

«УТВЕРЖДАЮ»
Директор Института сейсмологии
Академии наук РУз
_____ В.А.Рафиков

«17» декабря 2019 г.

Договор №22/19
от 27 ноября 2019 г.

ОТЧЕТ
на тему
«Проведение инженерно-сейсмологических исследований и расчет
синтетических акселерограмм для площадки Туристического Центра в
Самаркандской области»
Договор № 22/19 от 27 ноября 2019 г.

Ответственный исполнитель
договора, д.г-м.н.

В.А.Исмаилов

ТАШКЕНТ-2019

Институт сейсмологии АН РУз. Ташкент, 100128, ул.Зульфияхоним, 3.
Тел. 241-40-70, факс 241-45-51

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
Введение	3
1. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА г. САМАРАНД И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	4
1.1. Новейшая (неоген-четвертичная) тектоника.	4
1.2. Неотектонические структуры.	7
1.3. Разрывные нарушения.	8
1.4. Сейсмогенные зоны.	11
2. ОБ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ, ОТВЕДЕННОЙ ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО 28-ЭТАЖНОГО ТУРИСТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА В ГОРОДЕ САМАРКАНДЕ	14
2.1. Поле эпицентров	14
2.2. Параметры повторяемости землетрясений	23
2.3. Сейсмический потенциал (M_{max}) территории	24
2.4. Особенности спадания макросейсмической интенсивности с расстоянием для района исследования	28
2.5. Сейсмическая опасность Объекта	31
2.6. Исходный макросейсмический балл и ожидаемые значения максимальных ускорений	32
2.7. Спектральный состав колебаний и числовые характеристики сейсмических воздействий для реальных грунтовых условий площадки строительства	35
3. ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ПО ДАННЫМ ПОЛЕВЫХ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	99
Заключение.....	42
Литература	45

ВВЕДЕНИЕ

На основании договора №22/19 от 27 ноября 2019 года между Уполномоченным представителем ПУ «ENTER ENGINEERING Pte. LTD» - Самарканд А.С.Тенгко и директором Института сейсмологии АН РУз В.А.Рафиковым была согласована научно-исследовательская работа на тему: **«Проведение инженерно-сейсмологических исследования и расчет синтетических акселерограмм для площадки Туристического Центра в Самаркандской области».**

Оценка сейсмической опасности территории, отведенная под строительство туристического центра с высотными зданиями на территории самаркандского района была выполнена на основе анализа фондовых материалов Института сейсмологии АН РУз и каталога землетрясений, зарегистрированных с 1955 по 2019 год, а также использования методики вероятностной и детерминистической оценки сейсмической опасности для различной категории грунтов по сейсмическим свойствам.

По своему структурному положению данная территория относится к области перехода от Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена к Туранской платформе. Сильные землетрясения, происходящие в непосредственной близости от города, связаны с современной геодинамической активностью Зарафшанской сейсмоактивной зоны, обусловленной динамическим влиянием одноименной системы региональных разломов. Севернее города Самарканда проходит система Северо-Кульджуктау-Туркестанских разломов, проявивших себя в 2013 году Марджанбулакским землетрясением с $M=6.1$. К северо-западу от города Самарканда названная сейсмогенерирующая зона примыкает к Южно-Ауминзатау-Актауской сейсмогенерирующей зоне, связанной с одноименными глубинными разломами земной коры. Исследуемый объект расположен непосредственно в пределах Зарафшанской сейсмоактивной зоны с весьма высоким сейсмическим потенциалом.

Для оценки величины расчетной сейсмичности площадок строительства были проведены инструментально - сейсмометрические наблюдения за колебанием земной поверхности в 5-ти пунктах на площадке и на основании расчетов по методу Накамуры определены приращения сейсмической интенсивности за счет грунтовых условий. Результатом сейсмотектонических и сейсмологических исследований явились рассчитанные синтетические акселерограмма для различной вероятности землетрясения.

В составлении отчета приняли участие: д.ф.-м.н., проф. Т.У.Артиков, д.ф.-м.н., Р.С.Ибрагимов, д.ф.-м.н., Т.Л.Ибрагимова, д.г.-м.н., В.А.Исмаилов, к-ты. ф.-м.н., А.Х.Ибрагимов и У.А.Нурматов, к.г.-м.н. Ю.М.Садиков, м.н.с., М.А.Мирзаев, м.н.с. Э.Ядигаров, вед. инженер Э.Юлдашев и др.

2. СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА г. САМАРАНД И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

1.3. Новейшая (неоген-четвертичная) тектоника.

Мировая практика геологических и геофизических исследований однозначно показала, что новейшие тектонические движения и структуры (неотектоника) отражают блоковое строение земной коры и современные тектонические движения, одним из форм проявления которых является сейсмичность, преимущественно наследуют неотектоническим. Следовательно, изучение новейшей тектоники является одним из важнейших факторов исследования сейсмичности сейсмоопасных регионов. Новейшие тектонические движения, создавшие современный геоморфологический облик Центрального Узбекистана, где располагается территория Самаркандского вилоята, достаточно сложные. Для характеристики особенностей проявления новейшей тектоники нами была составлена одноименная схема, где показаны основные элементы структуры (линейные и изометричные поднятия, межгорные впадины, активные разломы) и амплитуды их движений. За основу данной схемы положена карта новейшей тектоники Республики Узбекистан, составленная в 1991г. А.Ю.Плотницким, Ю.М.Садыковым и Р.Н.Ибрагимовым. Соответствующие коррективы и уточнения в данную карту были внесены позднее [Садыков и др.,2000, Троицкий и др.,2010]. Согласно данной карты новейшая структура Центрального Узбекистана генетически связана с эпиплатформенным орогеном Южного Тянь-Шаня, являясь его запад-северо-западным погружением в Туранскую плиту. Неотектонические структуры, развитые здесь, представляют цепь вытянутых и изометричных горных сооружений, ступенчато погружающихся с востока на запад. В том же направлении наблюдается убывание амплитуд новейших тектонических движений, мощностей и размеров неоген-четвертичных отложений, интенсивности эрозионной расчлененности рельефа и его абсолютные высоты. В связи с изучением сейсмотектонической обстановки Самаркандского вилоята, был проведен детальный анализ фрагмента вышеотмеченной карты (рис.1), отображающий характер новейших тектонических движений в Центральном Узбекистане. На исследуемой территории отмечается западное окончание зоны Южно-Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена и неотектонические структуры Нуратау-Зирабулакской зоны. Южно-Тянь-Шаньская зона – наиболее крупная и сложно-построенная неотектоническая структура региона [Юрьев, 1967]. Она состоит из сопряженных, вытянутых в субширотном набавлении поднятия

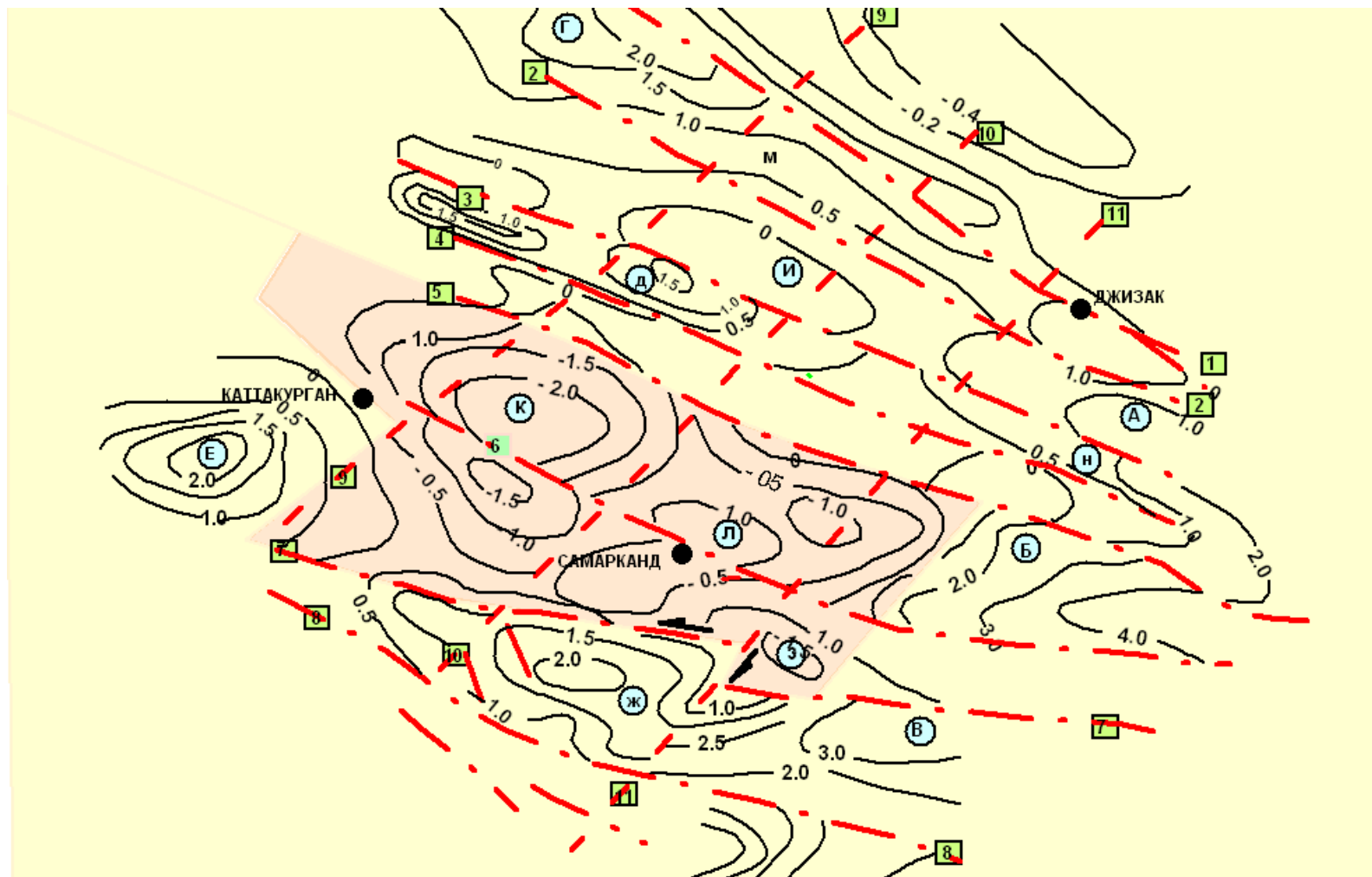


Рис.1. Карта новейшей тектоники Самаркандского вилоята и сопредельных территорий (усл. обоз. см. на след. стр.)

Условные обозначения к рис.1

Зона линейно-вытянутых блоковых поднятий Южного-Тянь-Шаня

А.-Туркестанская; Б-Зарафшанская; В – Туркестанская;

Зона линейно-вытянутых Нуратинских и изометричных Зирабулак-Зиаэтинских поднятий: Г- Северо-Нуратинская; Д – Южно-Нуратинская; Е – Зирабулакская; Ж- Каратепинская;

Межгорные впадины: И-Раватский прогиб; Н-Санзарский прогиб; Л-Самаркандская; З-Пенджикентская.

Разрывные нарушения:

Северо-западной ориентации:

1. Северо-Нуратинский;
2. Южно-Нуратинский;
3. Северо-Актау-Северо Карачатау – Северо-Мальгузарский;
4. Южно-Актау-Южно-Карачатау-Северо-Гобдунтауский-Южно-Мальгузарский;
5. Южно-Актау-Южно-Гобдунтау-Северо-Туркестанский;
6. Южно-Каратау-Южно-Туркестанский;
7. Северо-Зирабулак - Северо-Каратепе-Северо-Зарафшанский;
8. Южно-Зирабулак-Южно-Каратепе-Южно-Зарафшанский;

Северо-восточной ориентации

9. Санганак-Ханбандытауский;
10. Западно-Каратепе-Койташ-Писталитауский;
11. Поперечно-Южно-Тянь-Шанский

Туркестанского (А), Зарафшанского (Б) и Гиссарского (В) хребтов. В поперечном сечении неотектонические структуры Южного Тянь-Шаня имеют характер узких, сильно дислоцированных и дифференцированных крупно-амплитудными активными разломами, линейных блоков. В течение всего мезозоя и большей части палеогена здесь сохранялись условия тектонического спокойствия. Интенсивность тектонических движений резко повышается в предчетвертичное время. Усиление интенсивности вертикальных движений происходит в раннем плейстоцене. В последующие эпохи четвертичного периода скорость поднятия Южного Тянь-Шаня возрастала, составив в голоцене 0,88 см в год. Характерно, что высота современного рельефа Южного Тянь-Шаня хорошо коррелируется с амплитудами неоген-четвертичных вертикальных движений, что может свидетельствовать о конформности форм рельефа неотектоническими. Сейсмическая опасность Южно-Тянь-Шаньской зоны определяется подвижностью блоков, развитие которых контролируется краевыми и внутренними разломами, для которых характерны повышенные амплитуды неотектонических движений. Например, системы краевых разломов ограничивающих зону с севера и с юга представлены субпаралельными разрывными нарушениями, контролирующими ступенчатое погружение Ферганской впадины на севере и Афгано-Таджикскую депрессию на юге, где суммарный эффект нетектонических подвижек может достигать 11000-12000м. Анализ также показал синхронность неотектонических движений в Южно-Тянь-Шаньской и Нуратау-Зирабулакской зонах. Для Нуратау-Зирабулакской зоны это подтверждается также наличием на древних денудационных поверхностях четвертичных конгломератов.

1.2. Неотектонические структуры.

На анализируемой территории в основном располагаются новейшие структуры Нуратау-Зирабулакской зоны поднятий и прогибов. С севера на юг выделяются Северо – Нуратинское (Г), Южно-Нуратинское (Д), Зирабулакское (Е) и Каратепинское (Ж) поднятия и разделяющие их межгорные впадины (рис.1): Рават-Санзарская (и), Каттакурганская (К), Самаркандская (Л) и Пянджикентская (З). Вся Нуратау-Зирабулакская зона, в основном, укладывается в пространстве, ограниченной Северо-Нуратинским (1) и Южно-Зирабулак-Южно-Каратепе-Южно-Зарафшанским (8) разломами, одновременно разграничивающие зону от крупнейших впадин Туранской плиты - Сырдарьинской на севере и Амударьинской на юге.

Северо-Нуратинское антиклинальное поднятие (Г) отделено от Сырдарьинской впадины Туранской плиты одноименным разломом. В морфологическом отношении это ассиметричная, с более крутым северо-восточным крылом, линейно-вытянутая на 120 км, при ширине 20-30 км структура. Поднятие состоит из Нуратинской и фактически ее юго-восточного продолжения Койташской антиклинальной складок. К юго-востоку Койташская антиклиналь замыкается по антицедентной долине р.Санзар. Далее резко теряя свою прямолинейность, сочленяется с пологим крылом Мальгузарского поднятия.

Южно-Нуратинское антиклинальное поднятие (Д) практически параллельно Северо-Нуратинскому. Западное окончание поднятия раздваивается, образуя две параллельные антиклинальные складки Актау и Каратау. К юго-востоку Актауская ветвь сочленяется с Карачатауским поднятием, образуя единую полосу и далее, после заметного понижения смыкается с осевой частью Мальгузарского поднятия. Эта полоса образованная Северо-Актау–Северо-Карачатау-Северо-Мальгузарским (3) и Южно-Актау-Южно-Карачатау-Северо-Гобдунтау-Южно-Мальгузарским (4) разломом. Последний разлом (4) совместно с Южно-Актау-Южно-Гобдунтау-Северо-Туркестанским разломом (5) образует полосу, где развиваются складки Каратау и Гобдунтау. В отличие от Каратауской складки, линейно вытянутой на 75 км, складка Гобдунтау имеет в плане эллиптическую форму, длинная ось которой немногим более 30 км. Обеим складкам характерно резкое погружение шарнира в переклиналиных частях.

В южной части, в полосе образуемой Северо-Зирабулак-Северо-Каратепе-Северо-Зарафшанским (7) и Южно-Зирабулак-Южно-Каратепе-Южно-Зарафшанским (8) разломами, расположены **Зирабулакское (Е)** и **Каратепинское (Ж)** поднятия (рис.1). Непосредственным продолжением Зарафшанского поднятия на западе является Каратепинское. Между ними существует небольшое понижение с амплитудой не менее 500 м. Оно интересно также тем, что здесь проходит разлом северо-восточного простирания, выраженный зоной дробления в палеозойских отложениях. **Каратепинское** поднятие имеет изометричную форму с переклиналью, обращенную в сторону Зирабулакского поднятия. Последнее в плане имеет

треугольную форму, закругленную в угловых частях, причем острые углы обращены на запад-северо-запад и на северо-восток.

Рават-Галляаральская впадина (Н) разделяет Северо - и Южно-Нуратинское поднятия. Она с северо-востока и юго-запада ограничена разломами, по которым контактирует со смежными поднятиями. Морфологически - это ассиметричная впадина с крутым юго-западным крылом. Амплитуда новейших прогибаний в пределах нескольких десятков метров. Судя по амплитудным характеристикам юго-западный борт развивался значительно интенсивнее чем северо-восточный. А.А.Юрьев [1967г.] рассматривал данную впадину раздельно, западную часть как Хайрабадскую, а восточную как Галлааральскую.

Всю межгорную часть между Южно-Нуратинским , Мальгузарским , западной частью Туркестанского, Зирабулакским и Каратепинским поднятиями занимает **Зарафшанская** крупная межгорная впадина, заполненная мезо-кайнозойскими отложениями. По Ш.Д.Давлятову [1971г] впадина называется Самаркандской мегасинклиналью, а по А.Г.Бабаеву [1972г.] Каттакурганской грабен-синклиналь. Проведенный нами неотектонический анализ позволил более детально рассмотреть структуру данной межгорной впадины. Впадина рассечена системой северо-западных разломов на протяженные полосы, которые определяют ступеньчатое погружение мезозойско-кайнозойских отложений к центру. Внутренняя структура этих впадин заметно отличаются друг от друга. Наиболее прогнутой является Каттакурганский прогиб. расположенная южнее Южно-Нуратинского поднятия, где амплитуда новейших прогибаний превышает 2000м. К северо-востоку от нее располагается Санзарский прогиб, а к востоку Самаркандский прогиб. Амплитуда новейших прогибаний здесь заметно уступает Каттакурганской и варьирует в пределах -500-1000 м. На севере эти впадины по Южно-Актау-Южно-Карачатау-Северо-Гобдунтау-Южно-Мальгузарскому разлому (4) контактируют с Южно-Нуратинским поднятием. Южно-Каратау-Южно-Туркестанский разлом (6) разделяет вышеописанные впадины на две части отличающиеся как площадным размером, так и по глубине прогибания. К юго-востоку от Самаркандской впадины расположена Пянжикентская впадина, которая с юга контактирует по разлому с Зарафшанским поднятием. Естественной границей на западе служит Каратепинское поднятие, а на северо-востоке южные отроги Туркестанского поднятия. На северо-западе сливается с Самаркандской впадиной. Амплитуда неотектонического прогибания впадины превышает 1500м.

1.3. Разрывные нарушения.

Практически все анализируемые разломы установлены предыдущими геолого-съёмочными работами, комплексом геофизических и дистанционных наблюдений. Наша задача заключалась в выделении среди них потенциально сейсмоопасных. Как показал неотектонический и сейсмотектонический анализ, основные черты разломной неотектоники исследуемой территории определяется соотношением северо-западных и северо-восточных направлений, при преимущественной роли первых. Разломы северо-восточной ориентации

носят сравнительно скрытый характер и выделяются в основном по комплексу геофизических материалов. Но отдельные их отрезки четко дешифрируются на материалах аэрокосмической съемки. Как можно наблюдать на рис.2 замыкание положительных и отрицательных структур, в большинстве случаев, происходит в зоне разломов северо-восточной ориентации. Смещения неотектонических структур, относительно друг друга, резкое погружение шарниров положительных структур в их переклиальной части также происходит по этим разломам. Разломы северо-западной ориентации установлены геолого-съемочными работами. Их неотектоническая активность подтверждается морфологической выраженностью и уверенным трассированием на материалах топографической и аэрокосмических съемок.

Здесь необходимо отметить, что выделенные в Нуратау-Зирабулакской зоне поднятий и прогибов разломы служат природными границами положительно и отрицательно развивающихся неотектонических структур. Однозначно, все разломы северо-западного простирания, исследуемой территории, являются прямым продолжением краевых и внутренних разломов Южного Тянь-Шаня, которая включает Туркестанское, Зарафшанское и Гиссарское поднятия более высокого ранга. Этот регион рассматривается как область устойчивых новейших и современных поднятий, сейсмический потенциал которых обоснован современными сильными землетрясениями и деформациями горного рельефа возникших в результате сильнейших до исторических землетрясений. В морфологическом отношении разломы Южного Тянь-Шаня представлены крутыми взбросами и взбросо-надвигами. Амплитуда внутренних разломов достигает 1000-2000 м, что намного уступает системе краевых (11000-12000 м).

Северо-Западная система разломов. Северо-Нуратинский сбросо-сдвиг (1) образует систему субпаралельных разрывов, ограничивающих одноименное поднятие с северо-востока (рис.2). Она составляет часть регионального Бесаян-Нуратау-Южно-Фергаского разлома. Южно-Ферганская, являющаяся восточным продолжением описываемого разлома, отнесена к категории сейсмогенных, где вероятны землетрясения с $M=6,5$. Морфологически Южно-Ферганская часть представляет крутой взброс (60° - 75°). Размах неотектонических движений не менее 11000м. В этом отношении Северо-Нуратинский разлом намного уступает, где амплитуда неотектонических движений достигает 2500м.

Южно-Нуратинский разлом (2) ограничивает с юго-запада более пологое крыло Северо-Нуратинского поднятия, входит в систему Нуратау-Катранского разлома. По этому разлому Южно-Нуратинское поднятие контактирует с Рават-Санзарской впадиной. Амплитудные характеристики западной и восточных частей разлома несколько преобладают над средней частью.

Северо-Актау-Северо-Карачатау-Северо-Мальгузарский разлом (3) следует по северо-восточным крыльям поднятий Актау и Карачатау, по северному крылу Мальгузарского поднятия, вблизи перевала Ташакурбель и высотных отметок 2620 м, 2412 м. Неотектонические движения более интенсивные, чем у предыдущего разлома (1000 м-1500 м).

Южно-Актау-Южно-Карачатау-Северо-Гобдунтау-Южно-Мальгузарский разлом (4) прослежен по южному крылу Южно-Актауского поднятия, по южному предгорью Карачатау, по северному предгорью Гобдунтау и южному предгорью Мальгузарского поднятий. По разлому контактируют Южно-Нуратинское поднятие и Самаркандская впадина. Амплитуда неотектонических подвижек варьирует в пределах 500 м-1500 м.

Каратау-Южно-Гобдунтау-СевероТуркестанский разлом (5) следует по южным отрогам Каратау и Гобдунтау, далее по зоне слияния Западного Туркестана и Санзарского прогиба. Этот разлом осложняет северную, более пологую часть Зарафшанской впадины, отделяя Сазарский прогиб от остальной части впадины.

Южно-Каратау-Южно-Туркестанский разлом (6) разделяет Каттакурганский и Самаркандский прогибы на две не равномерны части, на более прогнутую северную и менее прогнутую южную. Разлом следует по геоморфологическим признакам, четко

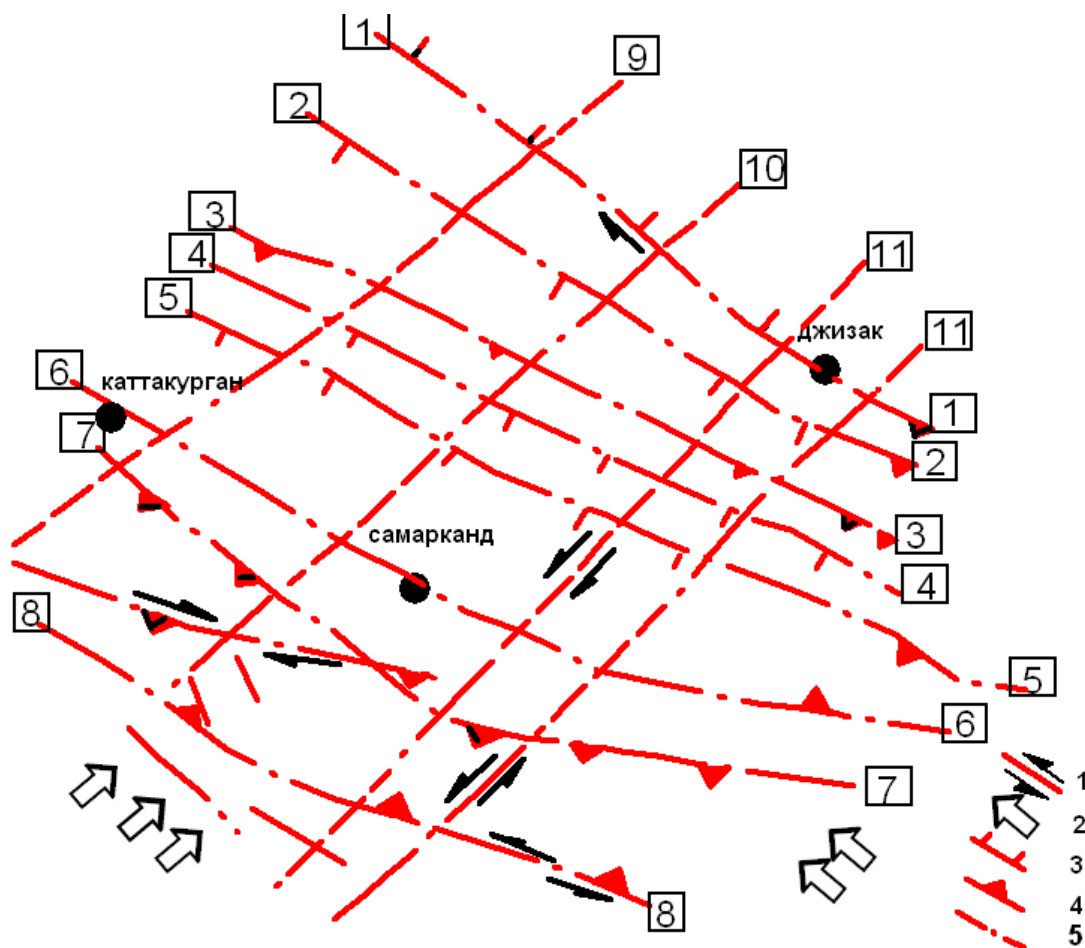


Рис.2. Морфология разрывных нарушений Самаркандского вилоята и сопредельных территорий.

1-сдвиги; 2-направление стрессовых напряжений; 3-сбросы (берг штрих в сторону падения сместителя); 4-взброс; 5-разломы с невыясненным направлением смещения.

дешифрируется на материалах аэрокосмической съемки. Интенсивность подвижек по разлому повышается в восточном направлении.

Северо-Зирабулак-Северо-Зарафшанский разлом (7) прослеживается по северным отрогам Зирабулакского, Каратепинского поднятий. К востоку осложняет северное крыло Зарафшанского поднятия. Разлом является зоной контакта Каттакурганского, Самаркандского и Пянжикентского прогибов и Зирабулакского и Каратепинского и западной части Зарафшанского поднятий.

Южно-Зирабулак-Южно-Каратепе-Южно-Зарафшанский (8) разлом следует по южным крыльям Зирабулакского, Каратепинского и Зарафшанского поднятий. Далее на востоке вливается в зону Главного Гиссарского разлома.

Северо-восточная система разломов. В эту зону входят **Саганак-Хонбандинский, Западно-Каратепе-Койташ-Писталитауский и Поперечно-Южно-Тянь-Шаньский** разломы (рис.1;2). Эти разломы выделены по материалам геофизики и аэрокосмической съемки. Их роль в формировании неотектонической структуры очевидна. Такие признаки как:

- замыкание положительных и отрицательных структур вблизи разломов;
- смещение продольных осей структур тяготеющих к зоне разломов;
- резкое погружение шарниров складок в переклиналильных частях;
- разделение структур на участки, отличающихся значениями амплитуд неотектонических движений, заставляют рассматривать разломы северо-восточной ориентации, как важный элемент неотектонической структуры исследуемой территории и должны быть учтены при оценке сейсмической опасности.

Таким образом, результаты анализ неотектонической структуры исследуемой территории в комплексе с материалами предыдущих тематических геологических, геофизических, геоморфологических, сейсмологических и др. исследований, включая материалы космической геодезии, дают возможность сделать следующие выводы о современной динамике земной коры:

1. Практически все неотектонические структуры, как положительные, так и отрицательные единообразно сплюснуты, вероятно в результате действия стрессовых напряжений северо-восточной ориентации.

2. Наличие горизонтальных подвижек в разломах северо-западной ориентации и их характер, а также материалы космической геодезии свидетельствуют о существовании также стрессовых напряжений северо-западного направления.

3. При такой динамической обстановке, наиболее вероятным кинематическим типом подвижек вдоль активных разломов, являются взбросы и взбросо-сдвиги.

1.4. Сейсмогенные зоны.

При решении вопросов оценки сейсмической опасности выделение источников сейсмических колебаний играет определяющую роль. Сейсмогенные зоны, как общепризнанные источники сейсмических колебаний, выделяются на основе сейсмоактивных разломов, дифференцируются по

геологической обстановке и сейсмическим данным (магнитуде, интенсивности и глубинам очагов максимальных землетрясений). В качестве исходных данных для определения ширины и потенциальной сейсмичности сейсмогенных зон обычно принимаются макросейсмические параметры максимальных землетрясений происшедшего в данной зоне. При отсутствии зарегистрированных толчков, потенциал сейсмогенных зон определялся по аналогии с близрасположенными сейсмогенными зонами, при условии тождественности или максимальной схожести по комплексу геолого-геофизических параметров. Учитывая установленные геологические критерии сейсмичности, и на основе выделенных активных разломов земной коры выделены основные сейсмогенные зоны Западного Узбекистана [Абдуллабеков и др., 2002, Ибрагимов и др., 2011]. Фрагмент этой карты относящийся Самаркандскому вилояту приведен на рис.3. В пределах Западного Узбекистана в общей сложности были выделены три категории сейсмогенных зон, в которых могут возникать, и распространяться землетрясения, соответственно, с $M \geq 7.0$; $I_0 \leq 9$ б. и $6.9 \geq M \geq 6.0$; $I_0 \leq 8.6$, $5.9 \geq M \geq 5.0$; $I_0 \leq 7.6$.

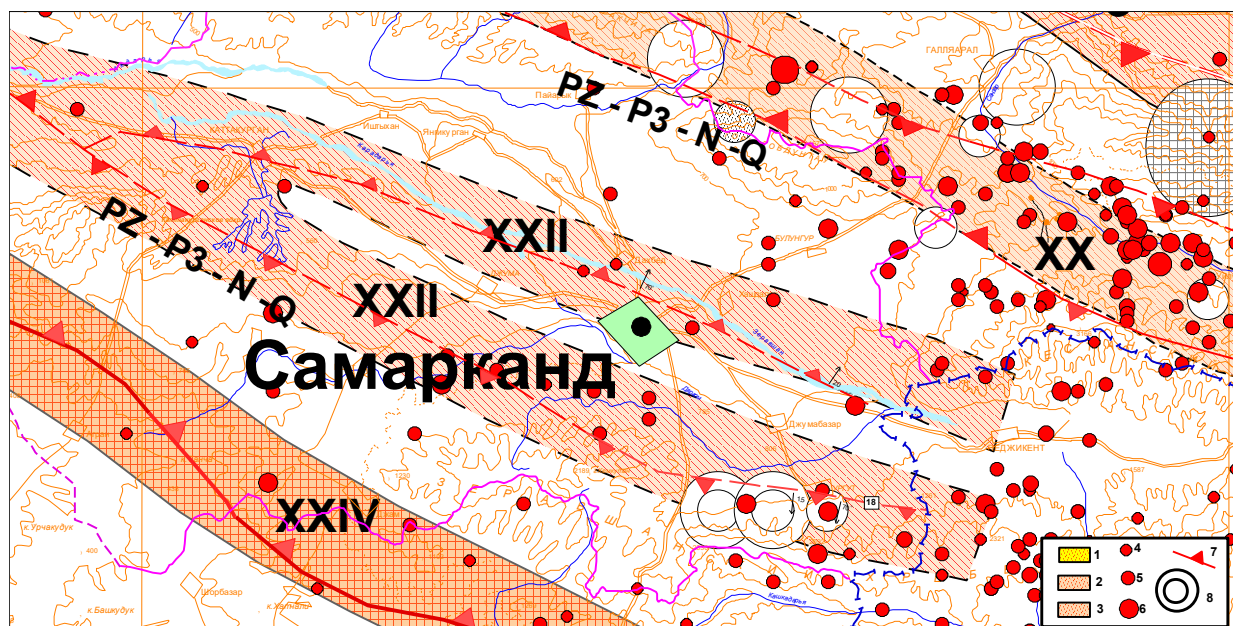


Рис.3. Сейсмогенные зоны Самаркандского вилоята и сопредельных территорий.

Сейсмогенные зоны, в пределах которых могут возникать землетрясения с: 1- $5.9 \geq M \geq 5.0$; 2- $6.9 \geq M \geq 6.0$ и 3- $M \geq 7.0$; 4-6 – эпицентры землетрясений с $M \geq 2.0$; $M \geq 2.5$; $M \geq 3.5$ (за период с 2010 по 2018 гг); 7-разломы земной коры; 8-эпицентры исторических землетрясений. XX – Северо-Кульджуктау-Туркестанская сейсмогенная зона; XXII – Зарафшанская сейсмогенная зона; XXIV – Южно-Тянь-Шанская сейсмогенная зона.

К первой категории сейсмогенных зон относится **Южно-Тянь-Шанская сейсмогенная зона**. Зона обусловлена с системой одноименного разлома. Она была выделена Р.Н.Ибрагимовым [1978] после Газлийских землетрясений 1976 г. Возникновение в 1976 и 1984 годах в пределах сейсмогенной зоны трех сильнейших землетрясений с $M \geq 7.1$, 7.3 и 7.2 позволило оценить сейсмический потенциал зоны равным $M \geq 7.0$. По мнению Р.Н.Ибрагимова зона

является сейсмоопасным по всей протяженности. Поскольку расстояние от сейсмогенной зоны до г.Самарканд 40-45 км в случае возникновения сильного землетрясения воздействие от него в городе может достигать до 7 баллов.

Ко второй категории сейсмогенных зон относится **Зарафшанская и Северо-Кульджуктау-Туркестанская сейсмогенные зоны.**

Юго-восточная часть Зарафшанской сейсмогенной зоны обусловлена Южно-Кульджуктау-Туркестанским и Северо-Зирабулак-Северо-Зарафшанским разломами. Статистика показывает, что часть сейсмогенной зоны, обусловленной Южно-Кульджуктау-Туркестанским разломом в сейсмическом отношении слабее, чем Северо-Зирабулак-Северо-Зарафшанская. В этой части сейсмогенной зоны отмечено только одно событие, которое произошло в 1928 г. с $M=4.6$. Следующее землетрясение с $M=4.1$ возникло в 1939 году землетрясение на продолжении зоны на территории Таджикской республики. В отличие от этого в Северо-Зирабулак-Северо-Зарафшанском ответвлении сейсмогенной зоны в историческое время возникали пять сильных землетрясений. Наиболее сильное из них имело силу $M=5.8$ (1490 г.) и $M=6.0$ (1799 г.). Как видим, все сильные землетрясения возникали в историческое время. Хотя параметры исторических землетрясений не претендуют на высокую точность, тем не менее, они были приняты в качестве репера при оценке сейсмического потенциала сейсмогенной зоны, и которая была оценена равным $M \leq 6.5$, интенсивность $I=8$ баллов.

Следующая сейсмогенная зона второй категории **Северо-Кульджуктау-Туркестанская** обусловлена Северо-Кульджуктау-Каратау-Туркестанских разломами. Первоначально сейсмогенная зона была отнесена к третьей категории с относительно меньшим сейсмическим потенциалом. Однако дальнейшие исследования позволили в ее Северо-Кульджуктауской части обнаружить остаточные деформации неясного генезиса. Хотя природа этих деформаций не установлена, по мнению Р.Н.Ибрагимова и др. [2002] они связаны с геодинамическими процессами, происходящими в голоцене. На Кульджуктауской части зоны обнаружены остаточные деформации в неоген-антропогенных образованиях, которые также свидетельствуют в пользу активности голоценовой тектоники. В пределах зоны установлены сейсмогравитационная структура «Юзбала» [Зияудинов, Садыков, 1987]. На юго-восточной части сейсмогенной зоны в 1955 и 1967 годах произошли Бахмальское с $M=5.2$ и Галя-Аральское с $M=5.1$. Анализ имевшихся геолого-геофизических параметров методом кластерного анализа в дальнейшем позволили Р.Н.Ибрагимову с соавторами [2002] повысить сейсмический потенциал зоны до $M \leq 6.5$. Возникшее в 2013 г. Маржанбулакское землетрясение с $M=6.2$ подтвердило правильность повышения сейсмического потенциала зоны. Если учесть, что расстояние от Северо-Кульджуктау-Туркестанской сейсмогенной зоны до г. Самарканд 38-40 км в случае возникновения землетрясения с максимальным сейсмическим потенциалом то интенсивность его в г.Самарканд и сопредельных территориях может достигать до 6-7.

Таким образом, результаты сейсмотектонических исследований Самаркандского вилоята показывает, что г. Самарканд и сопредельные к нему территории расположены в пределах сейсмогенной зоны сейсмический потенциал которых доходит до $M=6.0$, $I=8$ баллов.

2. ОБ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ, ОТВЕДЕННОЙ ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО 28-ЭТАЖНОГО ТУРИСТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА В ГОРОДЕ САМАРКАНДЕ

Строительная площадка, отведенная под 28-этажный Туристический Центр, именуемый впоследствии «Объектом», расположена в центральной части Республики Узбекистан в городе Самарканде. По своему структурному положению данная территория относится к области перехода от Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена к Туранской платформе. Сильные землетрясения, происходящие в непосредственной близости от города, связаны с современной геодинамической активностью Зарафшанской сейсмоактивной зоны, обусловленной динамическим влиянием одноименной системы региональных разломов. Севернее города Самарканда проходит система Северо-Кульджуктау-Туркестанских разломов, проявивших себя в 2013 году Марджанбулакским землетрясением с $M=6.1$. К северо-западу от города Самарканда названная сейсмогенерирующая зона примыкает к Южно-Ауминзатау-Актауской сейсмогенерирующей зоне, связанной с одноименными глубинными разломами земной коры. Еще несколько севернее от Самарканда проходит система Южно-Ферганских разломов, которая в западной части меняет свое направление с широтного на северо-западное, переходя в систему Бесаянских и Северо-Нуратинских разломов. Южнее города Самарканда в широтном направлении проходят две системы глубинных разломов: Южно-Тянь-Шаньская и Гисаро-Кокшаальская, которые характеризуются весьма высоким сейсмическим потенциалом. В их пределах неоднократно возникали землетрясения с магнитудой $M \geq 7$. Сейсмические воздействия от землетрясений, возникающих в их пределах, оказывают существенный макросейсмический эффект в городе Самарканде. Детальное описание всех названных сейсмогенерирующих зон и ассоциированных с ними тектонических нарушений приведено в работах Р.Н. Ибрагимова и др. (Р.Н.Ибрагимов и др., 1978, 2002).

Таким образом, **Объект расположен непосредственно в пределах Зарафшанской сейсмоактивной зоны с весьма высоким сейсмическим потенциалом.**

2.1. Поле эпицентров

В качестве основной характеристики для классификации инструментальных землетрясений по величине в региональном каталоге используется энергетический класс землетрясений K , определяемый по сумме амплитуд объемных P - и S -волн, зарегистрированных короткопериодной аппаратурой. Энергетический класс землетрясений K был введен в сейсмологическую практику в работах Т.Г. Раутиан в 1960 году. Он связан с

высвобожденной при землетрясениях сейсмической энергией E формулой $K=lgE$ (дж). Переход от энергетического класса K к локальной (Рихтеровской) магнитуде M_L (в дальнейшем тексте просто M), определяемой по измерениям амплитуд смещений объемных волн на короткопериодной аппаратуре, осуществлялся на основе номограммы Т.Г. Раутиан для территории Средней Азии:

$$K = 1,8 M_L + 4,0$$

На рисунке 4 показана карта эпицентров ощутимых и сильных землетрясений, зарегистрированных в окрестности города Самарканда с исторического периода времени, а в таблице 1 приведены параметры землетрясений с $M \geq 4.5$, произошедших за тот же период времени в радиусе 150 км от города.

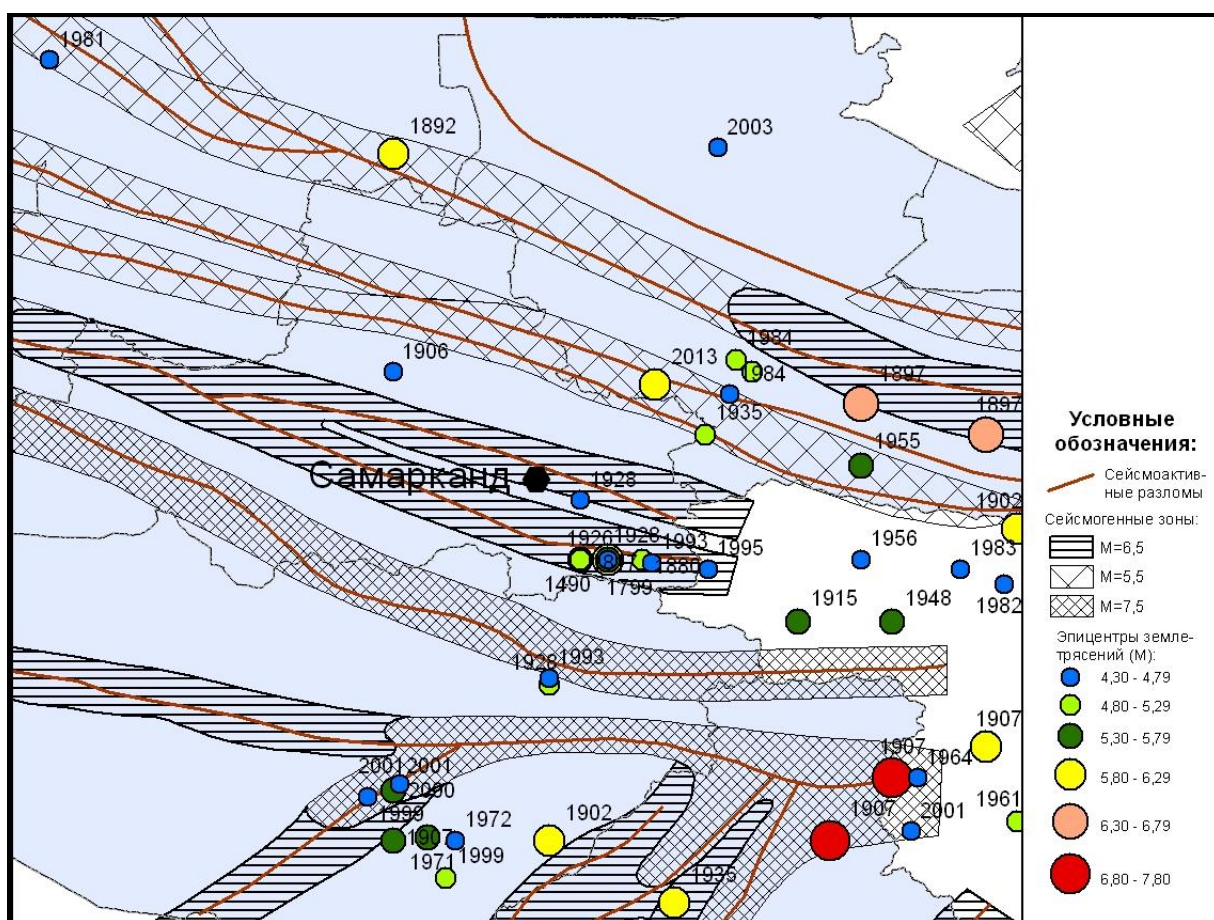


Рис. 4 Карта эпицентров ощутимых и сильных землетрясений с исторических времен, произошедших в окрестности города Самарканд

Наибольший сейсмический эффект из всех указанных землетрясений отмечался при следующих сейсмических событиях. Историческое землетрясение 1799 года с магнитудой $M=6.0$ произошло к юго-востоку от города Самарканда на расстоянии 30-35 км от него. Практически в той же очаговой зоне в 1817 году на расстоянии порядка 30 километров от города наблюдался рой землетрясений умеренной силы. Наибольший по величине

толчок в период названного роя имел магнитуду $M=5.3$. Два исторических Ура-Тюбинских землетрясения 1897-го года с $M=6.6$ и $M=6.7$ соответственно, произошедшие в пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны, вызвали в Самарканде весьма ощутимые сотрясения. Первое из них произошло на расстоянии порядка 125 км от города, второе – несколько ближе, на расстоянии порядка 90 км к юго-востоку от Самарканда. Сильнейшие Каратагские землетрясения 1907 года с магнитудой $M=7.3$ произошли на расстоянии порядка 130-140 километров от города Самарканда к юго-востоку от города. В непосредственной близости от города на расстоянии 10-30 км к востоку от Самарканда в 1928 году произошел рой землетрясений умеренной силы. Наибольший по силе толчок в рое имел магнитуду $M=5.4$.

Таблица 1

Параметры сильных землетрясений, происшедших в радиусе $R=150$ км от объекта в городе Самарканде с исторического периода времени

Год	Широта	Долгота	Глубина	Класс	Магнитуда	Расстояние до города
1490	39.40	67.10	20	14.4	5.8	30
1799	39.40	67.19	20	14.8	6.0	34
1817	39.40	67.10	20	13.5	5.3	30
1880	39.40	67.30	20	13.2	5.1	40
1892	40.70	66.50	20	15.0	6.1	122
1897	39.80	68.40	20	15.9	6.6	125
1897	39.90	68.00	20	16.1	6.7	93
1902	39.50	68.50	20	14.8	6.0	133
1902	38.50	67.00	20	15.2	6.2	127
1905	40.09	67.90	20	11.6	4.2	94
1906	40.00	66.50	20	11.9	4.4	54
1907	38.70	68.10	20	17.1	7.3	144
1907	38.50	66.50	20	14.4	5.8	133
1915	39.20	67.80	20	14.3	5.7	88
1926	39.40	67.19	20	12.1	4.5	34
1928	39.00	67.00	20	13.5	5.3	72
1928	39.40	67.19	20	13.7	5.4	34
1928	39.59	67.10	20	12.3	4.6	14
1935	39.80	67.50	20	13.5	5.3	49
1939	39.50	67.69	20	11.4	4.1	65
1948	39.20	68.10	20	13.7	5.4	110
1955	39.90	66.18	0	11.3	4.1	71
1955	39.70	68.00	14	13.6	5.3	90
1956	39.40	68.00	0	12.1	4.5	94
1957	39.20	67.80	0	11.2	4.0	88
1959	40.40	67.90	8	11.2	4.0	116
1961	40.00	67.50	0	11.2	4.0	60
1964	38.70	68.18	5	12.2	4.6	149
1967	40.40	66.53	15	11.3	4.1	90
1969	39.03	66.04	10	11.4	4.1	104

1971	38.51	66.61	20	14.0	5.6	130
1972	38.50	66.70	0	12.0	4.4	129
1974	40.20	67.60	15	11.7	4.3	82
1982	39.32	68.46	10	12.0	4.4	134
1983	39.37	68.32	15	12.1	4.5	121
1984	40.00	67.65	15	13.3	5.2	71
1984	39.93	67.58	20	11.8	4.3	62
1984	40.04	67.60	15	13.2	5.1	70
1985	39.16	67.64	5	11.3	4.1	80
1987	39.62	68.01	15	11.7	4.3	90
1992	39.60	67.61	15	11.5	4.2	56
1993	39.02	67.00	20	11.8	4.3	70
1993	39.39	67.33	30	11.9	4.4	43
1995	39.37	67.51	10	12.2	4.6	57
1995	39.91	68.56	20	11.2	4.0	140
1999	38.38	66.67	10	13.0	5.0	143
1999	38.64	66.42	15	12.3	4.6	121
2000	38.68	66.52	15	11.9	4.4	114
2001	38.66	66.50	15	14.1	5.6	116
2001	38.66	66.50	15	14.1	5.6	116
2003	40.72	67.54	15	12.6	4.8	129
2013	39.20	67.40	25	15.0	6.1	63
2016	39.10	66.84	20	13.0	5.0	65
2017	39.83	68.01	12	13.2	5.1	93

Среди инструментальных землетрясений последнего пятидесятилетия следует отметить парные Галяаральские землетрясения 1984-го года с $M=5.1$ и $M=5.2$, произошедшие в пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны на расстояниях 60-70 км к северо-востоку от Самарканда. Сильное Марджанбулакское землетрясение 2013 года с $M=6.2$ произошло в пределах Северо-Кульджуктау-Туркестанской сейсмогенерирующей зоны на расстоянии порядка 60-65 км к северо-востоку от Самарканда. В южном направлении в 2016 году на расстоянии порядка 65 километров от города Самарканда произошло Китабское землетрясение с $M=5.0$. И, наконец, в 2017 году в районе поселка Бахмал на расстоянии порядка 80-90 км от Самарканда произошло землетрясение с $M=5.1$. Макросейсмический эффект в городе Самарканде от всех известных землетрясений не превышал 7-8 баллов по шкале MSK-64. Возникновение за последние 3-4 года нескольких сильных ($M \geq 5$) землетрясений в окрестности города Самарканд свидетельствует о том, что в настоящее время исследуемый район вступил в очередную фазу сейсмической активизации.

Система инструментальных сейсмометрических наблюдений, окружающих город Самарканд, включает сеть региональных станций, обеспечивающих представительную регистрацию землетрясений с энергетического уровня $K \geq 8,6$ ($M \geq 2.5$). Ближайшими являются сейсмостанции Самарканд, Джизак, Агалык, Бустон и др. Карта эпицентров инструментальных землетрясений с $K \geq 8,6$ ($M \geq 2.5$) представлена на рис.5.

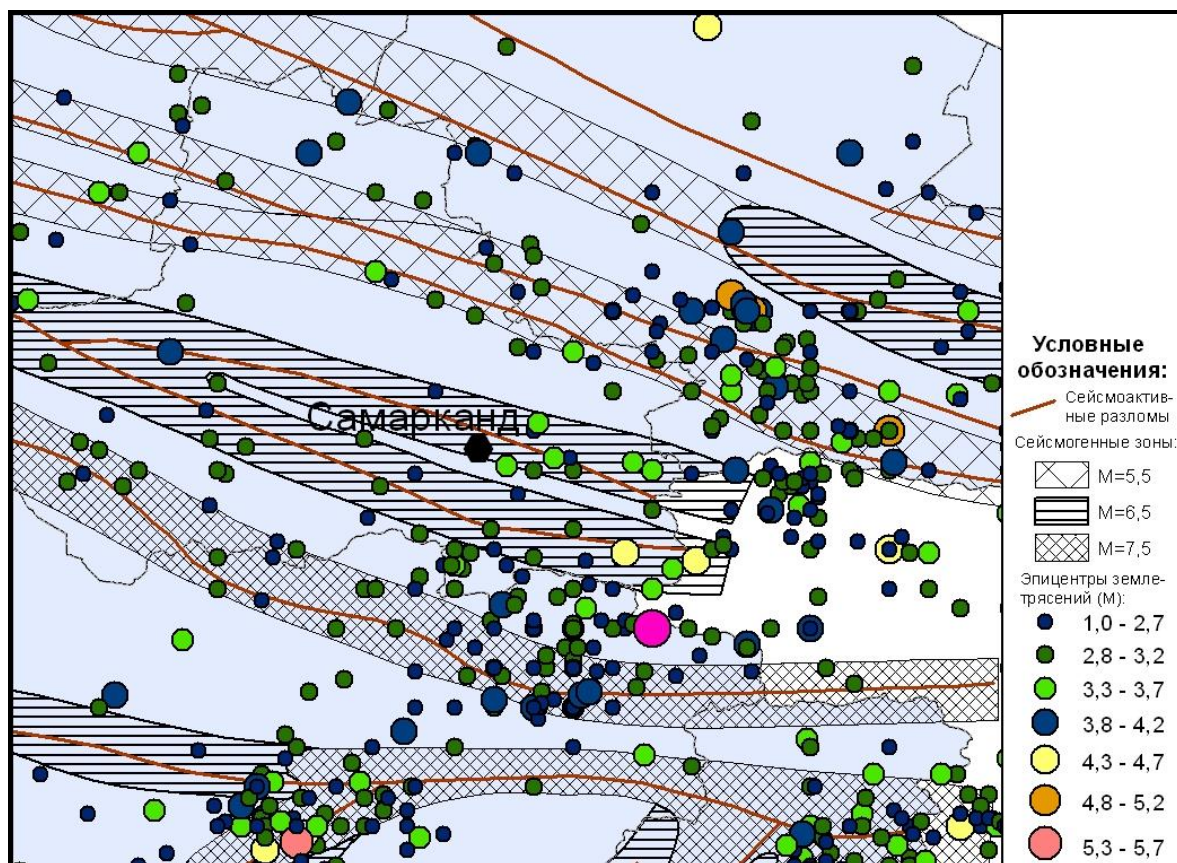


Рис. 5. Карта эпицентров инструментальных землетрясений с $M \geq 2.5$, происшедших в окрестности объекта в период 1955 по 2018 гг.

На карте достаточно четко видно, что происходящие землетрясения трассируют системы перечисленных ранее активных тектонических разломов. Подавляющее число зарегистрированных землетрясений располагается в сейсмоактивном слое земной коры, толщина которого в данном районе составляет 25-30 км. Распределение средних глубин землетрясений различного энергетического уровня хорошо аппроксимируется выражением:

$$H = 0,096K^2 - 0,41K + 4,73.$$

2.2. Параметры повторяемости землетрясений

Для характеристики средней частоты повторения землетрясений в окрестности изучаемой территории в сейсмологической практике используются два параметра, однозначно определяющих положение прямой в фундаментальном законе Гутенберга-Рихтера распределения числа землетрясений по величине. При магнитудной классификации землетрясений эта зависимость имеет вид:

$$LgN_M = a - bM$$

В используемой нами энергетической классификации землетрясений, уравнение этой прямой обычно привязывают к энергетическому классу $K_0=10$, и эта зависимость записывается в виде:

$$LgN_k = LgN_{10} - \gamma(K - 10),$$

$$K = LgE, K \leq K_{\max}$$

Значение $A_{10} = N_{10} \frac{1000}{S T}$, представляющее собой среднее число землетрясений, происходящих за один год на площади в 1000 км², называется сейсмической активностью, а значение углового коэффициента этой прямой γ – сейсмической дробностью среды. Здесь S – площадь сейсмического источника в км², а T – время в годах используемых сейсмологических данных.

Площадное распределение сейсмической активности в исследуемом районе рассчитывалась 4-мя методами [9]: способом суммирования и способом распределения при постоянной точности и при постоянной детальности. При расчете величины A_{10} с постоянной детальностью размер единичной ячейки брался равным $0,1^0 \times 0,1^0$. Перекрытие составляло полшага. В каждой ячейке бралось своё значение сейсмической дробности (параметр γ). Результаты, рассчитанные каждым из 4-х методов, приведены на рисунке 6 и, как это видно, достаточно удовлетворительно согласуются между собой.

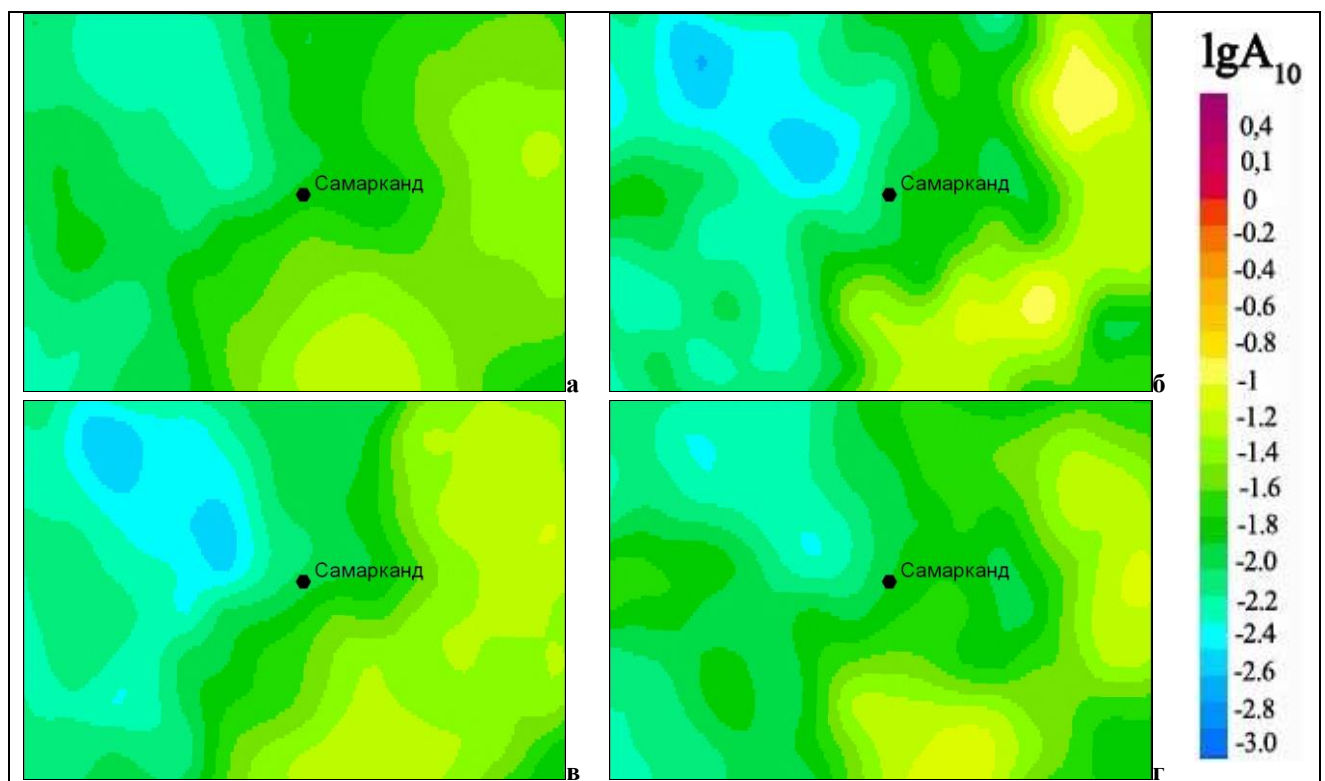


Рис. 6 Карты сейсмической активности в окрестности объекта, построенные методами: а) распределения при постоянной детальности; б) распределения при постоянной точности; в) суммирования при постоянной детальности; г) суммирования при постоянной точности.

В качестве долговременного среднего значения сейсмической активности A_{10} для окрестности Объекта по совокупности рассматриваемых методов, следует принять значение $A_{10} = 0,12$.

Значение сейсмической дробности (параметр γ) рассчитывалось с учетом различной представительности землетрясений различного энергетического уровня двумя методами: методом наименьших квадратов и методом Кулдорфа.

Оба метода показали согласованные значения сейсмической дробности $\gamma=0,54-0,56$. При этом метод Кулдорфа дает несколько большие значения сейсмической дробности, нежели метод наименьших квадратов. Непосредственно для города Самарканда в качестве долговременного среднего значения сейсмической дробности следует принять величину $\gamma=0,55$. Площадные вариации параметра γ , рассчитанные методом Кулдорфа, приведены на рисунке 7.

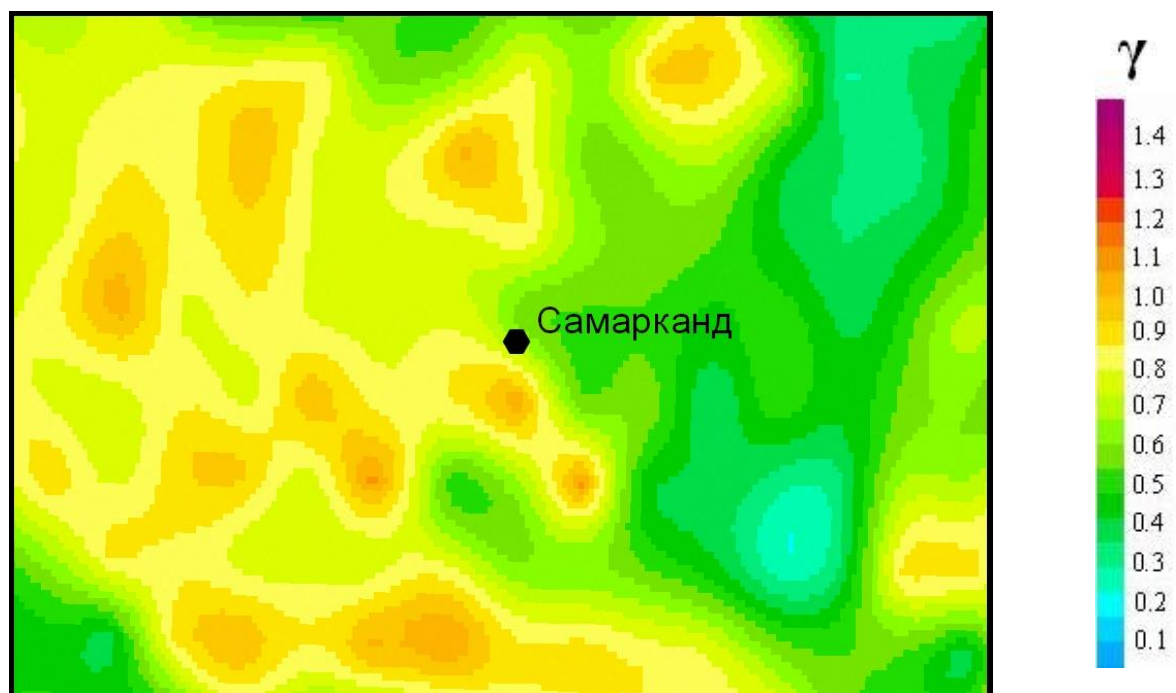


Рис. 7. Карта сейсмической дробности для окрестностей объекта

Площадное картирование параметров повторяемости землетрясений различного энергетического уровня дает общее представление о долговременном характере распределения сейсмичности в пределах района исследования. Для оценки сейсмической опасности Объекта необходимы также данные о параметрах повторяемости сейсмических источников, которые оказывают ощутимый сейсмический эффект на город.

Рассматривались два типа сейсмических источников: линейно протяженные источники - сейсмогенерирующие зоны (рис. 8) и площадные источники землетрясений – квазиоднородные сейсмологические провинции (рис. 9).

Для сейсмогенерирующих зон, выделенных Р.Н. Ибрагимовым (Ибрагимов Р.Н, 1978, 2002), рассчитаны значения параметров повторяемости A_{10} и γ и приведены в таблице 2. Фрагмент карты сейсмической активности и сейсмической дробности сейсмогенных зон, оказывающих значимый макросейсмический эффект на город Самарканд, показан на рисунках 10 и 11. Как это видно из таблицы, Зарафшанская сейсмогенерирующая зона, на которой расположен Объект, характеризуется умеренной сейсмической активностью $A_{10}= 0,023$. Южно-Ферганская сейсмоактивная зона

характеризуется очень высокой сейсмической активностью $A_{10}=0,25$, которая в основном обязана землетрясениям, происходящим в восточной части Южно-Ферганского разлома и одноименной флексурно-разрывной зоны.

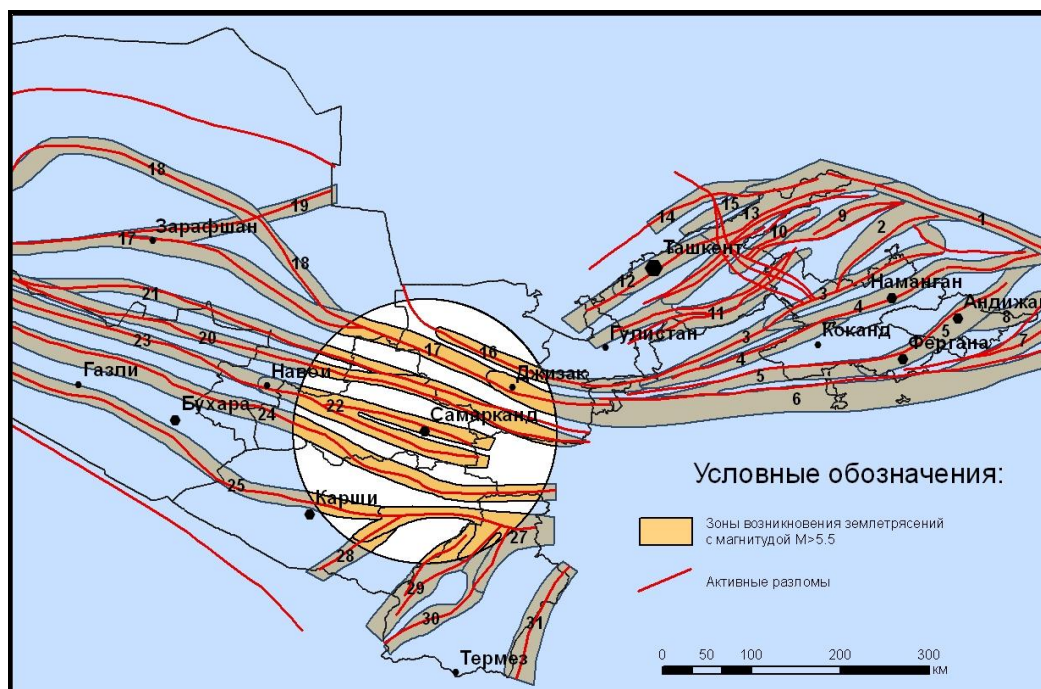


Рис. 8. Схематическая карта сейсмогенерирующих зон в окрестности города Самарканда

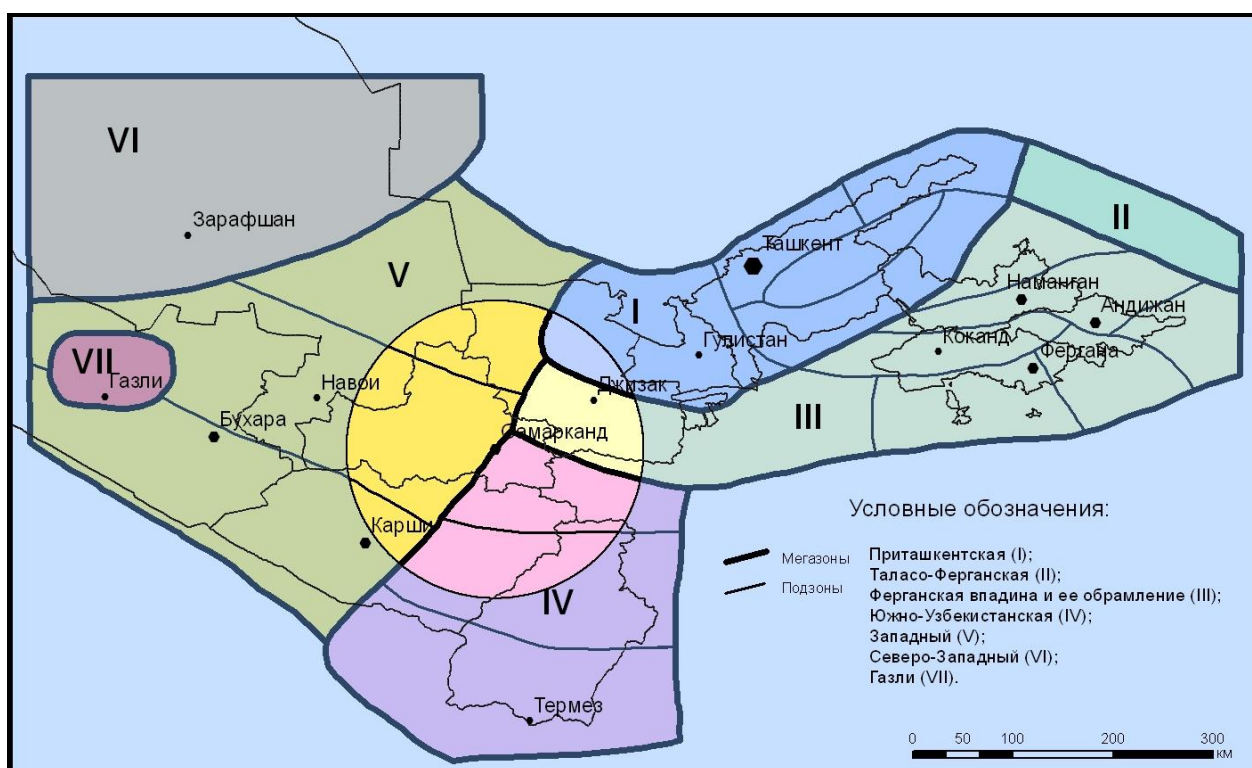


Рис. 9. Схематическая карта площадных источников в окрестности города Самарканда

Таблица 2

Параметры повторяемости землетрясений различного энергетического уровня для сейсмогенерирующих зон, оказывающих значимые сейсмические воздействия на город Самарканд

№ зон	Название зон (по Р.Н.Ибрагимову)	Протяженность зон в км	M _{max} (по Р.Н.Ибрагимову)	Сейсмическая активность A ₁₀	Сейсмическая дробность γ
22	Зарафшанская	216	6,5	0,023	0,673
6	Южно-Ферганская	531	6,5	0,25	0,618
17	Бесапано-Северо-Нуратинская	516	5,5	0,008	0,629
20	Северо-Кульджуктау-Туркестанская	489	6,5	0,035	0,566
21	Южно-Ауминзатау-Актауская	383	5,5	0,014	0,474
24	Южно-Тянь-Шаньская	498	7,5	0,213	0,605

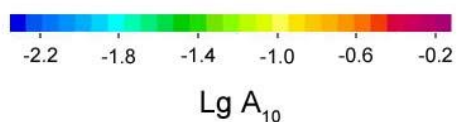
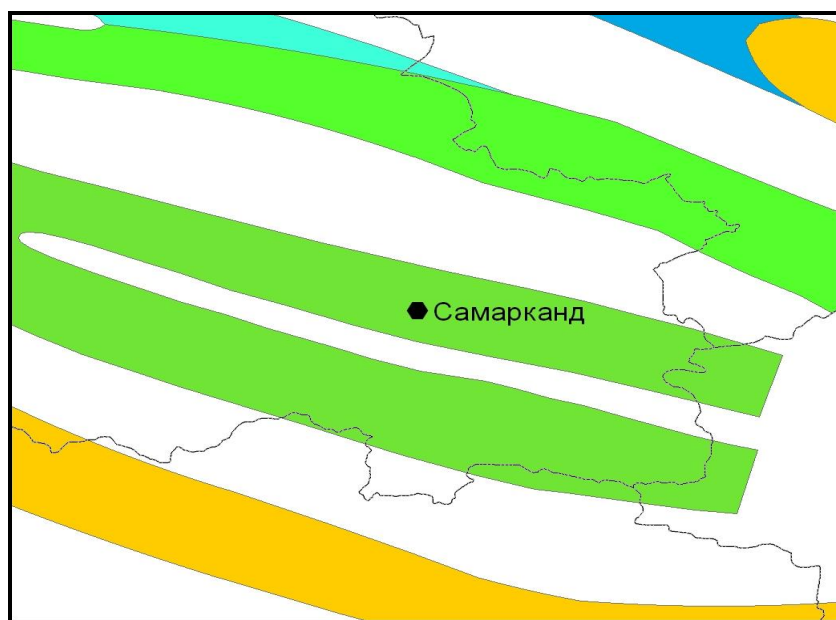


Рис. 10. Сейсмическая активность сейсмогенерирующих зон в окрестности Объекта

К западу от Самарканда, где Южно-Ферганская сейсмоактивная зона переходит в Бесапано-Северо-Нуратинскую сейсмоактивную зону, сейсмическая активность на порядок меньше и составляет величину $A_{10} = 0,008$. Северо-Кульджуктау-Туркестанская сейсмоактивная зона имеет умеренную сейсмическую активность $A_{10} = 0,035$. Сейсмическая активность Южно-Тянь-Шаньской сейсмоактивной зоны весьма высокая $A_{10} = 0,213$. Значения сейсмической дробности для сейсмогенных зон, окружающих город Самарканд, также сильно разнятся между собой, варьируя от $\gamma = 0,474$ для Южно-

Ауминзатау-Актауской зоны до значения $\gamma=0,673$ для Зарафшанской зоны, в пределах которой расположен объект.

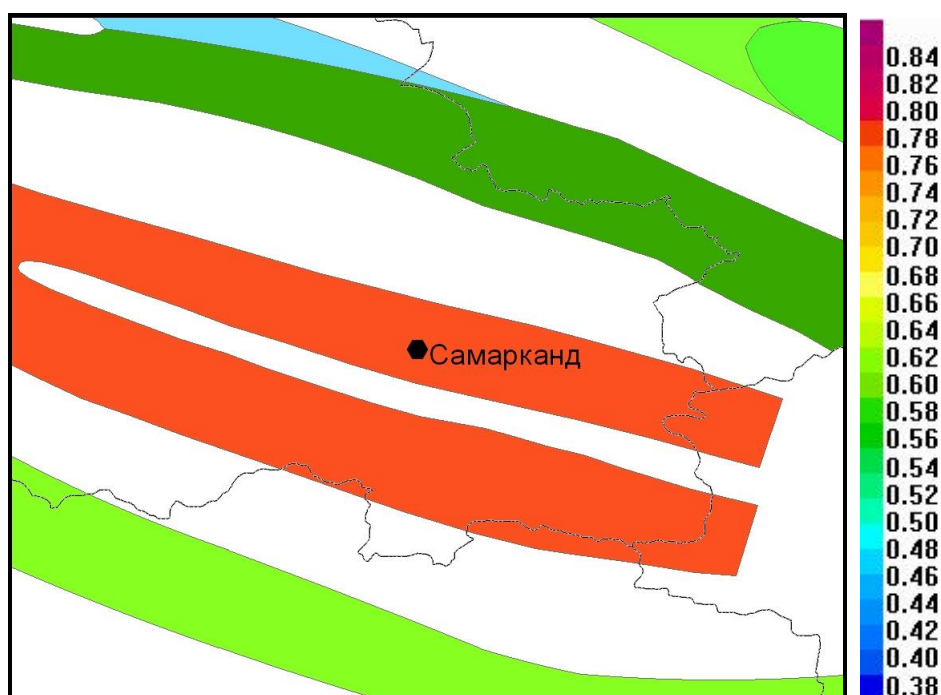
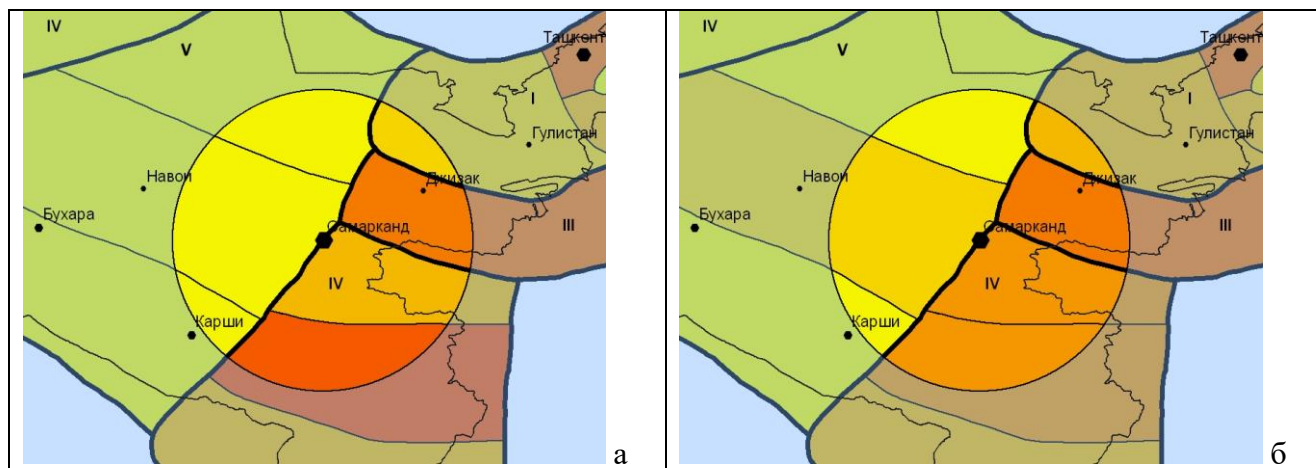


Рис. 11. Сейсмическая дробность сейсмогенерирующих зон в окрестности Объекта

Оценка повторяемости площадных источников проводилась в различных вариантах. Сейсмическая активность рассчитывалась методами суммирования и распределения. При этом использовалось как региональное значение параметра γ , полученное по всей совокупности землетрясений с $K=9-17$, так и значение γ , рассчитанное по слабым и умеренным землетрясениям с $K=9-13$, произошедшим непосредственно в той мегазоне, к которой относится исследуемая подзона. Таким образом, было получено четыре варианта распределения сейсмической активности для площадных источников (рис. 12), каждый из которых с учетом своего веса был использован для расчета сейсмической опасности.



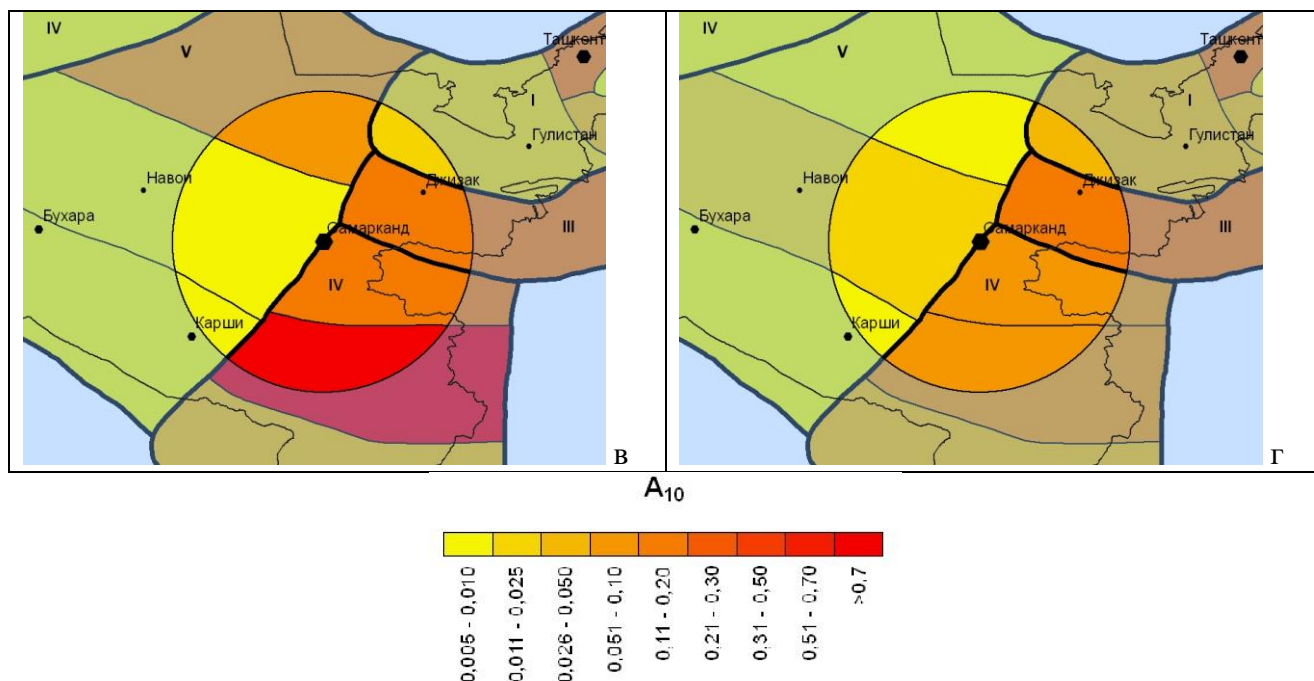


Рис. 12. Сейсмическая активность площадных источников, окружающих Объект

2.3. Сейсмический потенциал (M_{\max})

Расчет и картирование величины M_{\max} сейсмогенерирующих зон, окружающих площадку строительства, осуществлялся в два этапа. На первом этапе исключительно на методах, опирающихся на очаговую сейсмичность, был построен сейсмологический вариант карты M_{\max} . На втором этапе этот вариант карты, наряду с картой сейсмогенных зон (Ибрагимов Р.Н., 1978) и картой типов эндогенных режимов (Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., 2002), вошел в комплексную карту M_{\max} по совокупности сейсмологических и геолого-тектонических параметров, по которой собственно и производился расчет макросейсмической сотрясаемости.

Сейсмологический вариант карты M_{\max} строился на основе следующих методов:

1) корреляционного, по зависимости $M_{\max} = M_{\max}(A_{10})$ (Ризниченко Ю.В., 1985). В отличие от традиционного подхода, в качестве областей осреднения использовалась не круговая, а эллиптическая форма областей, ответственных за подготовку землетрясения. При этом направление большей оси эллипса заранее не привязывалось к конкретным тектоническим нарушениям (Фленова М.Г., 1986), а перебором с шагом в 5° для каждого эллипса, ответственного за подготовку землетрясения заданного энергетического уровня, подбиралось такое направление оси, при котором сейсмическая активность была бы наибольшей. И лишь затем максимальные значения активности сопоставлялись с предельными для каждого энергетического уровня. Такой подход позволял, оставаясь в сейсмологических данных, получать независимую информацию о сейсмогенности той или иной структуры. Конфигурация изолиний на полученной карте хорошо согласуется с простиранием крупных разломов,

однако прогнозные значения M_{\max} в некоторых областях оказались ниже величины произошедших в них землетрясений;

2) Карта M_{\max} по толщине и линейной протяженности сейсмоактивного слоя (Шебалин Н.В., 1971). За толщину сейсмоактивного слоя принималась максимальная глубина землетрясения произвольного энергетического уровня, зарегистрированная в исследуемой ячейке. Метод основывается на предположении о том, что накопление энергии ограничено размерами сейсмоактивной зоны, а одновременное выделение - размерами очага, лимитированного мощностью сейсмоактивного слоя. Для Узбекистана найдена зависимость между максимальными глубинами очагов и величиной M_{\max} (Яковлева И.Б., 1975):

$$M_{\max} = 3.86 + 0.22h - 0.0035h^2.$$

Построение по данной методике карты M_{\max} с учетом данных о землетрясениях с $M > 3$ с 1955 по 2012 гг. показало, в целом, ее высокую информативность (хорошее соответствие между прогнозными и наблюдаемыми значениями). Можно отметить хорошее ее совпадение с простиранием основных сейсмогенных разломов. Кроме того, только по слабой сейсмичности в исследуемом районе удалось выявить ряд областей с высоким ($M > 5,5$) сейсмическим потенциалом, чего по плотности эпицентров ($M_{\max} = f(A)$) сделать не удавалось. По мнению самого автора этого метода, основной сложностью на пути его реализации является идентификация асейсмичных зон с областями длительного сейсмического затишья.

3) Оценочные методы расчета M_{\max} , к числу которых мы относим способы определения величины M_{\max} , существенно опирающиеся на знание магнитуды максимального наблюдаемого землетрясения. При этом прогнозное значение M_{\max} дается формулой:

$$M_{\max} = M_{\max}^{\text{наб}} + d,$$

где d - некоторая поправка.

Простейшей поправкой такого типа является $\frac{Q}{N}$, где Q - некоторое число, $0 < Q < 1$, N - число зарегистрированных землетрясений в диапазоне магнитуд $[M_{\max}^{\text{наб}} - Q; M_{\max}^{\text{наб}}]$.

Из вида этой формулы можно заключить, что она не содержит никаких статистических ограничений на повсеместное картирование величины M_{\max} . Вместе с тем, здесь нет должного обоснования на поправку к наблюдаемому значению M_{\max} . Кроме того, не оговорены размеры областей, для которых следует производить выборку сейсмических событий для расчета.

4) Свободным от первого из указанных недостатков является метод В.Ф. Писаренко (В.Ф. Писаренко, 1991). Он использует закон повторяемости землетрясений, записанный как в традиционном логлинейном виде, так и с учетом излома графика повторяемости, начиная с некоторых значений магнитуд. Предполагая, что значение M_{\max} является случайной величиной, методом максимального правдоподобия оцениваются два параметра: M_{\max} (0,5)

- наивероятнейшее среднее M_{max} , $M_{max}(0,84)$ - верхняя доверительная оценка величины M_{max} .

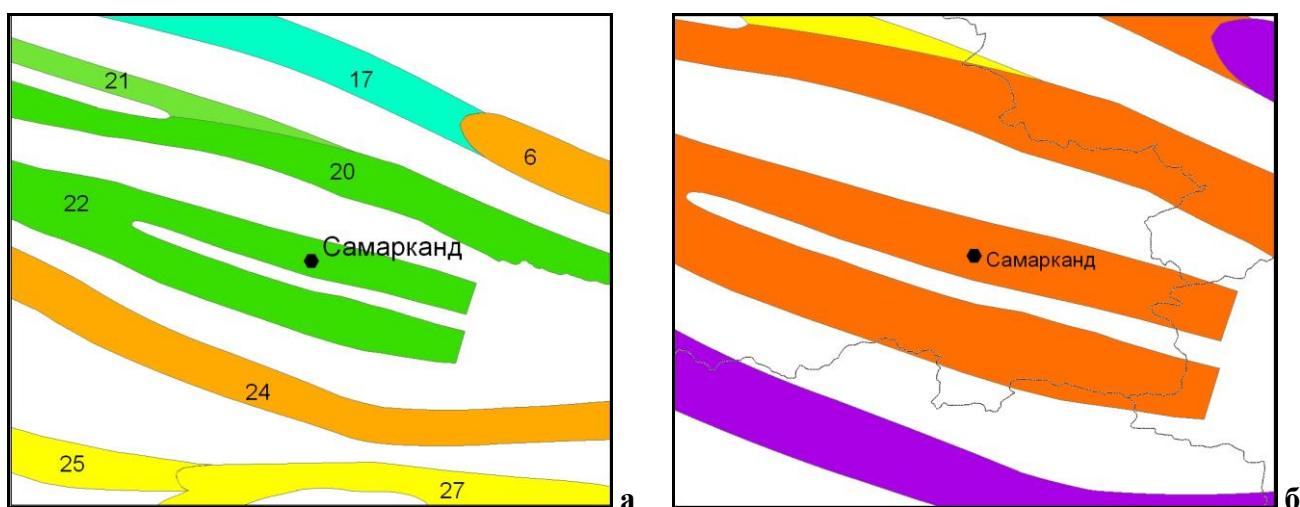
Сложность использования данного метода состоит в том, что достаточно надежные значения сейсмического потенциала могут быть получены при наличии большой статистики сильных (близких к M_{max}) землетрясений. Использование данного метода целесообразно для оценки сейсмического потенциала протяженных геотектонических структур, поскольку в пределах единой тектонической структуры разброс значений M_{max} должен быть небольшим, а статистика крупных землетрясений, как правило, позволяет получать надежные статистические выводы относительно значения M_{max} .

5) Метод расчета величины M_{max} , базирующийся на решетчатой модели Уломова В.И. (Уломов В.И., 1990), основан на установленном факте, что для землетрясений различных магнитуд существуют преимущественные межэпицентральные расстояния. Дискретная карта M_{max} , рассчитанная данным методом, была построена Фадиной Р.П. (Фадина Р.П., 2002).

Для расчета значения M_{max} в качестве сейсмологических методов применялся так же метод Гумбеля, основанный на анализе статистики экстремальных значений, и методы, опирающиеся на интерпретацию криволинейности в графиках повторяемости (Артиков Т.У. и др., 2012).

Фрагменты карты M_{max} для сейсмогенных зон, рассчитанные по некоторым из названных методов, приведены на рисунке 13.

Для каждой сейсмоактивной зоны, оказывающей ощутимые сейсмические воздействия на Объект, сейсмический потенциал был оценен комплексом сейсмологических параметров (Т.У.Артиков, Р.С.Ибрагимов, 2012). Значения M_{max} для этих зон оказались следующими: для Зарафшанской зоны $M_{max} = 6.2$; для Южно-Ферганской $M_{max} = 7.2$; для Бесапано-Северо-Нуратинской $M_{max} = 6.1$; для Северо-Кульджуктау-Туркестанской $M_{max} = 6.7$; для Южно-Ауминзатау-Актауской зоны $M_{max} = 5.5$. для Южно-Тяньшаньской сейсмоактивной зоны $M_{max} = 7.3$. Фрагмент карты M_{max} сейсмогенных зон по комплексу сейсмологических методов показан на рисунке 14.



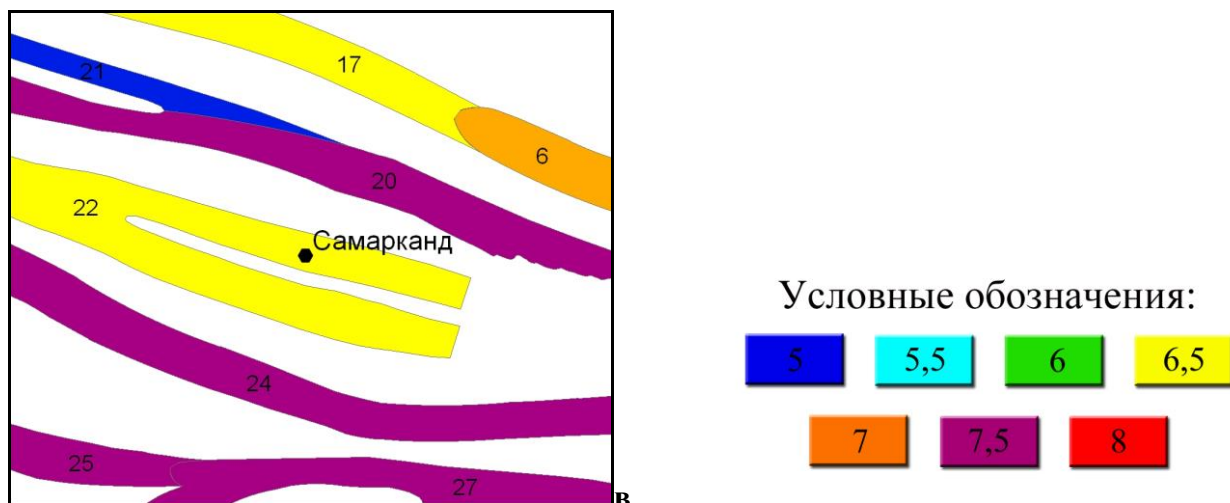


Рис. 13. Фрагменты карт M_{max} для сейсмогенных зон, построенных различными сейсмологическими методами: а) по сейсмической активности; б) по толщине и линейной протяженности сейсмоактивного слоя; в) по статистическим оценочным методам.

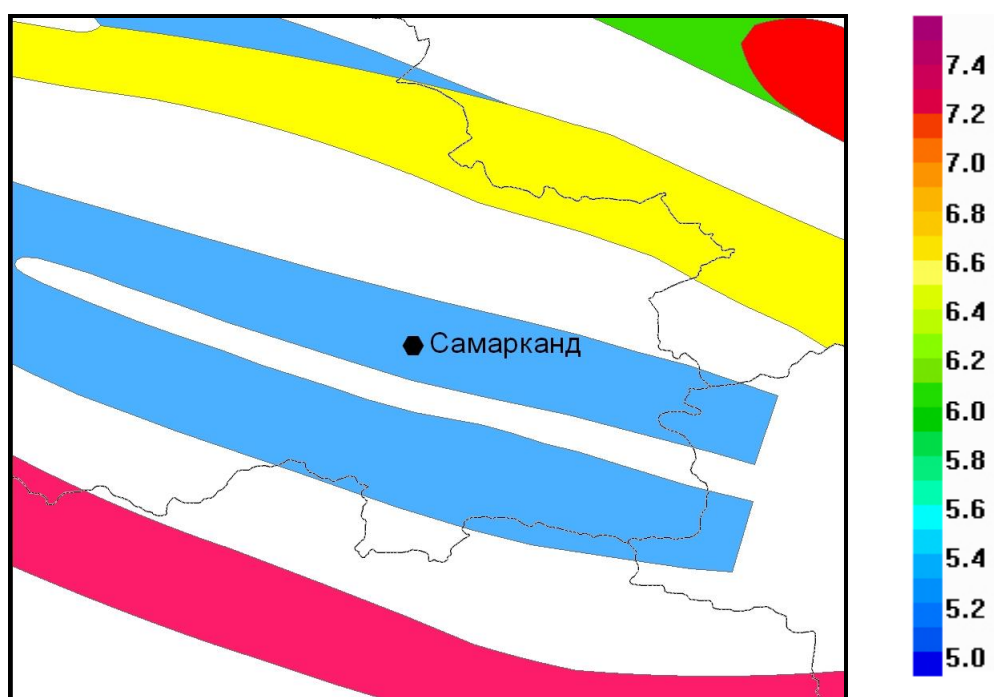


Рис. 14. Сейсмический потенциал сейсмогенных зон по комплексу сейсмологических параметров

Определение сейсмического потенциала площадных источников проводилось с учетом информации о магнитуде максимального наблюдаемого землетрясения $M_{max}^{набл}$, произошедшего в каждой мегазоне, а также определяемой на основе сеймотектонических и сейсмологических данных величине M_{max} тех сейсмогенных зон, которые попадают в исследуемую мегазону. Каждой мегазоне придавалось значение M_{max} , наибольшее из этих трех величин. Для Южно-Узбекистанской и Западно-Узбекистанской мегазон, в пределах которых расположен Объект, принималось значение $M_{max} = 7,5$.

При расчете макросейсмической сотрясаемости в качестве сейсмического потенциала бралось значение M_{max} по комплексу сейсмологических и сеймотектонических методов для линейных и площадных источников.

2.4. Особенности спадаения макросейсмической интенсивности с расстоянием для района исследования

Для исследуемого района были уточнены особенности затухания макросейсмической интенсивности с расстоянием для землетрясений различного энергетического уровня.

По всей совокупности экспериментальных данных получена следующая зависимость, связывающая балльность в эпицентре I_0 с магнитудой землетрясения M и глубиной гипоцентра H (рис. 15):

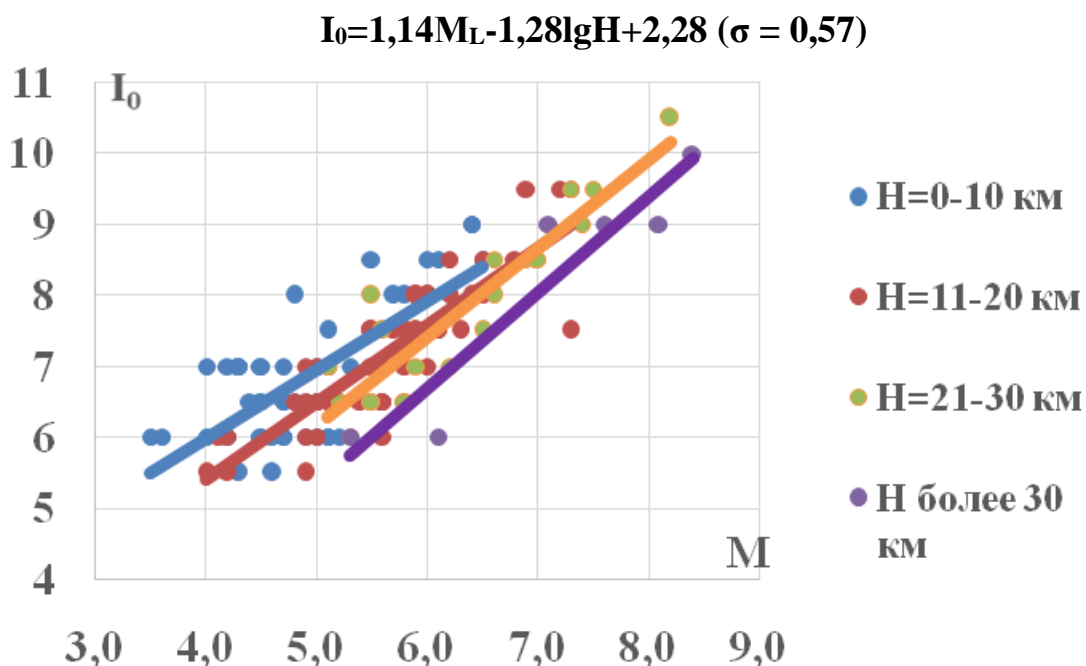


Рис. 15. Зависимость балльности в эпицентре I_0 от магнитуды M для различных глубин очагов землетрясения H

Методом наименьших квадратов были получены различные типы зависимостей затухания интенсивности сейсмических воздействии с расстоянием для землетрясений различного энергетического уровня.

Зависимость типа Блейка-Шебалина, имеет следующий вид:

$$I = 1,32M - 3,01 \lg R + 3,55 \quad \sigma = 0,7$$

Зависимость типа Ковеслигети, построенная по той же совокупности экспериментальных данных, дается выражением:

$$I = 1,33M - 2,37 \lg R - 0,00205R + 2,24 \quad (\sigma = 0,73).$$

Для учета особенностей затухания интенсивности сейсмических воздействий, обусловленных различной глубиной заложения очага, связь между значением балльности в эпицентре и на различных гипоцентральных расстояниях R от него искалась в следующем виде:

$$\frac{I - I_0}{\lg R - \lg H} = -(dM - e \lg H + f), \text{ где } I_0 = aM - b \lg H + c, \quad R = (\Delta^2 + H^2)^{1/2}.$$

В результате решения системы 6-ти линейных уравнений с 6-ю неизвестными, методом наименьших квадратов была получена следующая зависимость затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием для землетрясений различного энергетического уровня и глубиной очага:

$$I = 1,475M - 2,646 \lg H + 1,905 - 0,498M \lg(R/H) + 1,159 \lg H \lg(R/H) - 1,401 \lg(R/H)$$

Величина среднеквадратического отклонения в полученной зависимости составляет значение $\sigma = 0,565$.

По этим формулам были рассчитаны теоретические изосейсты для землетрясений различных магнитуд M . Они сопоставлялись с экспериментальными значениями I . В пределах допустимых погрешностей соответствие оказалось удовлетворительным.

Дальнейшее уточнение приведенных зависимостей проводилось с привлечением макросейсмических данных от землетрясений, расположенных в непосредственной близости от объекта.

На рисунках 16-18 приведены экспериментальные данные макросейсмического обследования трех сильных землетрясений в пределах изучаемого района: одного из исторических Ура-Тюбинских землетрясений 1897-го года с $M=6.6$; Галяаральского (Джиззакского) землетрясения 1984-го года с $M=5.2$; Марджанбулакского землетрясения 2013 года с $M=6.2$. Первые два землетрясения произошли в пределах Южно-Ферганской сейсмоактивной зоны, последнее - в пределах Северо-Кульджуктау-Туркестанской сейсмогенирирующей зоны на расстоянии порядка 40-50 км от Самарканда.

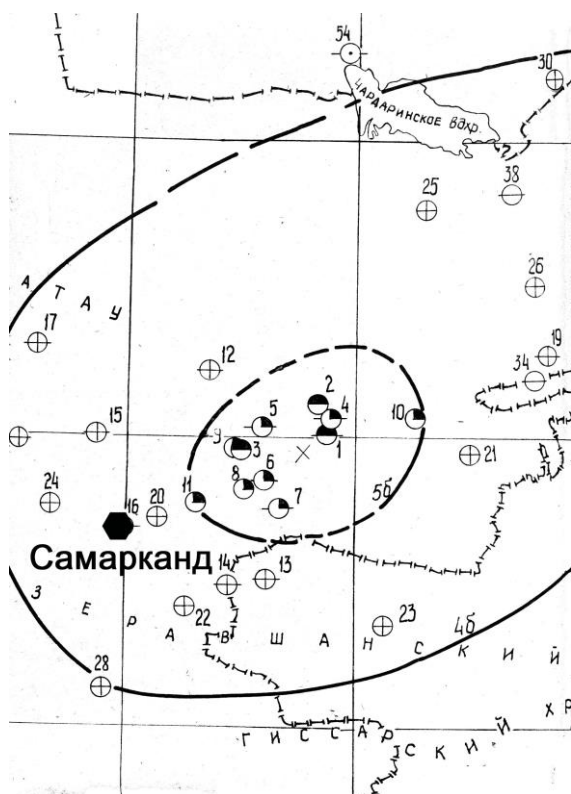


Рис. 16. Карта изосейст Ура-Тюбинского землетрясения 1897-го года с $M=6.6$.

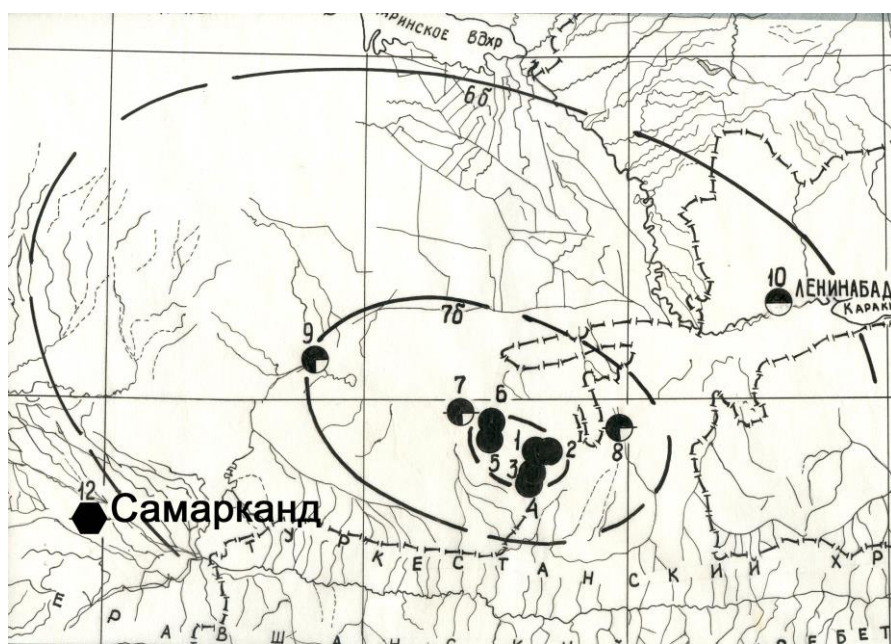


Рис. 17. Карта изосейст Галяаральского (Джиззакского) землетрясения 1984-го года с $M=5.2$

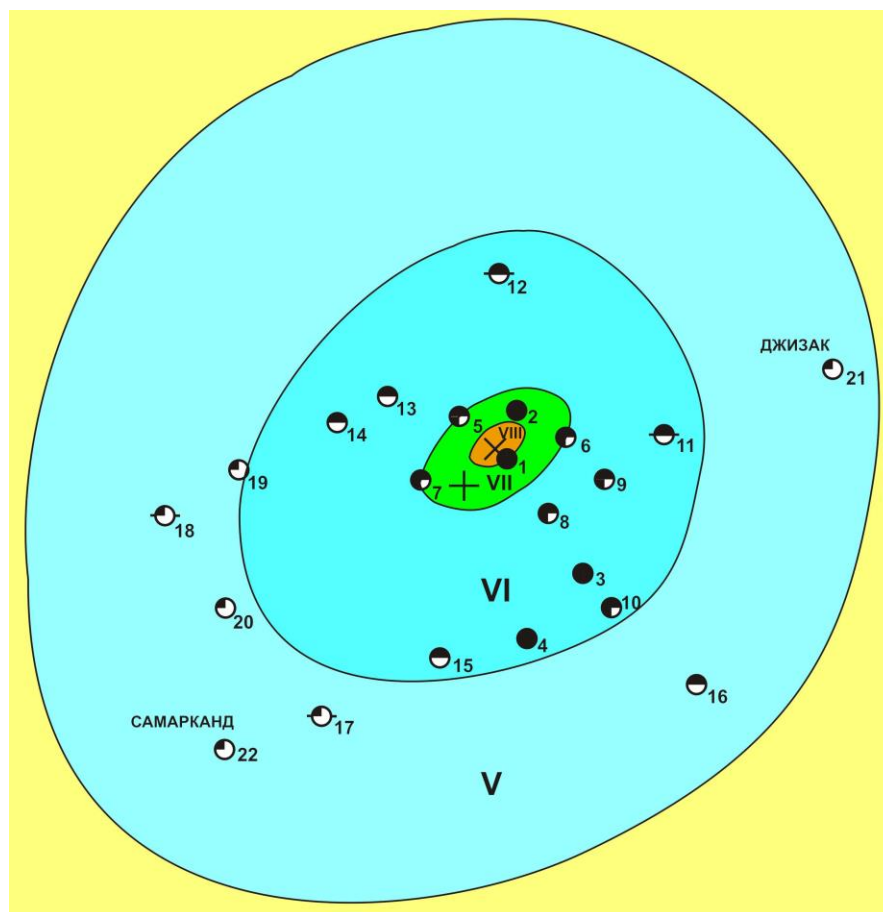


Рис. 18. Карта изосейст Марджанбулакского землетрясения 2013 года с $M=6.2$

2.5. Сейсмическая опасность Объекта

Сейсмическая опасность территории – это вероятность превышения (или наоборот, не превышения) заданной интенсивности сейсмического воздействия в течение определенного промежутка времени. Заключение о степени сейсмической опасности территории проводится на основании изучения средней частоты повторения сотрясений различной интенсивности от всех возможных сейсмических источников, окружающих исследуемую область.

Макросейсмическая сотрясаемость. В основе расчета частоты повторения сотрясений с заданной интенсивностью I лежит интеграл:

$$B_I = \int_v N_{\Sigma} dv, \quad (1)$$

где N_{Σ} — отнесенное к единице времени и объема ожидаемое число землетрясений, очаги которых расположены в элементарных объемах dV , способных вызвать в пункте наблюдения сотрясения с интенсивностью не менее I баллов (Ризниченко Ю.В., 1985). С учетом графика повторяемости землетрясений выражение (1) записывается в виде:

$$B_I = \int_v \frac{A_{K_0}}{10^{0,5\gamma} - 10^{-0,5\gamma}} \left[10^{-\gamma(K-K_0)} - 10^{-\gamma(K_{\max}-K_0)} \right] dv, \quad (2)$$

где K_0 — энергетический класс, к которому приведена сейсмическая активность,

K — энергетический класс землетрясений в элементарном объеме, начиная с которого в пункте наблюдения ощущается сотрясение I баллов и выше,

K_{\max} — значение максимально возможного землетрясения в объеме dV .

На рисунках 19 (а-в) приведены фрагменты карт периодов повторения сотрясений интенсивностью $I=6$, $I=7$ и $I=8$ баллов для Объекта. Они оказались следующими:

$T_6=25$ лет, $T_7=100$ лет, $T_8=2500$ лет

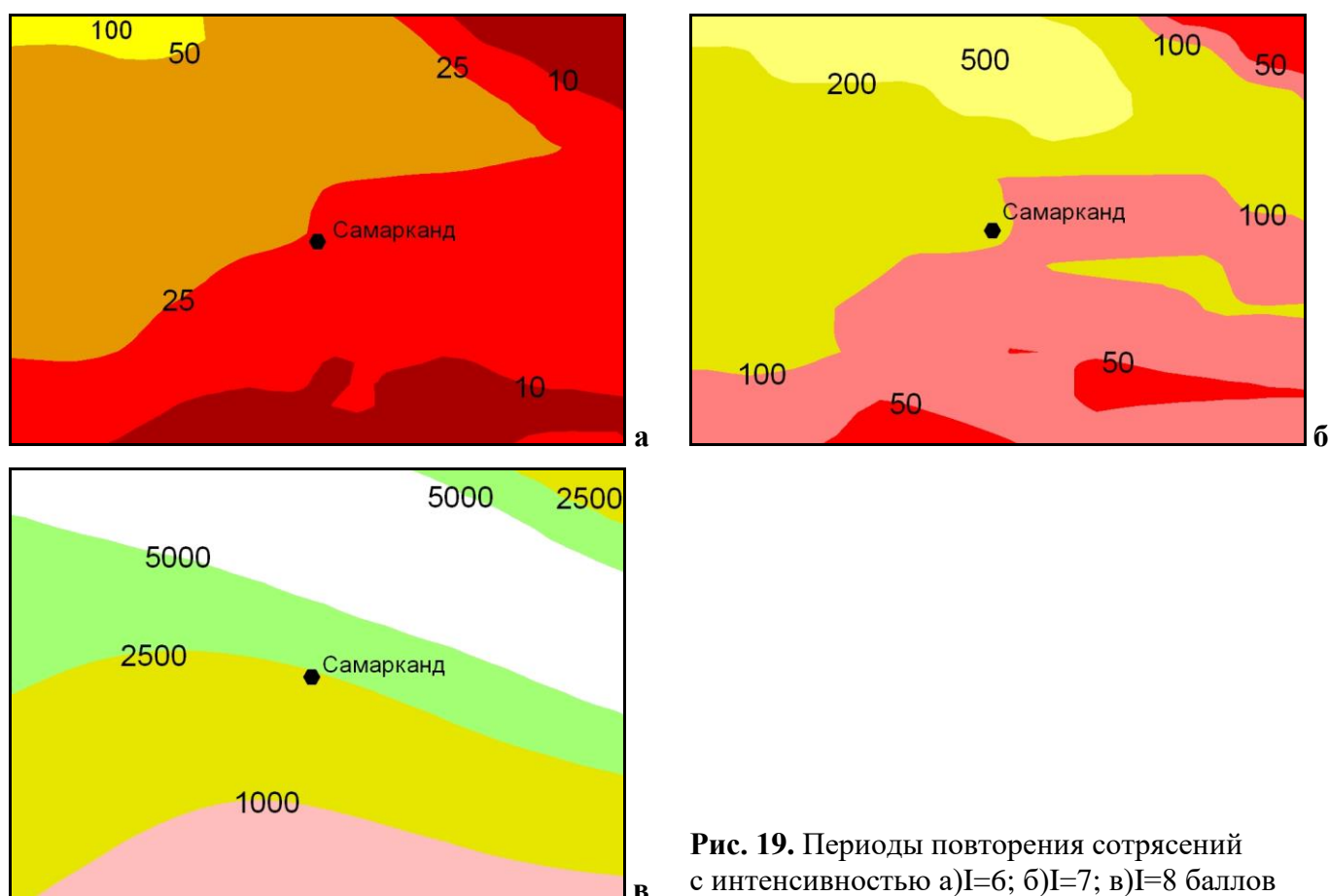


Рис. 19. Периоды повторения сотрясений с интенсивностью а) $I=6$; б) $I=7$; в) $I=8$ баллов

2.6. Исходный макросейсмический балл и ожидаемые значения максимальных ускорений

Расчет сейсмической опасности территории Объекта проводился отдельно для различных типов сейсмических источников при различных оценках параметров повторяемости землетрясений и сейсмического потенциала с использованием различных законов затухания интенсивности сейсмических воздействий для землетрясений со взбросовым и сдвиговым типом подвижки в очаге. Учет факторов неопределенности входных параметров, необходимых для

оценки сейсмической опасности, проводился путем построения логического дерева. Веса к различным вариантам при ветвлении логического дерева подбирались исходя из функции распределения параметров (глубина, механизм очага и т.д.) и эвристических соображений (выбор типа источника, методы определения параметров повторяемости и т.д.).

На рисунке 20 (а-г) приведены зоны с равной вероятностью не превышения указанной в них макросейсмической балльности в течение 50-ти лет. Построения сделаны для вероятностей $P=0,90$; $P=0,95$; $P=0,98$ и $P=0,99$. Зоны различной макросейсмической балльности выделены с использованием различных типов сейсмических источников и с учетом факторов неопределенности входных параметров. Эти карты собственно и представляют общее сейсмическое районирование исследуемой территории на вероятностной основе.

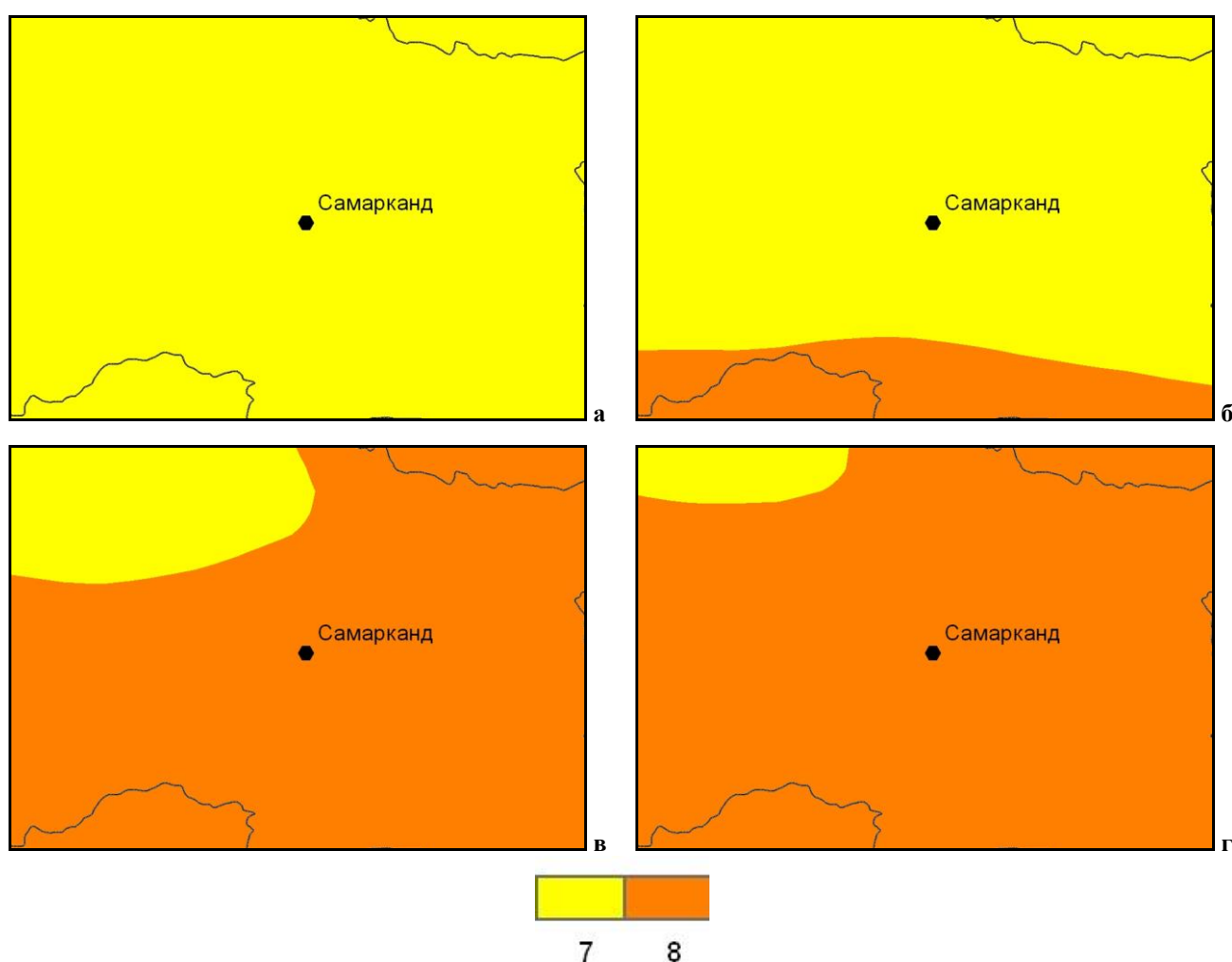


Рис. 20. Зоны равной вероятности не превышения указанных значений макросейсмической балльности в течение 50 лет: а) $P=0,9$; б) $P=0,95$; в) $P=0,98$; г) $P=0,99$.

На рисунке 21 представлена кривая опасности для города Самарканда. По оси абсцисс отложены баллы по шкале MSK-64, а по оси ординат вероятность превышения в течение 50 лет на территории города различной макросейсмической балльности.

Как это видно из рисунка, с различной вероятностью не превышения интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет исходная балльность для территории города Самарканд следующая:

P=0.9 I=7.0 баллов

P=0.95 I=7.0 баллов

P=0.98 I=8.0 баллов

P=0.99 I=8.0 баллов

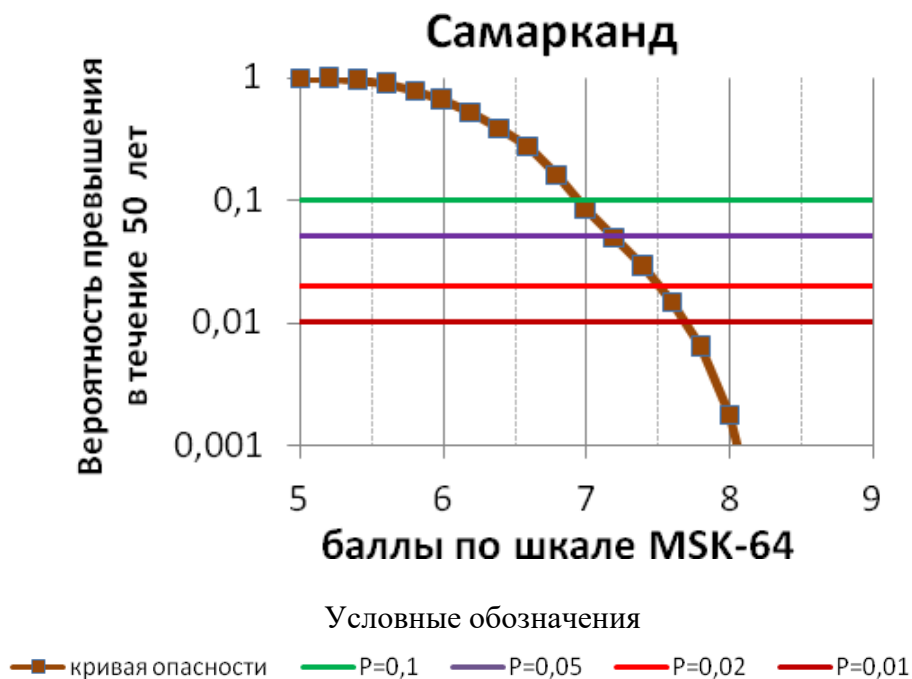


Рис. 21. Кривая опасности для территории города Самарканд

По имеющимся фондовым материалам Института сейсмологии АН Руз, инструментальным записям сильных движений, с привлечение данных Европейского банка акселерограмм сильных землетрясений, произошедших в сходных сеймотектонических условиях, были получены законы затухания величин пиковых ускорений с расстоянием для землетрясений различных магнитуд и типом подвижки в очаге (Артиков Т.У.и др., 2012). На основе найденных зависимостей затухания, с привлечением долговременных характеристик сейсмического режима, описанных выше, была проведена оценка сейсмической опасности изучаемой территории в величинах максимальных ускорений. На рисунке 22(а-г) приведены зоны равной вероятности не превышения указанных в них ожидаемых величин пиковых ускорений в течение 50-ти лет с вероятностью $P=0.90$, $P=0.95$, $P=0.98$ и $P=0.99$. Абсолютные значения максимальных ускорений для объекта оказались следующими:

$P=0.90 \quad a_{max} = 150 \text{ см/с}^2$

$P=0.95 \quad a_{max} = 190 \text{ см/с}^2$

$P=0.98 \quad a_{max} = 240 \text{ см/с}^2$

$P=0.99 \quad a_{max} = 270 \text{ см/с}^2$

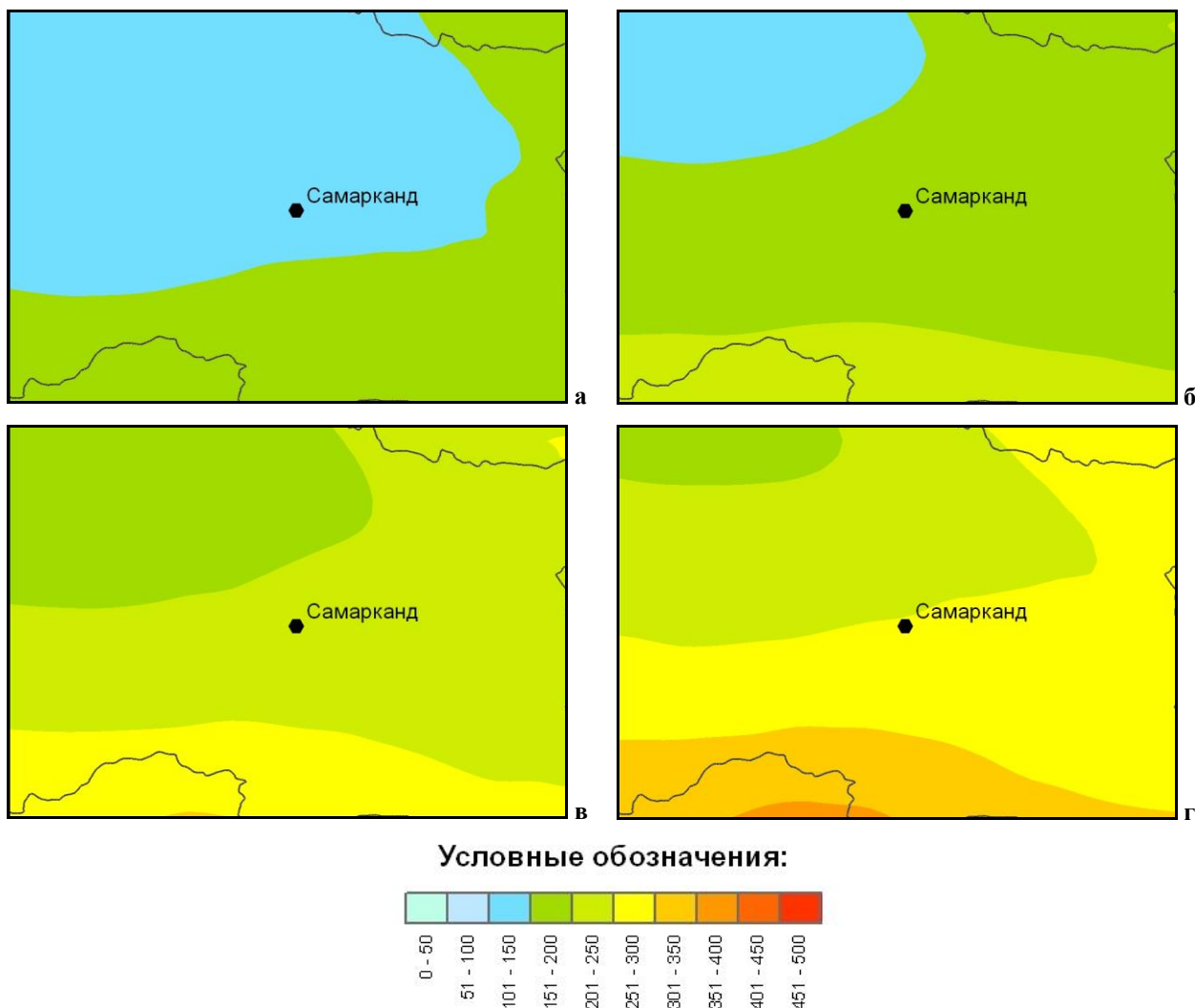


Рис. 22. Зоны равной вероятности не превышения указанных значений пиковых ускорений в окрестности объекта: а) $P=0,9$; б) $P=0,95$; в) $P=0,98$; г) $P=0,99$

2.7. Спектральный состав колебаний и числовые характеристики сейсмических воздействий для реальных грунтовых условий площадки строительства

Для изучения спектрального состава сейсмических колебаний в районе объекта исследования были рассчитаны периоды повторения колебаний с заданной амплитудой на различной частоте сейсмического сигнала. Данный расчет базируется на знании очаговых спектров землетрясений различных магнитуд и особенностях их трансформации с расстоянием (Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., (2012), Akkar S., Bommer J., (2010) и др.).

В таблице 3 приведены числовые характеристики сейсмических воздействий, рассчитанные для реальных грунтовых условий площадки строительства объекта (с учетом значения параметра V_{s30} площадки строительства). В столбцах таблицы приведены следующие параметры: **T**- период повторения сотрясений; **P**- вероятность превышения в течение года; **PGA**, cm/c^2 -значения максимальных ускорений; **PSA (0,05-6сек)** – спектральные амплитуды для периодов колебаний от 0,05 до 6 секунд.

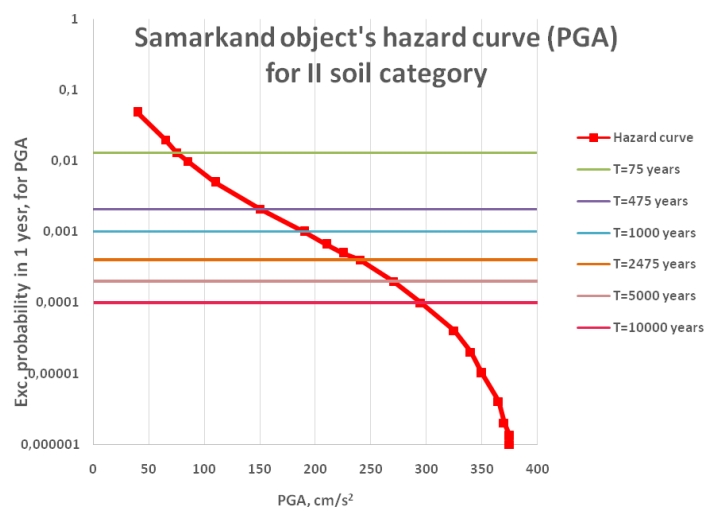
Таблица 3

Числовые характеристики сейсмических воздействий для различных периодов повторения сотрясений от совокупности сейсмических источников, окружающих строительную площадку при значениях $360 < V_{S30} < 750$ м/с

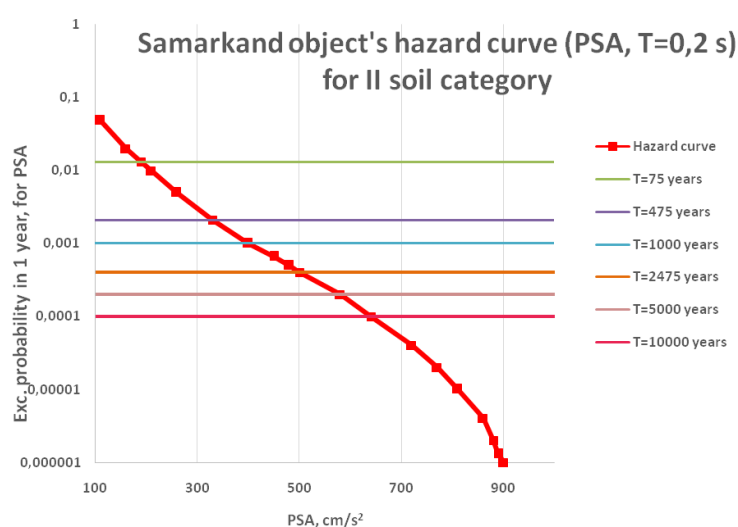
Т (годы)	Р	PGA cm/s ²	PSA, cm/s ²							
		0,00	0,05 s	0,1 s	0,2 s	0,3 s	0,5 s	1 s	3 s	6 s
20	0,048625	40	60	90	110	90	60	20	20	16
50	0,019742	65	90	140	160	130	100	32	20	16
75	0,013205	75	110	160	190	150	120	40	20	16
100	0,009920	85	120	180	210	170	130	45	20	16
200	0,004972	110	160	240	260	210	160	60	20	16
475	0,002097	150	210	310	330	260	210	80	30	24
1000	0,000997	190	260	380	400	310	250	100	30	24
1500	0,000664	210	290	420	450	340	270	110	40	32
2000	0,000498	225	300	440	480	360	290	120	40	32
2475	0,000403	240	310	450	500	380	300	125	40	32
5000	0,000199	270	340	500	580	450	340	155	50	40
10000	0,000100	295	370	540	640	510	390	180	50	40
25000	0,000040	325	400	580	720	590	460	210	60	48
50000	0,000020	340	410	600	770	650	510	230	60	48
100000	0,000010	350	430	620	810	690	560	250	70	56
250000	0,000004	365	440	630	860	740	610	270	70	56
500000	0,000002	370	440	640	880	770	640	285	70	56
750000	0,000001	375	450	640	890	780	650	290	70	56
1000000	0,000001	375	450	640	900	790	660	290	70	56

Кривые опасности для значений максимальных ускорений колебаний грунта **PGA** и спектральных амплитуд ускорений **PSA** для периодов колебаний 0,2 и 1 сек на грунтах II категории приведены на рисунке 23. По оси абсцисс отложена величина сейсмических воздействий колебаний грунта. По оси ординат – годовая вероятность превышения уровня сейсмического воздействия. Горизонтальными линиями показаны вероятности, отвечающие периодам повторения сотрясений $T=75$ лет, $T=475$ лет, $T=1000$ лет, $T=2475$ лет, $T=5000$ лет и $T=10\,000$ лет.

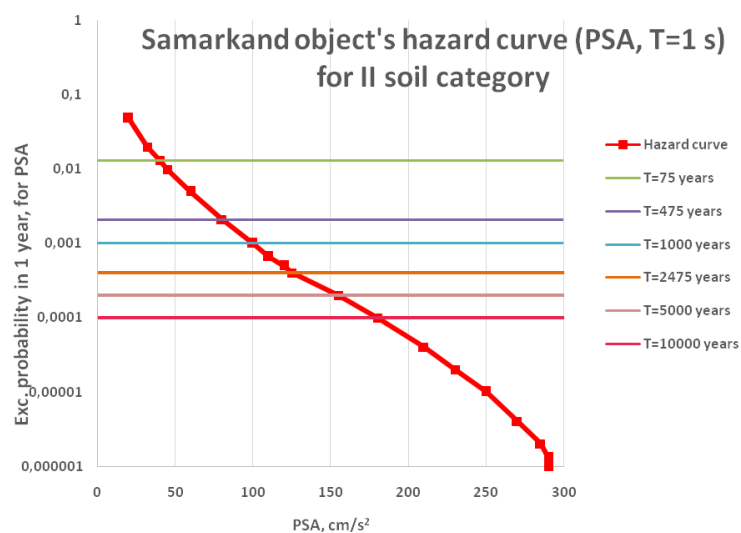
На рисунке 24 приведены спектральные характеристики сейсмических воздействий (**PSA**) для площадки строительства, отвечающие различным периодам повторения сотрясений: $T=475$ лет ($P=0.9$, $a_{max}=310$ см/с²), $T=1000$ лет ($P=0.95$, $a_{max}=340$ см/с²), $T=2475$ лет ($P=0.98$, $a_{max}=370$ см/с²), $T=5\,000$ лет ($P=0.99$, $a_{max}=390$ см/с²).



a)



б)



в)

Рис. 23. Кривые опасности сейсмических воздействий для территории строительной площадки объекта на грунтах II категории: а) значений максимальных ускорений колебаний грунта (PGA); б) спектральных амплитуд колебаний с периодом 0,2 с; в) спектральных амплитуд колебаний с периодом 1 с

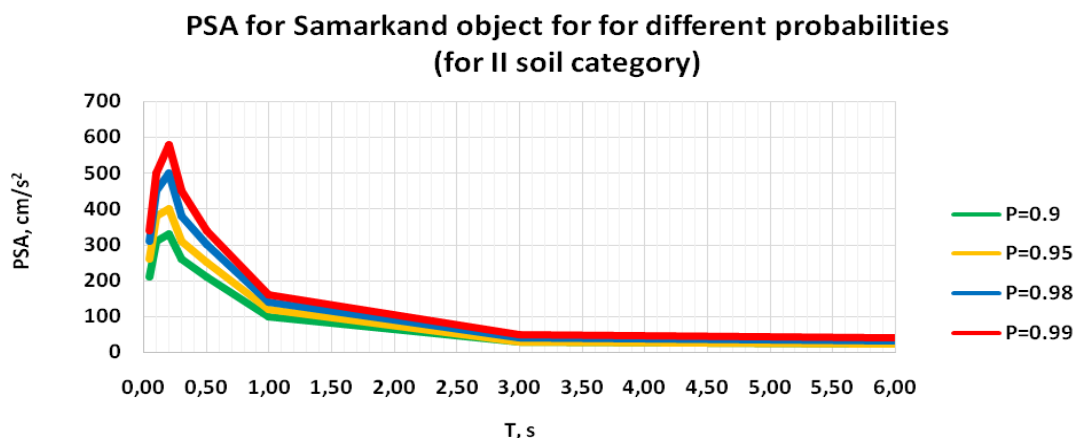


Рис. 24. Спектральные амплитуды ускорений колебаний грунта **PSA** на площадке строительства, отвечающие различным периодам повторения сотрясений: $T=475$ лет ($P=0.9$), $T=1000$ лет ($P=0.95$), $T=2475$ лет ($P=0.98$), $T=5\,000$ лет ($P=0.99$).

Таким образом, на основе проведенных исследований, можно сделать следующие выводы относительно сейсмической опасности строительной площадки, отведенной под строительство 28 этажного Туристического Центра в городе Самарканде.

Площадка строительства располагается непосредственно в пределах Зарафшанской сейсмоактивной зоны, сейсмическим потенциал которой по комплексу сейсмологических и сейсмотектонических параметров оценивается значением $M_{max}=6.2-6.5$.

С вероятностью $P=0.98$ и $P=0.99$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50-ти лет исходная макросейсмическая балльность на территории строительной площадки оценивается значением $I=8.0$ баллов по шкале MSK-64.

Ожидаемые значения величин максимальных ускорений (PGA) и спектральных амплитуд ускорений (PSA) для реальных грунтовых условий территории строительной площадки при различных вероятностях не превышения интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет приведены в таблице 4.

Таблица 4

Числовые характеристики сейсмических воздействий для различных периодов повторения сотрясений от совокупности сейсмических источников, окружающих строительную площадку при значениях $360 < V_{S30} < 750$ m/s, характерных для грунтов II категории

Т (годы)	Р (за год)	PGA cm/s ²	PSA, cm/s ²							
		0,00	0,05 s	0,1 s	0,2 s	0,3 s	0,5 s	1 s	3 s	6 s
475	0,002097	150	210	310	330	260	210	80	30	24
1000	0,000997	190	260	380	400	310	250	100	30	24
2475	0,000403	240	310	450	500	380	300	125	40	32
5000	0,000199	270	340	500	580	450	340	155	50	40

3. ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ПО ДАННЫМ ПОЛЕВЫХ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмометрические исследования на площадке проводились с использованием цифровых сейсмометров CMG-6TD производства Guralp, Великобритания. Частотная характеристика трехкомпонентного сейсмометра линейная в диапазоне частот 0,03-50 Гц. Разрядность блока оцифровки -24 бита.

Чувствительность сейсмометра:

-Компонента Вертикальная, Z	-1.1285e-8 м/с
-Компонента Восток-Запад, EW	-1.4732e-8 м/с
-Компонента Север-Юг	-1.8437e-8 м/с

Для обработки данных использовалась программа Geopsy, портированная под Windows XP SP3.

Метод оценки приращения сейсмической интенсивности основан на синхронной записи природных шумов на двух и более точках и последующем сравнении амплитудно-спектральной характеристики микросейсмического шума. Для расчетов использован скрипт пакета Матлаб-7, написанный Stephane Hans, ENTPE, Франция. Несколько отрезков записей микросейсм длительностью по одному часу нарезаются на интервалы по 10 минут, вычисляется для них спектр и производится фильтрация для устранения случайных импульсных помех. Далее методом взвешивания строится отношение спектров H/V компонент.

Обработка данных с использованием программы JSesame позволяет оценить спектральное отношение H/V (горизонтальных и вертикальных колебаний, метод Накамуры, 1991). При обработке помехи и шумы техногенного и др. происхождения вырезаются из временного ряда.

Также использовалась программа GeorSy для контроля параметров HV.

Критерии SESAME

#	Критерий	значение
1	$f_0 > 10/L_w$	$2.7 > 0.5$
2	$n_c(f_0) > 200$	$2538 > 200$
3	$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	$5.24 > 2.0$
Clear H/V peak		
4	Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$	4.5 Hz
5	Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$	1 Hz
6	$A_0 > 2$	$17.2 > 2.0$
7	$f_{peak}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$0.008 < 0.05$
8	$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.1 < 0.14$
9	$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$5.24 > 1.58$

Символы критериев SESAME

СИМВОЛ	Расшифровка
L_w	Длина временного окна
n_w	Кол-во окон для анализа

n_c	Кол-во значимых циклов
f	Текущая частота
f_0	Частота пиков Н/В
σ_f	Стандартное отклонение пиковой частоты Н/В
$A_{H/V}(f)$	Амплитуда кривой Н/В при частоте f
A_0	Пиковая амплитуда Н/В при частоте f_0

Был рассчитан коэффициент разжижения грунтов при циклическом воздействии:

$$K_g = \frac{A_p^2}{F_p}$$

где: А – отношение Н/В, F_p – основная частота грунтов.

Коэффициент сейсмического сжижения грунтов считается безопасным в пределах от 1 до 10.

Для определения приращения интенсивности сейсмических колебаний использовалось соотношение:

$$\Delta J = Lg 2,2(A_i/A_n)$$

где A_i - амплитуда сигнала на исследуемом пункте, A_n - амплитуда сигнала на опорной точке.

На рис.22 приведено расположение пунктов регистрации. Поскольку на объекте ведутся интенсивные работы по перемещению грунтов, измерения проводились на удалении от котлована основного здания.



Рис.25. Расположение пунктов регистрации на площадке

На рис. 26- 30 приведены спектры HVSR для пунктов регистрации 1-5.

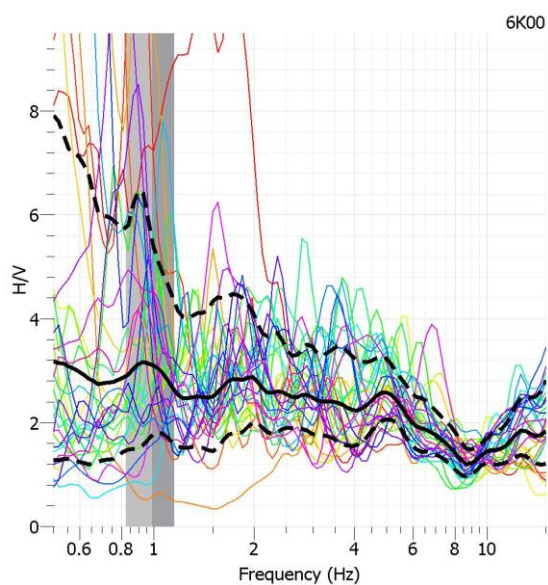


Рис.26. Пункт №1

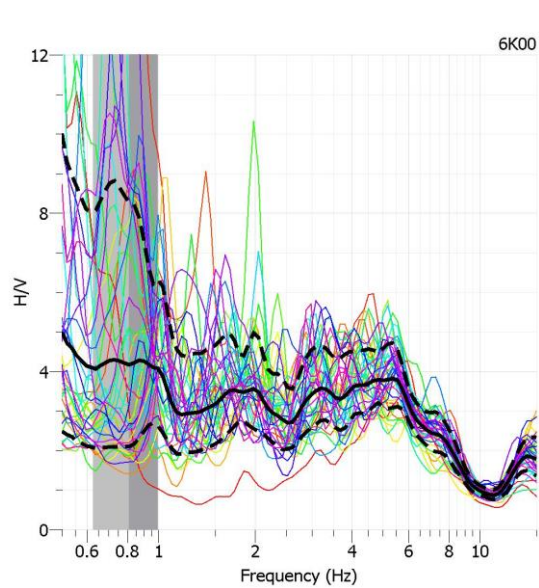


Рис.27 Пункт №2

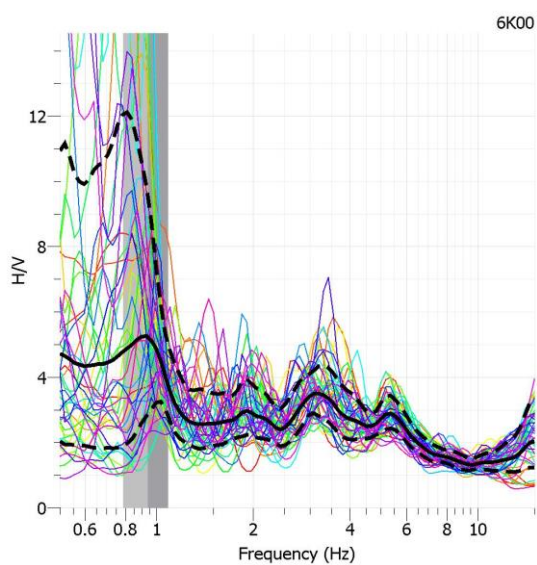


Рис.28. Пункт №3

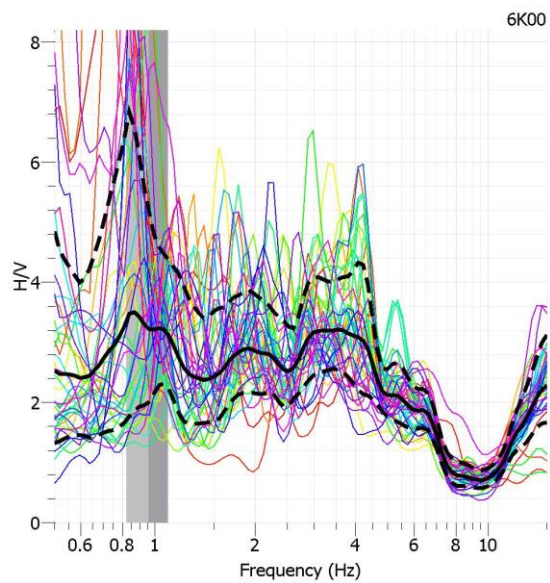


Рис.29. Пункт №4

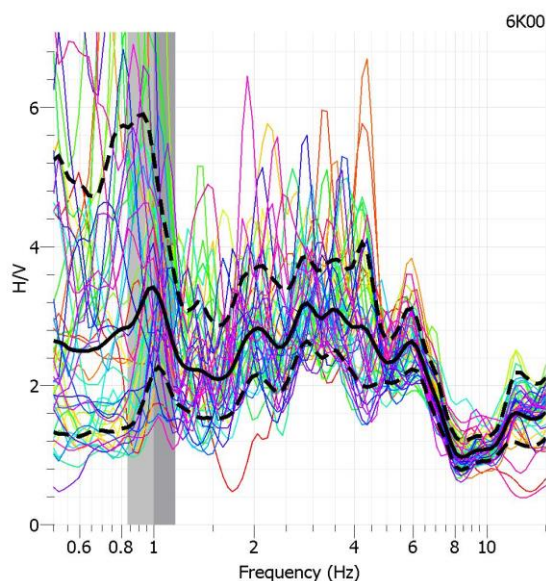


Рис.30. Пункт №5

В таблице 3 приведены расчетные характеристики грунтов по HVSР.

Таблица 3

№	Fo	HVSР	dI	Kg	Категория грунтов
1	0.95	3.1	+0.19	10.12	II
2	0.86	4.1	+0.49	19.55	II
3	0.94	5.2	+0.75	28.77	III
4	0.88	3.8	+0.41	16.41	II
5	0.98	3.7	+0.38	13.97	II

*Fo-резонансная частота грунтов, dI- приращение балльности, I_{max}- максимальная интенсивность, Kg- коэффициент сейсмического разжижения грунтов.

Сейсмометрические исследования на площадке показали следующее.

- Приращение интенсивности сейсмических воздействий составляет от +0.19 до +0,75. Следовательно, расчетная сейсмичность участка принимается -8,0 балла.
- Коэффициент сейсмического разжижения грунтов не превышает 22.8, т.е. грунты относятся к категории устойчивых к сейсмическим воздействиям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе проведенных исследований, можно сделать следующие выводы относительно сейсмической опасности строительной площадки, отведенной под строительство 28 этажного Туристического Центра в городе Самарканде.

С вероятностью $P=0.98$ и $P=0.99$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50-ти лет исходная макросейсмическая балльность на территории строительной площадки оценивается значением $I=8.0$ баллов по шкале MSK-64.

Ожидаемые значения величин максимальных ускорений (PGA) и спектральных амплитуд ускорений (PSA) для реальных грунтовых условий территории строительной площадки при различных вероятностях не превышения интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет составляют:

Т (годы)	Р %	PGA cm/s^2
475	0.90	150
1000	0.95	190
2475	0.98	240
5000	0.98	270

На основе построенных спектральных ускорений с использованием программы SeismoArtif сгенерированы синтетические акселерограммы, соответствующие спектральным ускорениям.

Ускорения представлены на DVD. Формат – 1 столбец время с шагом 0,01 с, второй столбец- ускорение, cm/s^2

Содержимое диска:

1. Accelerogram_P_0_90.txt – для вероятности 90%, PGA -113 cm/s^2
2. Accelerogram_P_0_95.txt - для вероятности 95%, PGA -135 cm/s^2
3. Accelerogram_P_0_98.txt - для вероятности 98%, PGA -164 cm/s^2
4. Accelerogram_P_0_99.txt - для вероятности 99%, PGA -188 cm/s^2

Ниже на рисунках 31-34 приведены синтетические акселерограммы для различных вероятности возникновения сейсмических колебаний.



Рис. 31. Акселерограмма для вероятности возникновения сейсмических колебаний 90%

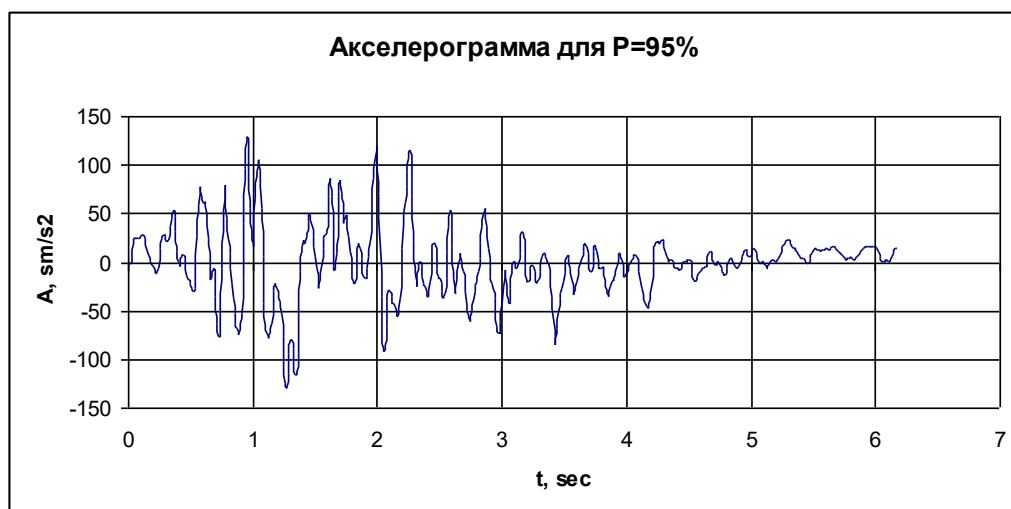


Рис. 31. Акселерограмма для вероятности возникновения сейсмических колебаний 95%



Рис. 31. Акселерограмма для вероятности возникновения сейсмических колебаний 98%



Рис. 31. Акселерограмма для вероятности возникновения сейсмических колебаний 99%

ЛИТЕРАТУРА

А) К первой главе

1. Абдуллабеков К.Н., Артыков Т.У., Ибрагимов Р.Н. и др. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Ташкент, ФАН.2002, 132с.
2. Садыков Ю.М., Денисов Р.И. Неотектоника Арало-Устюртского региона Узбекистана. Сб.Геология и перспективы нефтегазоносности Узбекистана. Ташкент, ИГИРНИГМ, 2000, с.78-84.
3. Троицкий В.И., Садыков Ю.М., Денисов Р.И. К карте новейших тектонических движений Узбекистана. Сб. Проблемы сейсмологии в Узбекистане, №7, том 2, ИС АН РУз, 2010, с.241-244.
4. Юрьев А.А. К неотектонике западного окончания Туркестано-Зерафшанской горной системы. В кн. Тектонические движения и новейшие структуры земной коры, М., Изд-во Недра, 1967, с.121-125.
5. Давлятов Ш.Д. Тектоника нефтегазоносных районов Западного Узбекистана, Ташкент, Изд-во ФАН, 1971, с.3-46.
6. Бабаев А.Г., Надыршин Р.И. Мезо-Кайнозойский этап. В кн. «Геология СССР» том XX111, Узбекская ССР, кн.2, с.325-346.
- Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, «Фан», 1978 г., 143 с.
7. Зияудинов Ф.Ф., Садыков Ю.М. Количественная оценка сейсмической опасности
8. Западного Узбекистана по геологическим и геофизическим данным.Ташкент, Фан, 1987,152 с.

Б) К второй главе

1. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1978, 144 с.
2. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. - М.: Изд. АН СССР, 1985. - 408 с.
3. Сейсмичность территории Узбекистана. Ташкент, Фан, 1990, 345 с.
4. Яковлева И.Б. Прогнозирование сейсмической активности по комплексу геолого-геофизических параметров. // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент, Фан, 1979, с.21-30.
5. Куллдорф Г. Введение в теорию оценивания, М: Наука, 1966, 176 с.
6. Ибрагимов Р.С., Яковлева И.Б. Карта прогнозной долговременной сейсмической активности//Узб. геол. жур. 1998г., №4, с 42-49
7. Шебалин Н.В., Арефьев С.С. и др. От сейсмичности площадей к структуре сейсмичности// Изв. АН СССР, Физика Земли 1991, № 9, с.20-28.
8. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. – Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2002 – 132 с.
9. Артыков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Сейсмологические характеристики сейсмогенных зон территории Узбекистана. //Геология и минеральные ресурсы, 2010, №2, с.42-48.
10. Артыков Т.У., Абдуллабеков К.Н., Ибрагимов Р.Н., Ибрагимов Р.С. Унифицированный комплекс карт общего сейсмического райониро-

- вания территории Узбекистана//Док.АН РУз 2010 г. №1, с. 53-61.
11. Т.У.Артиков, Р.С.Ибрагимов. «Районирование сейсмической опасности территорий с учетом не стационарности сейсмического процесса» //Геология и минеральные ресурсы, №1, 2008, с.35-41.
 12. Плотникова Л.М., Флёнова М.Г. Особенности подготовки и проявления сильных землетрясений Узбекистана// Экспериментальная сейсмология в Узбекистане, Ташкент, Фан, 1983, с 79-87
 13. Уломов В.И. Динамика земной коры Средной Азии и прогноз землетрясений, Ташкент, Фан, 1974 г., с 215.
 14. Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений//Физика Земли, 1971, №6.
 15. Писаренко В.Ф. Статистическое оценивание максимально возможных землетрясений// Физика Земли N 9, 1991, с. 38-47.
 16. Плотникова Л.М., Зотагина М.А., Нуртаев Б.С. Вероятностная региональная шкала сейсмической интенсивности для ответственных сооружений как основа их безопасности / / Проблемы сейсмологии в Узбекистане ,N5, Ташкент,2008, с.213-217.
 17. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент, Фан, 1989, 295с.
 18. Адылов С.К., Соколов В.Ю., Фремд Б.М., Чернов Ю.К. Сильные землетрясения Узбекистана в 1984-1985 гг. М., ИФЗ, 11 с.
 19. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмическая опасность территории Узбекистана. Ташкент, 2012. 254 с.
Akkar S., Bommer J., 2010. Empirical Equations for the Prediction of PGA, PG V, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East Seismological Research Letters Volume 81, Number 2 March/April 2010, p. 195-206, doi: 10.1785/gssrl.81.2.195