение дальнейшей экономической эффективности при картировании рудовмещающих пород в целом процессе поисков и разведки рудных тел очевидно.

Дальнейшее совершенствование подземной гравиразведки намечено проводить с использованием данных плотности горных пород и рудных минералов, а также данных наземных гравимагнитных исследований.

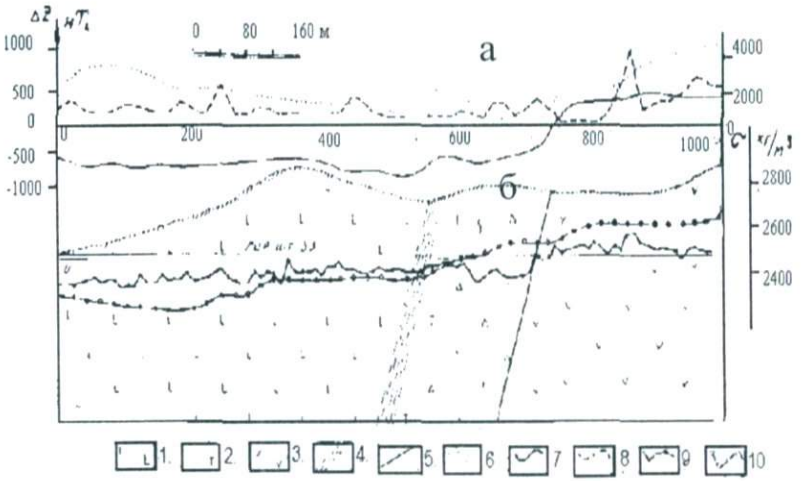


Рис.3. Выделение контактов рудовмещающих и их окружающих пород по оси штольни №53. Кривые Δg, Δz, σ, æ. Анкадзорское медноколчеданное месторождение: 1-липарито-дациты, 2-туфобрекчии порфиритов, 3-плагиоклазовые порфириты, 4-каолинизированные гидротермально измененные породы, 5-контакты пород, 6-наблюденная кривая Δz, 7-наблюденная кривая Δg (а), 8-кривая изменения магнитной восприимчивости (а), 9-кривая изменения плотности (б), 10-подземная наблюденная кривая Δg (б).

Для выявления кровли рудоконтролируюших кварцевых порфиритов на Ахтальском месторождении эффективным оказался подземный вариант гравиразведки в комплексе наземных исследований. Для картирования кровли кварцевых порфиров под исследуемой выработкой, все кривые подземной и наземной гравиразведки были подвергнуты количественной интерпретации, на основании которой были определены до кровли кварцевые порфиры, в основном соответствующие данным бурения.

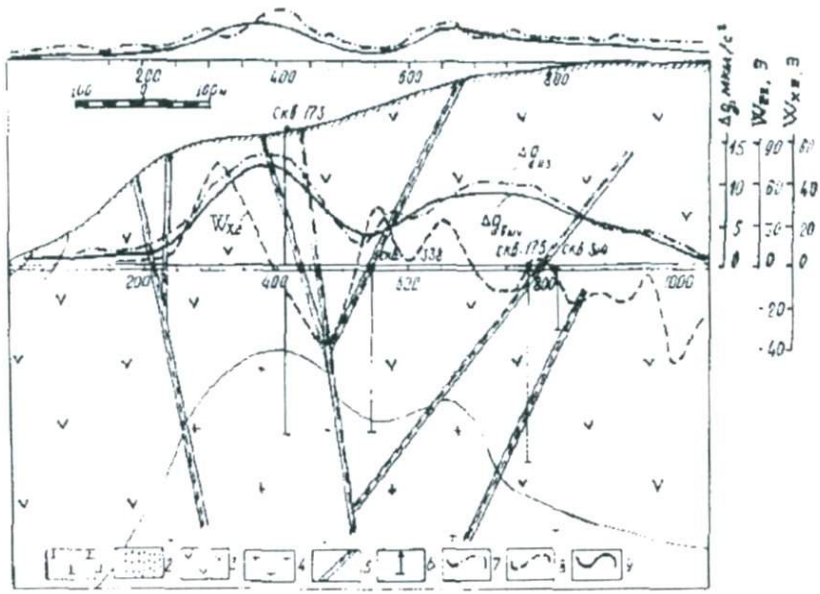


Рис.4. Прослеживание рудоконтролирующих контактов по оси штольни №27 и кривые Δg и W_{xz}. Ахтальское полиметаллическое месторождение: 1-базальты, 2-древний аллювий, 3-порфириты, 4-кварцевые порфиры, 5-тектонические нарушения, 6-буровые скважины, 7-наблюденная кривая Δg, 8-вычесленная кыивая W_{xz}, 9-вычесленная кривая Δg.

По результатам гравиметрического исследования на дневной поверхности (по горизонту штольни №27) зафиксирован отчетливый максимум силы тяжести и градиентов. Сопоставляя измеренную кривую аномалии силы тяжести (рис.4) с расчетной кривой от контакта кварц-порфиров и порфиритов, можно видеть

их общее совпадение. Характер кривых Δg хорошо согласуется с геологическими данными и четко изображает контакт между кварцевыми порфирами и порфиритами, избыточная плотность между которыми составляет 100 кг/м^3. На кривой Δg по оси штольни №27 аномалии достигают величины 5,0 мкм/с^2 по левой ветви и находятся в прямой качественной зависимости от глубины залегания контактной поверхности между породами кварц-порфиров и порфиритов. Резкое уменьшение силы тяжести в районе пикетов 200 и 400м обьясняется погружением контактной поверхности на большую глубину. Расчеты показывают, что глубина залегания контактной поверхности влево от относительного максимума составляет около 500м.

Приподнятая часть контактной поверхности в интервале пикетов 250-450м и хорошо отражается на кривой Δg, проведенной на поверхности земли, только интенсивность аномалии уменьшается. Глубина залегания контактной поверхности в пласте 545м по результатам бурений равна 203м от горизонта наблюдений. Амплитуда колебания контактной поверхности между пикетами 350 и 545м составляет 100м, *которая при избыточной плотности 120 кг/м^3 может создать* аномалию порядка 4,8мкм/с^2. Наблюденная аномалия равна 5,0 мкм/с^2. Учитывая, что расхождение небольшое, можно считать, что дополнительной массы здесь нет.

Уменьшение силы тяжести к концу профиля на пикете 825м обусловлено погружением контактовой поверхности на большую глубину. Расчеты показывают, что она находится на глубине порядка 500-550м. Скважина, расположенная на пикете 785м, прошла 240м от горизонта наблюдения и не вскрыла контактной поверхности.

Кривая Δg на поверхности земли и под землей в основном отражает рельеф контактной поверхности кварц-порфиров и порфиритов.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы:

1)намечается связь между знаком аномалии и расположением возмущающего обьекта по отношению к горным выработкам. Если он расположен ниже горизонта наблюдений (при $\Delta\sigma>0$), обычно имеет место положительная аномалия, а выше горизонта наблюдений - отрицательная.

2)уточнены геологические строения некоторых рудных месторождений Армении, а именно: выявление и прослеживание тектонических зон, выделение местоположения рудоконтролирующих и рудовмещающих пород, выделение для перспективных гравитационных аномальных участков Арманисского полиметаллического месторождения.

3)уточнено местонахождение крупного рудоконтролирующего Куйбышевского (Пушкинского) надвига. Доказано, что висячий бок этого нарушения представлен метаморфическими известняками, сланцами, не несущими оруденение.

Литература

1.Мудрецова Е. А., Филатова В. Г. Решение обратной задачи гравиметрии для контактной поверхности. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1982, №1, с.93-97.

2.Мудрецова Е. А., Филатова В. Г. Определение глубины залегания, формы, избыточной плотности и участка модуляции "контактной поверхности". Прикладная геофизика, вып.78, М., Недра, 1975, с.153-158.

3.Мудрецова Е. А., Филатова В.Г. Применение программы "ФОН", для разделения аномальных гравитационных полей. Прикладная геофизика, вып. 83, М., Недра, 1976, с.149-155.

4.Справочник геофизика. Гравиразведка. Недра, М., 1990,с.607 с.

5.Фиданян Ф. М. Методика гравитационных и магнитных исследований основных типов рудных месторождений (на примере Армянской ССР). Диссертация на соискание ученой степени канд.геол.-мин. наук. Ленинакан, 1987, 202с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ВЕТВЕЙ РАЗОРВАННЫХ ВЫСОКООМНЫХ ПЛАСТООБРАЗНЫХ ТЕЛ МЕТОДОМ ПОГРУЖЕННОГО ЭЛЕКТРОДА

ЧИЛИНГАРЯН А. З., КАРАПЕТЯН К. А.
(ИГИС НАН РА)

При изучении месторождений полезных ископаемых важное значение имеют выявление и прослеживание плохопроводящих рудных объектов, какими являются кварц-карбонатные жилы, дайки различного состава, хромитовые и молибденитовые руды, залежи каменного угля и др. (Гуревич 1966; Козирин 1985; Лулечян 1986; Меньшиков и др.1983).

Работа посвящена разработке методики выявления и определения элементов залегания разорванного и разорвано-смещенного высокоомного пластообразного тела, расположенного в межвыработочном пространстве. С этой целью проводились лабораторные исследования. Модельные работы выполнялись в электролитическом баке, заполненном водой с удельным электрическим сопротивлением 60 Омм. В качестве моделей рудных тел использовались пластинки из винипласта толщиной 0,5см и $\rho=10^{14}$Омм. Предварительно на пластинке были просверлены дырки, диаметром 1,7мм для обеспечения необходимого удельного электрического сопротивления плохопроводящего тела, так как удельная проводимость модели пласта находится в прямой зависимости от числа дырок на винипластовой пластинке и определяется формулой

$$\lambda_n = \frac{n \cdot q}{Q \cdot \lambda_B},$$

где $\lambda_в$ - удельная электрическая проводимость среды (раствора); q – площадь одной дырки; n – количество дырок; Q – площадь винипластовой пластинки (Алонин 1969).

Измерялся градиент потенциала (ΔU), при μN = 1см, равный шагу наблюдений. Кривая градиента, полученная в однородной изотропной среде, имеет симметричную форму относительно проекции источника. Наличие локальных неоднородностей в пространстве между источником поля и профилем наблюдений, отличающихся по удельному электрическому

сопротивлению, изменяет форму кривой Δ U и их значения (Семенов 1984).

При наличии плохопроводящего пластообразного тела ограниченных размеров кривые градиента потенциала характеризуются двумя четко выделенными экстремумами, которые смещены относительно проекции граней пласта в сторону их центра на величину, равную 0,354 части расстояния между пластом и профилем наблюдения (r_2). Местоположение точки перехода кривой ΔU через ноль зависит от положения точечного источника по отношению пласта (Лулечян и др.1986; Чилингарян и др. 1998).

На рис.1 представлены кривые ΔU, полученные по профилям 1 и 2 в присутствии разорванного высокоомного пласта со смещением ветвей, простирающихся под углом по отношению к профилям наблюдений. Измерение ΔU проводилось по схеме взаимной увязки, т.е. измерялось ΔU по профилю 1 при положении точечного источника на профиле 2 и наоборот (Лулечян, Чилингарян 1986). Кривые ΔU характеризуются четырьмя экстремумами, соответствующие четырем кромкам пласта (рис.1а, кривые 1 и 2). Наличие двух дополнительных экстремумов (максимум и минимум) являются признаком разорванности пласта высокого сопротивления. Очевидно, что при бесконечном простирании одной (двух) ветвей пласта, кривая ΔU будет характеризоваться тремя (двумя экстремумами). Точки экстремумов в области разрыва смещены от проекции концов ветвей пласта в обратную сторону от места разрыва на величину $0{,}354 \times r_2$.

Интерпретация полученных данных моделирования проводилась следующим образом (рис. 1,а):

а) последовательно соединены точки максимумов кривой 1 с точками максимумов кривой 2, а точки максимумов кривой 2- с точками минимумов кривой 1. При этом, если размеры ветвей пласта ограничены по простиранию, то получаем три точки пересечения.

б) проведена линия LL параллельно и на равном расстоянии от них. Проекции точек пересечения на этой линии (точки O_1 и O_3) соответствуют центрам проекции ветвей пласта, а точка O_2 соответствует средней точке проекции разрыва.

в) исходя из характера изменения точек экстремумов кривой ΔU от r_2 , расстояния между гранями ветвей пласта и линии LL определяются по формулам:

$$r'_1 = 1,414 \cdot m_1 \qquad r'_3 = 1,414 \cdot m_3$$
$$r'_2 = 1,414 \cdot m_2 \qquad r'_4 = 1,414 \cdot m_4 ,$$

где $m_1 \div m_4$ – расстояния между точками экстремумов T_2 и T_1; T_3 и T_4; T_5 и T_6; T_7 и T_8 соответственно. При этом необходимо учесть, что если точки минимумов T_1 и T_6 (максимумов T_4 и T_7) кривой 1 расположены левее (правее) точек минимумов T_2 и T_5 (максимумов T_3 и T_8) кривой 2, то пласт находится между линией LL и профилем наблюдения 1. В обратном случае, пласт или одна из его ветвей находится между профилем наблюдения 2 и линией LL. В случае $m_i = 0$ пласт или кромка ветвей разорванного пласта находится на линии LL. В первом случае расстояние между гранями ветвей и линией LL берется от последнего в направлении к профилю 1, в обратном случае – к профилю 2. В случае, приведенном на рис. 1, ветвь а находится между профилем 1 и линией LL, а ветвь б– между линией LL и профилем 2. Проекции граней пласта на линии LL будут располагаться левее точек минимумов T_1 и T_2 , соответственно на расстоянии $0,5\times(0,54\cdot H - m_1)$ и $0,5\times(0,354\cdot H - m_3)$ и правее точек максимумов T_4 и T_8 на расстоянии, соответственно $0,5\times(0,354\cdot H - m_2)$ и $0,5\times (0, 354\cdot H - m_4)$, где H – расстояние между профилями наблюдений. Расположив точки проекций граней ветвей на линии LL и зная их расположение от этой линии, нетрудно построить геологический план горизонта, ограниченного двумя профилями наблюдений (рис.1, б).

Рассмотренные закономерности кривых ΔU и приведенный способ интерпретации проверялись на результатах полевых наблюдений в штреках <<11 жила>> и в полевом штреке 3 штольни 1 Шаумянского месторождения Армении (Лулечян 1988). Объектом исследований была выбрана кварц–карбонатная жила с удельным электрическим сопротивлением 2700 – 3200 Омм, залегающая в андезито–дацитовых порфиритах с удельным электрическим сопротивлением 50 - 80 Омм.

На рис. 2, а приведены кривые ΔU, полученные в штреке << 11 жила >> (графики 1, 2) при положении точечного источника в точках A_1 и A_2 в полевом штреке 3, и в полевом штреке 3 (графики 1', 2') при расположении точечного источника в штреке

<< 11 жила >>. Штреки параллельны друг другу, расстояние (Н) между ними составляет 30м. Как видно из рисунка, кривые ΔU при всех расположениях источника характеризуются четко выделенным минимумом и двумя максимумами. Наличие трех максимумов на кривых ΔU указывают на ограниченность равной ветви высокоомной жилы и на присутствие разрыва между ортами 2 и 4.

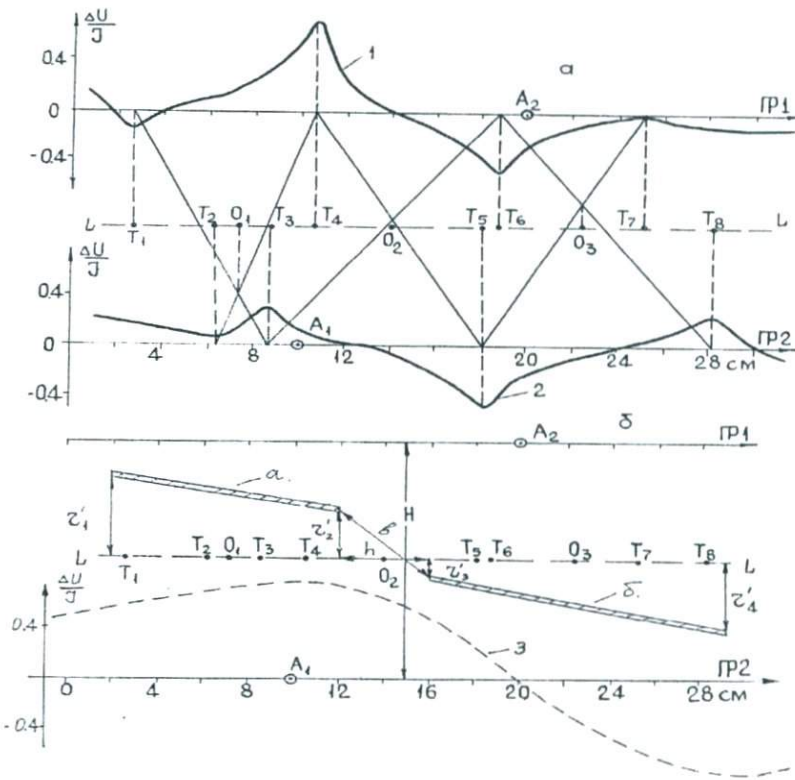


Рис.1 Кривые градиента потенциала при наличии разорванно-смещенного пласта (а) и геологический план горизонта измерений (б). 1,2 –кривые ΔU по профилям 1 и 2 при положении точечного источника на точках A_1 и A_2 соответственно; 3- расчетная кривая ΔU нормального поля при положении точечного источника на точке A_2.

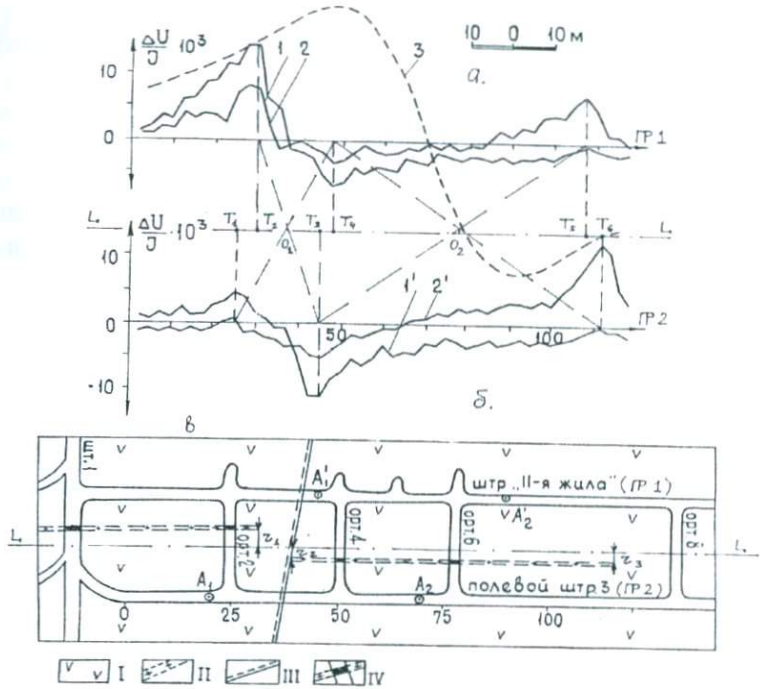


Рис.2.Кривые градиента потенциала (а) и геологический план горизонта штольни 1 (б) Шаумянского месторождения.1, 2 –кривые ΔU, полученные в штреке << 11 жила >> при положении точечного источника на точках A_1 и A_2 в штреке 3; 1' и 2'- кривые ΔU, полученные в штреке3 при положении точечного источника на точках A'_1 и A'_2 в штреке << 11 жила >>; 3 – расчетная кривая ΔU нормального поля при положении точечного источника на точке A_2; I -андезито- дацитовые порфириты; II -кварц- карбонатная жила; III- тектоническое нарушение; IV- вскрытая кварц-карбонатная жила.

Исходя из полученных характерных точек кривых и результатов интерпретации следует, что кварц– карбонатная жила разорвана и смещена с амплитудой сброса (в) на 10м, расстояние между проекциями ветвей пласта в области разрыва (h) составляет 7м, правая ветвь простирается параллельно профилям наблюдения и имеет протяженность 75м. Конец левой ветви выходит за границы участка работ.

Полученные результаты подтверждаются данными геологической разведки.

На основании проведенных лабораторных исследований можно сделать следующие выводы, что представленный способ определения элементов залегания ветвей разорванного плохопроводящего пласта остается справедливым при следующих условиях: $r_2 \leq L \times h$, при в $\leq L \times h$; $r_2 < 0,7 \times L'$ (L' – длина маленькой ветви пласта по простиранию); $r_1 \leq 0,5 \times L'$ (r_1 – расстояние между точкой заряда и пластом); $\mu = \rho_{пл.} / \rho_{ср.} \geq 5$. $\rho_{пл}$ и $\rho_{ср}$ - удельное электрическое сопротивление пласта и вмещающей среды соответственно); $\alpha \leq 30^0$ (α – угол между ветвью пласта и профилем наблюдения).

Надо заметить, что увеличение размеров пласта по падению не оказывает существенного влияния на характер изменения кривой ΔU. Наблюдаются изменения только абсолютных значений ΔU. Простота разработанного способа дает возможность использовать данную методику при определении элементов залегания сплошного высокоомного пласта ограниченных размеров.

Литература

1. Алонин Л. М. К моделированию задач электроразведки и электрического каротажа. Труды Московского геолого-разведочного института. Том XXXVI, 1969, с.7 – 17.
2. Гуревич Ю. М. Корреляция пластов горных пород в разрезах скважин. Геофизическая разведка. Вып.15, М., Изд. Недра, 1985, с.144–152.
3. Козырин А. К. Электрическая корреляция разрезов скважин. М., 1985, 132с.
4. Лулечян Е. М. Методика определения размеров ветвей разорванных высокоомных пластов. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, №1, 1988, с.42–47.
5. Лулечян Е. М., Чилингарян А. З. Методика разведки высокомных жил из горных выработок. Деп.ВИНИТИ, №3695–1386, 1986.
6. Меньшиков В. А., Шибанов В. Н. Корреляция пластов высокого электрического сопротивления. В кн. Подземная геофизика при поисках и разведке минерального сырья. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1983, с.95–102.

7.Семенов М. В. и др. Электроразведка рудных полей методом заряда. Л., Недра, 1984, 215 с.
8.Чилингарян А. З., Карапетян К. А. Разработка методики поисков и разведки высокоомных пластообразных тел. Сб. науч. трудов конференции, посвященной 90 летию академика А.Г. Назарова. Изд. НАН РА, Гюмри, 1998, с.454-458.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ПРИ ОЦЕНКЕ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

ЧИЛИНГАРЯН А.З., КАРАПЕТЯН К.А.
(ИГИС НАН РА)

Важную роль при повышении информативности геофизических наблюдений имеет применение вероятностно-статистических методов, в частности, линейных фильтров [Никитин, Хмелевской, 2004].

Одним из известных способов статистической обработки является энергетическая фильтрация, которая сводится к задаче компонентного анализа, когда находят собственные значения корреляционной матрицы и соответствующие этим значениям собственные векторы [Никитин, 1986]. Использованный нами энергетический фильтр занимает промежуточное положение *между фильтром воспроизведения* Колмогорова - Винера и согласованным фильтром, поскольку он строится как фильтр обнаружения (максимизирует отношение сигнал/помеха) и решает задачу выделения.

Задача определения весовых функций энергетического фильтра (т.е. разложения поля по вертикальным составляющим) решается из матричного уравнения

$$[R_a(m\text{-}i) - \lambda R_n(m\text{-}i)]\times h(i)=\vec{0} \qquad (1),$$

которое имеет нулевое решение, если определитель матрицы, составленный по разности двух матриц R_a и R_n, равен нулю [Никитин, 1979]. В этом случае существует m собственных *значений и соответствующих им* собственных векторов, удовлетворяющих уравнению (1). Выбираем среди собственных значений максимальное - λ_{max}, которое будет соответствовать

максимальному энергетическому отношению сигнал/помеха на выходе фильтра. Следовательно, профильтрованный выходной сигнал

$$Y_i = \Sigma h_i \cdot f_{j-i}$$

с h_i, представленный собственным вектором, соответствующим λ_{max} - является первой главной компонентой в терминах метода главных компонент. Физический смысл λ_{max} позволяет считать, что выходной сигнал Y_i, соответствующий λ_{max}, обеспечивает выделение составляющей наблюденного поля, которая обладает наибольшей энергией.

В модели поля $f_j = S_{reg,j} + S_{local,j}$, для которого наблюденное поле f_j представлено суммой регионального фона и локальной аномалии (некоррелированные помехи, обусловленные, в основном, методическими и аппаратурными погрешностями, не учитывались), такой составляющей оказывается региональный фон - $S_{reg,j}$. Исходя из этого, по разности f_j - Y_i можно оценить локальную аномалию - $S_{local,j}$ в модели поля [Никитин, Хмелевской, 2004].

Задача повышения информативности геофизических наблюдений, учитывая особенности описанной методики, решена при оценке разрешающей способности геофизических методов на примере физико-геологической модели (ФГМ) Зодского кварц-сульфидного месторождения [Бадалян, Чилингарян и др., 1999]. ФГМ широко используют для аналитического расчета ожидаемых физических полей и сравнения объективных поисково-разведочных возможностей разных геофизических методов разведочной геофизики [Вахромеев, Давыденко, 1987]. Построение ФГМ месторождений определяет точность и надежность геологического истолкования геофизических съемок. Под ФГМ понимают абстрактное возмущающее тело обобщенных размеров, формы, физические свойства которого аппроксимируют наиболее существенные характеристики реальных объектов поисков. От реальных рудных тел и месторождений ФГМ отличается усреднением петрофизических параметров, а также жесткими граничными условиями, установленными для источников физических полей [Вахромеев, Давыденко, 1987].

ФГМ Зодского кварц-сульфидного месторождения разработана, исходя из геологического строения месторождения, физических свойств пород и руд, а также большого числа данных геофизических наблюдений с целью:

а) изучения характера распределения электрических и гравимагнитных полей в наземных и подземных условиях;

б) оценки поисково-разведочных возможностей геофизических методов;

в) выбора рационального комплекса геофизических методов.

При построении ФГМ использовались средние значения петрофизических характеристик и геометрических параметров рудных тел. Учитывались также изменения параметров физических свойств с глубиной. Проводились физические и математические модельные исследования методами сопротивления, ВП, гравиразведки и магниторазведки [Авдевич, Фокон, 1978; Федынский, 1967].

В результате получены кривые $\rho_к/\rho_1$, $\eta_к$, Δg и ΔZ, которые показывают высокую эффективность применения этого комплекса, что доказано также многолетними успешными геофизическими исследованиями на Зодском кварц-сульфидном месторождении [Бадалян, Газарян, Гамоян, 1980].

На рис.1 представлена ФГМ Зодского месторождения. Кварц-сульфидная жила и окружающая ее зона гидротермально измененных пород аппроксимированы наклонным пластом конечных размеров. Верхняя часть пласта представлена зоной окисленных пород. Пласт горизонтов земля-воздух, шт.1 и 5 залегает в перидотитах, а нижних штолен - на контакте пород габбро и перидотитов. Даечные породы представлены пластом с наклонным падением $\alpha=45^0$, в окружающей среде габбро. В верхней части модели породы габбро и перидотиты изменены. Характер изменения и значения полученных кривых $\rho_к/\rho_1$, $\eta_к$, Δg и ΔZ существенно зависят от геологической обстановки, профиля наблюдений, и изменения физических свойств с глубиной.

В результате применения энергетической фильтрации (рис.2) достаточно четкими локальными аномалиями, выделяются рудное тело, дайка. Аномальные поля, создаваемые контактом различных пород, имеют свои специфические особенности, позволяющие отличить их от аномальных полей, связанных с различными телами.

В таблице 1 приведены показатель контрастности γ и, так называемый, информационный вклад C_j соответствующего геофизического метода в общий поисковый комплекс по горизонтам наблюдений, дана сравнительная оценка повышения информативности геофизических наблюдений с применением энергетической фильтрации в процентах

$$\frac{(\hat{\gamma} - \gamma)}{\gamma} \times 100\% \ .$$

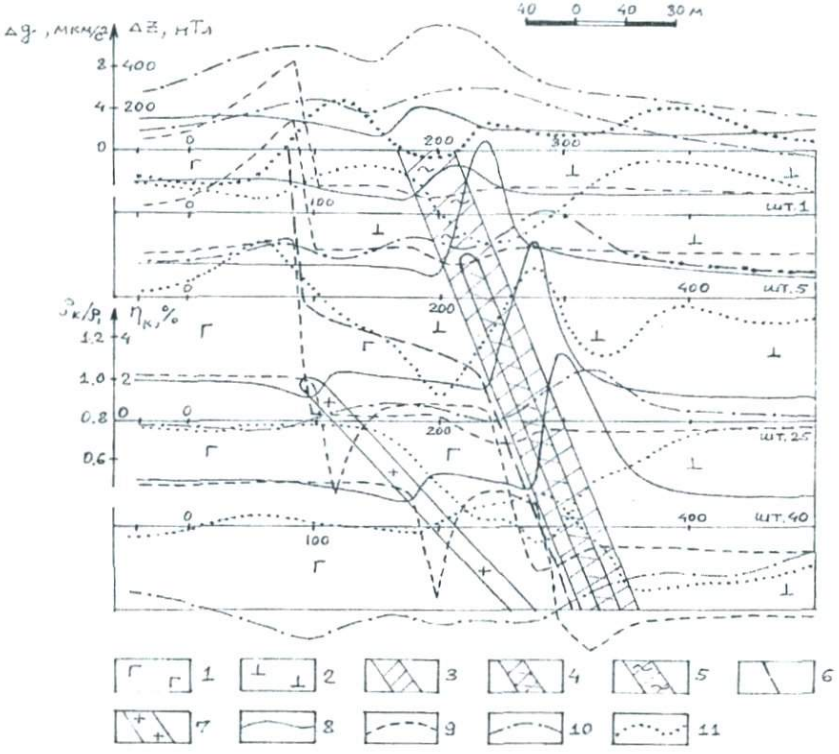


Рис.1.Физико- геологическая модель Зодского кварц-сульфидного месторождения (исходные данные):
1-габбро; 2-перидотиты; 3-зона гидротермально измененных пород; 4-кварц-сульфидные жилы; 5-зона окисления; 6-контакт пород; 7-даечные породы; 8÷11- кривые $\eta_к$, $\rho_к/\rho_1$, Δg и ΔZ соответственно.

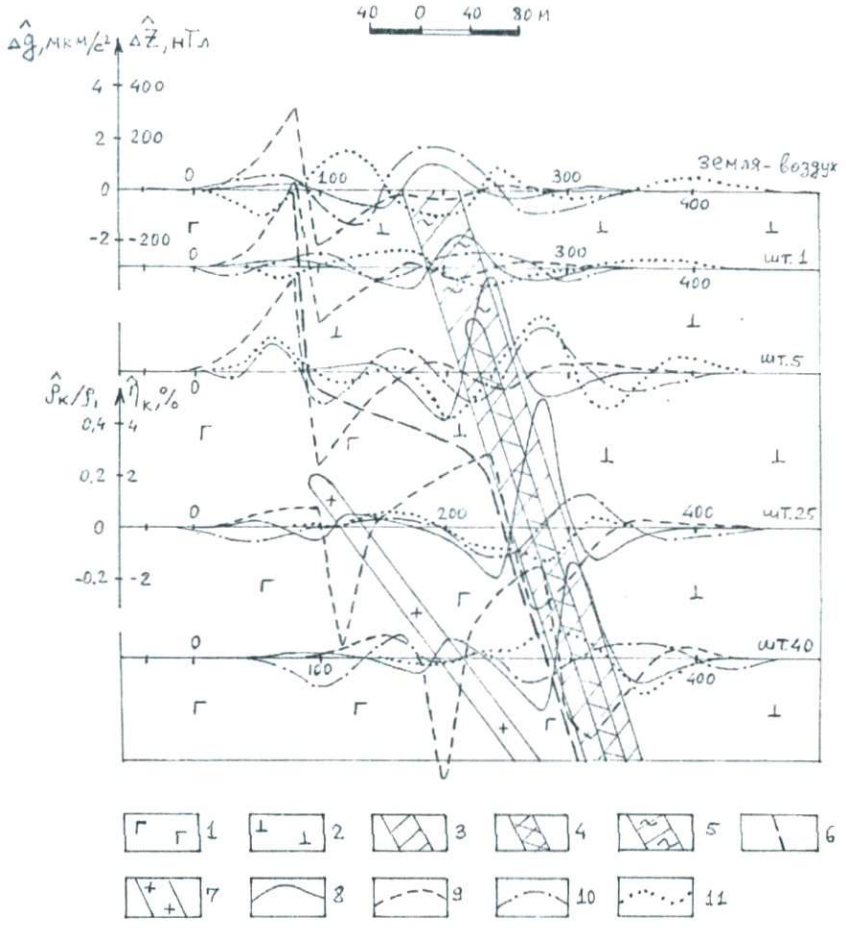


Рис.2 Физико- геологическая модель Зодского кварц- сульфидного месторождения (результаты энергетической фильтрации):
1-габбро; 2-перидотиты; 3-зона гидротермально измененных пород; 4-кварц-сульфидные жилы; 5-зона окисления; 6-контакт пород; 7-даечные породы; 8÷11- локальные составляющие $\hat{\eta}_k, \hat{\rho}_k/\rho_1, \Delta\hat{g}$ и $\Delta\hat{Z}$ соответственно.

Показатель контрастности рассчитывается по формуле $\gamma = \frac{f_{max} - f_{\phi}}{S}$, где f_{max}, f_{ϕ} и S – соответственно экстремальное, среднее и стандарт поля f.

Параметр γ служит критерием сравнительной эффективности двух или более конкурирующих методов, так как характеризует надежность выделения полезного сигнала на фоне помех. Информационный вес C_j любого j-го метода определяется его относительным вкладом γ_j в надежность, характеризующую поисковый комплекс в целом [Вахромеев, Давыденко, 1987]

$$C_j = \frac{|\gamma_j|}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} \gamma_i^2}}.$$

Из полученных результатов (таблица 1) следует, что с применением энергетической фильтрации эффективность геофизических методов повышается и уравновешивается. Особенно этот процесс наблюдается при низкой контрастности методов (метод сопротивления и гравимагнитная разведка). Тот же процесс наблюдается и при оценке информативного веса геофизических методов.

Итак, для Зодского кварц-сульфидного месторождения самым эффективным является метод ВП. Другие методы характеризуются практически одинаковыми контрастностью аномалий γ и информационным вкладом C_j в общем поисково-разведочном комплексе геофизических методов.

Горизонт набл.	Критерии сравнения геофизич. методов	Физические поля											
		Исходное поле				Фильтрованное поле				повышение информативности, %			
		Δg	ΔZ	$\frac{\rho_k}{\rho_1}$	η_k	$\Delta\hat{g}$	$\Delta\hat{Z}$	$\frac{\hat{\rho}_k}{\rho_1}$	$\hat{\eta}_k$	Δg	ΔZ	$\frac{\rho_k}{\rho_1}$	η_k
Земля-воздух	γ	1,87	1,65	2,87	2,47	2,72	2,67	3,69	2,71	45	62	29	10
	C_j	0,41	0,36	0,63	0,55	0,46	0,45	0,62	0,46				
Шт.1	γ	1,26	1,22	3,00	3,26	2,66	2,38	3,74	3,48	110	95	25	7
	C_j	0,33	0,26	0,63	0,68	0,43	0,38	0,6	0,56				
Шт.5	γ	2,73	-2,36	1,81	4,17	3,35	-2,86	3,08	4,24	23	21	70	2
	C_j	0,47	0,41	0,31	0,72	0,49	0,42	0,45	0,62				
Шт.25	γ	2,91	-2,33	1,06	4,07	3,16	-3,03	-3,20	4,12	9	30	202	1
	C_j	0,51	0,41	0,18	0,71	0,46	0,44	0,47	0,60				
Шт.40	γ	-1,65	-1,84	0,92	3,98	-3,09	-3,01	-3,18	4,05	87	64	246	2
	C_j	0,35	0,39	0,19	0,83	0,46	0,45	0,47	0,60				

Таблица 1. Оценка контрастности геофизических методов.

Литература

1.Авдевич М.М., Фокин А.Ф. Электромоделирование потенциальных геофизических полей. Л., Недра, 1978, 98с.

2.Бадалян С.В., Газарян Г.О., Гамоян В.Б. Подземная электроразведка на рудных месторождениях Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1980, 222с.

3.Бадалян С.В., Чилингарян А.З., Фиданян Ф.М. Физико-геологические модели рудных месторождений Армении. Сб. науч. тр. конференции, посвященной памяти А.Г.Бабаджаняна. Изд. «Гитутюн», Гюмри, 1999, с. 86-92

4.Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М., Недра, 1987, 192с.

5.Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986, 342с.

6.Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра, 1979, 280с.

7.Никитин А.А., Хмелевской В.К. Комплексирование геофизических методов. Москва, ООО «Издательство ГЕРС» Тверь, 2004, 294с.

8.Федынский В.В. Разведочная геофизика. М., Недра, 1967, 672с.

Ստորագրված է տպագրության 1.09.2008թ.: Ֆորմատ(14.8x21)

Շարվածքը համակարգչային, ԵԻՍԻ համակարգչային կենտրոն:

Ծավալը 32 տպ. մամուլ: Տպաքանակ՝ 150:

ԵԻՍԻ պատճենահանման-բազմացման բաժին:
ք.Գյումրի, Վ.Սարգսյան, 5 ԵԻՍԻ: E-mail: mararm@bk.ru և iges@shirak.am

5679