



ОАХК «БАРКИ ТОЧИК»

## ИССЛЕДОВАНИЕ ТЭО ПРОЕКТА СТРОИТЕЛЬСТВА РОГУНСКОЙ ГЭС



### Предварительная оценка сейсмической опасности участка Рогунской ГЭС

Август 2014



# ИССЛЕДОВАНИЕ ТЭО ПРОЕКТА СТРОИТЕЛЬСТВА РОГУНСКОЙ ГЭС

## ФАЗА II: ВАРИАНТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЕКТА

### Том 2: Основные данные

#### Глава 4: Сейсмичность

Август 2014

Отчет № P.002378 RP 33 Ред. Ж.

Ж	19/08/2014	Заключительный – август 2014	BRGM	Луи Буза	Луи Буза
Е	31/03/2014	Заключительный	BRGM	Николя Санс	Николя Санс
Д	20/12/2013	Ответ на 4 <sup>ый</sup> пакет комментариев	BRGM	Тьерри Винтер	Николя Санс
Г	30/09/2013	Ответ на 3 <sup>ий</sup> пакет комментариев	BRGM	Тьерри Винтер	Николя Санс
В	10/09/2013	Ответ на 2 <sup>ой</sup> пакет комментариев	BRGM	Тьерри Винтер	Николя Санс
Б	10/07/2013	Ответ на 1 <sup>ый</sup> пакет комментариев	BRGM	Тьерри Винтер	Николя Санс
0	11/01/2013	Первое издание	BRGM	Тьерри Винтер	Николя Санс
<b>Редакция</b>	<b>Дата</b>	<b>Тема редакции</b>	<b>Подготовлено</b>	<b>Проверено</b>	<b>Одобрено</b>

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>1</b>	<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>ГЛОБАЛЬНОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ</b> .....	<b>6</b>
<b>3</b>	<b>РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ</b> .....	<b>7</b>
<b>4</b>	<b>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОКРЕСТНОСТЕЙ ПЛОТИНЫ</b> .....	<b>9</b>
<b>5</b>	<b>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НА СТВОРЕ ПЛОТИНЫ</b> .....	<b>12</b>
5.1	Глубинные разломы земной коры: Гиссарский и Вахшский разломы.....	16
5.2	Верхние уровни земной коры .....	17
<b>6</b>	<b>СЕЙСМИЧНОСТЬ</b> .....	<b>19</b>
6.1	Региональная сейсмичность .....	19
6.2	Связь основных исторических землетрясений с основными разломами в окрестностях створа плотины .....	22
6.2.1	Значительная сейсмичность, связанная с Гиссарским разломом .....	23
6.2.2	Существенная сейсмичность, связанная с Вахшским разломом.....	27
6.2.3	Существенная сейсмичность, связанная со складчато-надвиговым поясом Таджикистана (в частности Йонахшский и Гулизинданский разломы).....	29
6.2.4	Землетрясение Тавильдара в 1937 .....	30
<b>7</b>	<b>ПРЕДПОЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ДОСО</b> .....	<b>33</b>
<b>8</b>	<b>ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ</b> .....	<b>35</b>
8.1	Введение .....	35
8.2	Оценка максимального допустимого землетрясения (МДЗ).....	35
8.3	Спектр реакции на створе плотины.....	38
8.4	Ко-сейсмические смещения, потенциально влияющие на основание плотины 40	
8.4.1	Для системы Гиссарского разлома: .....	40
8.4.2	Для Вахшской системы надвига:.....	40
8.4.3	Для Йонахшских наклонных плоскостей:.....	40
8.4.4	Для Гулизинданской наклонной плоскости:.....	41

---

8.4.5	Основание плотины между Йонахшским и Гулизинданским наклонными плоскостями.....	41
8.5	Расчетное землетрясение для строительного этапа.....	41
<b>9</b>	<b>СЕЙСМИЧНОСТЬ, СВЯЗАННАЯ С БОЛЬШИМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ.....</b>	<b>42</b>
9.1	Потенциальная индуцированная сейсмичность связанная с плотинной.....	42
9.2	Предыдущие примеры инициированной/вызванной водохранилищем сейсмичности.....	42
<b>10</b>	<b>ПРЕДЛАГАЕМЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ.....</b>	<b>46</b>
<b>11</b>	<b>РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ВОСО.....</b>	<b>46</b>
<b>12</b>	<b>ССЫЛКИ.....</b>	<b>47</b>
12.1	Отчеты.....	47
12.2	Статьи.....	47

## 1 ВВЕДЕНИЕ

Настоящее исследование является независимой Детерминистической оценкой сейсмической опасности (ДОСО) для проекта Рогунской ГЭС, с целью определения предварительных проектных параметров, на основании которых разрабатываются различные варианты плотины.

Следует отметить, что согласно объему услуг, на данном этапе исследования, целью данного отчета не является точно определить сейсмическую опасность участка, а получить базовые параметры, относительно которых безопасность каждого варианта плотины должна быть обеспечена. Расчетные параметры, принятые в данном исследовании, таким образом, используются в качестве вводных параметров при проектировании различных вариантов в отчете Устойчивости каменно-набросной плотины.

В ходе настоящего исследования также даются рекомендации по восстановлению существующей сейсмической сети в зоне реализации проекта и обеспечению надлежащего мониторинга сейсмичности рядом с участком до, во время и после строительства.

Отчет заканчивается рекомендациями по исследованиям, которые будут проводиться на следующем этапе разработки проекта, а именно всеобъемлющей оценке сейсмической опасности, посвященной выбранному варианту плотины. Это исследование должно быть в виде новейшей Вероятностной оценки сейсмической опасности (ВОСО), для которой Техническое задание были заложены Консультантом ИТЭО<sup>1</sup> для дальнейшего использования.

Поэтому настоящий отчет состоит из следующих различных разделов:

- Оценка сейсмотектоники и производные предположения о характеристиках активной деформации при всех масштабах от тектоники плит до устоев плотины участка Рогунской ГЭС;
- Обзор значимой сейсмичности, связанной с разломами, способствующими большинству сейсмической опасности на объекте;
- Определение Максимально допустимого землетрясения (МДЗ) на основе ДОСО;
- Оценка ко-сейсмических смещений вдоль выявленных критических разломов;
- Общий синтез сейсмичности, связанной с крупными водохранилищами и общие рекомендации по сейсмическому мониторингу, и, наконец,
- Некоторые рекомендации по ВОСО, которые должны быть проведены, чтобы определить критерии проектирования.

---

<sup>1</sup> ИТЭО = Исследования Технико-Экономической Оценки

## 2 ГЛОБАЛЬНОЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Рогунский гидроузел находится в рамках столкновения Индо-Азиатских плит и более точно к северу от западного строя Гималайского хребта (Таджикистан) в исключительно сложной тектонической области. Это столкновение приводит к захватывающей тектонике, что приводит к самым высоким горным хребтам планеты, интенсивной сейсмической активности, и разломам, которые могут простираются на более тысяча километров. (например, Молнар и Таппониер, 1975; Буртман и Молнар, 1993; Лакк и др., 1995).

Нынешняя быстрая конвергенция между Индией и Евразии в среднем на 5 см в год стала возможной благодаря широко распределенной деформации глубоко внутри азиатского континента (рис.1). Самый захватывающий эффект столкновения индийского и азиатского континентов, несомненно, является огромной массивностью возвышенность, стоящая над низкой равниной Инд-Ганг. Эта возвышенность включает в себя не только высокий Гималайский хребет, но и, дальше на север, Тибет, зону около 1000 км в ширину на средней высоте около 5000 м. В самом деле, в результате совокупному постколлизийному северному сдвигу, Гималайско-Тибетская система, должна занимать более 2000 км осадки (рис. 1) за счет сочетания: (I) Субдукцией континентальной Индии под Азию, (II) утолщение переднего края Индии надвигообразованием, (III) однородное утолщение Тибета и северных регионов, (IV) последовательные горизонтальные восточные вытеснения Сандаланд (от 50 до 17 миллионов лет до настоящего времени), затем Тибетские (вероятно, от 5 миллионов лет до настоящего времени) континентальные блоки вдоль большие сопряженные сдвиговые разломы в земной коре, и (V) боковое западное вытеснение к Макранской зоне субдукции Афгаснского блока вдоль Чаманской системы разломов (Рис. 1 и 2).

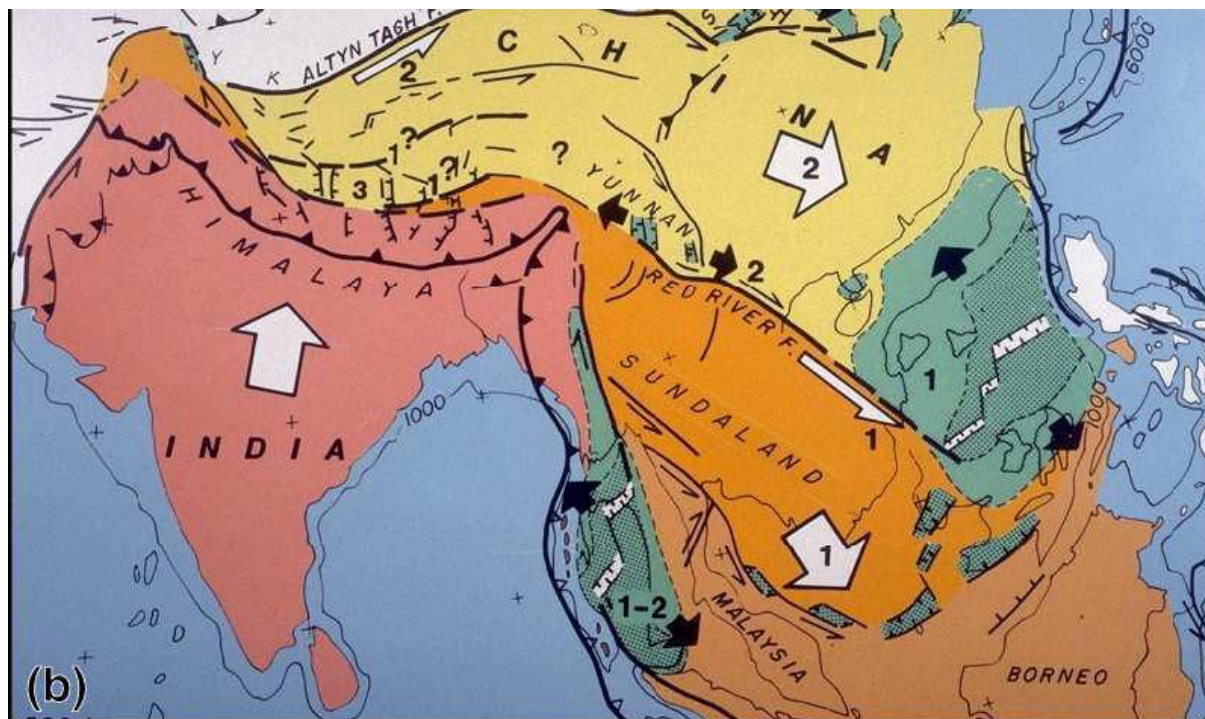


Рисунок 1– Индо-Азиатское столкновение и индуцированная деформация в Евразии (от Таппониер и др., 1982). Белый квадрат показывает створ Рогунской ГЭС.



### 3 РЕГИОНАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ

Створ Рогунской плотины и водохранилища находятся в верхней долине реки Вахш и ее притоков рек Обихингоу и Сурхоб. Он расположен в Таджикской депрессии, точнее в пределах Вахшского хребта (рис.2 и 3), который является частью активной зоны деформации в результате кайнозойского столкновения Индийской и Евразийской плит (рис. 2). Сокращения земной коры между Памиром и Тянь-Шань является важным следствием этой Индо-Евразийской конвергенции (Буртман и Молнар, 1993).

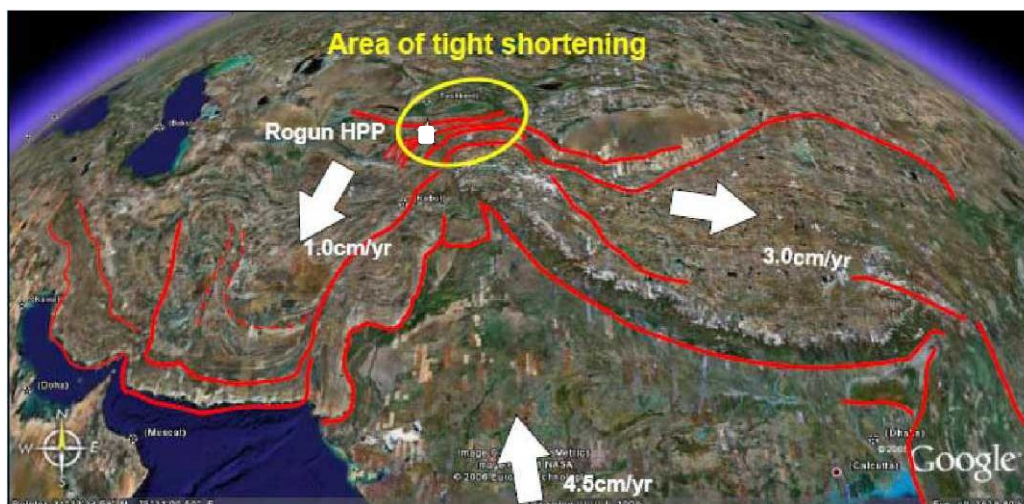


Рисунок 2 - Индо-Азиатское столкновение и индуцированная деформация в Евразии. Обратите внимание, что Рогунская ГЭС расположена в западном строении Гималаев, которая характеризуется интенсивным сокращением. Белый квадрат показывает створ Рогунской ГЭС.

Этот регион доминирует взаимодействием трех крупных тектонических единиц, а именно горной цепью Тянь-Шань на севере и северо-западе, Таджикская депрессия в центре и горными хребтами Памира на юго-востоке (рис. 3). Эта область, таким образом, состоит из сложной мозаики геологических структур (Кравченко, 1979; Зоненшайн и др., 1990), которая включает в себя Прекембрийский массив (юго-западного Памира), возобновленную палеозойскую складчатую область (Тянь-Шань), глубоко погруженный мезозойско-кайнозойский осадочный бассейн (Таджикская депрессия), и комплекс островной дуги/активную континентальную границу палеозойского до раннего кайнозойского периода (центральный и северный Памир).

Эти горные блоки ограничены сложными системами активных разломов, в том числе Северного Памира и Дарваз-Каракульского разломов (ограничивающий Памирские на север и запад), Гиссарская система разлома (ограничивающая Тянь-Шаня на юге), а также Талас-Ферганский разлом (разделяющий западный и восточный Тянь-Шань).

Последняя северная конвергенция между хребтами Памира и Тянь-Шань документирована палеомагнитными наблюдениями (Баженов и Буртман, 1982), сжимающими координационными механизмами (Молнар и др., 1973; Широкова, 1974, 1979, Ни., 1978; Нельсон и др., 1987; Лакк и др., 1980; Лакк и Юнга, 1988), а также геодезическими наблюдениями вблизи Гарма (Певнев и др., 1975; Лакк и др., 1980; Гусева и др., 1983). Конвергенция между Памиром и Тянь-Шаня также привело к складчато-надвиговой деформации сжатия Таджикской депрессии, стиль которой меняется от открытых складок и в западной Таджикской депрессии до сжатых складок и северо-граничащие надвиги, достигающие Вахского хребта и хребта Петра Первого (Лейт и Альварес, 1985; Лакк и Шевченко, 1986).

Таджикская депрессия состоит из мезозойско-третичного континентального и морского осадочного чехла, перекрывающего Палеозойский фундамент. Система складчатого надвига, похоже, началась с раннего и до середины миоцена, так как пласты этого возраста срезают некоторые из ранних складок и надвигов (Махамов и др., 1985). Складчато-надвиговый пояс похоже контролируется отслоением выше соли юрского периода. Антиклинали и синклинали, как правило, более широкие и разделены на юге и западе и меняют северную и восточную части в более сжатые разломленные антиклинали и синклинали. Они ограничены, и переходят в преимущественные надвиги восточного-погружения, которые внедряются в поверхность отслоения в Верхнеюрский период отложений солей (Беккер, 1996). По сбалансированным поперечным сечениям, предложенным Буртманном (2000), данное отслоение (Юрской соли) лежит на глубине около 10 км ниже таджикской депрессии. Западные смещения до 20 км могут быть продемонстрированы в некоторых складчато-надвиговых участках. Дугообразные складки ограничены основными обнаженными сдвиговыми разломами вдоль их северного контакта с Тянь-Шань, а также скрытыми южными сдвиговыми разломами. Геоморфологические наблюдения в этой области свидетельствуют о значительной четвертичной активности вдоль этих разломов (Скобелев и Флоренский, 1974; Трифионов, 1978; Леонов и Никонов, 1988).

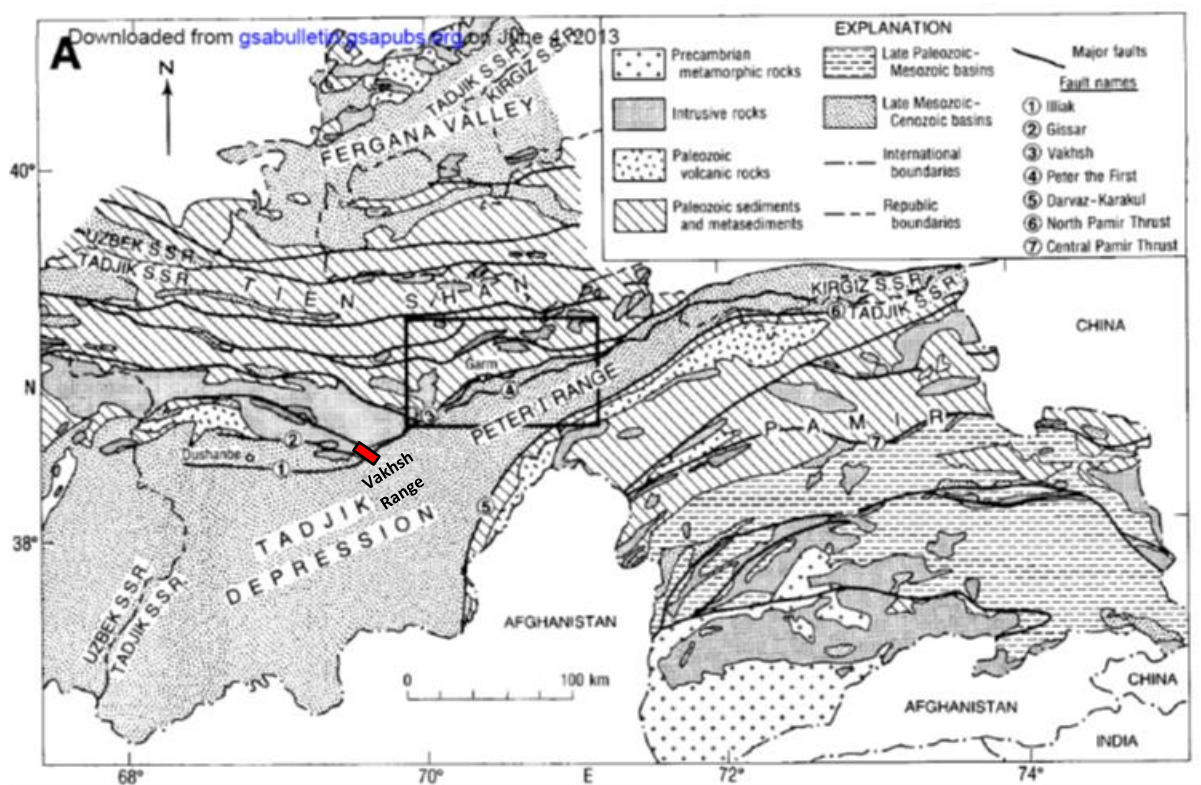


Рисунок 3. Региональная геология района Гарм (от Гамбургер и др., 1992). Упрощенная геология, адаптированная Лозиевым (1968) и Захаровым и др. (1968). Отложения Таджикской депрессии интенсивно деформированы конвергенцией между блоками Тянь-Шань и Памира. Хребет Петра I, расположенный непосредственно к югу от Гарма, состоит из складчатых и нарушенных мезозойско/кайнозойских отложений бассейна. Прямоугольник показывает створ Рогунской плотины.



## 4 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОКРЕСТНОСТЕЙ ПЛОТИНЫ

Как упоминалось выше, Рогунский гидроузел расположен в долине Вахш, где Палеозойские отложения горных хребтов Тянь Шань сходятся с Вахшским хребтом, сформированных из плотно сложенных мезо-кайнозойских отложений Таджикской депрессии.

В общем, меловые породы, выступающие в северной окраине Вахшского хребта значительно сокращены, с деформацией, характеризующейся километрами, изоклинальными, вертикально опрокинутыми складками и основными надвигами, которые дублируют части мелового разреза. Эти надвиговые разломы возникают на северной окраине Вахшского хребта и подчеркивают активную границу с Тянь-Шань на севере. Эвапоритовые породы вероятно юрского возраста, открытые вдоль крупных надвиговых разломов Вахшского хребта, намекают, что эти эвапориты могут обеспечить региональное отслаивание поверхности под хребтом. Воздействия вдоль южной части Вахшского хребта преобладают неогеновыми слоями, которые свернуты, но обычно новые на юге, образуя сложную синклиналь между структурными высотами Вахшского и Дарвазского хребтов (Рис. 3). Неогеновые породы согласованно перекрывают юрский до палеогеновый слой, предполагая, что большая часть деформации слоев Вахшского хребта, датируется более поздним числом миоцен-плиоценовые отложения.

Поскольку доступные геологические карты масштаба 1:200 000 (J-42-XI (1965) и J2-42-XI (1964)) и связанные с ними поперечные разрезы не позволяют получить как геометрию разломов, так и механизмы деформаций достаточной четкости в непосредственной близости от створа плотины, и поскольку северная граница Таджикской депрессии вполне цилиндрическая с Вахшского хребта до хребта Петра Первого, мы использовали работы Гамбургер и другие (1992) на северной границе хребта Петра Первого, чтобы понять региональное геологическое строение и более конкретно вовлеченные механизмы активной деформации.

На основе полевых исследований вдоль реки Оби-Хингоу (Рис. 4а), Гамбургер и др. (1992) предложили две контрастные структурные модели северо-западной границы хребта Петра Первого в 30 километрах выше по течению от створа плотины Рогун (рис. 4б). Эти интерпретации соответствуют геологическим наблюдениям поверхности, но они основаны на разных предположениях о конфигурации основания. Благодаря как относительной цилиндрической геометрии складок так и простиранию взбросов, можно предположить, что геологическая структура, предложенная Гамбургером и др. (1992) может быть применен к створу Рогунской плотины, расположенной в 30 км вниз по течению от места слияния с рекой Оби-Хиноу.

Верхняя часть (модель А) соответствует интерпретации Таджикской депрессии как предыдущей пассивной континентальной границе (Лейт, 1982; 1985) или утоненный дуговой бассейн (Таппониер и др., 1981). Эта модель основана на предположении, что большая часть отложений в хребте Петра Первого наклонилась к нормально-нарушенной юрско-палеогеновой континентальной границе, расположенной на окраине Тянь-Шаня. В этой модели, линия складки этой расщепленной континентальной границы совпадает с фронтальным надвигом хребта Петра Первого и объясняет внезапное изменение толщины меловых отложений через реку Сурхоб. Следует отметить, что в модель А, Вахшский разлом может быть интерпретирован как уже существующий нормальный разлом земной коры вновь активированный в качестве надвига и влияющее на отслоение хребта Петра Первого.

Альтернативная реконструкция (модель Б) соответствует модели Таджикской депрессии как относительно мелкий бассейн, который опирается в первую очередь на нерастянутую континентальную кору. В этом случае, заметные изменения в стратиграфии на северной окраине хребта Петра Первого не будет отражать конседиментационного утолщения в структурной линии складки, но структурное сопоставление тонкой предельной фации бассейна и толстой внутренней фации бассейна большими надвигами вдоль фронтального надвига хребта Петра Первого. Следует отметить, что в модели Б, надвиг Вахша является

типичной геометрией наклонной плоскости с отслоением, локализованным в эвапоритах хребта Петра Первого, которые срезали бы сечение на юге, чтобы объяснить увеличенный стратиграфический разрез в большой висячей стене антиклинали (Павлиш и Гамбургер, 1990).

Даже если Гамбургер и др. (1992) одобряет модель Б, они признают, что имеющиеся данные не могут доказать прямо или противоречить любой из моделей. Возникновение сейсмичности глубже, чем отслоение, поддерживает присутствие разломов земной коры под отслоением (модель А). Предполагается, что эта модель будет представителем механизмов активной деформации на Рогунском участке и она принята для настоящего диагноза.

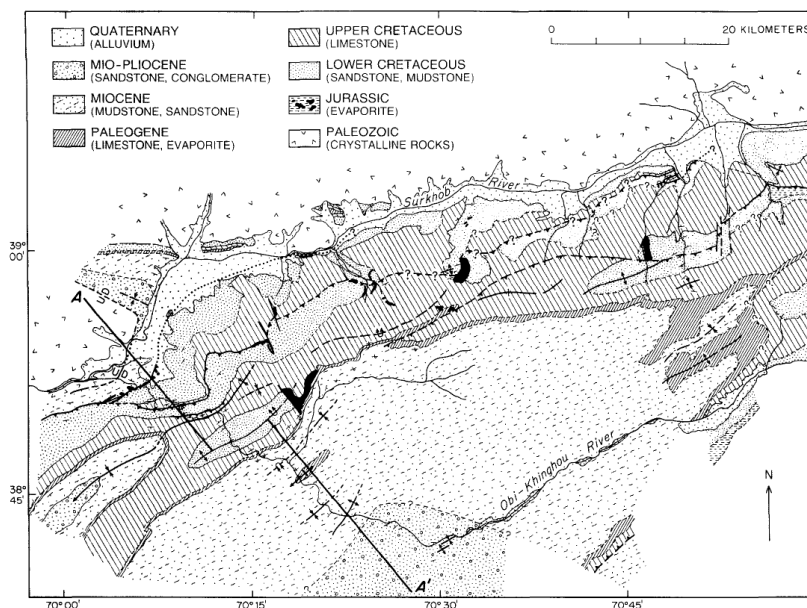


Рисунок 4а – Разведочная геологическая карта района Гарм (от Гамбургер и др., 1992). Контакты и структуры показаны твердыми обозначениями, где они хорошо, ограничены полевыми наблюдениями или интерпретационными изображениями, пунктирными показаны, где они являются приблизительными, вопросительными знаками, где неопределённые, и точками, где прогнозные. Толстая штрихпунктирная линия указывает дренажи в реках Сурхоб и Оби-Хингоу. Черные области указывают экспозиций юрских эвапоритов, в первую очередь гипс. Толстая сплошная линия помеченная А-А' указывает положение геологического разреза показанное на рис. 4б. Раздел отступает вдоль антиклинальной оси. Обратите внимание, что из-за искажения спутниковой съемки базовых карт, географические координаты являются приблизительными.

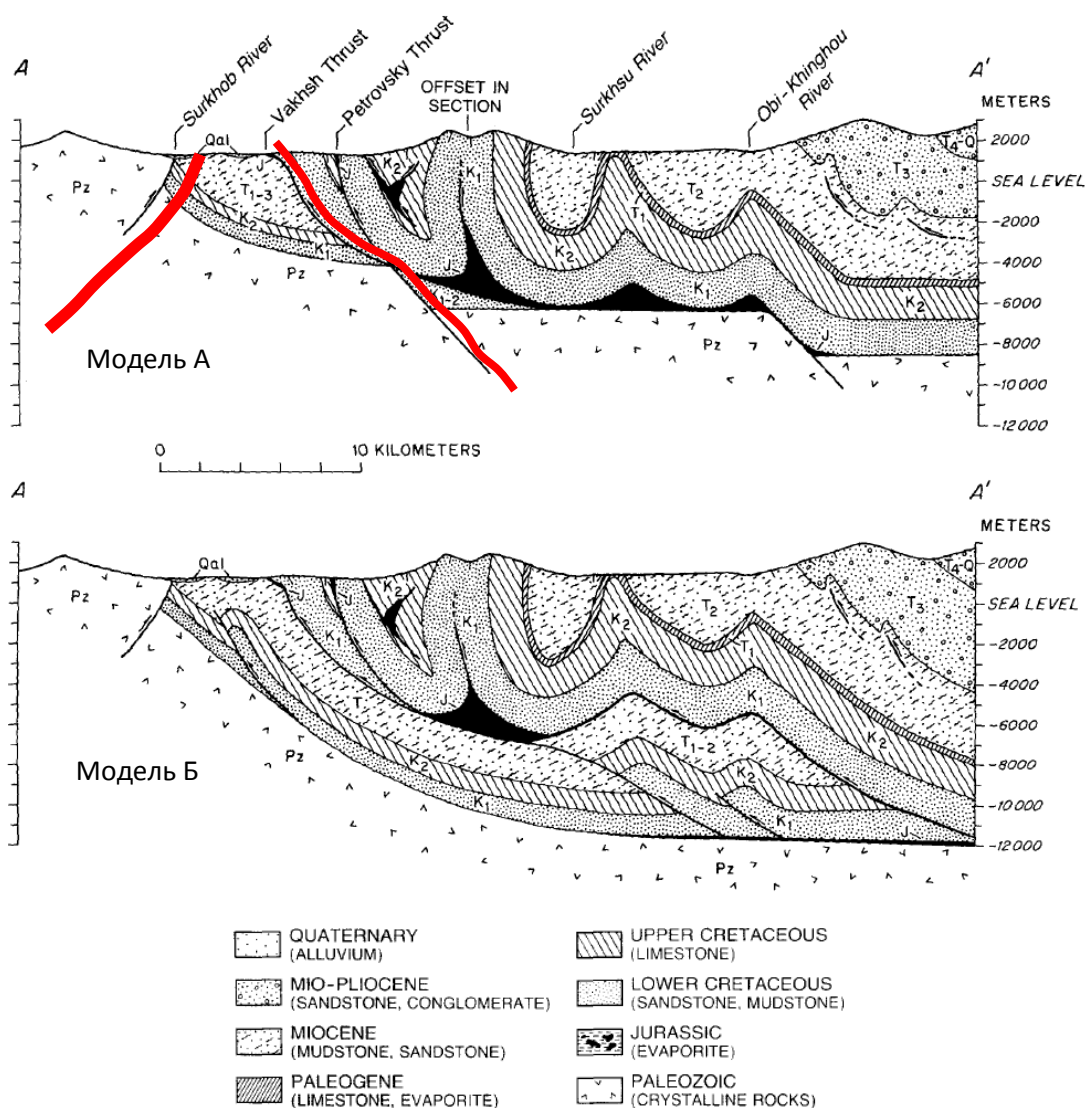


Рисунок 46: Альтернативные интерпретации подземных геологических структур в хребте Петра Первого (Гамбургер и др., 1992.). Оба разреза сбалансированы, и не показывают никаких вертикальных преувеличений. Модель А согласно Лейт (1985), предполагает, что быстрое утолщение мезозойских слоев на северной окраине хребта Петра Первого связано с линией складки нормальной разрушенной предыдущей пассивной континентальной окраиной. Гиссарский и Вахшский разломы показаны в красном. Модель Б предполагает, что очевидное утолщение мезозойских слоев обусловлено структурным телескопированием бассейна, приводящим фашии среднего бассейна в сопоставление с фашией границы бассейна. Эта модель подразумевает значительно более кайнозойское сокращение в диапазоне, чем требуется Моделью А. Месторасположение участка показано на рисунке 4а.

## 5 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА НА СТВОРЕ ПЛОТИНЫ

Южные склоны Тянь-Шаня формируют большую часть правого берега реки Вахш и будущего водохранилища, примерно начиная вверх по течению притока Оби-Джушон вблизи города Рогун. В рамках проекта, склоны холмов поднимаются до 2500-3000 м, с переменными углами наклона. Высоко эрозийные и глубоко надрезанные несколькими правосторонними большими притоками реки Вахш, этот фланг показывает модель довольно неправильного склона (рис.5).



Рисунок 5: Вид вверх по течению от правого берега створа плотины. Месторасположение показано на рисунке 10.

Основные структурные элементы также отмечены на рис. 5, 6, 7 и 8. Они будут описаны в следующих пунктах.

В зоне реализации проекта, левый берег реки Вахш, называемый в районе створа плотины, Вахшский хребет, показывает довольно правильные склоны в порядке от 1,5:1 до 1:1, поднимающиеся до 3200 м (рис. 6). Однородные склоны, вероятно, связаны с продолжающейся активностью регионального надвигового разлома Вахш, который несет на своей висячей стене Вахшский хребет.

Как показано на рисунке 6б, эвапоритовые горные массивы образуют своеобразные морфологические особенности у подошвы Вахшского хребта. Выровненные в зоне разлома, они отделены от основного склона вследствие высокой скорости экструзии и дифференциальной эрозии. Обнаженная часть главным образом включает в себя гипс. Наличие соли на более глубоких уровнях вдоль разлома или ниже аллювиального и коллювиального покрова не может быть отброшено. Более пристальный взгляд показывает многочисленные воронки, полученные в результате растворения (рис. 7а и б).



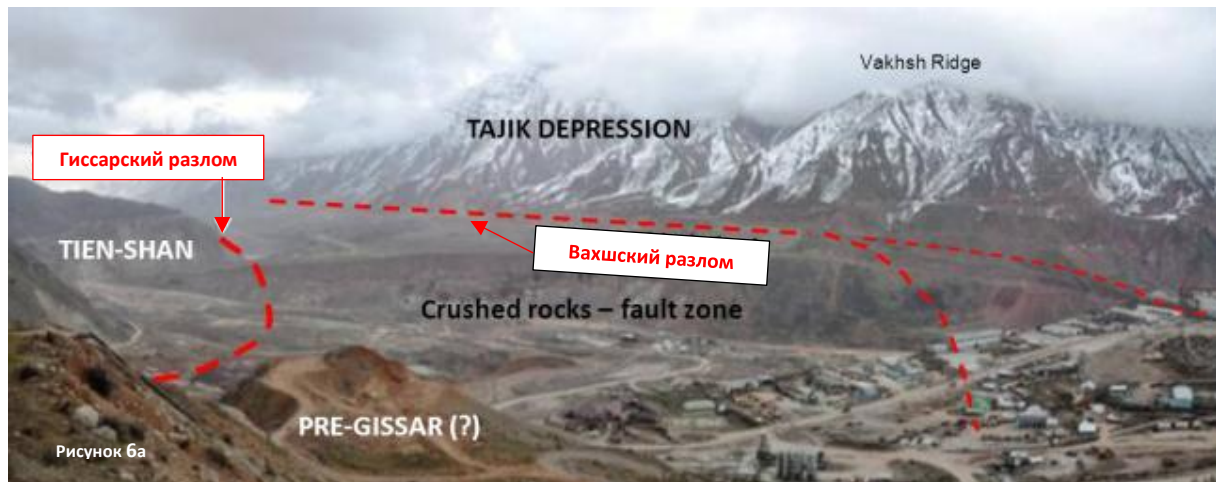


Рисунок 6а и б: Левый берег реки Вахш, около створа плотины, вниз по течению (а) и верх по течению (б). Месторасположение показано на рисунке 10.







Рисунок 7а и б: Деталь тектонических линз гипса и воронки у подошвы Вахшского хребта. Месторасположение показано на рисунке 10.

Наличие толстых эвапоритовых слоев является важным элементом в региональной тектонике, а также, в частности, на участке ГЭС. Наиболее заметным из них является соляной пласт верхнеюрской Гаурдакской свиты, связанный с толщиной около 400 м. В региональном масштабе, он представляет собой базовый уровень отслоения для внутренней деформации в Таджикской депрессии. На створе плотины, он находится в виде тонкого клина вдоль Йонахшского разлома (рис. 9 и 10) и является объектом детальных исследований.

Как упоминалось выше, створ плотины находится на северной границе структурной зоны Таджикской депрессии (рис. 3). Чуть выше по течению от створа плотины, Таджикская депрессия и Тянь-Шань разделены узким тектоническим элементом, известным как Пред-Гиссарский "прогиб". Это брошенный блок, состоящий из Палеозойских отложений неогеновых моласс. Тем не менее, в пределах створа плотины, расстояние между депрессией Таджикистана и блока Тянь-Шань снижается примерно до 1 км. На этом месте на поверхности, зоны влияния с милонитами и дробленой породы Гиссарского и Вахшского разломов могут практически соприкоснуться друг с другом, что приводит к формированию широкой зоны разломов. Рис.5 и 6 показывают узкое пространство между двумя структурными зонами. Рисунок 8 показывает очень широкую зону дробленой и выветренной породы в интервале между Вахшским разломом, чуть выше по течению от каньона. Именно в этой же зоне, где Вахшский разлом предполагается сформирует крутой поворот на север, затем на запад, а затем пересечет реку Вахш.

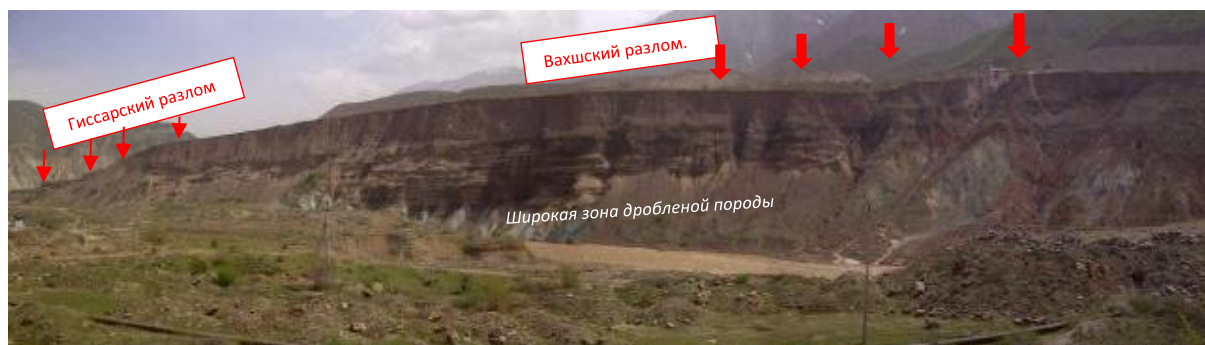


Рисунок 8: Широкая зона дробленой породы между двумя большими разломами: Гиссарским (левый) и Вахшским (правый).

Рисунки 9 и 10 показывают основные разломы в зоне реализации проекта.

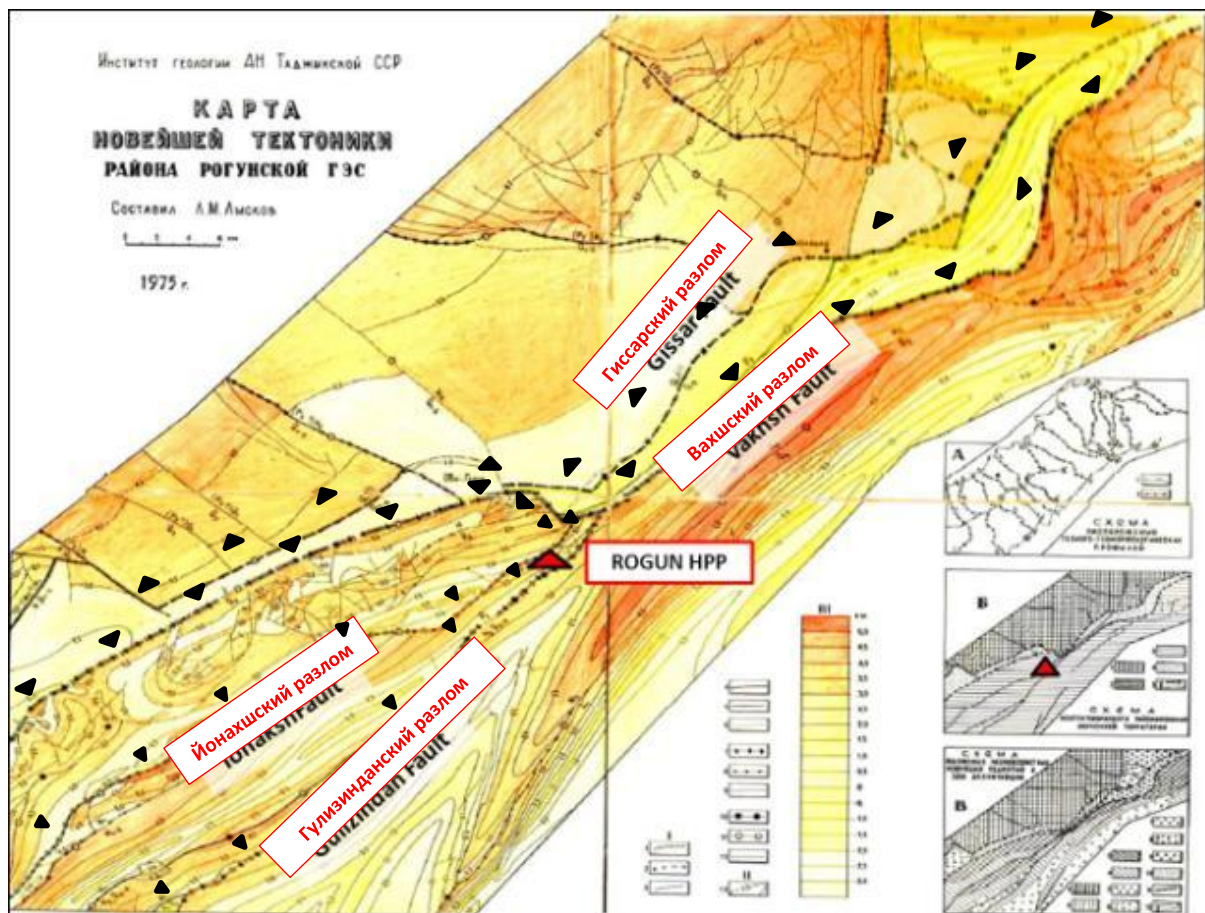


Рисунок 9: Карта Неогенных тектонических перемещений в зоне Рогунской ГЭС, 1975 (отчет – Банковское ТЭО достройки плотины 1-ой очереди. Том.3С - Геология, Геотехника и Сейсмические характеристики. Ли, 2006). Красный треугольник показывает створ плотины.



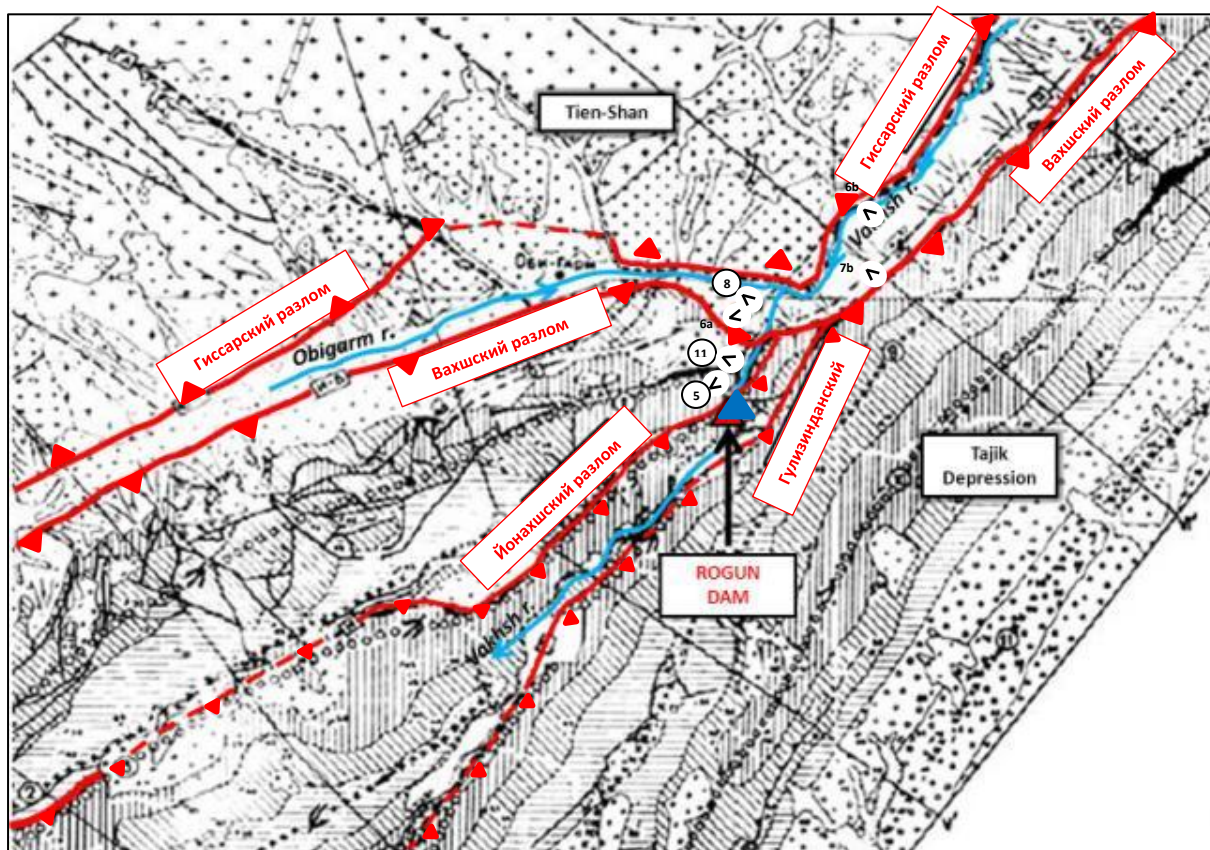


Рисунок 10: Основные разломы рядом с зоной реализации проекта. Задний план: выдержка из структурной геологической карты Рогунской ГЭС, 1975 г. Круги с цифрами показывают рисунки 5, 6, 7, 8 и 11.

Критическая точка может быть выделена из этих двух представленных структурных карт. В самом деле, Вахшский разлом резко срезает ЮВ-погружение Йонахшский и Гулизинданский надвиги, которые лежат, соответственно, выше и ниже по течению от створа плотины. Эта геометрическая структура предполагает более глубокий характер Вахшского разлома и, вероятно, активность моложе и/или быстрее и поддерживают модели А, предложенной Гамбургером и др. (1992) (рис. 4).

## 5.1 Глубинные разломы земной коры: Гиссарский и Вахшский разломы

В зоне реализации проекта, нынешние тектонические напряжения, связанные с глобальной геодинамикой в основном размещены интенсивным вдавливанием вдоль основных систем Гиссарского и Вахшского разломов. Оба эти поверхностно-масштабные разломы могут наблюдаться на протяженности десятки километров. Гиссарский разлом впадает на север-северо-запад, Вахшский разлом на юг-юго-восток, так что они расходятся на глубине. Как рассматривалось выше, разломы трудно отличить в зоне сгиба реки у створа плотины. Рисунки 9 и 10 показывают резкие изменения простираения этих крупных разломов и узкого провала между ними.

## 5.2 Верхние уровни земной коры

Нижеследующее резюмирует разломы в зоне проекта.

- ✓ Региональные надвиговые разломы в Таджикской депрессии: Йонахшский и Гулизинданский

Как следствие интенсивного сокращения, мезозойский осадочный ряд, расположенный на висячей стене Вахшского разлома, был поднят и в настоящее время выведен на поверхность. Значительное вдавливание осадочного чехла в ответ на сжимающие напряжения в основном обеспечено серией крутых складок и надвигов с СЗ вергентностью. Основной уровень базового отслоения, где корнем надвигов является толстый пласт соли юрского периода, который на глубине нескольких километров определяется как Гаурдакская свита. С учетом длины волны соответствующих складок и толщины осадочного ряда над соляным пластом Гаурдак, эти надвиговые разломы должны укореняться не глубже 5 до 8 км.

Гидроузел Рогунской ГЭС лежит между двумя этими региональными надвигами: Йонахшский разлом, в верхнем бьефе, и разлом Гулизиндан, в нижнем бьефе (Рис. 9 и 10). Они падают в сторону юго-востока и их длина составляет несколько десятков км. На северо-востоке, в нескольких километрах вверх по течению от створа плотины, они срезаются Вахшским разломом. Ширина зон разломов с дробленной породы достигает в основном от 10 до 20 м.

Согласно техническому отчету Гидропроект (1978), основанному на мониторинге последней деформации, коэффициенты скольжения вдоль этих разломов составляют 0.5-1.8 мм/год для Йонахшского и 1.0 мм/год для Гулизинданского разлома.

Принимая во внимание приведенные выше документированные разрывы между Вахшским разломом и системой верхнего сгиба и надвига, коренящихся в солевом пласте Гаурдак, умеренная сейсмогенная возможность, однако, должна быть отнесена к Йонахшскому и Гулизинданскому разлому (см. ниже).

- ✓ Местные разломы: Разлом №35 и 70

Многочисленные мелкие разломы участвуют в общей релаксации напряжения. Среди них, Разломы №35 и 70 принимают непосредственное участие в основании плотины (Рис. 11). Впадая в СЗ, они, кажется, разветвляются Йонахшский разлом, что впадает на Юго-Восток в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен метров от поверхности. Разлом №35 был определен на поверхности между Йонахшским и Гулизинданским разломами. Он образует впечатляющую зону дробления на левом берегу на створе плотины. Тем не менее, его морфологический след является более разрывным на правом берегу, и он даже становится невидимым сразу в нижнем бьефе от створа плотины. Такое резкое ослабление подтверждает его второстепенную роль и его низкий коэффициент перемещения.



*Рис. 11 – Разломы №35 и 70 на верхнем левом устое плотины. Расположение показано на рис. 10.*

✓ Отслоения второго порядка

Над соляным пластом Гаурдак, другие толстые слои гипса Верхнего мела и Третичного возраста образуют уровни отслоения для впечатляющей пузырькообразной складчатости, вероятно, таким образом, способствуя общему отпуску тектонических напряжений.



## 6 СЕЙСМИЧНОСТЬ

### 6.1 Региональная сейсмичность

Гидроузел Рогунской ГЭС расположен на северо-западной окраине пологого надвига Вахш, что отмечает край деформация, связанной с континентальным столкновением (Павлиш и др., 1997; Скобелев, 1977; Буртман и Молнар, 1993; Рис 1). Река Сурхоб следует за зоной надвига и речная эрозия Сурхоб может быть важным компонентом механизма надвигообразования (Лакк и др., 1995; Павлиш и др., 1997).

Памир и Тянь-Шань, отмечены значительной сейсмичностью (рис.12) (Губин, 1960; Лейт и Симпсон, 1986; Буртман и Молнар, 1993; Гамбургер и др., 1992; Раутиан, Лейт, 2002). Землетрясения земной коры сосредоточены вблизи краев горных поясов Памира и Тянь-Шань (Лейт и Симпсон, 1986). К востоку от долготы около  $70^{\circ}20'$  В, граничной зоны Тянь-Шань (зона Гиссарского разлома) и граничная зона Памир (Дарвазская зона разлома) сливаются в один высокоактивный пояс сейсмичности, что включает зоны разрыва нескольких крупных исторических землетрясений (Кристи и Симпсон, 1980). В промежутках между горно-ограничивающих систем разломов, плотная концентрация умеренной до малой величины активности наблюдается в пределах толстого осадочного заполнения складчато-надвигового пояса Таджикской депрессии.

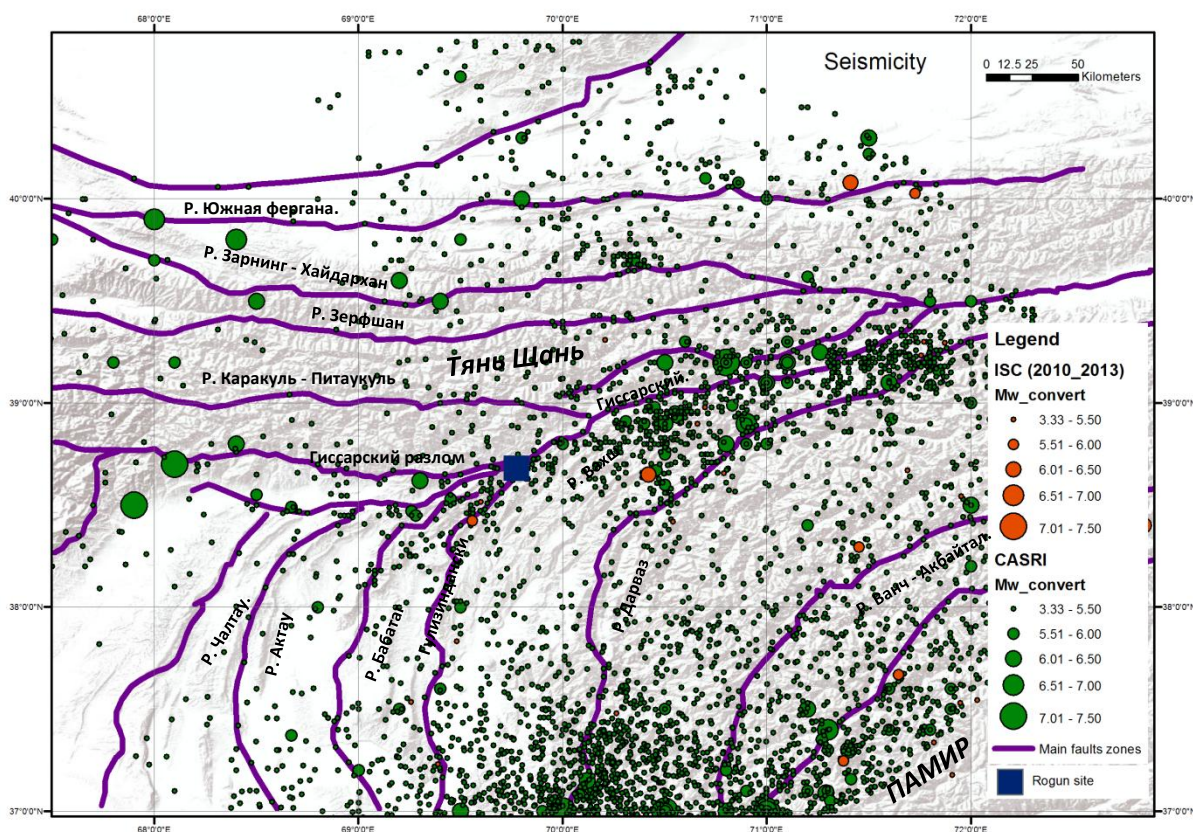


Рисунок 12: Эпицентры землетрясения за период с 1895 – 2013 гг в зоне 230 км вокруг створа плотины. Магнитуды каталогов CASRI (1895 – 2009) и каталог ISC (2010 – 2013) были конвертированы в гомогенную моментную магнитуду  $M_w$  (см. §Error! Reference source not found.).

Центрально-Азиатская зона также необычна в замечательной концентрации землетрясений промежуточной глубины, расположена под хребтами Памира и Хиндукуша. Эта интенсивная промежуточная глубина сейсмичности происходит от 70 до 250 км глубиной в этой внутриконтинентальной обстановке. В режиме карты, эта сейсмичность образует узкий S-образный пояс, длиной примерно 450 км от Хиндукуш на северо-востоке Афганистана до восточного Памира (рис. 13). Гипоцентры этой мантии землетрясений образуют два отдельных зон Вадати – Бениоф, одна под Памиром и одна под Хиндукушом (рис. 14) (Буртман и Молнар, 1993; Фэн и др., 1994;.. Негредо и др., 2007; Пеглер и Дас, 1998 ).

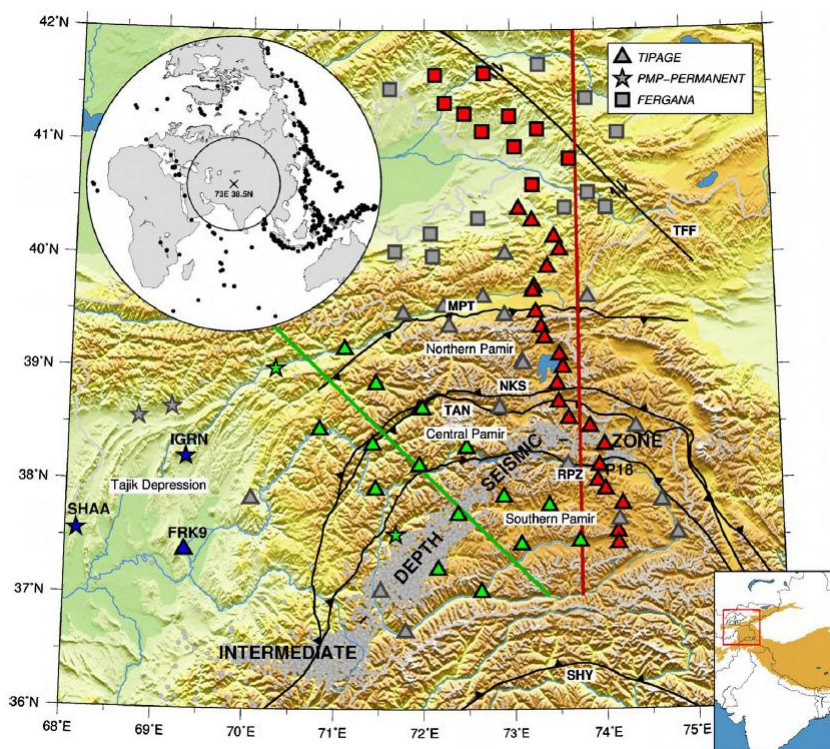


Рисунок 13: Карта Памира (в сером) с узкой S-образной полосе сейсмичности промежуточной глубины (Шнейдер и др. 2013). Основные тектонические особенности, такие как швы и разломов, отмеченных на карте являются (с севера на юг): Таласско-Ферганский разлом (ТФР), Основной Памирский Надвиг (ОПН), Северный Памир / Куньлунский шов (НКШ), Танимасский шов (ТАШ), Зона Рушан-Пшарт (ЗРП), и шов Шьяк (ШШЯ). Символы показывают сейсмические станции, использованные в исследовании Шнейдера и др. (2013 г.): Красные и зеленые треугольники подчеркивают станции, используемых для создания С-Ю и СЗ-ЮВ углов падения участков, соответственно.



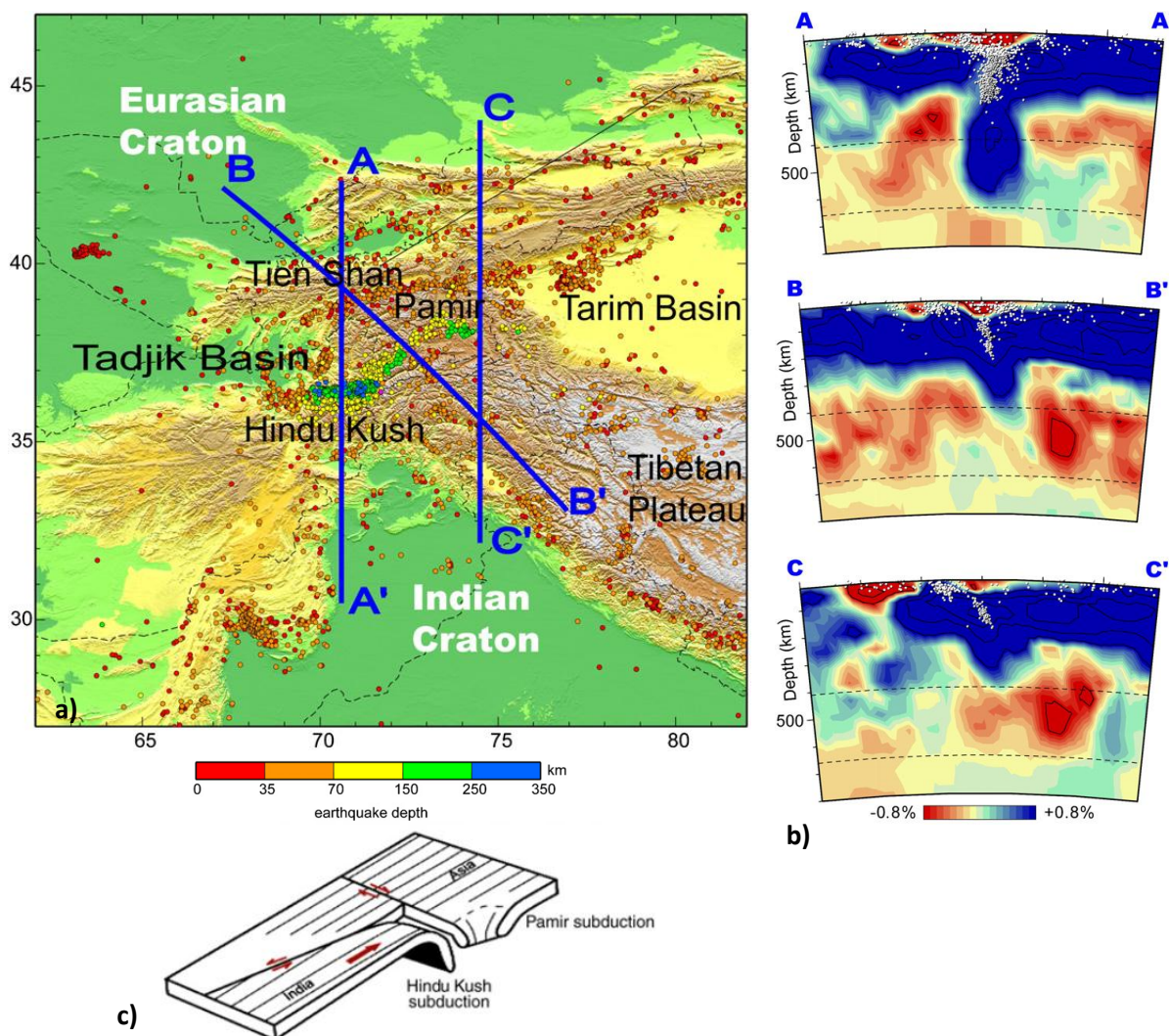


Рисунок 14 - а) Землетрясения, произошедшие в период времени с 1964-2002 гг (каталог ISC) и вертикальные сечения регионов Гиндукуша и Памира. Только землетрясения с формальными неопределенностями в эпицентре меньше 15 км показаны.

б) Вертикальные сечения глобальной продольной волны томографической модели Вилласеньор и др. (2003) области Гиндукуша и Памира. Смотрите рис 14а для месторасположения. Интервал контура составляет 1%.

в) На вставке внизу показана трехмерная (3-D) мультисубдукционная геометрия в регионе (от Негредо и др., 2007г).

Существует давняя дискуссия о том, исходит ли геометрия сейсмической зоны из одного первоначального погружения на север интерфейса субдукции, который был искажен и перевернут в рамках Восточного Памира (Биллингтон и др., 1977; Пеглер и Дас, 1998; Павлиш и Дас, 2000), или она является результатом двух субдукционных зон, одна с погружением на север, под Гиндукуш, а другая, с погружением на юг, под Памир (Буртман и Молнар, 1993; Шателен и др., 1980; Фэн и др., 1994; Негредо и др., 2007).

## 6.2 Связь основных исторических землетрясений с основными разломами в окрестностях створа плотины

Анализ прошлых землетрясений (рис.14) был основан на:

- Обширный отчет Бабаева и др.. (2005), под названием "Сейсмические условия на территории Республики Таджикистан»;
- Гидроспектпроект, Технический отчет № 2360-ВТК2-001 (2005 г.); и
- Каталог землетрясения CASRI (1895-2005), представленный Институтом сейсмостойкого строительства и сейсмологии Душанбе, включая объединенную шкалу магнитуд Mw.
- каталог ISC (Международный сейсмологический центр) на период с 2010-2013 гг (июль). За период с 1 января 2010 по 1 марта 2011 года этот каталог был рассмотрен международным сейсмологическим центром. Для оставшегося периода каталог не было проверено аналитиками международного сейсмологического центра и включает в себя места и величины из глобальных сетей, таких как NEIC (Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США).

Было проверено, что параметры землетрясений каталога CASRI согласуются с параметрами, указанными в рассматриваемой каталог ISC для периода с 1964-2010 гг. **Каталог CASRI была затем использована в качестве базы** для того, чтобы оценить параметры базового землетрясения (см. Приложение 1).

Для гомогенизации каталога, все магнитуды, указанные в каталоге 2010-2013 гг были преобразованы в моментные магнитуды (Mw). Например, магнитуды mb Международного сейсмологического центра были преобразованы в Mw с использованием соотношения Скордиллис (Scordilis 2006).

Наконец, землетрясения с Mw > 5,5 в этом однородном каталоге представлены на рисунке 15 в отношении основных разломов, на расстоянии до 230 км от створа плотины Рогунской ГЭС.

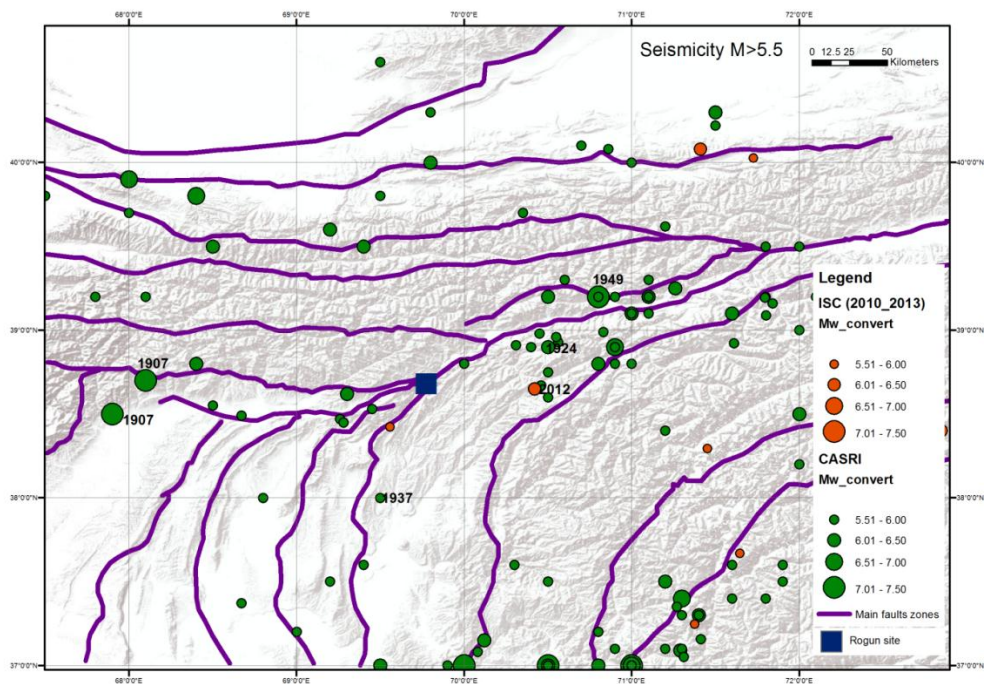


Рисунок 15 – Карта Таджикистана, показывающая эпицентры землетрясений с Mw>5.5 за период с 1895-2013 гг. Магнитуды каталогов CASRI (1895-2009) и ISC (2010-2013) были конвертированы на однородные магнитуды Mw.

### 6.2.1 Значительная сейсмичность, связанная с Гиссарским разломом

Система Гиссарского разлома является наиболее активной в Таджикистане. О нескольких землетрясениях земной коры с магнитудой более 5,5, сообщается, вдоль той структуры. Они перечислены ниже в порядке убывания магнитуды (Табл. 1) (Каталог CASRI).

Среди них два крупных землетрясения произошли вдоль западного (землетрясение в Каратаге в 1907 году) и восточного (землетрясения Хаит в 1949) сегментов разлома. Следует отметить, что глубины до 10 км присвоены этим землетрясениям.

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1907	10	21	38.5	67.9	35	7.4
1949	7	10	39.2	70.8	16	7.4
1907	10	21	38.7	68.1	24	7.3
1941	4	20	39.2	70.5	8	6.4
1984	10	26	39.25	71.26	15	6.3
1907	10	27	38.8	68.4	24	6.2
1935	7	5	38.3	67.4	18	6.2
1949	7	10	39.2	71.1	19	6.2
1949	7	10	39.1	71	14	6.2
1941	5	6	39.3	70.6	10	5.8
1949	7	8	39.2	70.8	18	5.8
1941	4	26	39.3	70.6	10	5.7
1942	2	28	39.2	70.9	10	5.7
1949	7	10	39.2	71.1	10	5.7
1949	8	23	39.2	71.1	25	5.6
1934	9	23	39.3	71.1	10	5.6

Таблица 1. Значительные землетрясения связанные с Гиссарским разломом (с каталогов CASRI (1895-2009 гг) и ISC (2010 – 2013 гг)).

#### 6.2.1.1 Землетрясения в Каратаге в 1907 г

По оценке Губина (1960) макросейсмическая интенсивность в этой последовательности землетрясений достигла IX до X по шкале МСК-64. Эта последовательность состояла из следующих двух основных землетрясений (Таблица 2) (каталог CASRI).

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	MW
1907	10	21	38.5	67.9	35	7.4
1907	10	21	38.7	68.1	24	7.3

Таблица 2: Основные толчки последовательных землетрясений в Каратаге 1907 г (с каталога CASRI 1895 – 2009 гг).

Согласно Бабаеву и др. (2005), южная граница Гиссарского хребта была воздействована сильными толчками (см. рис. 16). Эпицентральная зона имела площадь около 400 км<sup>2</sup> и была расположена в 40 км к северо-востоку от Душанбе. 150 деревень, в том числе густо-населенный район Каратаг, были уничтожены. Более 1500 человек были убиты. Землетрясение сопровождалось оползнями и обвалами, что усугубило разрушительные последствия землетрясения.



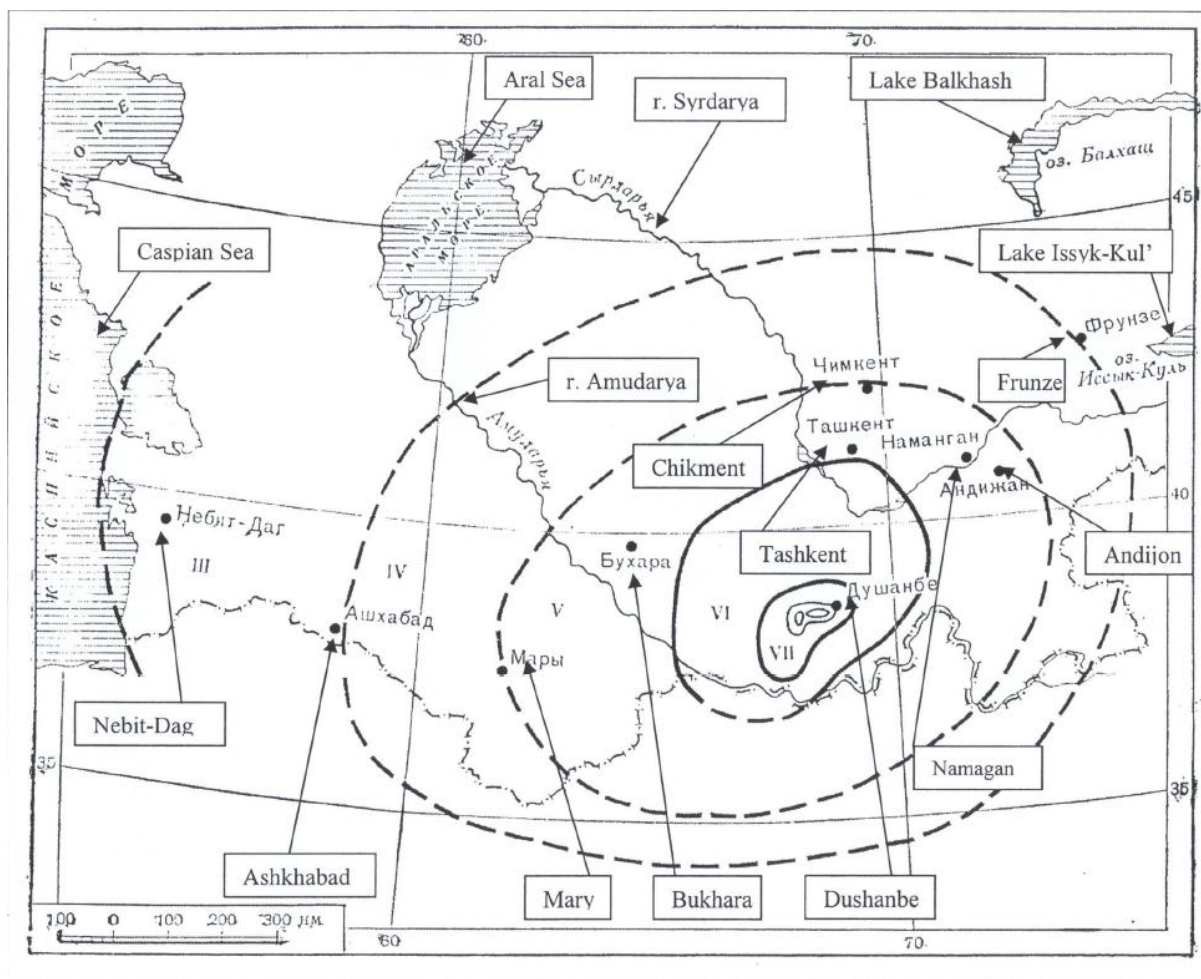


Рисунок 16: Изосейсмические линии землетрясений Каратае 1907 года (Шебалин, 1974).

Согласно каталогу землетрясения CASRI, магнитуда в 7,3 Mw, приписывается землетрясению Каратаг. Это землетрясение, как предполагается, произошло на Гиссарском разломе.

#### 6.2.1.2 Землетрясение Хаит в 1949

Это землетрясение произошло 10 июля 1949 года в районе деревни Хаит вдоль Каратегинского горного хребта (таблица 3) (каталог CASRI).

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1949	7	10	39.2	70.8	16	7.4

Таблица 3. Землетрясение Хаит в 1949 г (с каталога CASRI 1895 – 2009)

Макросейсмическая интенсивность встряхивания в эпицентральной зоне достигла IX до X по шкале МСК-64 (рис. 17).

Согласно Бабаеву и др.. (2005), землетрясение разрушило обширную площадь: территории Хаит, Джиргиталь, Гарм и Калай-лабиоб (Таджикабад). Более 150 деревень были разрушены или повреждены существенно. Более 20 000 человек были убиты.

Зона с IX-бальной интенсивностью охватила верхний и средний участки долины реки Сурхоб и речной долины Ясман. Ее длина была около 60-65 км, а ее ширина 6-9 км. Землетрясение вызвало

многочисленные оползни, обвалы, селевые потоки по огромной территории. Они похоронили Хаит, 20 деревень в долине реки Ясман, и 12 деревень в долинах Оби-Кабуд и Сурхоб.

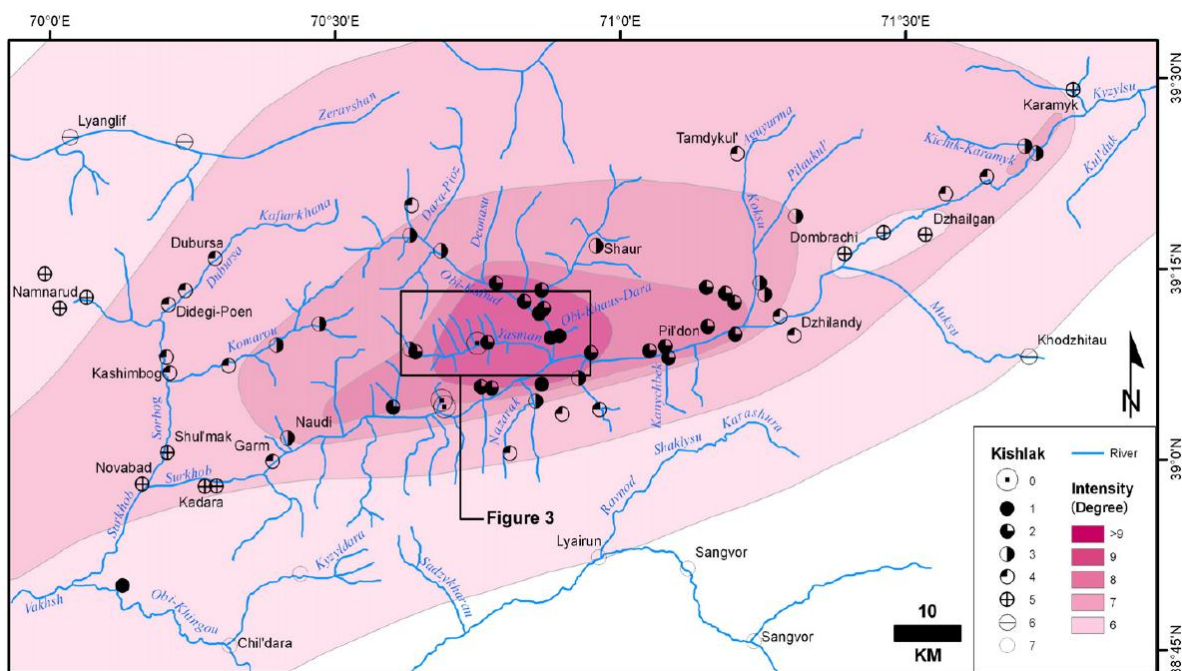


Рисунок 17: (из Иванс и др. (2009). Изосеймы в зависимости от степени повреждения человеческого поселения района Хаит (модифицированный после рис. 5 в Леонов, 1960). Масштаб повреждения: 1 = полное уничтожение кishлака и 7 = нет повреждений. Шкалой интенсивности является MSK-64 (см. Раутиан и Лейт, 2002).

### 6.2.1.3 Макросейсмические данные по другим значительным землетрясениям

- **Землетрясение Ясман 8 июля 1949 (табл.4) (Каталог CASRI)**

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1949	7	8	39.2	70.8	18	5.8

Таблица 4. Землетрясение Ясман, 8 июля 1949 г (с каталога CASRI 1895 – 200 гг)ю

Землетрясение произошло 10-15 км к северо-западу от Хаит, который понес ущерб (рис. 18). В средней части долины реки Ясман, большое густонаселенное поселение было похоронено оползнем. Дорога Гарм-Хаит была разрушена многочисленными оползнями.

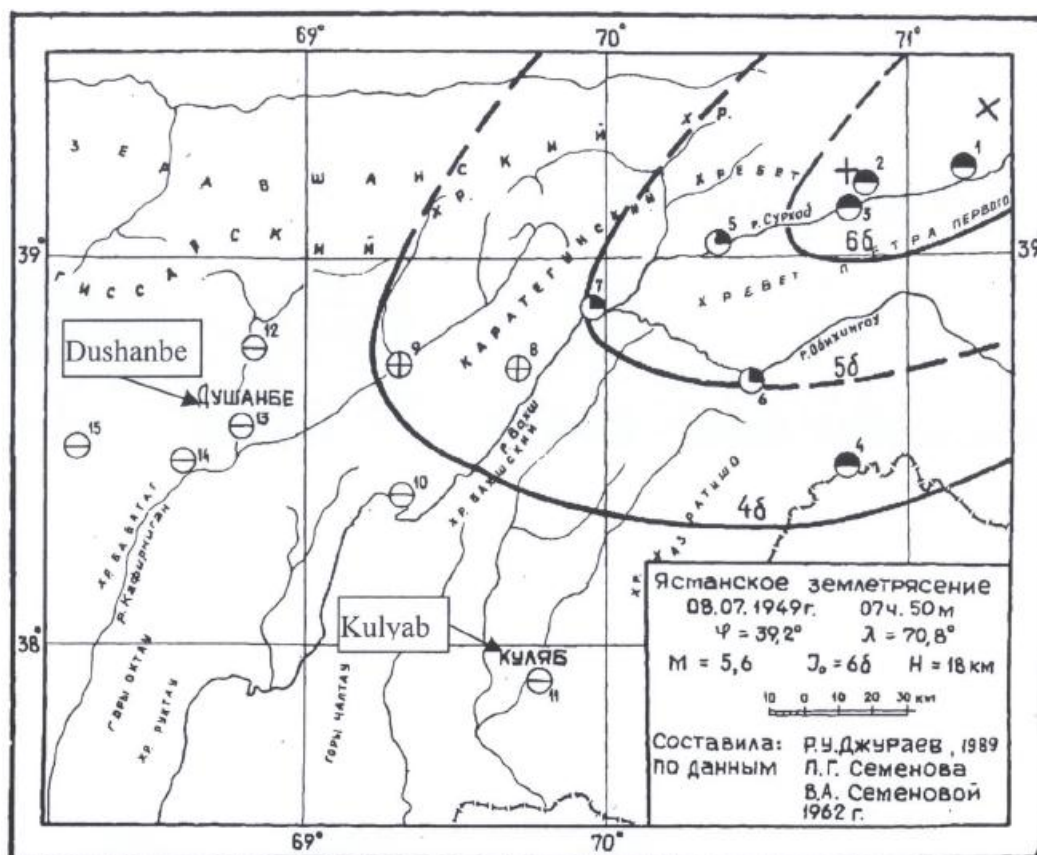


Рисунок 18: Изосейсмический линии землетрясения Ясман 8 июля 1949 (из технического отчета Гидроспекпроект № 2360-ВТК2-001, 2005)

**Землетрясение Джиргаталь 26 октября 1984**

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1984	10	26	39.25	71.26	15	6.3

Таблица 5: Землетрясение Джиргаталь, 26 октября 1984 г (с каталога CASRI 1895 – 2009 гг).

Необычная характеристика этого землетрясения является тенденция на северо-запад удлиненной области максимальной интенсивности (то есть перпендикулярно региональной геологической структуре см. рис. 19). Многочисленные старые глинобитные дома полностью или частично разрушилась. После основного толчка, и в течение следующего года, более 1000 подземных толчков (афтершоки) было зафиксировано.



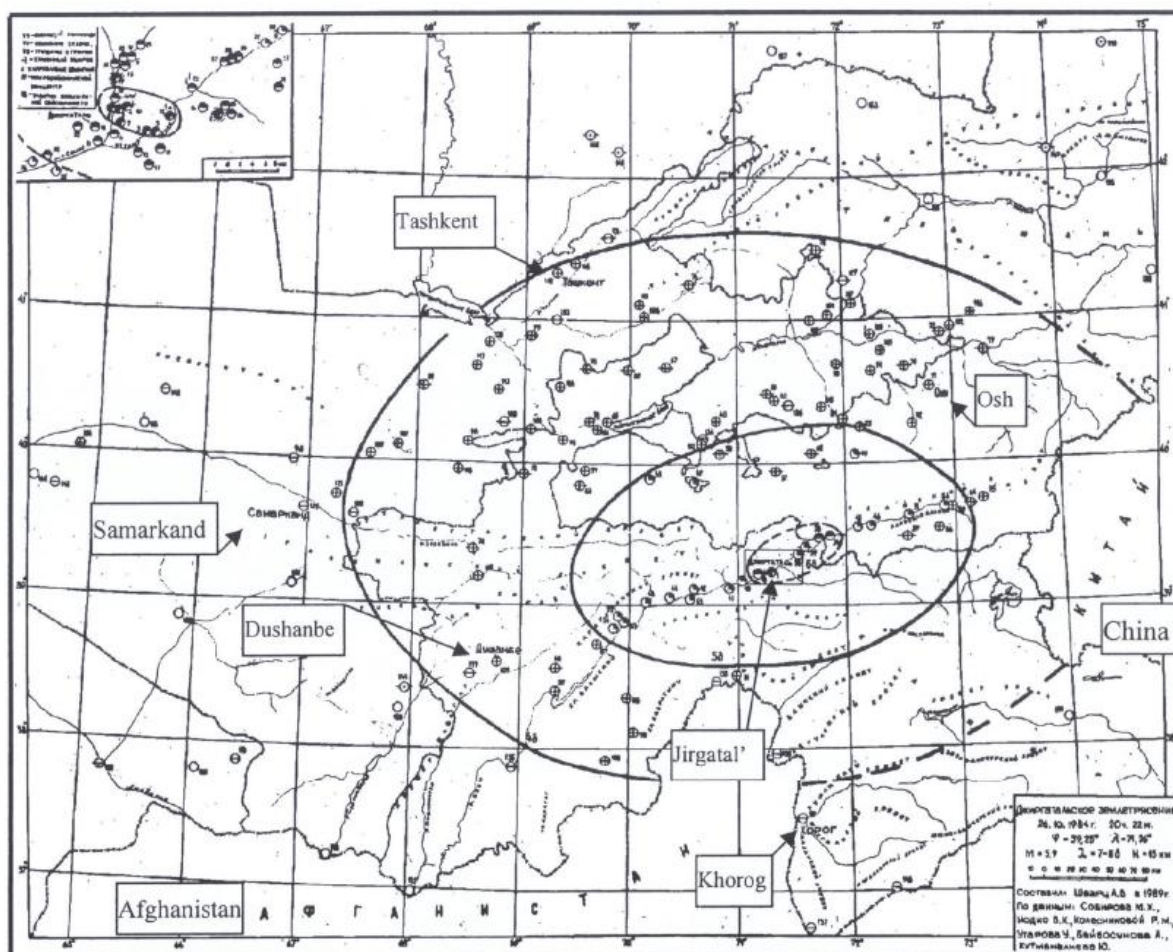


Рисунок 19: Изосейсмические линии Джиргатальского землетрясения 26 октября 1984 года (Гидроспекпроект, технический Отчет № 2360-ВТК2-001, 2005)

#### 6.2.1.4 Максимальное историческое землетрясение (МИЗ) вдоль Гиссаро-Кокшальского разлома

Из каталога землетрясений CASRI, можно сделать вывод, что максимальное историческое землетрясение, связанное с Гиссарским разломом, является землетрясением мелкой магнитуды в 7,4 (Mw). Как показано выше, глубина очага значительных землетрясений по этой структуре составляет примерно 10 км.

Для оценки сейсмической опасности, необходимо предположить, что разлом проходит примерно в 5 км от створа плотины и что он впадает на север со средним значением в 60-70°.

#### 6.2.2 Существенная сейсмичность, связанная с Вахшским разломом

Система Вахшского разлома также показывает значительную сейсмичность. Несколько землетрясений земной коры с магнитудой более 5.5 описываются по этой структуре, которые перечислены ниже (табл. 6) (каталог CASRI).

Если даже глубина некоторых землетрясений более чем 20 км, большинство из этих землетрясений произошли на небольшой глубине (около 10 км). Оценка глубины может оказаться недостаточного качества для периодов раньше, чем начало составления каталогов пересмотренным международными агентствами (для ISC 1964 г, для NEIC 1973 г).

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Мв
1924	9	16	38.9	70.5	20	6.4
1943 <sup>(*)</sup>	1	11	38.62	69.3	10	6.1
1939 <sup>(**)</sup>	5	30	38.98	70.45	6	5.9
1926	6	30	38.8	70	10	5.9
1925	1	2	38.8	70	10	5.8
1930	9	22	38.53	69.45	5	5.9
1989	1	22	38.49	68.67	3	5.9
1925	1	2	38.8	70	10	5.8
1958	1	7	38.91	70.31	10	5.7
1956	9	22	38.45	69.28	7	5.6
1959	7	31	38.9	70.4	8	5.6
1961	8	23	38.55	68.5	25	5.6
1969	3	22	38.93	70.56	9	5.6
1966	4	14	38.96	70.55	10	5.6
1996	11	23	38.99	70.83	50	5.5

Таблица 6: Значительные землетрясения связанные с Вахшским разломом, из каталога CASRI (1895-2009 гг) и каталога ISC (2010-2013гг). (\*) Следует отметить, что связь данного землетрясения (Январь 1943 г) с Вахшским разломом остается под вопросом из-за ее близости к Гиссарскому разлому. (\*\*) Случай 1939 г очень близка к Вахшскому разлому, но она также может быть отнесена к складчато-надвиговому поясу (см. §**Error! Reference source not found.**).

#### 6.2.2.1 Землетрясение Нурек в 1956

Каталог CASRI показывает следующие параметры для данного землетрясения (табл. 7):

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Мв
1956	9	22	38,45	69,28	7	5,6

Таблица 7: Нурекское землетрясения 1956 г (с каталога CASRI 1895-2009 гг).

Как видно с изосейсмической карты на рисунке 20, данное землетрясение произошло в 45 км к юго-востоку от Душанбе. Оно сильно повлияло на Илляко-Вахшскую зону междуречья в диапазоне Файзабад на севере и Нурек на юге с многочисленными разрушениями стен. Максимальная интенсивность в VII баллов была зарегистрирована в нескольких маленьких кишлаках пару километров к северо-западу от города Нурек. Произошли многочисленные оползни, обвалы и поверхностные трещины.

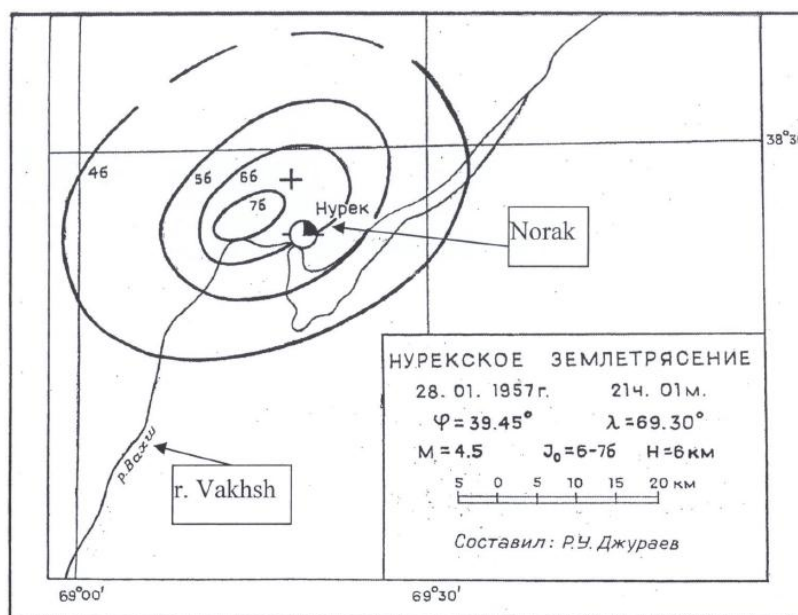


Рисунок 20: Изосейсмические линии Нурекского землетрясения в 1956 году (Гидроспецпроект, технический отчет № 2360-ВТК2-001, 2005)

#### 6.2.2.2 Максимальное историческое землетрясение (МИЗ) вдоль Вахшского разлома

Из каталога землетрясений CASRI, можно сделать вывод, что максимальное историческое землетрясение, связанное с Илляко-Вахшским разломом является землетрясением небольшой магнитуды в 6,4 ( $M_w$ ). Как показано выше, глубина очага значительных землетрясений вдоль этой структуры может достигать 10 км и выше.

Для ДОСО, было сделано предположение, что разлом проходит вверх по течению вдоль подножия плотины и что она впадает в юго-запад со средним значением 60-70 °.

#### 6.2.3 Существенная сейсмичность, связанная со складчато-надвиговым поясом Таджикистана (в частности Йонахшский и Гулизинданский разломы)

Существенная сейсмичность может быть также связана со складчато-надвиговым поясом Таджикистана, которая контролируется отслоением в юрской Гаурдакской соли (Беккер, 1996;. Гамбургер и др., 1992). Землетрясения могут произойти либо на базальном отслоении или вдоль наклонных плоскостей, таких как Йонахшский и Гулизинданский разломы. Согласно сбалансированному поперечному сечению, предложенному Гамбургером и др. (1992), отслоение лежит на глубине 8 км в окрестностях плотины. Каталог землетрясения CASRI (1895-2009), представленный Институтом сейсмостойкого строительства и сейсмологии Душанбе, показывает, что сейсмичность является широко распространённым, умеренным и неглубоким. Только следующие несколько землетрясений достигли магнитуды выше 5,5  $M_w$ , (таблица 8) (каталог CASRI 1895-2009 гг и каталог ISC 2010-2013 гг).

Следует отметить, что землетрясение произошло совсем недавно 12 мая 2012 ( $m_b = 6,0$  в соответствии с CSEM,  $M_w = 5,7$  согласно NEIC). Глубина оценивается как 10 км по NEIC и поэтому согласовывается с землетрясениями небольшой глубины для предварительных инструментальных землетрясений. Конвертированная величина  $M_w$  для этого события будет  $M_w = 6.1$  на основе  $m_b = 6,0$  (см. рис. 12 и 15). Тем не менее мы предпочитаем рассматривать здесь  $M_w = 5.7$  оценка NEIC поскольку, тот  $M_w$  оценивается непосредственно а не преобразуется.



Глубины событий, связанных со складчато – надвиговым поясом очень мелкие (менее 10 км), за исключением события 1907 г. Тем не менее, по оцененное расположение этого исторического события может быть неточным, и можно было бы считать, что события произошли на глубине 3-10 км.

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1930	9	22	38.53	69.45	5	5.9
1989	1	22	38.49	68.67	3	5.9
1937	11	13	38	69.5	10	5.8
1925	8	30	38	69.5	10	5.7
1943	1	12	38.47	69.26	5	5.7
2012	5	12	38.40	72.85	10	5.7
1950	11	17	38.75	70.5	8	5.6
1907	10	24	38	68.8	18	5.5

Табл. 8: Значительные землетрясения связанные со складчато – надвиговым поясом Таджикистана. С каталогов CASRI (1895-2009) и ISC (2010-2013).

### 6.2.4 Землетрясение Тавильдара в 1937

Каталог CASRI показывает следующие параметры для данного землетрясения (Табл. 9):

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1937	11	13	38	69,5	10	5,8

Таблица 9: Землетрясение Тавильдара в 1937 г (с каталога CASRI (1895-2009)).

В селе Тавильдара (красный квадрат на рисунке 21), больница и дома, сильно пострадали. В горах произошли многочисленные оползни и обвалы. Несколько десятков подземных толчков ощущались в течение двух месяцев после основного толчка.

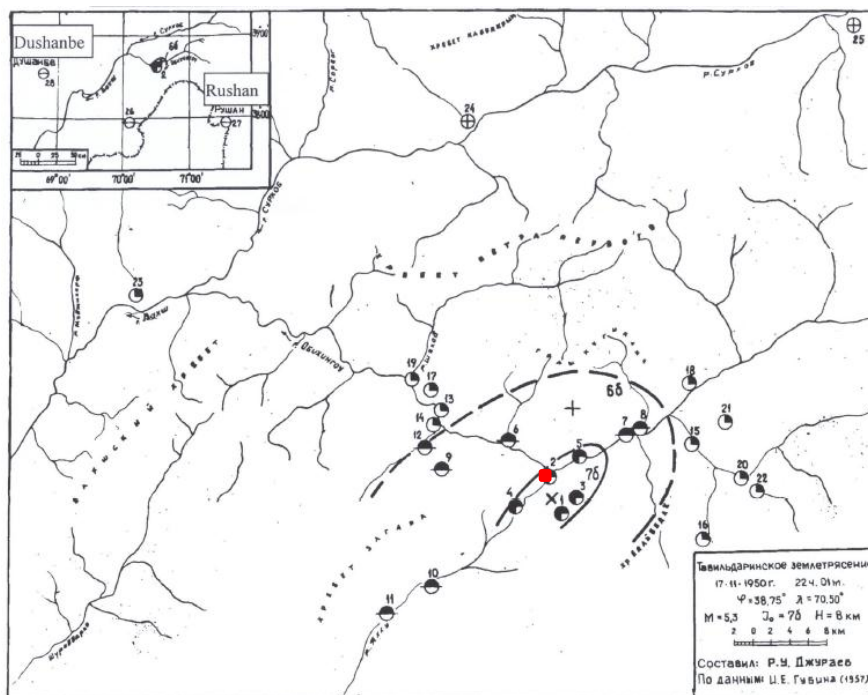


Рисунок 21: Изосейсмические линии землетрясения Тавильдара в 1937 г. (Гидроспецпроект, технический отчет № 2360-ВТК2-001, 2005). Населенный пункт Тавильдара показано красным квадратом.

### 6.2.4.1 Гиссарское землетрясение в 1989

Землетрясение произошло 22 января 1989 года в 23:02 (GMT) в южной части Гиссарской долины (Таблица 10) (каталог CASRI). Максимальная макросейсмическая интенсивность VII-VIII по шкале МСК-64 была отмечена в 15 км к юго-западу от Душанбе, в поселке Окули-боло, где 108 домов были разрушены (тип 'A' в соответствии с MSK-64, см. рис 22).

Год	Месяц	День	Широта	Долгота	Глубина	Mw
1989	1	22	38.49	68.67	3	5.9

Таблица 10: Гиссарское землетрясение в 1989 (с каталога CASRI, 1895-2009 гг).

Согласно Бабаеву и др.. (2005), землетрясение сопровождалось остаточными деформациями двух типов: сжижением лессовидной суглинки и оползновыми процессами, вызванными этим событием, и открытие разлома на поверхности. Четыре оползни произошли в результате. Три из них произошли на северном склоне возвышенности Окули. Самый большой из них похоронил деревню Шарора, где 270 жителей потеряли свои жизни. Общее число смертности составило 274.

Самая большая осыпь (3,25 км в длину и, в среднем, 500 м в ширину) сошла вниз южных склонов возвышенности Окули. Она сформировала на склоне 40-60° откос и переместилась как поток около 2 км, уничтожив окраины деревни Окули-боло и заполнив грязью две трети района Окули-поен.

Аналогичные землетрясения произошли в том же районе эпицентра до:

- 31 июля 1953 с  $M = 4$ , интенсивность  $I_0 = V-VI$ ;
- 4 августа 1953 с  $M = 4$ , интенсивность  $I_0 = VI$  и
- 21 апреля 1968 с  $M = 4,5$ , интенсивность  $I_0 = VII$ .

Никаких разрушительных воздействий не наблюдалось в то время. Начиная с 1960-х годов хлопковые поля были введены в область, и каналы для их орошения были построены. Интенсивный полив хлопковых плантаций в течение 20 лет из ирригационных каналов, идущих по склонам стало основной причиной трагедии.

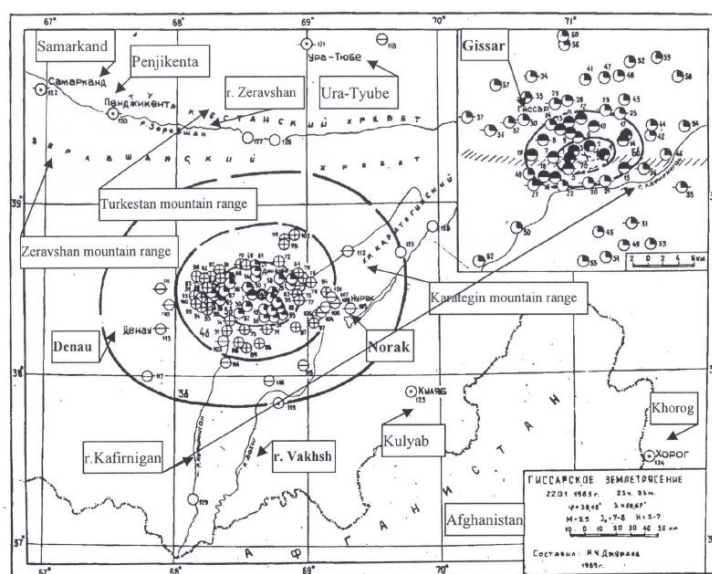


Рисунок 22: Изосейсмические линии Гиссарского землетрясения в 1989 году (Гидроспецпроект, технический отчет № 2360-ВТК2-001, 2005)

#### *6.2.4.2 Максимальное историческое землетрясение (МИЗ) вдоль Йонахшского и Гулизинданского Разломов*

Из каталога землетрясения CASRI, можно сделать вывод, что Максимальное историческое землетрясение, связанное с Йонахшским и Гулизинданским разломами является землетрясением магнитудой в 5,9 (Mw). Для оценки сейсмической опасности, необходимо предположить, что это землетрясение происходит в висячей стене Вахшского хребта на глубине 5 км (на расстоянии 4,6 км от участка).



## 7 ПРЕДПОЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ДОСО

В результате сеймотектонического диагноза, следующие предположения о Максимальном историческом землетрясении должны быть приняты во внимание для оценки сейсмической опасности для технико-экономического обоснования различных вариантов проектирования Рогунской плотины (Таблица 11).

Разлом	МИЗ (Mw)	Глубина	Эпицентральное расстояние	Базовое землетрясение
Гиссарский	7.4	10 км	7-8 км	октябрь 21, 1907 июль 10, 1949
Вахшский	6.4	10 км	4-5 км	сентябрь 16, 1924
Йонахшский и Гулизинданский	5.9	5 км	4-5 км	Сентябрь 22, 1930 Январь 22, 1989

Таблица 11: Предположения по Максимальному Историческому Землетрясению (МИЗ) для оценки сейсмической опасности

Как уже обсуждалось в разделе 6.2.1 исторические события в Гиссарском разломе произошло на глубине от 8-10 км до 50 км. Чтобы быть консервативным рассмотрим глубину 10 км для данного МИЗ в таблице 11.

На Вахшском разломе, как обсуждалось в разделе 6.2.2, большинство землетрясений, связанные с этим разломом произошли на глубине около 10 км. Таким образом, глубина 10 км был рассмотрен для МИЗ в таблице 11.

Как уже обсуждалось в разделе 6.2.3, сейсмичность складчато-надвиговый пояс Таджикистана контролируется отслоением в Гаурдакской соли юрского периода. Минимальная глубина данного отслоения составляет около 5 км. Чтобы быть консервативным, мы также считаем 5 км глубины для Йонахшского разлома в таблице 11. Это согласовывается с глубины, оцененные для событий, связанных с этими разломами (глубины от 3 до 10 км, см. раздел 6.2.3).

Учитывая эпицентральной расстоянии базового землетрясения связанного со створом плотины: они были, получены с учетом: (I) репрезентативное поперечное сечение механизмов деформации Гамбургер, (II) фактическое местонахождение следы разлома рядом со створом плотины и (III) консервативные предположения о среднем угле падения (70°).

Следующий рисунок (рис. 23) иллюстрирует принципы этих предположений:

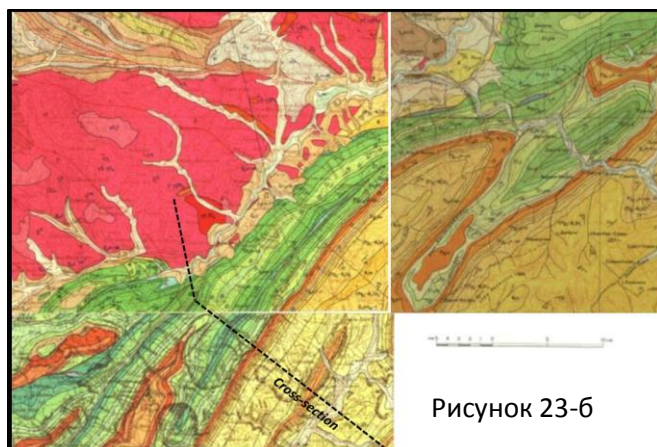
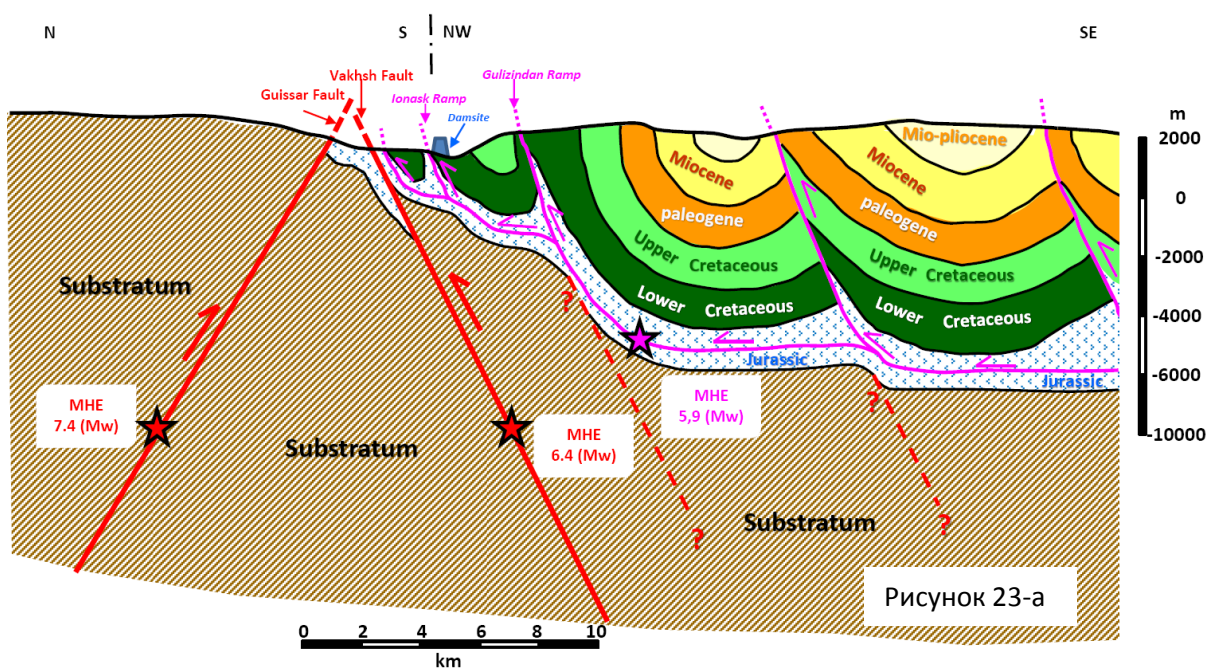


Рисунок 23 – а) Синтетическое предположение Максимального Исторического Землетрясения. Гиссарский и Вахшский разломы показаны на красном. Юрско-Гаурдакское отслоение и связанные наклонные плоскости (такой как Ионахшский разлом) показаны фиолетовым цветом. Синяя трапеция представляет месторасположение Рогунской плотины.

б) Расположение участка представлено на рисунке 23-а (выдержка из геологического отчета масштаба 1:200 000 (J42-X, J42-XI и J42-XVI)).

## 8 ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

### 8.1 Введение

В предыдущих исследованиях, оценка сейсмической опасности Рогунской ГЭС была проведена с помощью статистических и вероятностных подходов, которые очень чувствительны к: (I) сейсотектонической выбранной модели (II), завершенности (однородной и полноты) каталога землетрясений, (III) методу, используемому для характеристики сейсмической активности сейсмогенных источников, и (IV) выбору вероятностной модели распределения для будущих землетрясений. С общей точки зрения, имеющиеся проектные отчеты не обеспечивают достаточной информации об этих аспектах. Следовательно, довольно сложно оценить влияние значительных неопределенностей, которые, кажется, преобладают в региональной и местной сейсотектонической рамке (см. главу 2 до 6 выше) на производную сейсмическую опасность. Это влияние может быть правильно решено только путем проведения новейшей ДОСО, как это рекомендовано в дальнейшем.

В целях данного исследования, которое описано в введении является получение базовых параметров, относительно которых безопасность каждого варианта плотины должна быть обеспечена, и предварительно до исследования ДОСО, что будет необходимо для аспектов проектирования будущей плотины, нашей стратегией было провести независимую предварительную оценку для предварительного подсчета движения грунта, ожидаемого на створе плотины.

Эта оценка сейсмической опасности проводилась в несколько этапов:

- Определение магнитуды и расстояния максимально допустимого землетрясения с вероятным происхождением на каждом выявленном активном разломе или/ и сейсмогенные источники, которые могут повлиять на плотину;
- Оценки Пиковых ускорений грунта (ПУГ) на участке, индуцированных каждым базовым землетрясением на каждом выявленном активном разломе;
- Оценки предполагаемого движения грунта на участке.

### 8.2 Оценка максимального допустимого землетрясения (МДЗ)

Максимально допустимое землетрясение (МДЗ) это случай, который производит наибольшее колебание грунта, ожидаемое на створе плотины на основе наблюдаемой исторической сейсмичности и сейсотектоники региона. Проведена оценка на основе детерминированных сценариев землетрясения.

Когда оценивается от исторической сейсмичности, МДЗ является производным от Максимального исторического землетрясения (МИЗ), присвоенный каждому из выявленных критических сейсмогенных источников, например разломы способные представлять угрозу для интересующего участка.

Мы подсчитали движения грунта, связанного с МДЗ двумя путями:

1. МДЗ = МИЗ увеличение на 0,5 единиц магнитуды и параметры колебаний грунта принято как среднее плюс половина стандартного отклонения, или
2. МДЗ = МИЗ и параметры движения грунта приняты как среднее плюс одно стандартное отклонение.

Во втором подходе параметры движения грунта соответствуют 84-й процентильной шкале (среднее плюс одно стандартное отклонение) в соответствии с рекомендациями ICOLD (2010). В первом подходе консерватизм обеспечивается смешиванием увеличения величины и использованием более высокой процентильной шкале (69-м) распределения движения грунта. Мы решили подсчитать PGA с



двух методов и выбрать наиболее наказание за результаты, что и движения грунта ожидается на плотине.

Расстояние, глубины и величины предложенный для самых крупных ожидаемых землетрясений в каждом сейсмогенном источнике представлены в следующей таблице. Джойнер-Бор и разрыв расстояния рассчитываются с учетом углов падения разломов и поверхностных разрывов (по падению ширина разрыва) оценена из уравнения Уэлс и Копперсмит (1994) с магнитудами  $M_w$  для МИЗ и МИЗ+0,5, как указано в таблице 12:

Сейсмогенный источник	МИЗ глубина, широта, расстояния до участка, $M_w$	МИЗ + 0.5 Глубина, ширина, определения, ширина, расстояния на участке, $M_w$
Гиссарский разлом	$M_w=7.4$ Глубина очага = 10 км Ширина разрыва по падению=26 км Расстояние Джойнер-Бор = 5 км Расстояние разрыва = 5 км	$M_w=7.9$ Глубина очага = 10 км Ширина разрыва по падению =42 км Расстояние Джойнер-Бор = 5 км Расстояние разрыва = 5 км
Вахшский разлом	$M_w=6.4$ Глубина очага =10 км Ширина разрыва по падению =10 км Расстояние Джойнер-Бор =2.3 км Расстояние разрыва = 6.2 км	$M_w=6.9$ Глубина очага =10 км Ширина разрыва по падению =16 км Расстояние Джойнер-Бор = 1 км Расстояние разрыва = 3.4 км
Йонахшская и Гулизинданская наклонные плоскости	$M_w=5.8$ Глубина очага =5 км Ширина разрыва по падению =6 км Расстояние Джойнер-Бор = 0 км Расстояние разрыва = 2.4 км	$M_w=6.3$ Глубина очага =5 км Ширина разрыва по падению =9 км Расстояние Джойнер-Бор = 0 км Расстояние разрыва = 1.1 км

Таблица 12: Расстояния, глубина и магнитуды предполагаемые для ожидаемых крупных землетрясений в каждом критическом сейсмогенном источнике

Выбор соответствующих уравнений прогнозирования движения грунта (GMPE) для участка Рогунской ГЭС была основана на применении десять критерий, предложенный Буммером и др. (2010) «с целью получения прогнозных уравнений, которые будут регулярно применимы к самым современным анализом сейсмической опасности» к множеству опубликованных уравнений для ПУГ и ординатам спектров реакции, собранным Дугласом (2011). Буммер и др. (2010) перечисляет восемь уравнений, которые проходят все эти критерии. Два из них предназначены для стабильных континентальных районах и, следовательно, они исключаются из рассмотрения, так как Рогун находится в области активной тектоники. Из оставшихся шести моделей, две (из четырех) моделей, полученных в ходе реализации проекта NGA Запад (Бор и Аткинсон, 2008; Кэмпбелл и Бозогина, 2008) и единственный оставшийся выведенной для Европы и Ближнего Востока (Аккар и Буммер, 2010) были выбраны. Для сценариев землетрясений рассматриваемых в настоящем отчете три другие потенциальные уравнения предложенные Буммером и др. (2010) для активных регионов смогут предсказать подобные колебания грунта.

В отсутствии каких-либо существующих измерений приповерхностных скоростей на створе плотины Рогунской ГЭС, мы предположили, значение  $V_{s30}$  от 1000 м/с для оценки уравнения Бора и Аткинсона (2008) и Кэмпбелл и Бозоргина (2008) (таблица 13 ). Гистограммы, показанные на рисунке 3.2 Анчета и др. (2013) обобщает измеренные значения  $V_{s30}$ , собранные для недавно завершеного проекта базы данных сильного движения «NGA Запад 2», вероятно, наиболее полная база данных сильной движения в настоящее время. Из этих гистограмм видно, что есть немного (186 значений) , доступные измерения  $V_{s30}$  из горных участков [определенным Аккаром и Буммером (2010), для участков с  $V_{s30}>750$ м/сек]. Самая высокая измеренная  $V_{s30}$  составляет около 1500м/сек. Таблица

3.2 Анчета и др. (2013 г.) предоставляет среднего значения (среднее и медиан  $V_{s30}$ ) для участков, определённых в третьем письме Геоматрица. Средний  $V_{s30}$  для класса А [Горная порода: Инструмент на горной породе ( $V_s > 600$  м/сек) или  $< 5$  м грунта над горной породой] является 660 м/сек в то время как средняя  $V_{s30}$  является 720 м/сек. Таким образом, при отсутствии информации о типе породы на Рогунской ГЭС можно было бы предположить, немного ниже  $V_{s30}$ . Изменение значения предполагаемого для  $V_{s30}$  от 750 м/сек (минимальный  $V_{s30}$  предполагаемое Аккар и Буммер 2010 года для их горных участков) в 1500 м/сек приведет к небольшим изменениям (примерно 5 % больше, при использовании 750 м/сек и примерно 5% меньше при использовании 1500 м/сек) в прогнозируемых ПУГ для Бор и Аткинсон (2008 г.) и Кэмпбелл и Бозогина (2008) и не будет иметь никакого влияния на прогнозы уравнений Аккар и Буммер (2010 г.). Мы не верим, что  $V_{s30}$  на участке Рогунской ГЭС, вероятно, будет выше, чем 1500 м/сек, так как такие приповерхностные высокие скорости обычно связаны с участком в стабильных континентальных районах (например, восточной части Северной Америки), где ледниковый выветривание снял выветренную слоев из твердого гранита.

Id	Название	Расстояние	$V_{s30}$ (м/с)
ab10	Аккар и Буммер (2010)	Расстояние Джойнер-Бор	>750
ba08	Бор и Аткинсон (2008)	Расстояние Джойнер-Бор	1000
cb08	Кемпбел и Бозоргина (2008)	Расстояние разрыва	1000

Таблица 13: Предполагаемый  $V_{s30}$  для различных уравнений и их метрическое расстояние

Для каждого из сейсмогенных источников, для предполагаемых горизонтальных геометрических средних PGA был рассчитан обратный механизм очага (см. приложение 2 для примера входного файла, используемого для оценки уравнений GMPE используя наш внутренний код компьютера, чей прогноз был проверен против независимых реализаций). Участок находится на висячей стене Вахшского и Йонахшского разломов. Результаты представлены на два метода расчета, описанных выше, и для каждого уравнения GMPE. Среднее значение результатов, полученное для трех уравнений GMPE, приведено в последней строке следующих таблиц.

МДЗ=МИЗ+0.5 / средний PGA + 0.5 стандартное отклонение			
GMPE	PGA для Гиссарского разлома (g)	PGA для Вахшского разлома (g)	PGA для Йонахшского и Гулизинданского наклонных плоскостей (g)
ab10	0.53	0.64	0.59
ba08	0.46	0.59	0.57
cb08	0.47	0.91	0.99
Средняя трех уравнений GMPE	<b>0.49</b>	<b>0.71</b>	<b>0.71</b>

Таблица 14: Подсчитанное горизонтальное геометрическое среднее PGA, предполагая МДЗ=МИЗ+0.5 / средний PGA + 0.5 стандартного отклонения

МДЗ=МИЗ / средняя PGA + 1 стандартное отклонение			
GMPE	PGA для Гиссарского разлома (g)	PGA для Вахшского разлома (g)	PGA для Йонахшского и Гулизинданского наклонных плоскостей (g)
ab10	0.78	0.78	0.67
ba08	0.55	0.55	0.60
cb08	0.59	0.78	0.78
Средняя трех уравнений GMPE	<b>0.64</b>	<b>0.70</b>	<b>0.68</b>

Таблица 15: Подсчитанное горизонтальное геометрическое среднее PGA, предполагая МДЗ=МИЗ/среднее PGA + 1 стандартное отклонение

Сценарии Вахш и наклонные плоскости дают значения PGA, которые очень похожи. Сценарий Гиссар дает более низкие PGA для двух исследованных случаев (МИЗ + 0,5 и МИЗ). Сценарий МИЗ + 0,5, кажется, немного больше исключительным, чем сценарий МИЗ как для сценариев Вахш и наклонные плоскости. Когда весь спектр изучается, и не только PGA, отметим, что спектр для сценария Вахш выше, чем для сценария наклонных плоскостей для низких и средних частот. Таким образом, этот сценарий рассматривается как наиболее исключительного землетрясения для плотины, это означает, что предлагаемое МДЗ является МИЗ + 0,5 землетрясение на Вахшском разломе:

- **Максимальное историческое Землетрясение на Вахшском разломе с магнитудой Mw 6.9 и глубиной очага в 10 км размещено на кратчайшем расстоянии до створа плотины (расстояние разрыва ~3.5 км)**
- **PGA =  $0.71g^2$  (подсчитан на основе среднего плюс половина стандартного отклонения:  $0.585g + 0.125g$ )**

### 8.3 Спектр реакции на створе плотины

Средний спектр реакции (условия породы), полученная для МДЗ на Вахшском разломе, представлена на следующем рисунке (Рисунок 24).

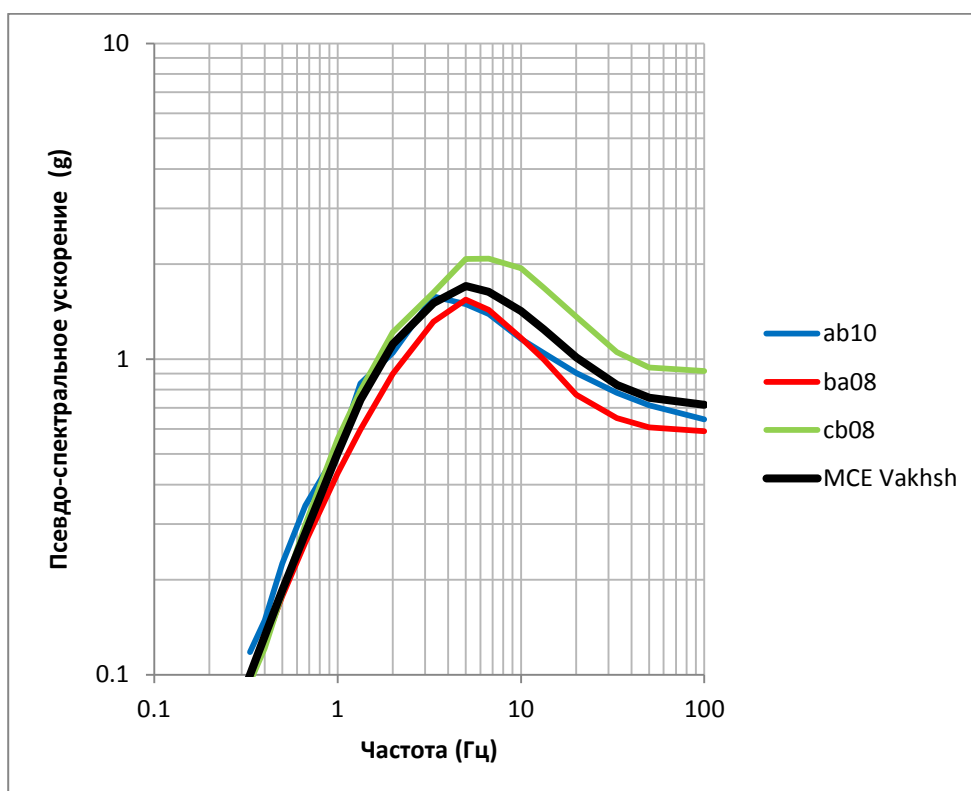


Рисунок 24: Спектр реакции относительно МДЗ Вахшского разлома, полученная с использованием уравнения GMPE Аккар и Буммер (2010, ab10), Бор и Аткинсон (2008, ba08) и Кемпбел и Бозоргниа (2008, cb08) и предлагаемый спектр реакции при 5% затухании (черным)

<sup>2</sup> В соответствии с инструментальной сейсмической шкалой Геологической службы США EEIS, значения ПУГ, полученные в пределах  $6,5 \text{ м/с}^2$  ( $0,64 \text{ g}$ ) до  $12,4 \text{ м/с}^2$  ( $1,24 \text{ g}$ ), которые будут соответствовать интенсивности 9 баллов по 12 балльной шкале. Такое отношение может быть использовано в целях коммуникации. Однако, проектирование плотины должно быть основано на значениях ускорения и не может быть основано на интенсивности.



«Средний» спектр (черная кривая) основан на визуальном отборе среднего спектров от трех уравнений GMPE, чтобы получить гладкую спектр проектирования. Следовательно, отсутствие прогнозов с уравнения GMPE из Аккар и Буммер (2010) не влияет на черную кривую на срок более 3с поскольку «средняя» основана на двух других уравнений GMPE за эти периоды. В короткие периоды, Аккар и Буммер (2010) предоставляют коэффициенты для прогнозирования PGA, который мы предполагаем равным псевдо-спектрального ускорение в 0,01с (100 Гц), и псевдо-спектрального ускорение на 0,05с (20 Гц), но нет коэффициентов для периодов между этими двумя. Таким образом, мы линейно интерполировали эти коэффициенты в логарифмической области частот между 100 Гц и 20 Гц для получения прогнозов для промежуточных частот. С другой стороны, расширение короткого периода, предложенный Буммером и др. (2012) можно было бы использовать для расширения прогноза Аккар и Буммер (2010) для периодов между 0,01 и 0,05с. После расчетов спектров для сценариев землетрясений рассматриваемых здесь, обновления трех уравнений GMPE используемых здесь были опубликованы онлайн (Аккар и др., 2013; Бор и др. 2013; Кэмпбелл и Бозоргниа, 2013), использование которого приведет к немного другой оцененной спектры для сценариев землетрясений рассматриваемых здесь. Тем не менее, мы считаем, что различия в прогнозируемых движений вряд ли будут большими. Для будущих оценок опасности для этого участка мы рекомендуем, что выбор уравнений GMPE повторялась на основе обновленного списка опубликованных уравнений GMPE.

Для того чтобы сравнить его содержание частот со спектром Вахшского разлома, спектр реакции, связанные с Гиссарским разломом была оценена таким же образом (рис. 25).

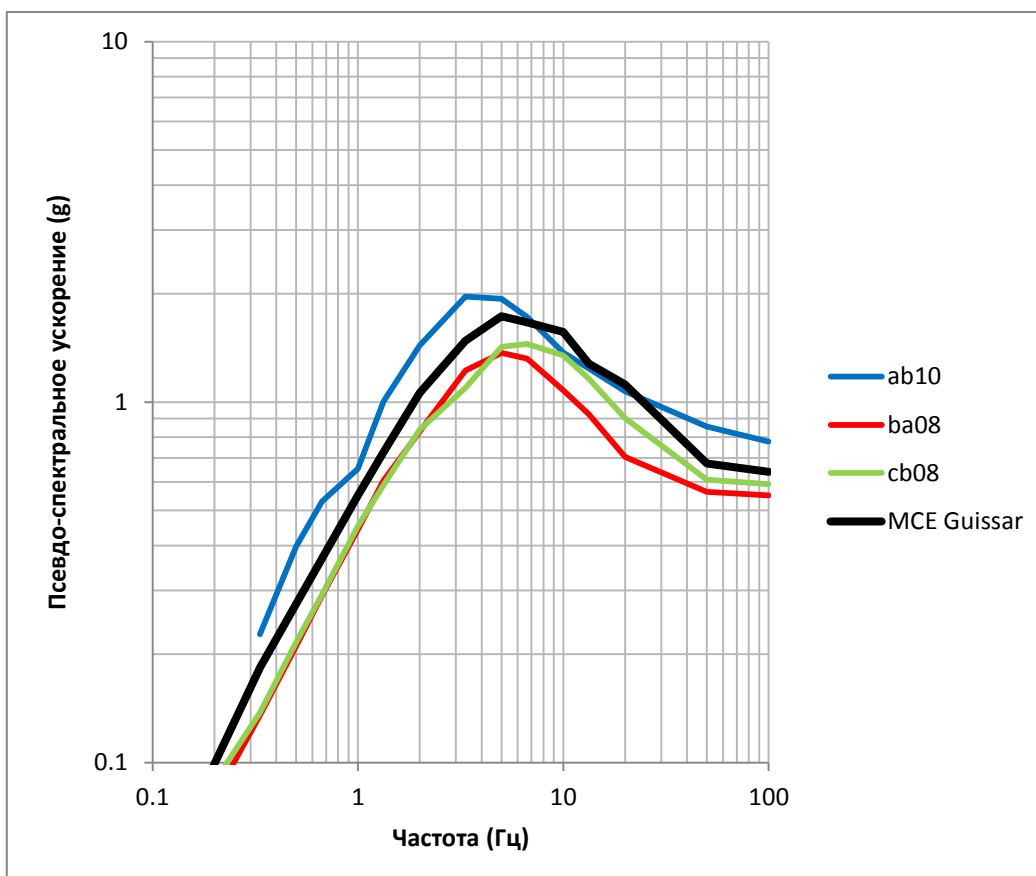


Рисунок 25 – Спектр реакции относительно МДЗ Гиссарского разлома, полученное с использованием уравнений GMPE Аккар и Буммера (2010, ab10), Бор и Аткинсон (2008, ba08) и Кампбелл и Бозогниа (2008, cb08) и предполагаемый спектр реакции для 5 % затухания (в черном)

Как показано на рисунке 26, Гиссарский разлом кажется обеспечивает схожий уровень псевдо-спектрального ускорения, учитывая точности связанное с примененной методики. Особое внимание следует уделять на диапазон периодов от 0.3 до 2 секунд, соответствующие с доминирующими типами E gen плотины.

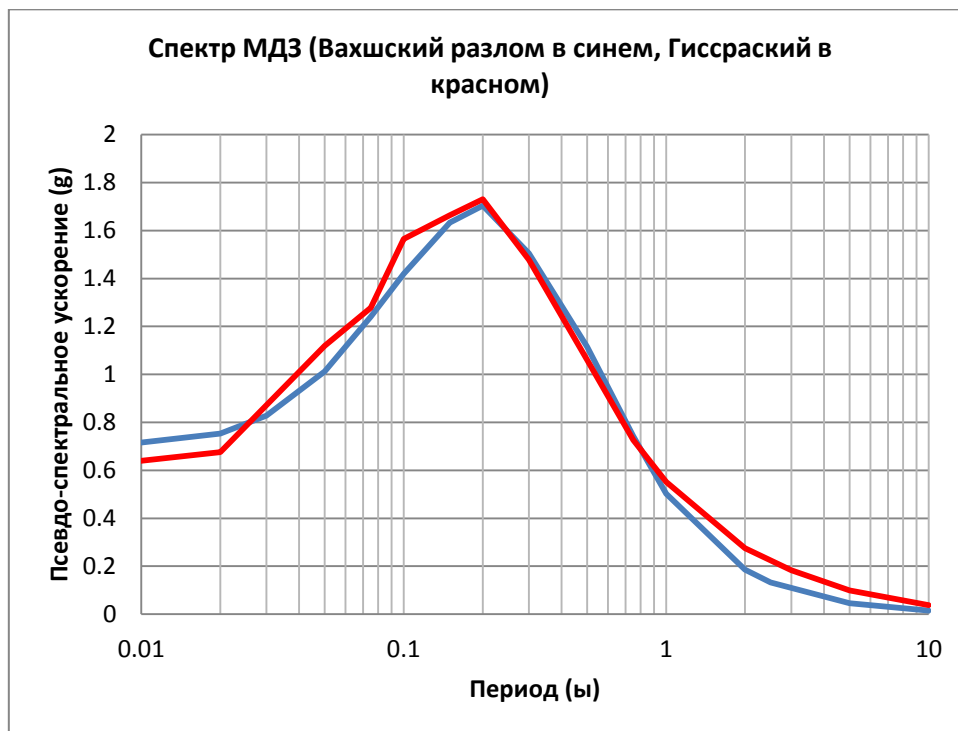


Рисунок 26 – Сравнение между предполагаемым спектром реакции для 5 % затухания связанное с обеими разломами (Гиссарским и Вахшским).

#### 8.4 Ко-сейсмические смещения, потенциально влияющие на основание плотины

Для оценки ко-сейсмического смещения на критических разломах, мы использовали международно-признанные формулы Уэльс и Копперсмит (1994). Эти формулы были получены из международных и большого набора данных и считаются базовыми больше, чем те, предложенные Никоновым (1975) для горных районов Средней Азии.

##### 8.4.1 Для системы Гиссарского разлома:

Учитывая его расположение и положение (северо-западное погружение), данный разлом не может создать ко-сейсмический разрыв непосредственно в основании плотины.

##### 8.4.2 Для Вахшской системы надвига:

Учитывая его расположение и положение (юго-восточное погружение), данный разлом не может создать ко-сейсмический разрыв непосредственно в основании плотины.

##### 8.4.3 Для Йонахшских наклонных плоскостей:

Ввиду положения Йонахшских наклонных плоскостей вверх по течению от основания плотины, была выполнена первая оценка потенциального ко-сейсмического смещения вдоль Йонахшского разлома

связанное с МДЗ (Mw 5.9). В данном исследовании, мы оценили и среднюю и максимальную смещения (среднее и среднее  $\pm 1\sigma$ ) полученное от обратного образования разломов (Уэльс и Копперсмит 1994). На данном этапе, мы предположили, что все значительные ко-сейсмические смещения происходят в плоскости основного разлома. Оценки представлены в таблице 16.

Йонахшский разлом (5.9 Mw)	Среднее значение - 1 стандартное отклонение	Среднее значение	Среднее значение + 1 стандартное отклонение
Максимальное смещение	0.28 м	0.74 м	1.95 м
Среднее смещение	0.22 м	0.54 м	1.30 м

Таблица 16: Оценки ко-сейсмических смещений связанные с МДЗ на Йонахшском разломе.

Следует отметить, что эти оценки показывают большие неопределенности. Консервативный сценарий был бы принять значение, полученное путем максимального значения смещения в среднее плюс-один-стандартное отклонение. На основе современных знаний, нельзя игнорировать, что часть смещения происходит путем ползучести и/или вторичного разломов. Эта точка должна быть тщательно рассмотрена в ходе следующего этапа проектирования.

#### 8.4.4 Для Гулизинданской наклонной плоскости:

Учитывая его расположение и положение (юго-восточное погружение), он не может создать ко-сейсмический разрыв непосредственно в основании плотины.

#### 8.4.5 Основание плотины между Йонахшским и Гулизинданским наклонными плоскостями

Потенциальная внутренняя деформация блока между Йонахшским и Гулизинданским Разломами, также должна быть рассмотрена, так как она образует основание плотины и принадлежащие ей сооружения.

Интенсивное сокращение мезозойского покрытия можно предположить, что привело к образованию антитетических разломов (задний надвиг), таких как Разлом № 35, что позволяет верхнюю экструзию блоков.

На основе таких предположений, сдвиги вдоль этих вторичных разломов, весьма вероятно, отсоединены от глубинного сейсмического разрыва вдоль Йонахшской и Гулизинданской наклонных плоскостей (разломов) и могут быть интерпретированы как релаксации напряжения в висячей стене после случая землетрясения. Во всяком случае, принимая во внимание ограниченное расширение этих разломов (несколько сотен метров), мы считаем, что постепенное смещение (природу которого еще предстоит определить) должно быть около десятой части деформации на ограничивающем разломе и при этом остается порядка 10 - 20 см.

### 8.5 Расчетное землетрясение для строительного этапа

ВОСО предоставить спектр реакций для различных возвратных периодов, который позволит оценить, во время этапа детального проектирования, устойчивость и безопасность плотины и других сооружений во время строительства и эксплуатации Рогуна.

## 9 СЕЙСМИЧНОСТЬ, СВЯЗАННАЯ С БОЛЬШИМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

### 9.1 Потенциальная индуцированная сейсмичность связанная с плотиной

Давно известно, что создание водохранилищ (например, путем строительства плотины) может привести к повышенной сейсмичности [состояние знаний по предмету можно найти в бюллетене ICOLD 137 (2011) «Водохранилище и сейсмичность, уровень знаний»]. Это сейсмичность обусловлена перегрузки близлежащих разломов и/или смазыванием смоченных разломов в окружающие породы. Шанс такой сейсмичности связан с высотой столба воды и ее изменения уровня и сейсмичность может произойти сразу же после наполнения или несколько лет позже (например, Симпсон и др., 1988). Эти индуцированные/вызванные землетрясения могут быть большими и разрушительными. Например, наполнение водохранилища на плотине «Койна» (Махараштра, Индия) привело к значительному увеличению сейсмичности, с повреждающего землетрясения Ms 6,3, произошедшим 10 декабря 1967 (Гупта, 2002).

Оценка шанс вызванной/индуцированной сейсмичности и ее характеристик является весьма неопределенным и потребует подробную информацию о, например, напряженное состояние в регионе, состояние близлежащих разломов и информации о планах программы наполнения водохранилища. Виланд (2013) утверждает, что любая крупная плотина высотой более 100 м (случай для Рогунской плотины) имеет потенциал вызванной/индуцированной сейсмичности. Виланд (2013) утверждает, что требуемая информация для проведения оценки включает в себя: тектонические условия и данные по структурной геологии, при поддержке изучения аэрофотоснимков; макросейсмические данные; информация обо всех активных разломов и подробная информация о последних движениях разломов в регионе, а также оценки сейсмической способности всех разломов в регионе, и информация о грунтовых вод. Даже если такая информация была доступна для этого потребуются значительное время и ресурсы, чтобы провести оценку специфичному участку и он все равно будет склонен к большой неопределенности.

Таким образом, в этой главе будет сопровождаться простой подход, основанный на аналогии предыдущих случаях индуцированной сейсмичности для подобных водохранилищ в тектонически-сопоставимых регионах. Эта работа основана на недавних отзывах вызванной/индуцированной сейсмичности, например, Гупта (2002), Национальный исследовательский совет (2012) и Клозе (2013). Это приведет к приблизительным оценкам характеристик (например, магнитуды) индуцированных землетрясений, которые можно было бы ожидать. Однако, как отмечалось выше, существует значительная неопределенность в оценке вызванной/индуцированной сейсмичности и, следовательно, другие землетрясения могут иметь место.

Следующий раздел перечисляет предыдущие примеры инициированной/вызванной водохранилищем сейсмичности в тектонически-сопоставимых районах Таджикистану для плотин аналогичных размеров и объемов воды. На основе этих примеров, в последующем разделе представлены сценарии индуцированной сейсмичности, учтенные в оценке сейсмической опасности.

Сейсмичность, вызванная водохранилищем относится к землетрясениям, которые непосредственно вызваны водохранилищем и не произошли бы без его присутствия, в то время как сейсмичность, инициированная водохранилищем относится к землетрясениям, которые вероятно произойдут в будущем без водохранилища, но их время возникновения представлено с ее присутствием. Часто эти два термина использовались равнозначно и списки землетрясений, связанных с водохранилищем включает оба.

### 9.2 Предыдущие примеры инициированной/вызванной водохранилищем сейсмичности

Следующие примеры инициированной/вызванной водохранилищем сейсмичности, которые могут быть рассмотрены аналогами Рогунской плотины взяты из Приложения В к отчету Национального исследовательского совета (2012 г.), который, кажется, во многом основан на анализе Гупта (2002), и



таблице 1 Клозе (2013 г.). Один из ключевых характеристик водохранилища, который позволяет оценить характеристики вызванной сейсмичности, это полный объем водохранилища (нормальный подпорный уровень, НПУ). Другим ключевым показателем для оценки вероятности инициирования или побуждения больших землетрясений является тектонический режим, который для Таджикистана является сжатием, ведущем к случаям обратного образования разлома.

Исследование списка инициированных/вызванных землетрясений по Клозе (2013 г.) для случаев обратного образования разлома с магнитудами (предоставляемых Клозе 2013) более 5, связанных с такими крупными водохранилищами, подчеркивает следующие примеры:

- Mw 7.9: землетрясение 2008 Сычуань/Вэньчуань (Китай), связанное с плотиной Зипингпу (Объем водохранилища 1,1 млрд. м<sup>3</sup>) - это самое большое инициированное/вызванное землетрясение, перечисленное Клозе (2013) в любом тектоническом режима или по любым видам человеческим причинам (например, инъекция, горная разработка и добыча);
- Mw 6.1: землетрясение 1993 Киллари (Индия), связанное с ближайшим водохранилищем (Объем водохранилища 125 млн. м<sup>3</sup>);
- ML 5.9: 1983 землетрясение Шринагаринд (Таиланд), связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 11,8 млрд. м<sup>3</sup>);
- ML 5.0: 1996 землетрясение Томсон (Австралия), связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 1,1 млрд. м<sup>3</sup>).

Для других механизмов образования разломов (нормальный и сдвиговый) Клозе (2013) перечисляет эти большие землетрясения (снова магнитуды предоставлены Клозе 2013):

- Ms 7.1: 1959 Озеро Хебген (США) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 994 млн. м<sup>3</sup>);
- Ms 6.3: 1967 Койна (Индия), нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 2.78 млрд. м<sup>3</sup>);
- Ms 6.1: 1962 Ксинфенджианг (Китай) сдвиговое землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 11.5 млрд. м<sup>3</sup>);
- mb 5.8: 1962 Кариба (Замбия) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (объем водохранилища 175 млрд м<sup>3</sup>);
- ML 5.8: 1975 Оровилл (США) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 4,4 млрд. м<sup>3</sup>);
- Mw 5.7: 1981 Асуан (Египет) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 164 млрд. м<sup>3</sup>);
- Ms 5.6: 1966 Кремастон (Греция) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 475 млрд. м<sup>3</sup>);
- ML 5.3: 1962 Монтинард (Франция) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 275 млн. м<sup>3</sup>);
- ML 5.3: 1977 Чарвак (Узбекистан) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 3 млрд. м<sup>3</sup>);
- ML 5.2: 1974 Шенуо (Китай) сдвиговое землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 540 млн. м<sup>3</sup>);

- ML 5.0: 1966 Бенмо (Новая Зеландия) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 2.04 млрд. м<sup>3</sup>);
- ML 5.0: 1939 Гувер (США) нормальное землетрясение, связанное с ближайшей плотиной (Объем водохранилища 36 млрд. м<sup>3</sup>).

Список, составленный Национальным научно-исследовательским советом (2012) включает в себя следующие дополнительные примеры (шкала магнитуд не дана):

- M 5.7: 1938 Марафон (Греция)
- M 5.4: 1973 Варрагамба (Австралия)
- M 5.3: 1964 Акосомбо (Гана)
- M 5.3: 1969 Киннерсани (Индия)
- M 5.2: 1962 Долина Койот (США)
- M 5.1: 1974 Порто Колумбия (Бразилия)
- M 5.0: 1959 Экамбин (Австралия)

Клозе (2013) предлагает положительную корреляцию между массовым изменением (в случае водохранилищ из-за объема воды) и размером максимального инициированного/вызванного землетрясения, но эта корреляция является довольно слабой (например, его рисунок 3).

На основе этого списка предыдущих землетрясений можно предположить, что магнитуда сценария для инициированного/вызванного землетрясения для Рогунской плотины должна быть не менее 7.9 Mw на основе землетрясения Сычуань/Вэньчуань или Ms 7.1 на основе землетрясения озера Хебген (хотя это произошло в расширенном тектоническом режиме, поэтому он не может иметь отношение к Таджикистану). Тем не менее, были ли эти землетрясения на самом деле инициированы/вызваны присутствием ближайших плотин, не ясно.

Землетрясение 1959 Озера Хебген (Монтана), произошло в сейсмически - активной зоне, 44 года после того, как водохранилище стало заполняться за счет создания плотины Хебген. Бюллетень Сейсмологического общества Америки, том 52 (номер 2, 1962) включает в себя пять статей об этом землетрясении, которые остаются наиболее всеобъемлющими исследованиями, касающимися этого события, которое произошло в малонаселенных и плохо оснащенной зоне перед появлением по всему миру (цифровой) сейсмографической сети. Хотя эпицентральная зона землетрясения совпала с плотиной и водохранилищем, кажется, мало доказательств в литературе (например, ни один из серии статей 1962 не упоминает об этой возможности), что это событие было вызвано наличием плотины. Списки землетрясений, связанных с водохранилищем за исключением Клозе (2013), не содержат это событие (например, Гупта, 2002).

В отличие от этого 1959 землетрясения толчок 2008 Сычуань/Вэньчуань был очень хорошо изучен на сотни опубликованных статей. Вопрос, было ли оно вызвано нагрузкой водохранилища, наполненного плотиной Зипингпу, которая начала заполняться в 2006 году (то есть примерно два с половиной года раньше), был изучен различными авторами. Джи и др. (2009) моделируют нагрузку статической поверхности от водохранилища на близлежащей системе надвига Бэйчуань, которая разорвалась во время землетрясения 2008 года и которая была в пределах нескольких сотен метров от водохранилища. Они пришли к выводу, что эта нагрузка "продвинула часы" на происхождение главного толчка от десятки до сотен лет. Клозе (2011) проводит подобный анализ и приходит к аналогичным выводам. С другой стороны, Дэнг и др. (2010) проводят сравнительный анализ и делают вывод, что существует очень низкая вероятность, что главный толчок, который распространяется с глубины около 20 км, был вызван водохранилищем (хотя мельче, на глубине менее 5 км, возможно,

была вызвана сейсмичность). Подобные выводы были сделаны Гахалот и Гахалот (2010). Кроме того, многие другие статьи по обеим сторонам аргумента были опубликованы до настоящего времени.

Если эти два землетрясения исключаются из рассмотрения, то крупнейшим инициированным/вызванным землетрясением записанным является землетрясение Койна 1967 (Ms. 6.3). Виланд (2013) утверждает, что размер самого большого землетрясения, инициированного водохранилищем до сих пор, всегда был ниже, чем оценка безопасности землетрясения.

Другой способ добиться оценить вероятность вызванной сейсмичности от Рогунской плотины это посмотреть на сейсмичность, связанную с существующими плотинами в том же регионе. В Таджикистане Нурекская плотина является одной из первых крупных плотин с сейсмическими записями до и после наполнения (Симпсон и Негматуллаев, 1981; Кейт и др. 1982). Сейсмотектоническая обстановка для Нурека похожа на Рогунскую. В случае Нурекской плотины, зарегистрированная сейсмичность в диапазоне магнитуд от 1.4 до 4,6 . Наиболее интенсивные всплески повышенной сейсмичности были связаны с быстрым ростом уровня воды в течение первых этапов наполнения. Крупнейшие землетрясения все последовали уменьшениям в скорости наполнения около 0,5 м/день (Симпсон и Негматуллаев, 1981). Увеличение сейсмической не наблюдается на основных разломах вблизи плотины (Кейт и соавт., 1982).

Землетрясения нетектонической природы имеют небольшой очаг, относительно небольшие магнитуды и часто происходят вскоре после наполнения резервуара или после резких колебаний уровня воды водохранилища. Как правило, на основе существующих историй, эти землетрясения имеют магнитуды менее 5 (waterpowermagazine.com: взаимосвязь между крупными водохранилищами и сейсмичностью, 2010).

**В случае Рогунской плотины, если вызванная сейсмичность является нетектонической природы, мы можем ожидать максимальную магнитуду менее 5. Землетрясения выше можно было наблюдать, если изменения в поле напряжения влияет на ближайшие активные разломы, но это не приведет к увеличению максимальной магнитуды на разломы. Максимальная наблюдаемая магнитуда, явно связанная с плотиной составляет 6,3. "Во всех случаях, это вряд ли вызовет Оценка безопасности землетрясения (ОБЗ) водохранилищем – этого еще не произошло (SIC)» (Виланд, 2013).**

Виланд (2013) утверждает, кроме этого, больше чем сейсмичность, связанная с водохранилищем, самыми опасными рисками для крупных плотин являются массовые движения (например, камнепады и оползни) в водохранилище, вызывая перелив плотины или большие нагрузки на сооружение, либо непосредственно на саму плотину. Такие массовые движения могли бы быть вызваны землетрясениями, а также по другим причинам, например, сильный дождь. Эти опасности выходят за рамки этого анализа и не рассматриваются здесь.

## 10 ПРЕДЛАГАЕМЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

Для Рогунской ГЭС, требуются две виды сейсмических инструментов:

- **сеть сильного движения (акселерометры)** для обзора сейсмического поведения плотины при сильных землетрясениях. Для этого, акселерометры должны быть расположены в свободном поле далеко от плотины, в устоях и в теле плотины.
- **микросейсмическая сеть** вокруг плотины и в районе водохранилища, что может записать историческую сейсмичность до начала строительства плотины (по крайней мере, на два года раньше, как правило, рекомендуемый период времени) и сейсмичность в ходе строительства, первого наполнения водохранилища и последующие годы работы водохранилища. Инструментами должны быть цифровые сейсмические станции с датчиками скорости. Количество приборов и географическое распределение зависит от желаемой магнитуды порога, размер водохранилища и региональной сейсмической сети уже на месте. Шестнадцать станций, кажется, должны быть как минимум. Распределение одной станции каждые 5 км требуется, если сеть должна выявлять события ~ M 1.0.

Рекомендуется реализовать этот сейсмический мониторинг как можно скорее для того, чтобы оценить историческую (базовую) сейсмичность до строительства плотины.

## 11 РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ВОСО

Для проектирования сейсмостойких конструкций различных сооружений и элементов проекта большой плотины ICOLD (2010) рекомендует определение следующих проектных землетрясений:

Максимальное расчетное землетрясение (MP3): Для больших плотин периодом повторяемости MP3 принимается **10 000 лет**. Параметры колебания грунта MP3 должны быть **оценены на основе ВОСО**. Согласно ICOLD (2010) средние значения параметров колебания грунта MP3 будут приняты. В случае, когда один сейсмический источник (разлом) в основном способствует сейсмической опасности, равномерные спектры опасности могут быть использованы для сейсмического проектирования. В противном случае, **на основе разукрупнения сейсмической опасности** (по сравнению с величиной расстояния источник-до-участок) землетрясения различного сценария могут быть определены. Это, кажется, в случае с Рогунской ГЭС

Оценка безопасности Землетрясение (ОБЗ): ОБЗ, это сейсмическое колебание грунта плотина должна быть в состоянии противостоять без неконтролируемого выброса из водохранилища. Для крупных плотин **ОБЗ может быть принят как движения грунта MP3**, рассмотренные выше. ОБЗ является руководящим сейсмическим колебанием грунта для оценки безопасности и проектирования сейсмостойких конструкций плотины и компонентов, определяющих безопасность, которые должны функционировать после ОБЗ. **MP3 рассматривается как верхний предел для ОБЗ.**

Максимальное проектное землетрясение (DBE): DBE с периодом повторяемости 475 лет является базовым расчетным землетрясением для прилегающих структур в Европе. Параметры колебания грунта DBE **оцениваются на основе ВОСО**. Могут быть приняты средние значения параметров движения грунта DBE.

Расчётное землетрясение при эксплуатации (ОБЕ): можно ожидать возникновение ОБЕ в течение срока службы плотины. Никаких повреждений или потери обслуживания не должно произойти. Оно имеет вероятность возникновения около 50% в течение срока службы 100 лет. Период возврата берется за 145 лет (ICOLD 2010 года). Параметры движения грунта ОБЕ **определяется на основе ВОСО**. Могут быть приняты средние значения параметров колебания грунта ОБЕ.

Критерии проектирования связаны с периодом повторяемости движения грунта землетрясения. Только ВОСО может определить эти уровни колебания грунта с учетом эпистемических неопределенностей, связанных с предположениями и выбором параметров и процедур. Мы



настоятельно рекомендуем выполнения такой передовой ВОСО для получения сейсмических критериев, которые будут использоваться в будущем на стадии детального проектирования плотины.

Руководство для таких ВОСО приведены в приложении 3.

## 12 ССЫЛКИ

### 12.1 Отчеты

Бабаев и др. (2005) “Сейсмические условия на территории Таджикистана”

Банковское ТЭО для строительства первой очереди – Том 3С - «Геология, геотехника и сейсмические характеристики» - часть 3 из 3 - Ламайер - апрель 2006 г.

Рогунская ГЭС на реке Вахш, Технический проект. Гидропроект, Ташкент 1978.

Рогунская ГЭС в РТ, Банковское ТЭО для завершения строительства первой очереди – «Геология, геотехника и сейсмические характеристики». Ламайер, 2006 Спецификация исходной сейсмичности района Рогунской ГЭС и определения параметров эффекта расчетного землетрясения – Информационный отчет – ООО «Центр Геодинамических исследований» - 2005 г.

Определения начальной сейсмичности района Рогунской ГЭС и характеристика расчетных сейсмических нагрузок (второй этап) - Гидропроект – отчет № 2360-VTK2-001 - 2005

Определение начальной сейсмичности района Рогунской ГЭС и определения параметров прогнозируемых сейсмических эффектов (первый этап) – Гидропроект – отчет № 2360-VTK2-001 - 2005

Проверка базовой сейсмичности створа Рогунской ГЭС и оценка параметров воздействия расчетной сейсмичности - Оценка параметров воздействия расчетного землетрясения Рогунской ГЭС - ООО «Центр Геодинамических исследований» - 2005

### 12.2 Статьи

Аккар, С., и Буммер, Дж. Дж., 2010, Эмпирические уравнения для предсказания ПУГ, PGV и спектральных ускорений в Европе, Средиземноморском регионе и в Ближнем Востоке, Сейсмологические исследовательские письма, 81(2), 195–206.

Аккар, С., Сандиккая М.А. и Буммер, Дж. Дж., 2013, Эмпирические модели колебания грунта для сценариев точки и расширенного источника землетрясения коры в Европе и на Ближнем Востоке. Бюллетень сейсмостойкого строительства, в печати.

Анчета Т.Д, Дарра, Р.Б, Стюарт Д.П, Сейхан, Е., Сильва, В. Дж., Цю Б.С. Джи, Вудделл К.Е., Грейвс Р.В., Коттке А.Р, Боо Д.М., Кишида Т., Донахью Дж. Л., 2013, база данных PEER NGA-West 2, PEER Report 2013/03, Тихоокеанский Научно-исследовательский центр сейсмостойкого строительства, Университет Калифорнии, Беркли.

Баженов, М. Л., и Буртман, В. С., 1982, Кинематика Памирской арки, Геотехника, 3, 100-120

Беккер, А., Тектоника Афгано-Таджикской депрессии (на русском), Геотектоника, 1, 76-82, 1996

Биллингтон, С., Исакс, Б. Л. и Баразанги, М., 1977, Пространственное распределение и фокальные механизмы землетрясений мантии в Хиндукуш-Памирского региона. Контролируемая зона Бениофа, Геология, 5, 699-704.

Буммер, Дж. Дж., Дуглас, Дж., Шербаум, Ф., Коттон, Ф., Бангам, Х. И Фах, Д. 2010, По выбору уравнений предсказания колебания грунта для анализа сейсмической опасности, Сейсмологические исследовательские письма 81(5), 783-793. DOI: 10.1785/gssrl.81.5.783.

Боммер Дж. Дж., Аккар С. и Друэ С., 2012, Продление уравнений прогнозирования колебаний грунта для спектральных ординат до более высоких частот реакции, Бюллетень сейсмостойкого строительства 10 (2), 379-399.

Бор, Д. М., и Аткинсон, Г. М. 2008, Уравнения предсказания колебания грунта для среднего горизонтального компонента ПУГ, PGV, и 5%-затухание PSA при спектральных периодах между 0.01 с и 10.0 с, Спектры землетрясения, 24(1), 99–138.

Бор Д. М. Стюарт, Дж. П., Сейхан, Е., Аткинсон, Г.М., 2013, NGA-West 2 Уравнения для прогнозирования реакции спектральных ускорений для землетрясений мелкой земной коры, Отчет PEER 2013/05, Тихоокеанский Научно-исследовательский центр сейсмостойкого строительства, Университет Калифорнии, Беркли.

Бюллетень ICOLD 137, 2011, Водохранилища и сейсмичность, состояние знаний”.

Буртман, В.С., Молнар, П., 1993, Геологическое и геофизическое доказательство для глубокого пододвигания континентальной коры под Памир. Специальная газета Геологического общества Америки, 281.

Буртман, В.С., 2000, Кайнозойское вдавливание земной коры между Памиром и Тянь-Шань и реконструкция Памиро-Тянь-Шаньской переходной зоны для мела и палеогена, Тектонофизика, 319, 69–92.

Кэмпбелл, К.В., и Бозоргниа, Ю., 2008, NGA модель колебания грунта для среднего геометрического горизонтального компонента ПУГ, PGV, PGD и 5% линейный эластичный ответный спектр затухания для периодов от 0.01 до 10 с, Спектр землетрясения, 24(1), 139–171.

Кэмпбелл, К.В., и Бозоргниа, Ю., 2013, NGA модель колебания грунта Кэмпбелла –Бозогниа для горизонтального компонента ПУГ, PGV, PGD и 5% линейный эластичный ответный спектр затухания для периодов от 0.01 до 10 с, Отчет PEER 2013/06, Тихоокеанский Научно-исследовательский центр сейсмостойкого строительства, Университет Калифорнии, Беркли.

Шателен, Дж. Л, Рокер, С.В., Хатцфелд Д., Молнар, П., 1980, Сейсмичность микро-землетрясения и решения по плоскости разлома в регионе Хиндукуш и их тектонические последствия, журнал геофизического исследования, 85, 1365-1387.

Дэн, К., Чжоу, С., Ван, Р. Робинсон, Р., Чжао, С. и Чэн, В., 2010. Доказательства того, что Mw 7.9 землетрясение 2008 года Вэньчуань не могло быть вызвано водохранилищем Зипингпу, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 100 (5B), 2805-2814, DOI: 10.1785/0120090222.

Дуглас Дж., 2011. Уравнений предсказания колебаний грунта 1964-2010, Заключительный отчет, BRGM/RP-59356-FR, 444 страниц, 9 иллюстраций

Иванс, С. Г., Робертс, Н. Дж., Ищук, А., Делани, К.Б, Морозова, Г.С. и Тутубалина О., 2009. Оползни, вызванные землетрясением Хаит 1949, Таджикистан, и связанная с ним гибель людей, Инженерная геология, 109, 195-212.

Фен, Г., Ни, Дж. Ф. и Уоллес, Т.С, 1994, Активная тектоника Памира и Каракорума, журнал геофизического исследования, 99, 7131-7160.

Гахалот К. и Гахалот, В. К., 2010, Влияние наполнения водохранилища Зипингпу на возникновение землетрясения 2008 года Вэньчуань и местную сейсмичность Международный геофизический журнал, 183 (1), 277-285, DOI: 10.1111/j.1365- 246X.2010.04715.x.

Джи С., Лю М., Лу Н., Годт Дж.В. и Ло Г., 2009. Инициировало ли водохранилище Зипингпу землетрясение Вэньчуань 2008 года? Геофизические исследовательские работы, 36 (20), DOI: 10.1029/2009GL040349

Губин, И., 1960, Модели сейсмических событий на территории Таджикистана [на русском]: Москва, АН СССР, 464 с.

Гупта Х.К., 2002, Обзор последних исследований землетрясений, вызванных искусственными водохранилищами с особым акцентом на землетрясения в Койна, Индии, Земля-Научные анализы, 58 (3-4), 279-310

Гусева, Т.В., Лук, А. А., Певнев, А.К., Сквородкин, Ю. П., Шевченко В.И., 1983, Геодинамика района полигон Гарма в Таджикистане: Известия, Физика Твердой Земли, 19, 506-518.

Гамбургер, М.В., Саревич, Д.Р., Павлиш, Т.Л. и Попандопуло, Г.А., 1992. Структурные и сейсмические доказательства для внутриконтинентального пододвигания на хребте Петра первого, Центральная Азия. Бюллетень геологического общества Америки, 104, 397-408.

ICOLD, 2010, Выбор сейсмических параметров для крупных плотин: руководящие принципы, Бюллетень 148 (Бюллетень 72, 2010 ред.), Международная комиссия по большим плотинам.

Кейт, С, Симпсон, Д.В, Соболева, О. В. 1982, Вызванная сейсмичность и стиль деформации водохранилища Нурекской ГЭС, Таджикской ССР, журнал геофизического исследования, 87, 4609-4624.

Клозе, С.Д., 2011, Свидетельство антропогенной поверхностной нагрузки, как механизма инициирования в землетрясении Вэньчуань 2008 года, Экологическая наука о Земле, 66, 1439-1447. DOI 10.1007/s12665-011-1355-7.

Клозе С. Д, 2013, Механические и статистические данные причинности антропогенных массовых сдвигов на верхней земной коре и возникновение землетрясений, Журнал сейсмологии, 17 (1), 109-135.

Кравченко, К., 1979, Тектоническая эволюция Тянь-Шань, Памир, Каракорум и, в Фарах, А. и Диджонг К.А., Геодинамика Пакистана: Исламабад, Пакистан, Геологическая служба Пакистана, 303-317.

Кристи, М.Ю, и Симпсон, Д.В., 1980, Изменения сейсмичности предыдущих двух последних землетрясений Центральной Азии: журнал Геофизического исследования, 85, 4829-4837.

Лейт, В., 1982, Скальные комплексы в Центральной Азии и эволюция южной окраины Азии, Тектоника, 1, 303-318.

Лейт, В., 1985, Среднемезозойское расширение в Центральной Азии: Природа, 313, 567-570.

Лейт, В., и Альварес, В., 1985, Структура Вахшской складчато-надвигового пояса, Таджикской ССР: Применение спутниковых снимков «Лендсат» к непрерывному картированию структуры, Бюллетень геологического общества Америки, 96, 875-885.

Лейт, В., и Симпсон, Д. В, 1986, Сейсмические зоны в Гиссаро-Кокшальской сейсмической зоне, Советской Средней Азии, журнал Геофизического исследования, 91, 689-697.

Леонов, Н. Н., 1960, землетрясение Хаит, 1949 и геологические условия ее возникновения, Известия Академии наук СССР, Геофизические серии, 3, 409-424 (на русском языке).

Леонов Ю.Г., и Никонов, А., 1988, Проблемы неотектонического развития горного комплекса Памиро-Тянь-Шань, Геотектоника, 22 (2), 178-187.

Лозиев В.П., 1968, Геологическое строение, в Небзеветске, П., Атлас Таджикистана.: Душанбе, Академия наук Таджикской ССР, 16.

Лакк, А.А., Нерсесов, И.Л., Певнев А.К., Юнга, С.Л., 1980, Настоящие движения западной части хребта Петра I из геодезических и сейсмологических данных: Известия, Физика Земли, 16 (5), 32-41.

Лакк А.А., Шевченко В.И., 1986, Характер деформации земной коры в регионе Гарм, Таджикистан, из геологических и сейсмических данных: Известия, Физика Земли, 22 (7), 527-539.

Лакк А.А., Юнга, С.Л., 1988, Напряженно-деформированное состояние земной коры в Гармском регионе. II. Результаты реконструкции: Известия, Физика Земли, 24, 513-523.

Лакк, А.А., Юнга, С.Л., Шевченко, В.И. и Гамбургер, М.В., 1995, Механизмы очагов землетрясения, деформированное состояние, и сеймотектоника Памиро-Тянь-Шаньского региона, Центральная Азия, журнал Геофизического исследования, 100 (В10), 20321-20343.

Махкамов Р., Мавлянов С.Р., Ниязов, Б.Н. и Джуманкулов М.Х., 1985, Не антиклинальные затворы-источники увеличения запасов нефти и газа в Советской части афгано-таджикской депрессии, Геология нефти и газа, 19, 486-488.

Молнар П., Фитч, Т., и Ву, Ф., 1973, Решения по плоскости разлома и современной тектоники в Азии, Научные письма Земли и планеты, 9, 101-112.

Молнар П., Таппониер, П., 1975, Кайнозойская тектоника Азии: последствия континентального столкновения, Наука, 189, 419-426.

Национальный исследовательский совет, 2012, возможность инициированной сейсмичности в энергетических технологиях. Пресса национальной академии, Вашингтон, О.К., США

Негредо, А.М., Реплумаз А., Вилласенор, А. и Гийлот, С., 2007. Моделирование эволюции континентальных процессов пододвигания в регионе Памиро-Хиндукуш, Научные письма Земли и планеты, 259, 212-225.

Нельсон, М.Р., Маккеффри Р., Молнар, П., 1987, Исходные параметры для 11 землетрясений на Тянь-Шань Центральной Азии, определенные инверсии сигнала формы SH и P, журнал Геофизического исследования, 92, 12629-12648.

Ни, Дж., 1978, Современная тектоника в регионе Тянь-Шань, Научные письма Земли и планеты, 41, 347-354.

А. А. Никонов, 1975, Последнее сеймотектоническое движение разлом в горных районах Средней Азии и их связь с магнитудой землетрясения, Тектонофизика, 29, 439-446

Павлиш, Т. Л., и Гамбургер, М. В., 1990, Юрско-меловая Таджикская депрессия, Советская Средняя Азия: Рифтовая граница Азии относительно территории бассейна, Тезисы геологического общества Америки с Программами, 7, А144.

Павлиш, Т. Л., и Гамбургер, М. В. И Павлиш Г.Л., 1997, Эрозийные процессы, как контроль над структурной эволюции активно деформирующего разлома и надвигового пояса: пример из Памиро-Тянь-Шаньского региона, Центральной Азии, Тектоника, 16, 810 -822.

Павлиш, Г.Л., Дас, С., 2000, Памиро-Гиндукушская сейсмическая зона как маркер напряжения для потока в верхней мантии, Тектоника, 19, 103-115.

Пеглер Г., Дас, С., 1998, улучшенное изображение Памира-Гиндукушской сейсмической зоны от перемещенных гипоцентров землетрясения, Геофизический международный журнал, 134, 573-595.



Певнев А.К., Гусева, Т.В., Одинов Н.Н., Сапрыкин, Г. В., 1975, Закономерности деформаций земной коры на стыке Памира и Тянь-Шань, Тектонофизика, 29, 429-438.

Раутиан, Т. и Лейт, В., 2002, Композитные региональные каталоги землетрясений из стран бывшего Советского Союза, Геологическая служба США Отчет Открытого файла 02-500.

Шнайдер Ф.М., Юань, Х., Шерр, Б., Меши, Дж., Сиппл, С., Хаберланд, С., Минаев, В., Оймахмадов И., Гадоев, М., Раджабов Н., Абдубачаев, У., Орунбаев, С. и Негматуллаев, С. (в печати 2013) Сейсмическое изображение пододвигающейся континентальной нижней коры под Памиром, Научные письма Земли и планеты.

Скордилис И. М., 2006. Эмпирические глобальные соотношения преобразовывающие MS и mb в моментную магнитуду. Журнал сейсмологии 10: 225-236

Шебалин Н.В. Определение глубины землетрясения от его данных величины и микросейсмичности (на примере землетрясений Кавказа), ТН Института геофизики АН Гр. ССР, 20, 1959.

Широкова, Е. И., 1974, Детальное изучение напряжений и плоскостей разломов в очагах землетрясений Центральной Азии, Известия, Физика Земли, II, 707-717.

Широкова, Е. И., 1979, Особенности механизма очагов землетрясений Центральной Азии, Известия, Физика Земли, 15, 714-722.

Симпсон, Д.В. и С. К Негматуллаев, 1981, Вызванная сейсмичность в водохранилище Нурекской ГЭС, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 71, 1561-1586.

Симпсон, Д.В. , Лейт, В.С. и Шольц, С.Х., 1988. Два типа сейсмичности, вызванной водохранилищем, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 78, 2025-2040.

Скобелев С.Ф. и Флоренский, П. В., 1974, Голоценовая тектоническая деформация и оползни в Вахшская надвиговая зона, Геотектоника, 8, 104-107.

Скобелев С.Ф., 1977, Горизонтальное сжатие и складчатость в хребте Петра I, Геотектоника, 11, 144-152.

Таппониер П., Маттеу, М., Пруст, Ф. и Кассайно, К., 1981, Мезозойские офиолиты, швы и крупномасштабные тектонические движения в Афганистане, Научные письма Земли и планеты, 52, 355-371.

Таппониер, П., Г. Пельтцер, А.Ю. Ле Дейн, Р. Армиджо, П. Кобболд, Распространяющиеся выдавливающие тектоники в Азии: новые идеи из простых экспериментов с пластилином, Геология, 10 В., 611-616, 1982

Трифонов В.Г., 1978, Поздне четвертичные тектонические движения Западной и Центральной Азии, Бюллетень геологического общества Америки, 89, 1059-1072.

Вилласеньор А., Спакмэн, В., Энгдаль, И.Р., 2003. Влияние региональных времен распространения волны в глобальных томографических моделях. EGS-AGU-EUG Совместная Ассамблея, Ницца

Уэллс, Д.Л. и Копперсмит, К., 1994, Новые эмпирические взаимосвязи между Магнитудой, Длиной разрыва, Шириной разрыва, Зоны разрыва, и Смещения поверхности, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 84 (4), 974-1002.

Виланд, М., 2013, Аспекты безопасности плотины сейсмичности, вызванной водохранилищем, Презентация на семинаре по «Сейсмические воздействия на плотины и водохранилища, Ханой, март 17 - 19.

Захаров, С. А., Кухтиков, М. М., Левен, Е. Я, и Винмченко, Г.Т, 1968, Тектоника, в Небзеветски, П., Атлас Таджикистана:. Душанбе, Академия наук Таджикской ССР, стр. 17-20.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов, Л. М., 1990, Геология СССР: пластинчатые тектоники Синтез тектоники плит, Вашингтон, округ Колумбия, Серии Американского геофизического союза Геодинамики, 21, 242 с.

# ПРИЛОЖЕНИЕ 1

## КАТАЛОГ СЕЙСМИЧНОСТИ

### CASRI (1895-2009) + ISC (2010-2013)

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

## Каталог сейсмичности

### CASRI (1895-2009) + ISC (2010-2013)

Год	Месяц	День	Час	Мин	Сек	Широта	Длина	Глубина	Mw_конв	Название
1896	9	23	23	20		37	71	160	7,5	
1907	10	21	4	23	20	38,5	67,9	35	7,4	Каратогское 1
1949	7	10	3	53	38	39,2	70,8	16	7,4	Хаитское
1962	7	6	23	5	33	36,8	70,1	210	7,4	
1907	10	21	4	44		38,7	68,1	24	7,3	Каратогское 2
1917	4	21	0	49	49	37	70,5	220	7,3	
1908	10	24	21	16	36	37	70	220	7,1	
1943	2	28	12	54	35	36,8	70,8	280	7,1	
1903	4	19	13	25		37	71	160	7,0	
1902	8	30	21	50		37	71	33	6,8	
1922	12	6	13	55	36	37,4	71,3	230	6,8	Шивское
1927	4	18	15	2	0	37	71	200	6,8	
1897	9	17	17	19		39,9	68	45	6,7	Уратюбинское 2
1948	9	7	8	15	22	36,9	70,6	220	6,7	
1897	9	17	15	10		39,8	68,4	25	6,6	Уратюбинское 1
1934	8	31	14	57	47	38,9	70,9	8	6,5	Арганкулское 1
1937	10	29	7	26	37	36,6	70,1	200	6,5	
1998	5	30	6	22	28	37,15	70,12	30	6,5	
1923	12	28	22	24	48	39,6	69,2	18	6,4	Гарданское
1924	9	16	2	36	2	38,9	70,5	20	6,4	
1941	4	20	17	38	27	39,2	70,5	8	6,4	Гармское 1
1960	1	9	7	24	5	36,7	70,1	210	6,4	
1888	11	28	6	40		40	69,8	20	6,3	Костакозское
1955	6	3	14	1	53	36,9	70,8	80	6,3	
1955	7	3	14	1	53	36,9	70,8	80	6,3	
1958	3	28	12	6	25	36,9	71	190	6,3	
1984	10	26	20	22	20	39,25	71,26	15	6,3	Джигартайское
1822	9					40,3	71,5	12	6,2	
1823	1	1				40,3	71,5	12	6,2	
1907	10	27	5	17		38,8	68,4	24	6,2	Чуянчинское
1924	9	17	10	20	51	36,8	70,7	100	6,2	
1930	9	11	17	20	12	36,7	70,1	220	6,2	
1935	7	5	17	53	0	38,3	67,4	18	6,2	Байсунское 1
1949	7	10	15	49	17	39,2	71,1	19	6,2	
1949	7	10	16	24	0	39,1	71	14	6,2	
1952	11	27	7	20	32	36,6	70	150	6,2	



Год	Месяц	День	Час	Мин	Сек	Широта	Длина	Глубина	Mw_конв	Название
1990	2	5	5	16	44	37,09	71,29	89	6,2	
1935	10	8	9	19	6	38,8	70,8	8	6,2	Арганкулское 2
1951	6	12	22	40	41	36,7	70,4	240	6,2	
1952	5	28	7	47	44	37	70,8	230	6,2	
1960	7	6	5	16	48	36,8	70,5	210	6,2	
1969	11	24	17	23	21	37,3	71,4	113	6,2	
1902	8	12	17	16		39,5	68,5	35	6,1	
1925	5	14	7	10	56	37	69,5	150	6,1	
1929	3	3	3	11	3	36,8	70,7	200	6,1	
1935	5	12	5	20	24	37,5	71,2	100	6,1	
1943	1	11	19	50	18	38,62	69,3	10	6,1	Файзабадское 2
1957	4	26	2	11	54	36,8	70,6	180	6,1	
1957	8	20	15	21	11	36,9	71	210	6,1	
1959	3	2	15	51	43	37	70,5	220	6,1	
1961	9	28	5	0	45	36,8	70,5	200	6,1	
1893	11	5	3	30		39,5	69,4	40	6,0	
1923	8	31	2	15	54	38,5	72	10	6,0	
1932	10	29	11	8	50	39,2	72,2	20	6,0	
1951	4	14	4	10	6	39,1	71,6	25	6,0	
1968	1	29	5	0	11	36,7	70,2	230	6,0	
1970	9	4	13	12	1	36,7	70,1	280	6,0	
1977	1	31	14	26	15	40,08	70,86	20	6,0	Исфара-Баткенское
2007	1	8	17	21	48	39,7	70,35	0	6,0	
1902	4	17	21	10	0	40	71	30	6,0	
1933	5	27	22	41	58	37	70,5	230	6,0	
1939	5	30	10	7	6	38,98	70,45	6	6,0	Каратегинское 2
1940	10	5	14	44	33	37,2	69	15	6,0	
1949	7	10	15	19	0	39,1	71	10	6,0	
1949	7	19	17	42	12	39,1	71,1	10	6,0	
1955	1	10	4	25	50	37,2	70,8	100	6,0	
1957	1	20	18	12	50	36,9	71	80	6,0	
1958	1	6	1	54	37	37	71	70	6,0	
1958	8	8	12	52	9	36,8	70,8	210	6,0	
1964	7	6	10	13	45	37,1	71,3	100	6,0	
1998	2	4	14	33	21	37,08	70,08	33	5,9	
1915	2	24	15	41	0	39,2	67,8	30	5,9	
1926	6	30	22	51	46	38,8	70	10	5,9	
1930	9	22	16	26	40	38,53	69,45	5	5,9	Файзабадское 1
1947	12	7	1	44	18	36,7	70,5	200	5,9	
1974	6	3	11	45	36	36,9	71,2	100	5,9	
1977	5	4	2	37	43	37,05	71,31	110	5,9	
1989	1	22	23	2	3	38,49	68,67	3	5,9	
1923	7	16	13	23	42	37,5	70,5	15	5,8	
1923	12	20	15	13	24	39,5	72	15	5,8	

Год	Месяц	День	Час	Мин	Сек	Широта	Длина	Глубинк	Mw_конв	Название
1925	1	2	23	15	50	38,8	70	10	5,8	
1937	11	13	11	50	37	38	69,5	10	5,8	
1940	7	17	11	44	44	36,8	70,7	15	5,8	
1941	5	6	16	55	29	39,3	70,6	10	5,8	Назарайлокское
1942	5	28	15	20	3	38,8	70,9	10	5,8	
1943	6	2	2	55	24	39,2	71,8	10	5,8	
1946	6	26	15	21	35	36,7	70,5	200	5,8	
1949	7	8	8	2	16	39,2	70,8	18	5,8	Ясманское 2
1950	5	20	18	53	50	37,1	70,9	160	5,8	
1954	5	16	22	10	40	36,8	70,8	180	5,8	
1959	9	12	21	20	3	36,9	71	200	5,8	
1962	4	24	14	20	13	36,9	70,2	220	5,8	
1975	6	28	4	26	35	36,6	70	200	5,8	
1979	12	5	8	42	26	37,6	71,9	130	5,8	
1985	10	13	15	59	52	40,3	69,8	10	5,8	Кайраккумское
2004	11	17	20	58	22	39,19	71,80	25	5,8	Кайраккумское
2006	7	6	3	57	54	39,09	71,80	25	5,8	
1869	3	25	0	30		39,8	69,5	30	5,8	
1903	1	20	8	24		37	71	30	5,8	
1933	9	9	19	34	21	40,1	70,7	26	5,8	
1935	5	16	17	24	16	37,5	69,2	52	5,8	
1941	4	26	23	10	58	39,3	70,6	10	5,8	
1942	2	28	4	54	55	39,2	70,9	10	5,8	
1943	1	12	9	5	9	38,47	69,26	5	5,8	Кафдонское 1
1955	12	11	5	42	39	37,3	71,3	100	5,8	
1958	1	7	6	5	10	38,91	70,31	10	5,8	Камчиракское
1958	9	25	6	54	4	36,6	69,9	230	5,8	
1982	5	6	15	42	22	40,22	71,5	20	5,7	Чиминское
1905	2	25	10	35	0	37	70,5	30	5,7	
1925	8	30	13	16	13	38	69,5	10	5,7	
1926	4	11	6	26	24	40,6	69,5	18	5,7	
1930	3	6	15	44	20	39	72	10	5,7	
1930	9	23	10	15	20	37,6	71,6	120	5,7	
1933	12	9	7	52	7	36,7	69,4	15	5,7	
1934	9	8	6	44	55	38,4	71,2	11	5,7	
1938	1	12	1	8	21	38,8	71	10	5,7	
1948	11	22	16	6	4	39,2	68,1	30	5,7	
1949	7	10	14	13	24	39,2	71,1	10	5,7	
1951	5	12	22	7	52	39,62	71,2	25	5,7	
1959	2	1	3	13	36	37,1	70,9	220	5,7	
1962	10	9	15	59	21	36,8	70,9	230	5,7	
1962	11	26	1	41	8	36,6	70	160	5,7	
1965	2	16	20	46	42	36,8	70,8	180	5,7	
1966	12	13	12	21	1	37,4	71,8	119	5,7	

Год	Месяц	День	Час	Мин	Сек	Широта	Длина	Глубинк	Mw_конв	Название
1975	10	17	1	9	5	37,35	71,27	80	5,7	
1979	12	12	10	3	42	37,1	71,2	80	5,7	
1926	5	2	10	0	50	39,5	72	10	5,6	
1930	1	7	17	27	36	39,2	72,1	10	5,6	
1935	4	22	13	15	27	39,8	67,5	25	5,6	
1936	8	29	12	41	50	38,2	72	30	5,6	
1939	6	19	0	42	40	37,3	71,4	15	5,6	
1941	4	26	7	8	3	36,8	70,2	180	5,6	
1949	8	23	22	3	54	39,2	71,1	25	5,6	
1950	11	17	22	1	4	38,75	70,5	8	5,6	Тавильдаринское
1956	9	22	15	54	23	38,45	69,28	7	5,6	Нурекское 1
1959	5	26	6	35	58	37	69,9	30	5,6	
1959	7	31	19	53	2	38,9	70,4	8	5,6	
1960	7	17	5	14	35	36,7	70	25	5,6	
1961	8	23	4	12	39	38,55	68,5	25	5,6	Душанбинское
1963	10	14	21	12	38	37,5	71,9	110	5,6	
1969	3	22	4	52	32	38,93	70,56	9	5,6	Гармское 3
1975	9	17	3	48	32	37,4	71,6	135	5,6	
1976	6	16	15	29	19	36,6	69,6	160	5,6	
1985	7	8	1	31	53	36,6	70	210	5,6	
1990	12	20	7	2	59	37,6	70,3	5	5,6	
2006	7	29	0	11	53	37,37	68,67	37	5,6	
1907	10	24	5	10	0	38	68,8	18	5,6	
1934	9	23	1	24	31	39,3	71,1	10	5,6	
1935	1	4	10	22	16	38,9	70,9	10	5,6	
1949	5	10	9	13	25	36,9	69,9	180	5,6	
1950	11	21	20	53	57	38,6	70,5	9	5,6	
1955	7	19	8	47	38	39,7	68	14	5,6	Бахмалское
1957	10	5	22	40	46	37,6	69,4	50	5,6	
1958	1	13	20	28	43	39,5	71,8	20	5,6	
1958	5	30	1	10	17	36,8	70,6	200	5,6	
1966	4	14	21	6	14	38,96	70,55	10	5,6	Гармское 2
1973	1	3	14	31	1	39,16	71,84	10	5,6	
1993	8	8	22	41	43	38,67	70,46	16	5,5	
1996	11	23	1	56	58	38,99	70,83	50	5,5	
2006	7	6	4	17	42	38,92	71,61	10	5,5	
2003	10	21	2	21	33	37,16	71,41	218	5,5	
1986	9	17	12	8	9	37,43	71,68	110	5,5	
1991	4	18	9	18	30	37,46	68,27	33	5,5	Кабадиянское
2001	9	2	16	58	33	38,75	72,19	33	5,5	

Дата	Час	Широта (°N)	Длина (°E)	Глубина (км)	Сеть	mb (ISC)	Mw конв.
19/07/2011	19:35:43.48	40.0810	71.4100	20.0	NEIC	6,1	6,2
24/01/2011	02:45:30.50	38.4018	72.8467	101.9	ISC	6	6,1
12/05/2012	23:28:42.70	38.6500	70.4200		CSEM	6	6,1
17/08/2011	18:21:41.72	38.4798	73.7713		KRNET	5,7	5,9
10/06/2010	06:38:05.70	39.8550	74.8351	30.4	ISC	5,5	5,7
07/09/2010	15:41:41.60	39.5004	73.7684	32.0	ISC	5,5	5,7
19/07/2012	07:36:35.47	37.2480	71.3750	98.4	NEIC	5,5	5,7
03/08/2010	16:26:26.16	38.4227	69.5571	31.7	ISC	5,4	5,6
01/06/2012	12:32:22.54	39.7620	75.1940	9.9	NEIC	5,4	5,6
30/08/2012	13:50:06.93	37.6682	71.6455	0.0	NNC	5,4	5,6
02/01/2010	02:15:10.08	38.2935	71.4519	29.9	ISC	5,3	5,5
11/03/2011	21:26:53.37	40.0277	71.7258	1.0	KRNET	5,3	5,5
26/07/2012	01:06:30.42	38.2680	73.9880	116.3	NEIC	5,3	5,5



## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

### ФАЙЛ ВВОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ УРАВНЕНИЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЕБАНИЯ ГРУНТА

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

## ФАЙЛ ВВОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ УРАВНЕНИЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЕБАНИЯ ГРУНТА

Пример файла вводных данных для разлома Вахш и сценария МИЗ +0.5 (см. Таблица 12)

```
D:\Documents\Rogun_
../coefficients/
3
ab10
ba08
cb08
0.50      % number of sigmas (epsilon)
017      % number of periods to compute ground motions for
0.000
0.020
0.030
0.050
0.075
0.100
0.150
0.200
0.300
0.500
0.750
1.000
1.500
2.000
2.500
5.000
10.00
6.40      % magnitude OBE
6.90      % magnitude MDE
7.90      % magnitude MCE
R          % mechanism (S=strike-slip, R=reverse, N=normal, T=thrust, B=intraslab, F=interface)
005.0     % de (km)
001.0     % df (km)
003.4     % dr (km)
005.0     % ds (km)
010.0     % dh (km)
007.0     % rx (km) (horizontal distance from top edge of rupture on HW side - only for AS07)
010.0     % focal depth (km) (only used for subduction equations)
gm        % component : gm=geometric mean
y         % on hanging wall?
060.0     % dip of fault (degrees)
-99.9     % depth to top of rupture (km)
-99.9     % rupture width (km)
-99.9     % depth to the 2.5km/s shear-wave velocity horizon in km
-99.9     % depth to the 1.0km/s shear-wave velocity horizon in m
0         % 0=>horizontal, 1=>vertical
1000.0    % Vs30 (m/s)
0         % Aftershock flag (only for Chiou & Youngs, 2008) 0=>not an aftershock, 1=>aftershock
```

Коды для измерений расстояния

- c de = эпицентральное расстояние
- c df = расстояние до проекции поверхности разлома (расстояние Джойнер-Бор)
- c dh = Гипоцентральное расстояние
- c dr = расстояние разрыва
- c ds = сейсмогенное расстояние

## **ПРИЛОЖЕНИЕ 3**

### **Руководящие принципы Вероятностной оценки сейсмической опасности для проекта Рогунской ГЭС, Республика Таджикистан**

## ПРИЛОЖЕНИЕ 3

# Руководящие принципы Вероятностной оценки сейсмической опасности для проекта Рогунской ГЭС, Республика Таджикистан

### **Общая цель исследования**

Следующий этап проектирования для предлагаемой Рогунской ГЭС требует Вероятностную Оценку Сейсмической Опасности (ВОСО), чтобы предложить соответствующие условия сейсмической нагрузки с точки зрения спектральных ускорений упругой характеристики и связанного с ним ускорения в реальном времени в целях проектирования на данном участке.

Оценка опасности в данном проекте будет следовать трем основным этапам, а именно:

1. **Оценка сейсмичности изучаемой территории**, путем сбора информации об исторических и инструментальных землетрясениях из надежных источников данных.
2. **Оценка тектонической обстановки исследуемой территории, сейсмотектонического анализа и параметров сейсмической активности.** Сейсмические источники определяются как сейсмотектонические блоки, состоящие из главных и второстепенных активных разломов и сейсмотектонических районов. Сейсмическая активность описывается для каждого блока.
3. **Вероятностная Оценка Сейсмической Опасности (ВОСО)**

Подготовка, путем выбора уравнений прогнозирования колебания грунта (УПКГ, также известных как взаимосвязи затухания) с учетом их применимости в сейсмотектонической обстановке и эпистемической неопределенности.

Определение колебания грунта на горизонтальной обнаженной породе посредством ВОСО, в том числе расчет ожидаемого пикового ускорения грунта (ПУГ), кривых опасности, и равномерных спектров для нескольких периодов повторяемости, а также разукрупнения и исследования чувствительности. Этот процесс должен учитывать все доступные базы данных по сейсмичности, тектонике, геологии и характеристик колебания грунта в интересующей области.

#### **4. Обзор ВОСО**

В таблице 1 приведены этапы, которым необходимо следовать для регионального анализа сейсмической опасности в этом проекте и результаты, которые необходимо достичь на каждом этапе.



Таблица 2 – Этапы, необходимые выполнить в анализе региональной сейсмической опасности

	Описание	Основные результаты необходимые получить для следующих этапов
1	<b>Сейсмичность исследуемой зоны:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>• историческая</li> <li>• инструментальная</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Однотипный каталог сейсмичности</li> <li>• Различные карты, показывающие сейсмичность изучаемой области</li> </ul>
2	<b>Тектоническая обстановка</b> изучаемой области  <b>Сейсмотектонический анализ и параметры сейсмической активности</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Разломы и тектонические карты</li> <li>• Описание основных активных разломов и систем разломов</li> <li>• Сейсмотектонические схемы</li> <li>• Определение сейсмотектонических блоков и карт:</li> <li>• Главные и второстепенные разломы</li> <li>• Сейсмотектонические районы</li> <li>• Описание сейсмической активности для каждого блока</li> </ul>
3	<b>ВОСО</b>  Подготовка      Колебание грунта по горизонтальной обнаженной породе	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Вводный параметр для вычисления ВОСО и инструменты (разукрупнение) анализа</li> <li>• Соответствующие УПКГ для сейсмотектонической среды</li> <li>• Логическое древо, чтобы представить эпистемические неопределенности</li> <li>• Функции распределения для представления случайных изменчивостей</li> <li>• ПУГ и Спектральное ускорение при различных периодах повторяемости</li> <li>• Кривые опасности</li> <li>• Равномерные спектры</li> <li>• Разукрупнение</li> </ul>
4	<b>Обзор ВОСО</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Обсуждения и заключительный обзор исследования</li> </ul>

## Подробное описание предлагаемой процедуры

### Этап 1: Сейсмичность исследуемой зоны

#### *Исследуемая зона в Таджикистане*

Расположение изучаемой зоны в Таджикистане представлено на Рисунке 1

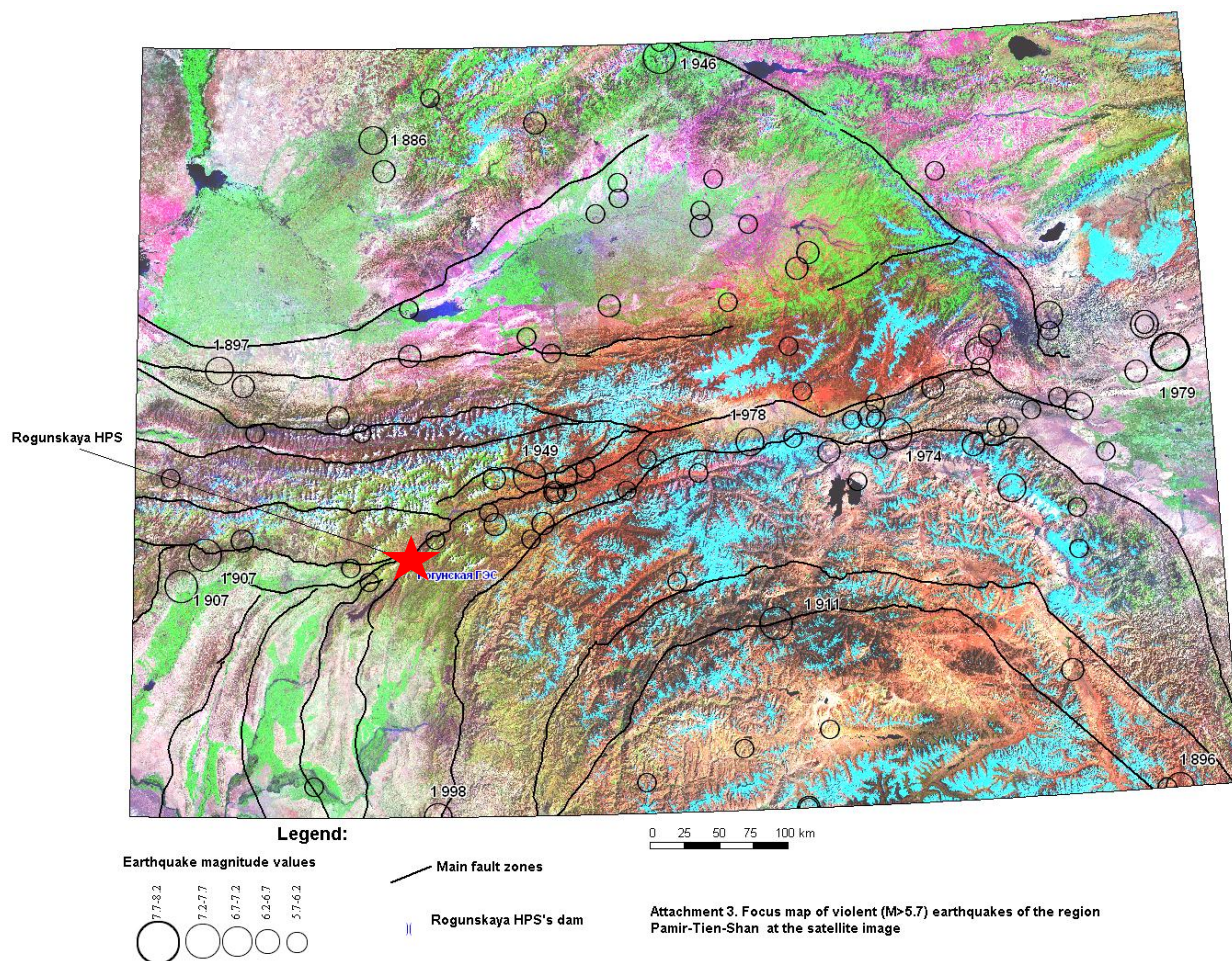


Рисунок 1 – расположение зоны исследования в Таджикистане (Рогунская ГЭС указана красной звездой)

#### **Источники информации о землетрясениях**

Для того, чтобы четко установить, каким образом происходят нынешние колебания, будут собраны и проанализированы исторические и инструментальные каталоги землетрясений из всемирных и локальных сетей. Этот синтез будет основываться на данных, предоставленных Эксперту-сейсмологу со стороны Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии Душанбе. Эксперт-сейсмолог сначала проверит эти данные и может при необходимости провести дополнительную обработку (ввод в ГИС и т.д.).

Каталоги землетрясения включают макросейсмическую информацию об исторических землетрясениях, а также более точные данные инструментального периода.

- Историческая сейсмичность: Согласование исторических баз данных является первым источником информации о сейсмической активности региона. Они могут быть использованы, чтобы знать, был ли регион подвержен одному или нескольким крупным землетрясениям в течение недавнего прошлого (то есть последние несколько веков). В некоторых случаях, когда ущерб, причиненный в результате землетрясения суров и есть многочисленные исторические ссылки на это событие, можно соотнести землетрясение к определенной тектонической конструкции. В этом случае, период повторяемости сильных землетрясений, подключенных к этой конструкции, может быть оценен.
  - В рамках данного проекта, каталоги исторических землетрясений будут просмотрены, чтобы найти основные исторические события, которые повлияли на регион.
- Инструментальная сейсмичность: Минимальной информацией, предоставленной базами данных инструментальной сейсмичности по отдельному землетрясению, является: его дата и время, эпицентральное расположение и глубина очага, магнитуда и достоверность информации. Изучение этой информации позволяет оценить период повторяемости землетрясений в регионе и их разделение по отношению к различным сейсмогенным источникам. Во-вторых, более тщательная обработка этих данных позволяет, в определенных случаях, охарактеризовать сейсмический источник, в частности в отношении ее координационного механизма. Эта информация важна для характеристики типа движения разлома, произошедшего во время землетрясения.

Мы просмотрим каталоги землетрясений и нарисуем карту с исторической и инструментальной сейсмичностью. Этот анализ будет проведен, по крайней мере, в радиусе 300 км, чтобы показать, как тектонические движения распределены во времени и пространстве.

Данные, которые необходимо проанализировать, будут включать в себя, если таковые имеются, каталоги региональных землетрясений по Таджикистану и соседних стран (например, Узбекистан, Кыргызстан, Афганистан и Китай), а также всемирные каталоги (например, каталоги ISC и USGS/NEIC). Эти данные могут также включать в себя критическую историческую сейсмичность (например, макро-сейсмические данные, касающиеся, например, разрушения склона, поверхностных разрывов и поврежденных зданий).

## **Обработка каталога сейсмичности**

### **Гомогенизация магнитуды**

Обычно применяемой шкалой магнитуды для проведения оценок является моментная магнитуда ( $M_w$ ), как это определено Хэнкс и Канамори (1979, см. также Канамори, 1977). Но сейсмологические базы данных, такие как NEIC, NNC или CASRI содержат объемную волну, поверхностную волну или местные магнитуды. Только для некоторых последних случаев в этих каталогах есть  $M_w$ . Магнитуды всех каталогов будут преобразованы в единую магнитуду, предпочтительно  $M_w$ , потому, что наиболее свежие и надежные УПКГ

разработаны для моментной магнитуды. Для этой цели, могут быть применены результаты Хитон (1986). На основе этого исследования, можно рассмотреть для  $M_L \leq 6.0$ ,  $M_L = M_w$ , для  $M_b \leq 5.0$ ,  $M_b = M_w$  и для  $6.0 \leq M_s \leq 8.0$ ,  $M_s = M_w$ . В других ситуациях, соотношение Амбрасейс и Фри (1997) могут быть использованы для преобразования  $M_s$  в  $M_w$ .

### **Глубина гипоцентра**

Глубины землетрясений могут варьироваться от мелких до глубоких во всей зоне исследования всех сейсмических источников. Диапазон глубин гипоцентров может быть особой проблемой в отношении выбора УПКГ, что необходимо использовать в расчетах опасности. Поэтому глубинное распределение землетрясений в каталоге должно быть проанализировано. Пример гистограммы глубинного распределения гипоцентра землетрясений нарисован на Рисунке 2. В этом примере, 10 км (явный пик в распределении) может быть выбрано в качестве средней глубины гипоцентра землетрясений, по крайней мере, для источников зоны.

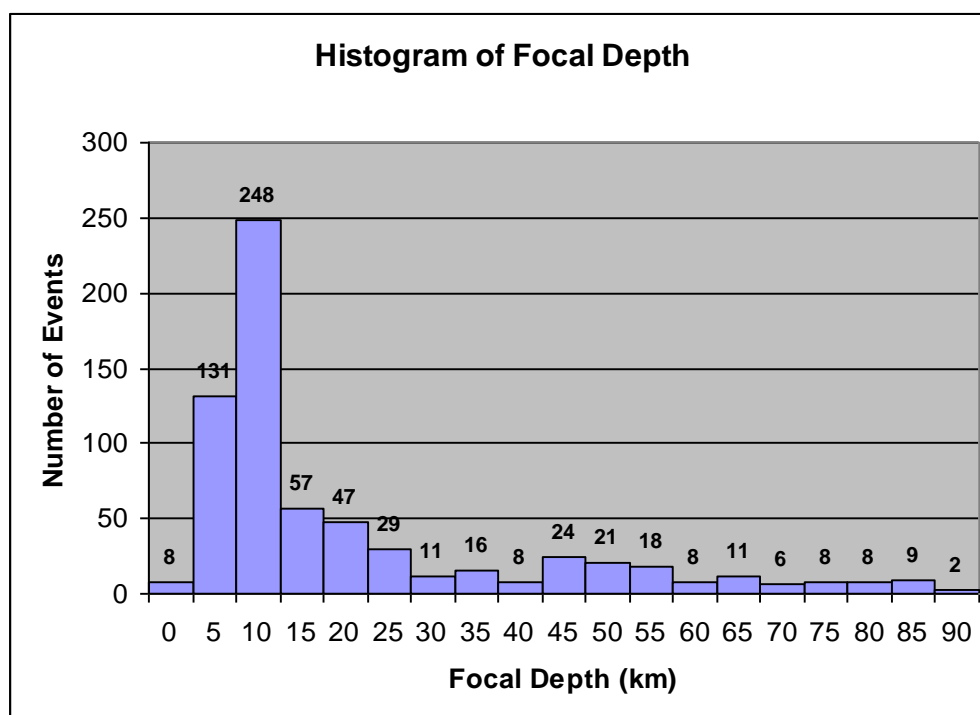


Рисунок 2 – Пример гистограммы глубины гипоцентра землетрясений

### **Удаление форшоков и афтершоков**

Пространственное и временное распределение землетрясений в обширной области, как правило, заметно неоднородное. События происходят в «сейсмических группах», группирующихся во времени и пространстве. Событие с самой высокой магнитудой рассматривается как «главный толчок». «Афтершоки» являются событиями, которые следуют за основным толчком в течение соответствующего пространственного промежутка времени, сосредоточенного на главном событии в течение временного интервала, считая с



начала последовательности. События, предшествующие главному событию ретроспективно названы «форшоками» или «предшественниками».

Частота возникновения афтершоков следует вероятностному распределению, отличительному от последовательности основных событий. Возникновение сейсмических событий в любом регионе, как правило, моделируется как Пуассоновский случайный процесс, процесс без последствия, характеристиками которого являются следующие:

- Число возникновений в одном временном интервале не зависит от числа, происходящего в любом другом временном интервале;
- Вероятность возникновения в течение очень короткого промежутка времени пропорциональна длине временного интервала;
- Вероятность более чем в одно возникновение в течение очень короткое временного интервала несущественна.

Типичные каталоги землетрясений не являются пуассоновскими, если они представляют собой смесь двух совокупностей, групп афтершоков, которые не являются пуассоновскими и главные последовательные события, которые могут быть или не быть (Гарднер и Кнопофф, 1974). Отсюда вытекает необходимость удалить форшоки и афтершоки из каталога сейсмичности.

Предложенный алгоритм используется для устранения форшоков и афтершоков (или "декластеризации" каталога) является разработанным Ризенбергом (1985) для центральной Калифорнии. Это программное обеспечение было предоставлено USGS как CLUSTER 2000; оно признает группы во временном пространстве в каталоге землетрясений. Все события (форшоки и афтершоки) с эпицентрами, попадающими в определенный пространственный и временной промежуток времени, удаляются, за исключением событий, магнитуда которых одинаковая или очень близка к главному событию.

### **Анализ завершенности**

Если вернуться в прошлое время, разбросанность и неточность содержания каталога землетрясения увеличивается. Землетрясения в древние времена не были учтены в письменных документах, если они не были большими и разрушительными. Это иллюстрирует неполноту каталога и что соответствующий процесс должен учесть незавершенность в статистической процедуре анализа сейсмической опасности.

Неполнота каталога может быть определена как записанная сейсмичность, которая отличается от реальной сейсмичности (Муларгия и др., 1987). Различные методы используются для учета неполноты каталога. Мы рекомендуем простую графическую процедуру, известную как «Визуальный кумулятивный метод» (метод CUVI), сформулированный Муларгия и др. (1985), чтобы оценить период завершенности каталога. Процедура для оценки завершенности применяется после удаления форшоков и афтершоков и описана в прилагаемом Приложении А. Анализ завершенности предоставит интервал завершенности для каждого класса магнитуды.

Таблица 2 иллюстрирует результат анализа завершенности для всего каталога землетрясений.

*Таблица 2 - Пример анализа завершенности*

Класс магнитуды	Год завершения
≥ 6.0	1900
5.5-6.0	1924
5.0-5.5	1950
4.5-5.0	1965
4.0-4.5	1983

### **Представляемые документы по стадии 1**

- Каталог сейсмичности (передан в электронном формате)
- Проект главы заключительного отчета (передан в электронном формате), описывающий:
  - Пространственные пределы каталога (по крайней мере 300 км вокруг участка проекта);
  - Используемые источники и ссылки;
  - История сейсмических сетей в непосредственной близости от строительной площадки и в региональном масштабе;
  - Критерии выбора свойств для событий, зарегистрированных в нескольких каталогах;
  - Формула преобразования первичных магнитуд в единую магнитуду;
  - Метод проверки завершенности каталога и его результаты: таблица, показывающая дату, с которой Каталог может считаться полным, для различных классов магнитуды;
  - Метод, используемый для фильтрации форшоков и афтешоков, и статистика, связанная с этой фильтрацией (процент событий, подавленных для различных классов магнитуды), а также
  - Анализ самых сильных землетрясений, зарегистрированных в непосредственной близости от участка (менее 50 км), а также анализ всей сейсмической активности, наблюдаемой в ближайшие 10 км до участка

Эти элементы будут утверждены Заказчиком.

## **Стадия 2: Модели сейсмических источников**

Необходимо получить разрешение Заказчика, чтобы начать данную стадию.

### ***Тектоническая обстановка исследуемой территории***

Определение очагов землетрясений является существенным. Источники могут варьироваться от небольших разломов до крупных сеймотектонических районов с равномерной сейсмичностью. Надежность оценки сейсмической опасности зависит от согласованности деформаций на каждом уровне, от тектоники плит до сейсмического откоса.

Региональная сеймотектоническая схема будет определена в пределах 300 км радиуса вокруг участка, на основе анализа существующих документов (например, научных статей и карт), дополненные спутниковыми фотографиями и Цифровая Модель Рельефа ЦМР. В частности, данные, предоставленные Институтом сейсмостойкого строительства и сейсмологии Душанбе, будут проверены и могут быть обсуждены с Институтом.

Схема будет использована в качестве основы для сегментации области в сеймотектонические зоны и сейсмические источники для вероятностной оценки сейсмической опасности (ВОСО).

При необходимости, для достижения локального сеймотектонического исследования, наличие потенциальных активных разломов в пределах 30 км радиуса вокруг участка должно быть экранировано благодаря сейсмологическим данным (расположение эпицентров и глубина гипоцентра, если таковые имеются) и спутниковым данным в сочетании с ЦМР.

### ***Ситуация региона в рамках тектоники плит***

Для того, чтобы получить разрез кинематики деформации, а также разрез моделей местной нагрузки, участвующие крупные плиты, и относительные перемещения в их ближайших границах (модели движения глобальной плиты) будут документироваться с помощью имеющихся публикаций. Относительные перемещения на границах должны быть ограничены.

### ***Геологическая структура***

Для того, чтобы определить наиболее вероятные механизмы активной деформации, врожденное геологическое строение, включая возраст континентальной подстилающей породы, тип и простираение старых разломов, вероятно, будет возобновлено нынешними нагрузками, тип и толщина осадочного чехла и вид деформации должен быть определен как через научные статьи, так и региональные и геологические карты.

### ***Каталоги сейсмичности***

Анализ тектонической обстановки будет использовать каталог сейсмичности, созданный на стадии 1, с тем, чтобы четко установить, каким образом происходят текущие перемещения.

## **Сейсмотектоническое зонирование**

Обобщение информации должно позволить предложение модели активной деформации, с которой будет нарисована сейсмотектоническая карта. На основании этой карты, несколько сейсмотектонических блоков (в частности, домены, структурные системы и строения) должны быть определены. Сейсмотектонические блоки считаются геологический, геофизический и сейсмологический однородными (= источники).

### ***Сейсмотектонический анализ и параметры сейсмической активности***

Пространственное распределение сейсмических источников будет определяться путем:

- определения разломов и волюметрических зон, которые будут источниками будущей сейсмической активности в районе вокруг участка; и
- характеристики неопределенности в пространственном описании каждого источника.

Геологическая и сейсмологическая информация используется для определения моделей для потенциальных очагов землетрясения, которые влияют на опасность на участке. Основные аспекты характеристики очага следующие:

- Моделирование площадных источников на основе геологической истории региона в целом и по статистике возникновения землетрясений (исторические и современные каталоги сейсмичности), в частности; и
- Моделирование разломных особых источников с 3-х мерной геометрией, если есть такая подробная информация.

После завершения характеристики активных разломов сейсмотектоническими исследованиями, основанными на определенных параметрах каждого разлома, фоновая зона может быть предоставлена вокруг них.

### ***Методология региональной оценки сейсмической опасности***

Использование детерминистического подхода, приписывая максимальное историческое землетрясение каждому разлому или очаговой области слишком консервативно. Традиционный вероятностный подход с сейсмическими источниками приведет к снижению опасности, так как:

- Выборка землетрясения не является существенным для крупных колебаний земной коры;
- Очаговые области слишком большие по отношению к интенсивности землетрясений; и
- Предположение той же вероятности возникновения землетрясений в любой точке очаговой области является грубой аппроксимацией, что может привести к недооценке опасности.

Большинство оценок сейсмической опасности проводятся с использованием вероятностных и детерминистических подходов. Эти методы широко применяются там, где имеются инструментальные и исторические каталоги землетрясений (легко выполнимые с помощью



программного обеспечения). Эти подходы склонны считать: (I) каталог землетрясений является представлением колебаний земной коры (во времени и пространстве), (II) однородное распределение сейсмичности на больших площадях, и не требует особого понимания региональной геодинамики. Более того, они не позволяют идентификацию поперечного пересечения активных разломов интересующей области.

Тем не менее, темпы деформации вдоль разломов (несколько мм/год) являются меньше относительных темпов перемещений, измеренных на границах плит. Следовательно, периоды повторения крупных землетрясений для систем разломов в районе исследований могут быть значительно больше, чем промежуток времени, отведенный каталогами землетрясений. Это означает, что:

- Полное представление распределения сейсмичности не может быть получено в короткий промежуток времени (несколько столетий для исторической сейсмичности); и
- Необходимо включить события низкой магнитуды (инструментальная сейсмичность за последний период). Дальнейшие проблемы возникают после: (I) расположение событий низкой магнитуды не определено, и (II) не точно, что случаи низкой магнитуды являются репрезентативными для крупных колебаний земной коры..

Следовательно, учитывая:

- Короткий период сейсмических инструментальных записей (несколько десятилетий);
- Неполнота данных и сомнительная надежность большинства каталогов исторической сейсмичности;
- Несоответствующая геометрия или количество станций большинства местных сейсмологических сетей, что препятствует точной локализации умеренной сейсмичности и;
- вероятный длительный период повторения сильных землетрясений вдоль систем разломов в области (вероятно, несколько веков);
- анализ сейсмической опасности не должно основываться только на инструментальной и/или исторической сейсмичности.

Поскольку только крупные разломы способны генерировать землетрясения с большой магнитудой, учитывая, что землетрясение может произойти везде с той же вероятностью, кажется, грубой аппроксимацией. Более того, если записанная сейсмическая активность вдоль разлома свидетельствует о своем сейсмогенном характере, отсутствие записанной сейсмической активности, в отсутствие других подходов, не доказывает его неактивность.

Поэтому мы рекомендуем использовать смешанный подхода для оценки сейсмической опасности на основе:

- идентификации и характеристики активных разломов; и
- независимо от времени (т.е. вероятностное) сейсмическое поведение каждого идентифицированного разлома.

## **Описание модели опасности**

Сейсмический источник представляет часть земной коры с потенциалом генерировать будущие землетрясения. В сейсмическом источнике, вероятность возникновения землетрясений и размера максимальной магнитуды обычно считаются инвариантными. Сейсмические источники включают разломы с потенциалом воздействия на участок. Сейсмические источники также показывают объемные зоны, в которых могут возникнуть в будущем землетрясения, но конкретные разломы не определены.

В определении и описании сейсмических источников, масштабы рассматриваемых параметров и уровень исследования изменяются с расстоянием от участка. Из-за того, что колебание грунта уменьшается с увеличением расстояния между источником и участка, размер землетрясения должно расти, чтобы произвести значительное колебание грунта на участке. Размер землетрясения, который параметр может произвести, связан с его физическими размерами. Таким образом, чем дальше ты становишься от участка, тем необходимы крупные разломы для существования потенциала значительного колебания грунта на участке.

Каждый сейсмический источник должен быть оценен, чтобы обеспечить его:

- Пространственное описание, включая изменчивость в этом описании (двумерная зона рассеянной сейсмичности или трехмерных разломов);
- Вероятность активности, которая выражает вероятность того, что источник является сейсмогенным и на основе доказательства его активности в течение Четверичного периода, и
- Зависимость от других сейсмических источников.

Альтернативные интерпретации пространственного описания сейсмического источника, допускаемого имеющимися данными, могут быть взвешены, в соответствии с их способностью объяснить данные. Пространственное описание сейсмического источника включает оценку глубины землетрясений, связанных с источником.

## **Модель повторяемости землетрясения**

Характеристика повторения сейсмичности и для каждой зоны источника должна быть определена. Каждый источник характеризуется распределением вероятности землетрясения или рекуррентным соотношением. Рекуррентное соотношение описывает относительную частоту появления сильных и менее частых землетрясений в отношении более слабых и более частых землетрясений. Соотношение частота – магнитуда будет определена для каждой сейсмогенной зоны после выявления эпицентров лежащих в пределах их границ. Рекуррентное соотношение Гутенберг-Рихтера (1954) постулирует существование экспоненциальной корреляции между среднегодовой скоростью превышения землетрясения заданной магнитуды и самой магнитудой. Этот закон является простым математическим утверждением, что случаи побольше, происходят реже, чем более слабые события и, что разница в относительном выражении происходит по экспоненциальному закону.

Параметры повторения могут быть определены либо для площадных источников, активных разломов или площадных источников, связанных с активным разломом.

- **Параметры повтора для источников зоны:** Методология Уэйчерт (1980), описанная в прилагаемом Приложении Б может быть использована.
- **Параметры повтора для активных разломов:** методология Андерсона и Люко (1983), описанная в прилагаемом приложении В, может быть использована.
- **Параметры повтора для источников зоны, связанные с активными разломами:** Эти зоны являются фоновыми зонами, где сейсмичность между 4,5 и 5,0 распределяется по всей зоны. Гипотеза состоит в том, что основные активные разломы сосредоточивают сейсмическую активность сильных землетрясений. Для умеренных землетрясений (менее 5) активность может быть связана с другими малоизученными небольшими разломами. Модель источника зоны может затем использоваться, чтобы учесть этот вид сейсмичности. Годовые скорости землетрясения между 4,5 и 5,0 должны рассчитываться из реальной наблюдаемой активности в каталоге.

Для активных разломов, характерная модель должна стать альтернативой экспоненциального распределения магнитуды и будет проанализирована при обработке эпистемических неопределенностей.

### ***Представляемые документы по стадии 2***

Проект главы окончательного отчета (предоставлен в электронном формате), дополнен обзором современной литературы, описывающий:

- региональную геодинамическую обстановку в масштабе тектонических плит;
- Основные сейсмотектонические районы, в радиусе не менее 300 км вокруг участка со структурной геологией и известными активными тектоническими данными;
- Краткая информация о каждом главном активном разломе, показав:
  - o Его название;
  - o Морфоструктурная интерпретация, основанная на данных спутниковых снимков;
  - o Предполагаемые механизмы;
  - o Его длина, сегментация, сейсмогенные возможности;
  - o Его угол падения;
  - o Максимально возможное землетрясение (МСЕ) и связанная с ним область разрыва на основе эмпирических отношений, таких как Уэльс и Копперсмит (1994);
  - o Его годовая скорость скольжения;
  - o Периоды повторяемости для крупных землетрясений, если это предусмотрено в литературе; и
  - o Соответствующая инструментальная и историческая сейсмичность из каталога сейсмичности или справочной литературы;
- Анализ активных разломов, близких к зоне реализации проекта, уделяя особого внимания разломам и связанным событиям, которые возможно прямо касаются участка.
- Критерии выбора сейсмических источников и обоснования описания как разлома или источников зоны;

- Методы, используемые для определения параметров сейсмической активности и связанных с ним неопределенностей; и
- Анализ полученной в результате карты и таблицы зонирования сейсмических источников.

### **Стадия 3: Вероятностная оценка сейсмической опасности**

Необходимо получить разрешение Заказчика, чтобы начать данную стадию.

#### ***Подготовка Оценки***

Сейсмическая опасность определяется как годовая вероятность превышения заданного параметра земли (смещение, псевдо-скорость или ускорение) в связи с активностью в окружающих сейсмических источниках.

В исследованиях ВОСО, основная методология предполагает, что сейсмичность в районе источника представляет собой явление процесса несвязанного с памятью, характеризуемое распределением Пуассона. Концепция сейсмического источника, для того, чтобы представить активность сейсмичности вероятностным подходом, был введен Корнелл (1968). Метод, используемый в данном исследовании будет основываться на методе типа Корнелл - МакГуайр, который позволяет оценить пиковое ускорение грунта (ПУГ) и спектральные ускорения для участка.

Новейший и гибкий способ анализа должен быть использован для выполнения данной ВОСО. Мы рекомендуем использовать версию CRISIS 2003 или 2007 (см. ниже). В качестве вводного данного способа различные параметры должны быть определены на этой 4 стадии исследования. Они описаны ниже.

#### **Минимальная магнитуда**

Пороги магнитуды могут отличаться в каждой сеймотектонической зоне. Параметры а и б - значение из соотношений Гутенберга-Рихтера могут быть рассчитаны с использованием минимальной магнитуды, равной порогу магнитуды.

ВОСО требует выбор минимальной магнитуды  $M_{\min}$ . То же самое будет учтено для всех источников сейсмических зон, со значением, для которой могут произойти повреждения здания и конструкции (например, магнитуда больше или равная 4,0 или 4,5).

#### **Максимальная магнитуда**

Максимальная величина определяется между двумя значениями для того, чтобы учесть неопределенности по этому показателю. Например, наименьшим значением может быть максимально наблюдаемая магнитуда плюс 0,5, а наибольшим значением, максимально наблюдаемая магнитуда плюс 1. В регионах высокой опасности, максимальная магнитуда также может быть оценена с помощью сеймотектонического анализа (см. стадию 2).

#### ***Глубина***

Глубина является очень важным параметром, который может контролировать полученные уровни. Она будет определена между двумя пределами, с тем, чтобы принять во внимание его неточности.



### **Уравнения прогнозирования колебания грунта (УПКГ)**

Диапазон рассматриваемых размеров землетрясения требует ряд ослабления землетрясение или кривых колебания грунта, каждая из которых относится к параметру колебания грунта, такому как пиковое ускорение и расстояние для землетрясения заданного размера.

Существует доказательство того, что скорость затухания колебаний грунта зависит от магнитуды причинного землетрясения (например, Дуглас, 2003), и скорость затухания также изменяется систематически с расстоянием. Геометрическое распространение зависит от типа волны, где в общем, объемные волны распространяются сферически, а поверхностные волны цилиндрически, в то время как гибкое ослабление зависит от длины волны (частоты). По мере увеличения гипоцентрального расстояния, растущий свет падает на угол поменьше на стыках, отражая растущее количество энергии вниз, тем самым уменьшая энергию, передаваемую на поверхность. Для умеренных и сильных землетрясений, источник не может больше рассматриваться как источник точки, и поэтому скорость затухания будет меньше, чем для событий поменьше. Таким образом, для крупных событий, ближайшее расстояние до района разрыва или ближайшего расстояния до проекции плоскости разлома к поверхности (расстояние Джойнер-Бор), как правило, используются вместо эпицентрального или гипоцентрального расстояния.

Одним из наиболее важных источников неопределенности в ВОСО является изменчивость или рассеивание в моделях колебания грунта (затухания), которое является случайной неопределенностью обычно выражается через сигму ( $\sigma$ ) значения лог-нормального распределения, которое часто составляет порядка 0,7 в натуральных логарифмах, что соответствует примерно 0,3 в базовых 10 единицах. Эта изменчивость, которая часто зависит и от магнитуды и от частоты, в основном выражает основную случайность в природе и поэтому не может быть значительно уменьшена с большим количеством данных или знаний. В ВОСО эта изменчивость интегрируется, что непосредственно влияет на результаты сейсмической опасности.

Путем сравнения и изучения последних моделей, 4 или 5 надежных УПКГ, которые применимы для всех магнитуд и расстояний, рассматриваемых в ВОСО, должны быть выбраны. Статьи, подобные Буммера и др. (2010) по выбору УПКГ следует рассмотреть, когда делается этот выбор.

### ***Выбор базового периода повторяемости***

Периоды повторяемости, соответствующие РЗЭ и МРЗ должны быть рассмотрены. Это значит, что согласно ICOLD 2010:

- 145 лет для OBE (50% вероятность превышения в 100 лет)
- 10 000 лет для MDE (1% вероятность превышения в 100 лет);

Кроме того, следующие периоды повторяемости можно рассматривать, в соответствии с Французским комитетом по крупным плотинам (ноябрь 2010):

- 200 лет для OBE (40% вероятность превышения в 100 лет);
- 5 000 лет для MDE (1.98% вероятность превышения в 100 лет).

Период повторяемости в 475 лет (10% вероятность превышения в 50 лет) также должен быть рассмотрен, потому что он является всемирным базовым периодом повторяемости для ВОСО.

### **Неопределенности**

Когда выполняется вероятностная оценка опасности, неопределенности всегда должны быть идентифицированы, и они также должны быть распространены в моделях, чтобы выявить сейсмические колебания.

Из-за больших неопределенностей по сейсмологическим и геологическим данным, для одного и того же участка, несколько сеймотектоник и УПКГ могут быть идентифицированы: например УПКГ, определенное разными группами экспертов могут иметь значительное расхождение.

Это является причиной, почему два типа неопределенностей необходимо учитывать. Эти неопределенности называются "эпистемические" неопределенности и "случайная" изменчивость:

- «Эпистемические» неопределенности: они связаны с неполным знанием о представляющих интерес явлениях, и недостаточного соответствия доступных баз данных случаю, оценка которого проводится, и т.д. Они могут исходить от неполных (или отсутствия) знаний о фундаментальных явлениях. Со временем (например, дополнительные наблюдения) эти неопределенности могут быть сокращены, а истинное значение установлено.
  - В этой категории мы можем найти разграничение зон источников сеймотектонической модели, определение УПКГ и определение максимальной магнитуды.
- «Случайные» неопределенности/ изменчивости: могут называться несокращаемыми, потому что они связаны с внутренней случайностью природы. Действительно, несколько величин могут быть определены только через вероятностные распределения. Они могут быть обработаны хорошо обоснованными методами, например, распространенные посредством анализа с помощью моделирования Монте-Карло. Эти неопределенности могут варьироваться от сеймотектонического контекста до другого.

В исследовании ВОСО, неопределенности (эпистемические и/или случайные), главным образом, касаются:

- Концептуальные модели (зоной или сглаживанием);
- Сеймотектонические модели (разлом, зоны);
- Данные по сейсмичности;
- Параметры базовых землетрясений в зоне источника: магнитуда и глубина;
- Параметры, характеризующие распределение активности: количество землетрясений/ соотношение магнитуды, период повторяемости, а также
- УПКГ.

### **Инструменты для распространения неопределенностей**

Рекомендуемый метод использует сочетание между методами логического дерева и методом Монте-Карло. Логическое дерево используется в целях распространения эпистемических неопределенностей, в то время как метод Монте-Карло используется в целях распространения случайных изменчивостей.

В исследовании ВОСО можно распространять эпистемические неопределенности с помощью логического дерева со следующими параметрами: УПКГ и региональная сейсмологическая модель. Каждая выполненная гипотеза будет показана в качестве особой ветви логического дерева. Степень достоверности для каждой гипотезы будет представлена весовым коэффициентом по ветви. Конечный результат представляет собой взвешенную сумму всех результатов по ветвям.

Кроме того, мы предлагаем распространение случайных изменчивостей с использованием метода Монте-Карло по следующим параметрам:

- ( $a$ ,  $b$ ,  $\lambda$ ,  $\beta$ ) параметры соотношения Гутенберга-Рихтера;
- Максимальная магнитуда; и –
- Глубина рассматриваемых землетрясений.

Независимо от выбора УПКГ, их изменчивости также представлены нормальным распределением со стандартным отклонением ( $\sigma$ ) и непосредственно учтены в программе. Другие неопределенности параметры ( $\lambda$  и  $\beta$ , глубина и максимальная магнитуда) должны быть представлены в виде функций распределения вероятности. Каждый параметр связан с функцией распределения (как обычно, равномерное или треугольное распределения), что отражает неопределенность. Случайный прогон будет сделан для того, чтобы получить образец значений этих параметров, которые должны быть введены в расчет ВОСО. Этот прогон делается большое количество раз, чтобы получить репрезентативный образец функции распределения: например, 100 или более прогонов могло бы быть выполнено для каждого параметра. Статистическая обработка результатов позволяет получить оценку неопределенности по расчету ВОСО, представленную как срединное и процентильные значения.

### **Колебания грунта на горизонтальной породе**

#### **Вероятностная оценка сейсмической опасности**

Хорошо известно, что неопределенности играют важную роль в определении всех элементов, которые входят в анализ сейсмической опасности. Неопределенности часто управляют результатами, и больше всего это касается низких вероятностей превышения. Как можно было ожидать, это иногда может привести к трудным выборам для лиц, принимающих решение. Рациональные решения дилемм, связанных с неопределенностью могут быть основаны на использовании некоторой формы вероятностной оценки сейсмической опасности. В отличие от типичного детерминированного анализа, который (в его простейшей форме) использует дискретные однозначные события или модели, чтобы прийти к требуемому описанию опасности землетрясений, вероятностный анализ позволяет использование многозначного или непрерывных параметров модели. Самое важное

включить в анализ вероятность возникновения землетрясений с различными магнитудами или интенсивностями. Еще одно преимущество вероятностной оценки сейсмической опасности в том, что это приводит к оценке вероятности колебаний грунта землетрясения и других мер разрушения, возникающих на интересующем участке. Это позволяет более современное введение сейсмической опасности в оценки сейсмического риска; вероятностные оценки сейсмической опасности могут быть расширены, чтобы определить сейсмический риск.

Методология, используемая в большинстве анализах вероятностной сейсмической опасности, была впервые определена Корнеллом (1968). Описание этого метода представлено в прилагаемом Приложении Г.

Пока стандартной практикой в течение длительного времени было представить результаты оценки сейсмической опасности с точки зрения одной кривой детального анализа опасности, растущего осознания важности параметрической изменчивости и тенденции рассмотрения экспертного заключения в вопросах научного сомнения, это привело позже к формулировке Байесовских моделей анализа опасности (Мортгат и Шах, 1979), которые пытаются количественно определить неопределенность в параметризации с вероятностной точки зрения.

В настоящей работе программное обеспечение CRISIS будет использоваться для оценки сейсмической опасности (Ордаз и др., 2003). Программа подгоняет неопределенность в ряд параметров модели сейсмичности, и имеет удобный интерфейс. Она принимает полигон-погружаемые области, а также источников разлома, а также облегчает характерные модели повторяемости землетрясений.

### **Результаты оценки сейсмической опасности**

Исходя из указанной выше методологии, рекомендуется провести анализ с учетом окончательной модели сейсмического источника, в том числе площадных источников и активных разломов, по крайней мере на 10 спектральных периодов, по крайней мере, пять периодов повторяемости (145, 200, 475, 5000 и 10000 лет, например) и с 4 или 5 УПКГ (не менее 3).

### **Кривые опасности**

Соотношение между диапазоном уровней колебания грунта и связанной годовой вероятностью превышения составляет кривую опасности. Кривая опасности для каждого УПКГ, а также средняя кривая опасности будут подготовлены (см. пример на Рис. 1).

### **Равномерные спектры**

Существенным элементом методологии оценки опасности землетрясения является то, что сейсмические критерии загрузки могут быть оценены с точки зрения спектров равной вероятности (равной опасности). Это означает, что каждая частота оценивается независимо, со своей собственной оценкой неопределенности.

Сейсмические критерии нагрузки должны быть специально разработаны для обнажения коренных пород (участок без почвы). Расчетные спектры реакции для требуемых годовых

вероятностей превышения, основанные на значениях ПУГ будут нарисованы, в некоторых случаях, сопровождаться наборами историй в режиме реального времени (записи землетрясения) соответственно масштабированные в соответствии со спектрами.

Равномерные спектры опасности для горизонтальных спектральных ординат должны быть определены на различные периоды повторяемости. Равномерный спектр участка на период повторяемости в 475 лет был показан на рисунке 2 в качестве образца.

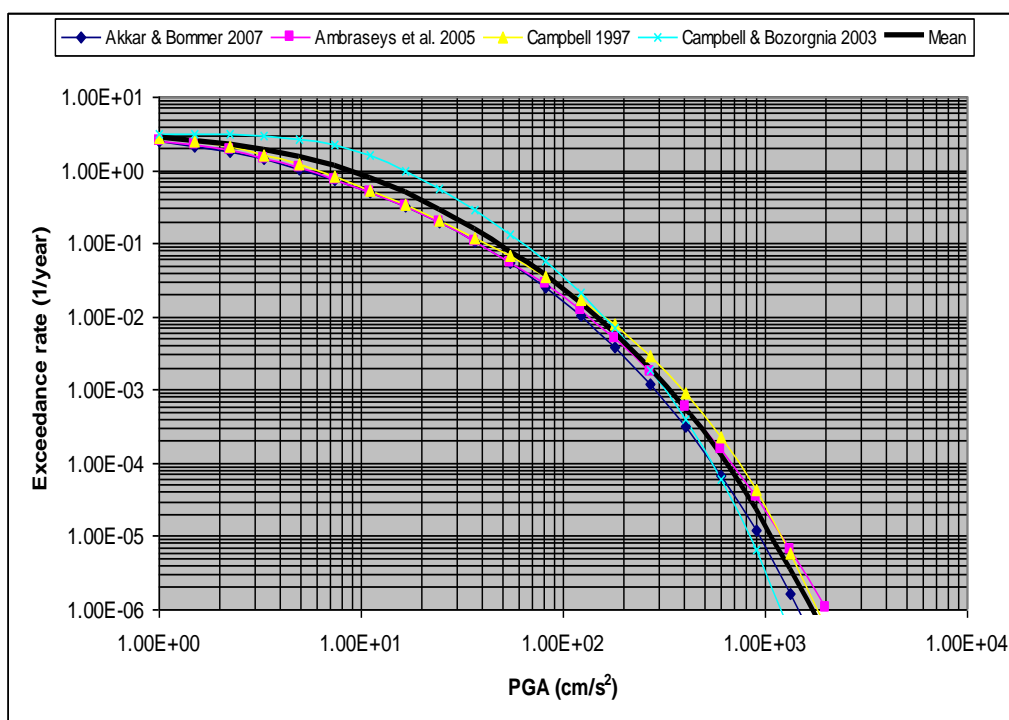


Рисунок 1 – Пример кривых опасности



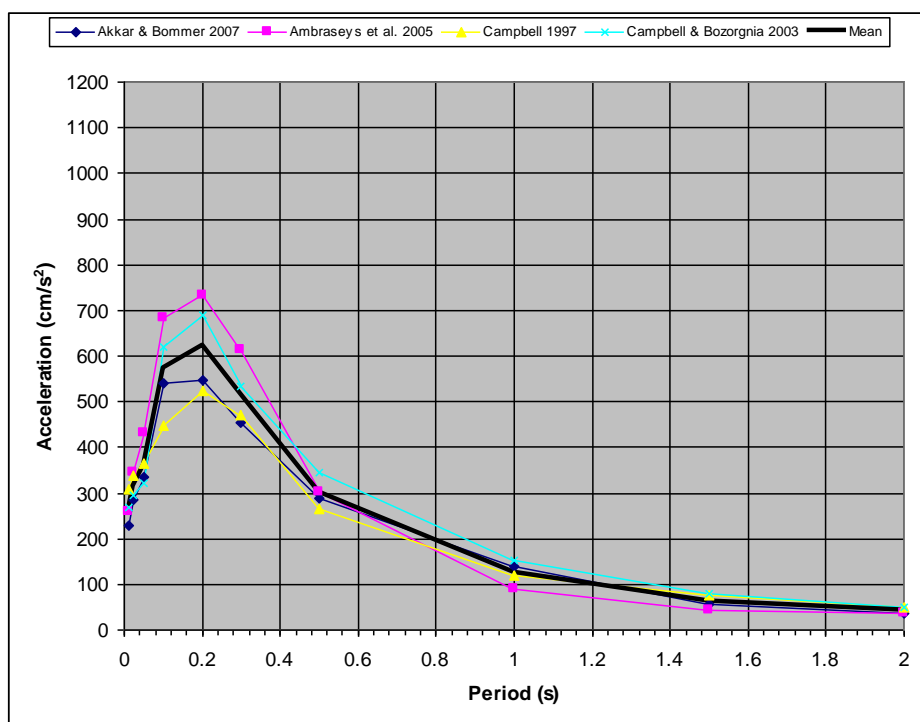


Рисунок 2 - Равномерные спектры участка для периода повторяемости в 475 лет

### **Дизагрегация**

Метод ВОСО агрегирует вклады колебания грунта из различных магнитуд и расстояний землетрясения до участка. Таким образом, результаты ВОСО не являются репрезентативными для одного землетрясения. Тем не менее, технические модели и компьютерные программы, как правило, требуют наблюдаемые или синтетические сейсмические временные ряды в качестве вводных данных динамических анализов. Конкретные магнитуды и расстояния также часто требуются в устойчивости склонов и анализах разжижения. Проблемой, тогда, является выбор репрезентативных рядов ускорения сейсмического времени с учетом вероятностного равномерного спектра реакции опасности. Процедура, называемая дизагрегацией, была разработана для изучения зависимости пространства и магнитуды результатов опасности ВОСО. Она может дать более глубокое понимание результатов. Значительное внимание было сосредоточено на дизагрегации ВОСО в новейшей исследовательской литературе (например, Баззурро и Корнелл, 1999).

Результаты ВОСО должны быть дизагрегированы для определения магнитуды и расстояний, которые способствуют рассчитанным частотам превышения (т.е. опасности) в данный период повторяемости и в структурные периоды технического интереса. В этом процессе, опасность для данного периода повторяемости и при определенном спектральном периоде колебания грунта должны быть разделены на выбранные бункеры магнитуды и расстояния; относительный вклад в опасность каждого бункера рассчитывается путем деления частоту превышения бункера на общую частоту превышения всех бункеров. Бункеры с крупнейшими относительными вкладами - режимы будут определять те землетрясения, которые способствуют наиболее общей опасности. Если нет четких

режимов, контролирующие или расчетные землетрясения будут, как правило, определяется средней магнитудой и средним расстоянием.

Результаты дизагрегации должны отображаться как гистограммы, как функция магнитуды и расстояния, процентный вклад в опасности этих землетрясений, которые способны вызвать колебания грунта, равные или больше, чем соответствующие этой опасности (см. рис. 5 и рис. 6). Гистограмма будет представлена для ПУГ и для спектральных ускорений, соответствующих переменным структурным периодам, из-за разницы в том, как эти спектральные значения масштабируют с магнитудой и расстоянием. Относительные частоты, указанные этими гистограммами могут быть использованы для разработки средних оценок магнитуды и расстояния, или определить модальные вклады в опасность участка. Набор контролируемых или расчетных землетрясений, соответствующих указанным структурным периодам и периодам повторяемости будет затем определен. Эти расчетные землетрясения затем могут быть использованы в качестве основы для выбора или строительства вводные временные диаграммы для использования в динамическом анализе реакции участка или для оценки разрушения грунта.

Ожидаемая (средняя) амплитуда колебания грунта, соответствующая дизагрегированной средней или модальной магнитуде и расстоянию, может быть подсчитана путем заменой этих значений в УПКГ, которые были использованы в ВОСО.

Результаты дизагрегации площадки для периода повторяемости в 475 лет для конкретного соотношения УПКГ показаны на рисунках 5 и 6 в качестве примера. Для ПУГ (рис. 5), основные вклады поступают от умеренной магнитуды ( $M_w \sim 5.5$ ) при очень небольшом расстоянии (10-20 км). Для периода в 1 секунду (рис. 6), основные вклады из более отдаленных и крупных источников магнитуды (30-40 км и  $M_w \sim 6.5$ ).

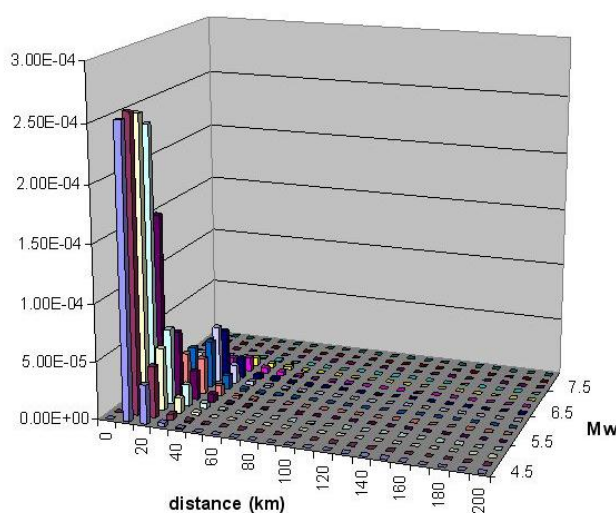


Рисунок 5 – Анализ дизагрегации для участка на период повторяемости в 475 лет – ПУГ

Deaggregation in terms of Probability Density Functions (PDF)  
Kermanshah - Campbell & Bozorgnia 2003 - 475-y all std dev

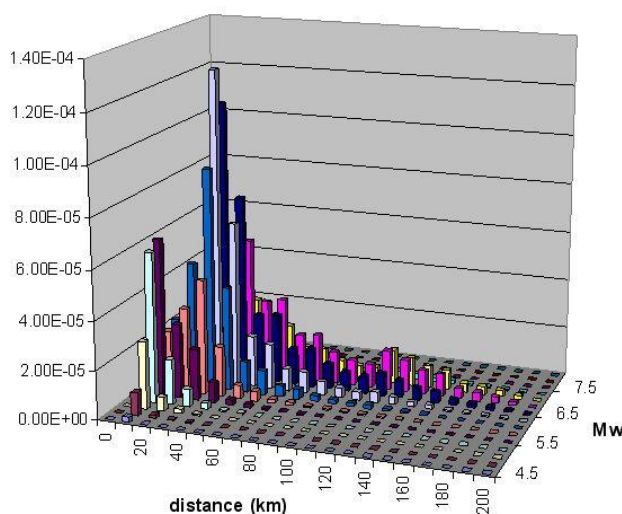


Рисунок 6 - Анализ дизагрегации для участка на период повторяемости в 475 лет – Спектральный период 1 с

### **Анализ чувствительности**

Анализ чувствительности будет выполнен для того, чтобы определить вводные параметры, которые имеют наибольшее влияние на оценку опасности и на его неопределенности. Эти испытания покажут относительное влияние эпистемических и случайных неопределенностей на результаты. С этой целью, будет определен базовый набор параметров, из которого параметры могут быть изменены по одному за раз: УПКГ,  $M_{max}$ , глубина и уровни активности ( $\lambda$ ,  $\beta$ ) и так далее.

Результаты этого анализа могут служить полезным руководством для облегчения работы по оценке сейсмической опасности, потому что они дискриминируют параметры, которые имеют небольшое воздействие или вообще не влияют на сейсмическую опасность от параметров, имеющих большое влияние. Тщательное исследование последних параметров приведет к сокращению неопределенностей в будущих оценках.

### **Выбор и изменение временных диаграмм**

Первый набор из нескольких (по меньшей мере трех) природных акселерограмм (из трех ортогональных компонентов: два горизонтальных и одна вертикальная) будет выбран, по крайней мере, для двух периодов повторяемости. Предпочтение будет отдано независимым акселерограммам (например, полученным из разных землетрясений на разных станциях), так чтобы изменчивость в колебании грунта не недооценивалась. Выбор акселерограмм будет основываться на соответствии между спектрами (особенно в диапазоне периодов от 0,0 до 0,6 с) и магнитудой и расстоянием сценариев землетрясения. Выбранные акселерограммы будут линейно масштабированы таким образом, что их пиковые ускорения грунта совпадали со спектрами.

На втором этапе, второй набор других акселерограмм (по крайней мере 3) может быть модифицирован добавлением маленьких волн, с использованием, например, программы

RSPMatch2005 (Хенкок и соавт., 2006), так чтобы их упругие спектры реакции точно соответствовали спектрам.

### **Представляемые документы по стадии 3**

Проект заключительного отчета (предоставляется в электронном формате) Оценки сейсмической опасности, который включает:

- Главы, написанные для стадии 1 и 2 и утвержденные заказчиком на тех этапах;
- Описание использованной методологии для разработки ВОСО:
  - Список УПКГ, выбранный с их описанием и критериями отбора. По меньшей мере, должно быть три разных УПКГ, обоснованность которых доминирует в соответствии с сеймотектоническим контекстом источников и типом магнитуды, совпадающей с масштабом каталога сейсмичности.
  - Расчет и используемые методы анализа ВОСО (дизагрегация), включая:
    - Методология вычисления ВОСО, принимая во внимание случайность параметров и эпистемическую неопределенность;
    - Описание вводных параметров (пр. минимальная магнитуда, учитывая максимальное расстояние до источников, спектральные периоды, округление распределения УПКГ)
    - Описание ожидаемых результатов (например, периоды повторяемости, спектры равномерной опасности, медиана, средние и процентные значения);
  - Логическое дерево, рассчитанное для представления эпистемической неопределенности с обоснованием этого выбора и взвешивания каждой гипотезы;
  - Функции распределения, используемые для параметров с целью распространения случайных изменчивостей;
- Синтез результатов ВОСО:
  - Кривые опасности и спектры ультравысокого быстродействия (UHS)
  - Анализ дизагрегации кривых опасности и картинки для спектральных периодов 0,2 с и 1,0 с для выбранных периодов повторяемости;
  - Описание сейсмических расчетных параметров, связанных с базовыми землетрясениями, как показано анализом дизагрегации; и
  - Анализ чувствительности и соответствующие графики. Следующая процедура выбора и изменения и предоставление подробной информации по выбранным акселерограммам;
  - Сравнение с предыдущими исследованиями, выполненными на участке; и
  - Определение потенциальных активных разломов на участке и потенциальные поверхностные смещения.

## **Стадия 4: Обзор ВОСО**

Утверждение окончательного отчета будет осуществлено на основе анализа, независимого эксперта, выбранного Заказчиком.

Заключительный отчет будет представлен в конце данной стадии.



## **Приложения**

### ***Приложение А: Методология Муларгия (1987) для анализа завершенности каталога***

Случаи делятся на классы магнитуды, так как незавершенность известна как функция магнитуды (Муларгия и др., 1987). Либо подразделения могут быть интервалами (где  $\Delta M_c$  между 0,5 и 1,0, например) или накопительными, содержащими все случаи магнитуды, превышающей нижнюю границу выбранного интервала.

Соответствующий интервал времени в зависимости от охвата каталога принимается и для каждого класса магнитуды, график построен со временем в годах с начала каталога как абсцисса, а совокупное число событий, как ордината. Совокупное количество событий в каждом классе магнитуды вычисляется путем суммирования количества событий в заданном интервале с числом событий в предыдущем интервале.

Каталог считается полным с момента, когда тренд данных стабилизирует аппроксимировать прямую линию. Этот подход основан на том, что наклон совпадает с сейсмической и прямой линией, или «постоянный средний наклон» указывает постоянную среднюю скорость возникновения. Это означает, что из указанного периода, имеющиеся данные в каталоге, являются практически полными. "Интервал полноты" это количество лет с начала и до периода до прошлого года появления в каталоге.

Несколько важных аспектов данной проблемы возникают, когда применяется эта процедура.

- Резкое изменение наклона замечено с точки, с которой каталог считается полным. Если каталог считался полным с периода до этой точки, то это привело бы к чрезвычайной недооценке скорости наступления событий в соответствующем классе магнитуды.
- Интервал полноты для высших классов магнитуды будет относительно трудно определить. График будет проявлять ступенчатое поведение обусловленное тем, что более сильные события, как правило, разделены сравнительно длительными промежутками времени, а иногда происходят в течение короткого периода, и вследствие физической природы землетрясений в сейсмогенной зоне.
- Для самого высокого класса магнитуд, будет присутствовать определенная степень произвольности в определении срока полноты. Как правило, вся протяженность годов каталога считается со степенью консервативности, для того, чтобы крупные землетрясения в ранний период каталога не были игнорированы.

## **Приложение Б: Параметры повторяемости для источников участка: Методология Вейхерт (1980)**

Методология Вейхерт (1980) является оценкой максимальной вероятности параметров землетрясений в отношении  $\lambda = \lambda_0 \exp(-\beta m)$  обобщенной к неравным периодам наблюдений. В связи с этим,  $\lambda$  является годовой скоростью землетрясений выше магнитуды  $m$ ,  $\beta$  связана со значением  $b$  соотношения повторяемости Гутенберга-Рихтера (1954):  $\beta = \ln(10) \times (\text{значение } b)$ .

Этот метод хорошо приспособлен к зонам, где период полноты отличается для каждого диапазона магнитуды.

В этом методе, параметр  $\beta$  получен итеративно путем решения следующего уравнения с использованием метода Ньютона:

$$\frac{\sum_i t_i m_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta m_j)} = \frac{\sum n_i m_i}{N} = \bar{m}$$

Где в нашем случае:

$N$  = сумма случаев землетрясения

$n_i$  = количество случаев землетрясения событий в определенном интервале

$m_i$  = центральная магнитуда

$t_i$  = период наблюдения

$\beta = \ln(10) \times (\text{значение } b)$

Годовой темп событий  $\lambda_0$  при или выше магнитуды  $m_0$  определяется по формуле:

$$\lambda_0 = N \frac{\sum_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta m_j)}$$

Период наблюдения  $t_j$  для каждого класса магнитуды выводится из исследования полноты каталога.

## **Приложение В: Параметры повторяемости для активных разломов: Методология Андерсона и Люко (1983)**

Сейсмические параметры, характеризующие каждую область определяются законом распределения частот или кривой повторяемости для различных размеров землетрясений в каждой области. Это распределение было определено Гутенбергом и Рихтером (1954) и предполагает, что число землетрясений ( $N$ ) экспоненциально убывает с его магнитудой ( $M$ ), в соответствии со следующей формулой:

$$\log_{10} N(M) = a - bM$$

где  $N(M)$  является числом землетрясений больше чем  $M$ , " $10^a$ " темп годового землетрясения магнитудой больше 0 в регионе, и " $b$ " является значением, которое определяет долю крупных землетрясений по сравнению с небольшими землетрясениями. Это уравнение предполагает, что все землетрясения не зависят от пространства и времени, то есть оно имеет свойства модели Пуассона.

Сейсмический момент,  $M_0$ , является наиболее физически значимым параметром для описания размера землетрясения с точки зрения статических параметров разлома в соответствии с уравнением ниже:

$$M_0 = \mu \Sigma D$$

Где  $\mu$  является модулями жесткости или сдвига (обычно берется около  $3 \times 10^{11}$  дн/см<sup>2</sup>),  $\Sigma$  является областью разрыва на плоскости разлома, претерпевающей скольжение во время землетрясения, и  $D$  является средним смещением по поверхности скольжения. Общая скорость сейсмического момента или скорость сейсмического высвобождения энергии вдоль разлома оценивается:

$$M_0^T = \mu \Sigma S$$

где  $S$  представляет собой среднюю скорость скольжения вдоль разлома, и  $\Sigma$  является общей плоской площадью разлома. Скорость сейсмического момента обеспечивает важную связь между геологическими и данными сейсмичности. Сейсмический момент транслируется в магнитуду землетрясения в соответствии с соотношением Хэнкса и Канамори (1979) как показано ниже:

$$\log M_0 = 1.5m + 16.1$$

$M_0$  в дина-сантиметрах.

После того, как скорость скольжения разлома используется для ограничения скорости сейсмического момента на разломе, следует предположить модель, в котором скорость выделенного момента распределяется на землетрясения различной магнитуды. Некоторые авторы разработали соотношения между параметрами повторяемости землетрясения и

разлома или скоростями деформации земной коры, предполагая, экспоненциальное распределение магнитуды.

Связь между скоростью скольжения разлома и скоростями землетрясения производится с помощью использования сейсмического момента. Общая скорость сейсмического момента может быть связана со скоростью возникновения землетрясения приведенной ниже формулой:

$$M_0^T = \int_{-\infty}^{M_0} n(M) M_0(m) d_m \quad (1)$$

Где  $n(m)$  является функцией плотности для скорости возникновения землетрясения и может быть выражена в соответствии с Янгс и Копперсмита (1985), как:

$$n(m) = \frac{N(m^0) \beta \exp(-\beta(m - m^0))}{1 - \exp(-\beta(m^u - m^0))} \quad \text{для } m \leq m^u$$

$N(m^0)$  нормированное количество событий за единицу времени,  $m^u$  является верхней границей магнитуды ( $n(m) = 0$  для  $m > m^u$ ),  $m^0$  некоторая произвольная базовая магнитуда,  $\beta = b \times \ln 10$  с  $b$  из соотношения магнитуды экспоненциальной частоты Гутенберга - Рихтера  $\log N(m) = a - b \times m$ , когда  $n(m)$  является кумулятивным числом землетрясения магнитудой больше, чем  $m$ , и  $a$  и  $b$  являются константами.

Интеграцией уравнения (1), получается базовая магнитуда, соответствующая данному периоду повторяемости как функция верхней границы магнитуды  $m^u$ , связанная верхняя граница сейсмического момента, предполагаемая скорость скольжения вдоль разлома, выбранный период повторяемости,  $b$ -значение из соотношения магнитуды экспоненциальной частоты Гутенберга – Рихтера и общая площадь плоскости разлома.

$$\mu \Sigma_s = \frac{b N(m^0) M_0^u \exp(-\beta(m^u - m^0))}{(c - b)(1 - \exp(-\beta(m^u - m^0)))} \quad (2)$$

Это эквивалентно соотношению, разработанному Андерсоном (1979) и типу 2 соотношения, представленного Андерсоном и Люко (1983). Термин  $M_0^u$  является моментом для верхней границы магнитуды  $m^u$ . Предположив, что скорость скольжения,  $S$ , на разломе известна, уравнение (2) дает ограничение на три параметра соотношения повторяемости  $N(m^0)$ ,  $b$ , и  $m^u$ .

Ограничение, наложенное скоростью скольжения разлома позволяет разработать специфические соотношения повторяемости разлома в регионах, где исторические данные сейсмичности только достаточны, чтобы установить скорость региональной повторяемости для землетрясений малого и среднего размера. Для каждого разлома в регионе, оценки верхней границы магнитуды,  $m^u$ , могут быть выполнены, используя характеристики разлома. Исторические данные сейсмичности могут быть использованы для определения регионального значения- $b$ . Предполагая, что отдельные разломы все имеют  $b$ -значение, равное региональному  $b$ -значению, скорость активности землетрясения для каждого

разлома,  $N(m^0)$ , можно вычислить из расчетной скорости скольжения для разлома с использованием уравнения (2).

Затем можно предположить базовые магнитуды вдоль каждого выявленных активных разломов с учетом периода повторяемости базовых землетрясений ( $N(m^0) = 1/T(m^0)$ ), скорость скольжения вдоль разломов ( $S$ ), максимальная сейсмогенная способность разломов ( $\Sigma$ ) и  $b$ -значение.

$$m^o = m^u - \frac{1}{\beta} \ln \left[ 1 + \frac{N(m^0) \beta M_0^u}{(\delta - \beta) \mu \Sigma S} \right] \quad (3)$$

Где  $M_0^u$  является сейсмическим моментом, соответствующим максимальной расчетной магнитуде ( $M_{P3}$ ) вдоль данного разлома,  $\delta = \ln(10) \times b$ .

$$N(m^o) = \frac{(\exp(\beta(m^u - m^o)) - 1) \mu \Sigma S}{M_0^u \left( \frac{\beta}{\delta - \beta} \right)} \quad (4)$$

Из уравнения (4) можно подсчитать параметр сейсмической активности разлома:

- Скорость скольжения  $S$  и максимальная сейсмогенная поверхность  $\Sigma$  предполагаются из исследования разлома
- $m^u$  является МСЕ от разлома

$M_0^u$  рассчитывается от МСЕ с формулой Хэнкс и Канамори (1979)

- значение  $b$  на разломе равно значению  $b$ , предполагаемому для зоны площадного источника, содержащего данный разлом



## Приложение Г: Корнелл (1968) для вероятностной оценки сейсмической опасности

Согласно Корнеллу (1968) существует четыре основных этапа для оценки ВОСО:

- Этап 1 является определением очагов землетрясения. Источники могут варьироваться от небольших разломов до крупных сеймотектонических регионов с равномерной сейсмичностью.
- Этап 2 является определением характеристики повторяемости сейсмичности для источников, где каждый источник описывается распределением вероятности землетрясения, или соотношением повторяемости. Соотношение повторяемости указывает на вероятность происхождения землетрясения заданного размера в любом месте внутри источника в течение определенного периода времени. Максимальная или верхняя граница землетрясения выбирается для каждого источника, который представляет максимальное рассматриваемое событие. Поскольку эти землетрясения как предполагается, происходят в любом месте в рамках источника землетрясения, расстояния от всех возможных позиций в этом источнике до участка должны быть рассмотрены.
- Этап 3 является оценкой последствий землетрясения, которая похожа на детерминированную процедуру за исключением того, что в вероятностном анализе, диапазон размеров рассматриваемого землетрясения требует набор затухания землетрясения или кривых колебания грунта, каждая из которых относится к параметру колебания грунта, таких как пиковое ускорение и расстояние для землетрясения заданного размера.
- Этап 4 является определением опасности на участке, что существенно отличается от процедуры, используемой в приходе к детерминированной опасности. В этом случае, последствия всех землетрясений разных размеров, происходящих в разных местах в разных источниках землетрясения при разных вероятностях возникновения, интегрированы в одной кривой, которая показывает вероятность превышения различных уровней колебаний грунта (такое как пиковое ускорение) на участке в течение определенного периода времени. С некоторыми предположениями это можно написать в виде:

$$E(z) = \sum_{i=1}^N \alpha_i \int_{m_0}^{m_a} \int_{r=0} f_i(m) f_r(r) P(Z > z | m, r) d_r d_m$$

где  $E(Z)$  является ожидаемым числом превышения уровня колебания грунта  $z$  в течение определенного периода времени  $t$ ,  $\alpha_i$  является средней скоростью возникновения землетрясений между нижней и верхней границей магнитуды ( $m_0$  and  $m_u$ ),  $f_i(m)$  является распределением плотности вероятности магнитуды в источнике  $i$ ,  $f_r(r)$  является распределением плотности вероятности эпицентрального расстояния между различными местами в источнике  $i$  и участке, для которых оценивается опасность, и  $P(Z > z | m, r)$  есть вероятность того, что данное землетрясение магнитудой  $m$  и эпицентрального расстоянием  $r$  превысят уровень колебания грунта  $z$ .

Обычно предполагается провести анализа вероятностной сейсмической опасности, когда землетрясения распределения Пуассона и поэтому не имеют связи с памятью; это означает, что каждое землетрясение происходит независимо от любого другого землетрясения.

Один из самых важных последних разработок в БОСО было в моделировании сейсмического источника. Изначально, сейсмические источники были грубо представлены в виде линейных источников (Корнелл, 1968) и позднее зон области, которые могли быть сужены, чтобы представить обнажение поверхности разломов, как в компьютерной программе EQRISK МакГуайр (1976). Улучшенная схема, которая включала в себя последствия разрыва разлома, была предложена со стороны Der Kiureghian и Ang (1977), и в измененном виде, реализована МакГуайр (1978) в его программе моделирования разлома FRISK, написанной в качестве дополнения к его ранее и очень популярной программе источника зоны EQRISK. В то время как стандартной практикой в течение длительного времени было представить результаты анализов сейсмической опасности с точки зрения кривой опасности одного детального анализа, растущее осознание важности параметрической изменчивости и тренда рассмотрения экспертного заключения в вопросах научного сомнения, привело позже к формулировке байесовских моделей анализа опасности (Мортгат и Шах, 1979), которые направлены на количественное определение неопределенности в параметризации с точки зрения вероятности.

Для настоящей работы, **рекомендуется использовать компьютерную программу CRISIS для оценки сейсмической опасности** (Ордас и др., 2003). Программа размещает неопределенность в ряд параметров модели сейсмичности, и имеет удобный интерфейс. Она принимает области полигон- погружения, а также источников разлома, а также облегчает модели характерной повторяемости землетрясения.

### **Теоретическая база**

В изначальном подходе Истева (1970) - Корнелл (1968), изучаемая территория сначала разделена на сейсмические источники в соответствии с геотектоническими решениями, в большинстве случаев, предполагается, что в рамках сейсмического источника, происходит независимый процесс возникновения землетрясения. Для каждого сейсмического источника, скорости превышения магнитуды,  $N(M)$ , оцениваются с помощью статистического анализа каталогов землетрясений. Эти скорости являются числом землетрясений, за единицу времени, в котором магнитуда  $M$  превышена, и они характеризуют сейсмичность источника.

Сейсмические источники, как правило, являются линиями, областями или объемами, поэтому пространственный процесс интеграции осуществляется с учетом всех возможных фокальных расположений. Как правило, предполагается, что в рамках сейсмического источника, все точки в равной степени могут быть фокусом землетрясения. В этом случае, скорости превышения ускорения из-за одного источника –  $i^{\text{th}}$  - вычисляются следующей формулой:

$$V_i(a) = \sum_j w_{ij} \int_{M_0}^{M_u} \left( -\frac{d\lambda_i(M)}{dM} \right) \Pr(A > a | M, R_{ij}) dM$$

Где  $M_0$  и  $M_u$  являются наименьшими и наибольшими магнитудами, рассматриваемыми в анализе, соответственно,  $\Pr(A > a | M, R_{ij})$  есть вероятность, что ускорение превышает значение "а" на участке, когда происходит землетрясение магнитудой  $M$  на расстоянии  $R_{ij}$ .  $R_{ij}$  это расстояние между участком и суб-элементами, на которое источник был разделен. Вес  $w_{ij}$  был выделен каждому из суб-элементов, а выше упомянутое выражение предполагает,

что  $\sum S_{wij}=1$ . Наконец, вклады всех источников (N) в опасность землетрясения на участке добавляются:

$$V(a) = \sum_{i=1}^N v_i(a)$$

### **Модели сейсмичности, которые могут быть использованы в данном исследовании**

Модель происхождения землетрясения, используемая для сейсмических источников, является моделью Пуассона. В этом случае, скорость превышения магнитуды землетрясения определяется по формуле:

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{\exp(-\beta M) - \exp(-\beta M_u)}{\exp(-\beta M_o) - \exp(-\beta M_u)} \quad M_o \leq M \leq M_u$$

Где  $\lambda_0$  является скоростью превышения магнитуды  $M_0$ ,  $\beta$  – параметр, эквивалентный "b-значению" для источника (кроме того, что оно дано с точки зрения натурального логарифма) и  $M_u$  - максимальная магнитуда для источника.

Интенсивность вероятности магнитуды землетрясения определяется по формуле:

$$p(M) = -\frac{d\lambda(M)}{dM} = \lambda_0 \beta \frac{\exp(-\beta M)}{\exp(-\beta M_o) - \exp(-\beta M_u)} \quad M_o \leq M \leq M_u$$

В этом случае пользователь должен дать коэффициент вариации и стандартного отклонения  $\beta$  и  $M_u$ , соответственно.

### **Вероятностная интерпретация соотношений затухания**

В общем, для заданной магнитуды и расстояния, интенсивность  $A$  считается случайной переменной с логнормальным распределением, со средней  $Am(M, R)$  заданной таблицей затухания для соответствующей комбинации магнитуды и расстояния, и стандартного отклонения натуральной логарифмы ( $\sigma$ ).

Вероятность превышения заданного ускорения "a" определяется по формуле:

$$\Pr(A > a | M, R) = 1 - \Phi \left[ \frac{1}{\sigma} \ln \frac{a}{Am(M, R)} \right] \quad a \geq 0$$

$\Phi$  является кумулятивным нормальным распределением.

С программой CRISIS, можно сократить распределение вероятности до ограниченного числа стандартных отклонений.

## Ссылки

Амбрассейс Н.Н., Фри, М.В. (1997), Калибровка магнитуды поверхностной волны для землетрясений европейского региона, Журнал сейсмостойкого строительства, 1 (1), 1-22.

Андерсон Дж. (1979), Оценка сейсмичности от геологического строения для исследований сейсмического риска, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 69, 827 - 843.

Андерсон Дж. Г. и Люко Дж. И. (1983), Последствия ограничений скорости скольжения по соотношениям возникновения землетрясения, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 73 , 471-496.

Базурро П., Корнелл, С.А. (1999), Дезагрегация сейсмической опасности. Бюллетень сейсмологического общества Америки, 89 (2), 501-520.

Боммер, Дж. Дж., Дуглас Дж., Шербаум Ф., Коттон Ф., Бунгам Х. и Фа Д. (2010), О выборе уравнений прогнозирования колебания грунта для анализа сейсмической опасности, Сейсмологические исследовательские работы, 81 (5), 783-793. DOI: 10.1785/gssrl.81.5.783

Корнелл С.А. (1968), Инженерно-технический анализ сейсмического риска, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 58, 1583-1606.

Дер Кюрегян А., Анг, А. Х.-С. (1977), Модель разрыва разлома для анализа сейсмического риска. Бюллетень сейсмологического общества Америки, 67 (4), 1173-1194.

Дуглас Дж. (2003), Оценка колебания грунта землетрясения с помощью записей сильного колебания: Обзор уравнений для оценки пикового ускорения грунта и спектральных ординат реакции. Земля-Научные анализы, 61 (1-2), 43-104.

Истева Л. (1970), Сейсмический риск и Решения по Сейсмостойкой конструкции, Сейсмостойкая конструкция атомных электростанций, в Р.Дж. Хансен (ред.), MIT Press, Кембридж

Гарднер, Дж. К. и Кнопофф Л. (1974), Является ли последовательность землетрясений в Южной Калифорнии, с удаленными афтершоками, пуассоновской? Бюллетень сейсмологического общества Америки, 64, 1363-1367.

Гутенберг Б. и Рихтер, С.Ф. (1954), Сейсмичность Земли и связанные с ней явления, 2-е изд. (Принстон Н.Дж.: Пресса Университета Принстон).

Хэнкок Дж. Уотсон – Лемпрей Дж., Абрахамсон Н.А. Боммер Дж. Дж., Маркатис А., Маккой И. и Мендис Р. (2006), Усовершенствованный метод сопоставления спектров реакции записанного колебания грунта землетрясения с помощью элементарных волн, Журнал сейсмостойкого строительства, 10 (Специальный выпуск 1), 67-89.

Хэнкс Т. С. и Канамори Х. (1979), Масштаб моментной магнитуды, Журнал Геофизического Исследования, 84 (B5), 2348-2350.

Хитон Т.Х., Таджима Ф. и Мори А. У., (1986), Оценка колебаний грунта с помощью записанных акселерограмм, Изыскания в геофизике, Т. 8, стр. 25-83.

ICOLD (2010) Выбор сейсмических параметров для крупных плотин: руководство. Бюллетень 148 (Бюллетень изд. 72, 2010), Международная комиссия по большим плотинам.

Канамори Х. (1977), Высвобождение энергии при больших землетрясениях, Журнал Геофизического Исследования, 82 (20), 2981-2876.

МакГуайр Р.К. (1976), Программа Fortran для анализа сейсмического риска. Геологическая служба США Отчет Открытого файла, 76-67.

МакГуайр Р. К. (1978), FRISK: компьютерная программа для анализа сейсмического риска с использованием разломов как источников землетрясения. Геологическая служба США Отчет Открытого файла, 78-1007.

Мортгат С. П. и Шах Х. С. (1979), Модель Байеса для отображения сейсмической опасности. Бюллетень сейсмологического общества Америки, 69, 1237-1251.

Муларгия Ф., С. Тинти и И. Боши (1985), Статистический анализ фланговых извержений на вулкане Этна. Ж. Вулканология. Геотерм. Иссл. 23, стр. 263-272.

Муларгия Ф., Гасперини П. и Тинти С. (1987), Контурное отображение итальянской сейсмичности, Тектонофизика, 142, 203-216.

Ордаз М., Агилар А., Арболеда Дж. (2003), CRISIS 2003. Программа для вычисления сейсмической опасности, Вер. 3.01.

Ризенберг, П. (1985), Момент второго порядка сейсмичности Центральной Калифорнии, 1969-82, Журнал Геофизического Исследования, 90, 5479-5495.

Уэллс Д. Л. и Копперсмит К. Дж., (1994), Новые эмпирические соотношения среди магнитуды, Длина разрыва, Ширина разрыва, Зона разрыва, и Смещения поверхности, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 84 (4), 974-1002.

Вейхерт Д.Х. (1980), Оценка параметров повторяемости землетрясения из неравных периодов наблюдений для различных магнитуд, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 70, 1337-1346.

Янгс Р. Р. и Копперсмит К. (1985), Последствия скоростей скольжения разлома и моделей повторяемости землетрясений в вероятностных оценках сейсмической опасности, Бюллетень сейсмологического общества Америки, 58, 939-964.