

СЕЙСМИЧНОСТЬ АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА

4.1. Характеристика основных сейсмоактивных зон

Сведения о сейсмичности региона в более или менее систематизированном виде содержатся в работах Р.И.Ховановой [1961], С.И.Масарского и Ф.С.Моисеенко [1962], С.И.Масарского и И.В.Горбуновой [1964], И.Д.Цибульчик [1966, 1975], Н.Д.Жалковского [1967], С.И.Масарского, Ф.С.Моисеенко, В.П.Семакина [1968], Ф.С.Моисеенко [1969^{1, 2}], Н.Д.Жалковского и В.И.Мучной [1975^{1, 2}], Н.Д.Жалковского, Г.А.Чернова, В.И.Мучной [1978, 1980], Н.Д.Жалковского, О.А.Кучай, В.И.Мучной [1995] и др. Систематические сведения о всех землетрясениях Алтае-Саянской горной области и их суммарной сейсмической энергии за последние десятилетия приводит в ежегодных сборниках А.Г.Филина [1985, 1987, 1990, 1991, 1993, 1997].

Основные закономерности сейсмичности территории Алтае-Саянской области, в целом, в настоящее время могут быть охарактеризованы на уровне достаточно многочисленных землетрясений с $K \geq 10$ ($M \geq 3.5$) (рис.25). За период с 1963 г. большое количество из них по пространственным и временным признакам относится к категории афтершоков Урэг-Нурского землетрясения 15.05.1970 г. с $M=7.0$ и Бусингольского землетрясения 27.12.1991 г. с $M=6.5$ ($K \approx 16$). Распределение землетрясений по энергетическим классам K приведено в табл.2.

Характер выделения суммарной сейсмической энергии в пределах Алтае-Саянской горной области показан на рис.26.

Землетрясения в пределах области возникают практически повсеместно. Этот факт особенно отчётливо проявляется на картах эпицентров многочисленных умеренных и слабых толчков [Благовидова и др., 1986]. Вместе с тем по уровню сейсмической активности и частоте возникновения сильных землетрясений рассматриваемая территория резко неоднородна. Наглядное представление о степени дифференциации Алтае-Саянской области по уровню активности даёт карта сейсмической активности A_{10} , показанная на рис.27, где значениям A_{10} отвечает среднее число землетрясений (без явно выраженных афтершоков) фиксированного энергетического класса $K=10$, возникающих на площади 1000 км² один раз в год [Ризниченко, 1980; Жалковский и др., 1995].

Основные сейсмоактивные зоны изучены на Восточно-Тувинском нагорье, в северо-западной Монголии, в районе сопряжения Алтая с Западным Саяном, в районе хребта Запад-

Таблица 2. Распределение представительных землетрясений Алтае-Саянской области за 1963-1991 гг. по энергетическим классам (по Жалковскому и др., 1995)

К	10	11	12	13	14	15	16	Σ
N	987	341	108	33	11	2	3	1485

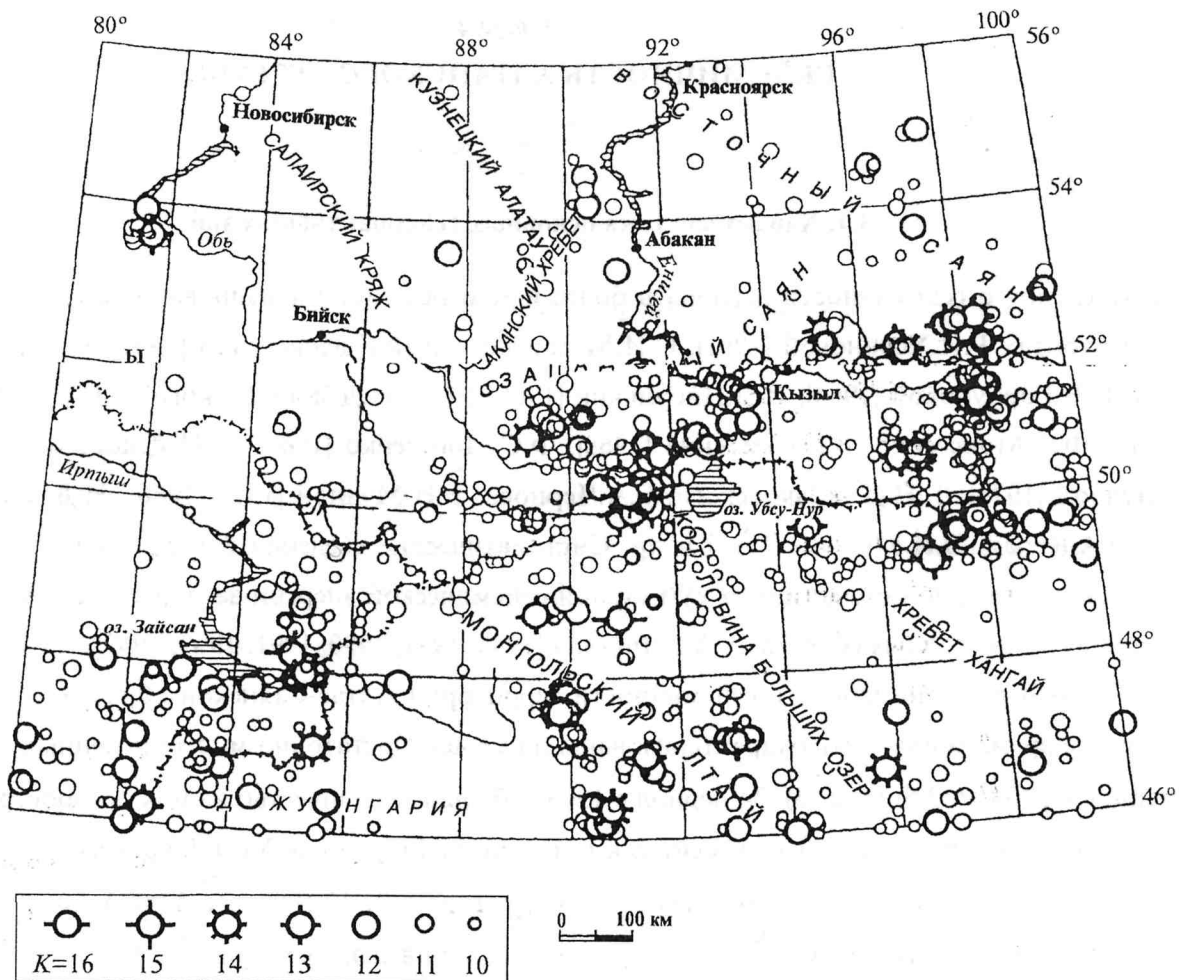


Рис. 25. Карта эпицентров землетрясений региона с $K \geq 10$ ($M \geq 3.5$) за 1963-1991 гг. (по Н.Д.Жалковскому и др., 1995).

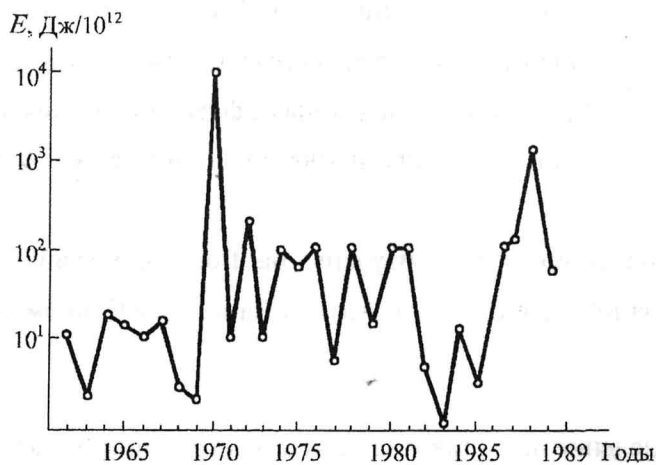


Рис. 26. Ход суммарной сейсмической энергии по годам за весь период инструментальных наблюдений (по А.Г.Филиной, 1993)

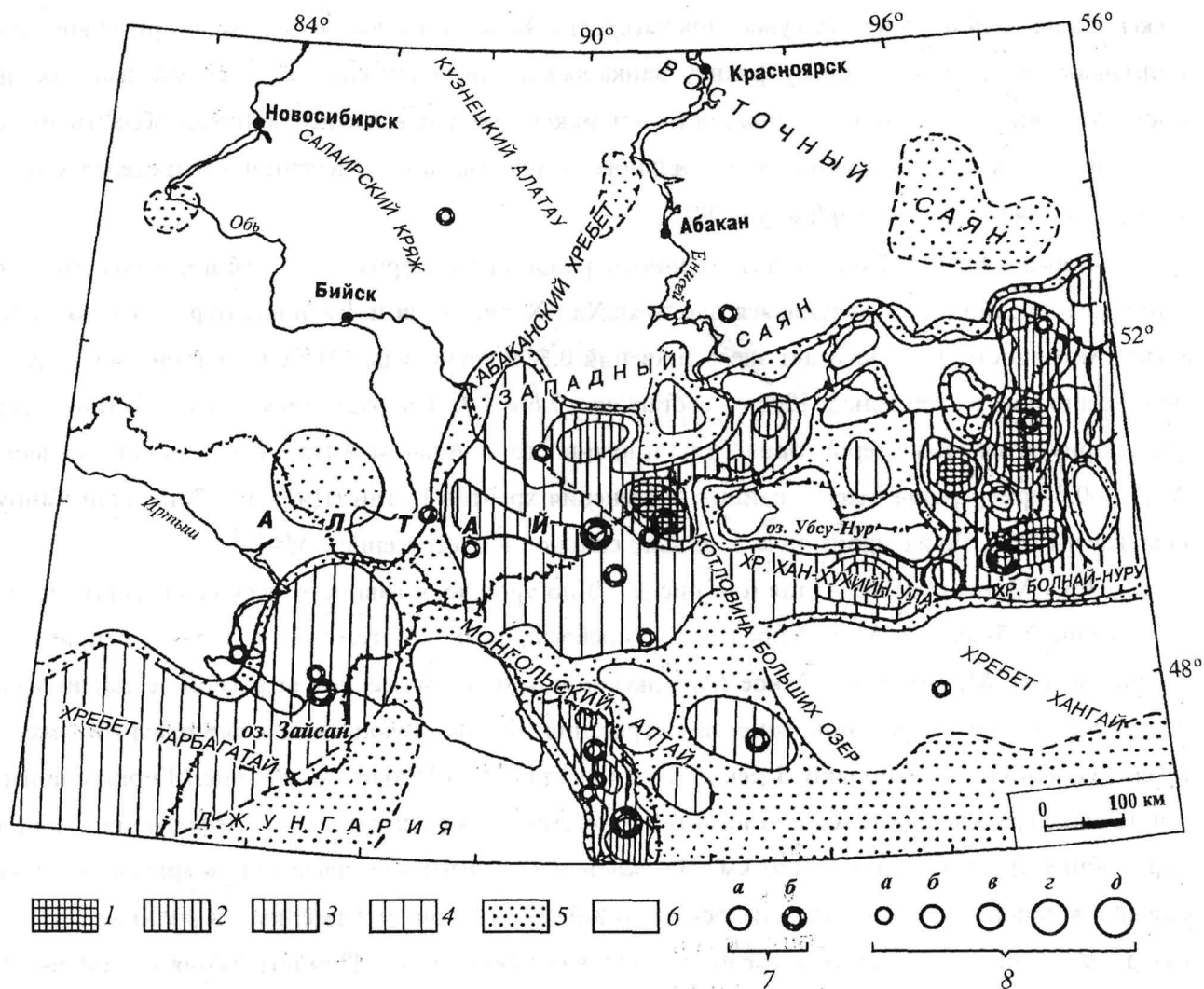


Рис. 27. Карта сейсмической активности A_{10} и эпицентров сильных ($M > 6$) землетрясений Алтае-Саянской горной области (по Н.Д. Жалковскому, 1995)

1 - $A_{10} \geq 0.2$; 2 - $0.2 > A_{10} \geq 0.1$; 3 - $0.1 > A_{10} \geq 0.05$; 4 - $0.05 > A_{10} \geq 0.02$; 5 - $0.02 > A_{10} \geq 0.01$; 6 - $A_{10} < 0.01$; 7 - эпицентры землетрясений по инструментальным и макросейсмическим данным за период до 1963 г. (а) и по инструментальным данным за 1963-1991 гг. (б); 8 - магнитуда землетрясений: а - $6.0 \leq M < 6.5$; б - $6.5 \leq M < 7.0$; в - $7.0 \leq M < 7.5$; г - $7.5 \leq M < 8.0$; д - $M > 8.0$

ный Танну-Ола и в Монгольском Алтае. Обширная, но менее активная зона располагается в Восточном Казахстане. Она охватывает южную часть Рудного Алтая и хр.Тарбагатай. В каждом из перечисленных районов, наряду с большим числом относительно слабых толчков, зарегистрированы также сильные землетрясения с $M \geq 6.5$ ($K \geq 16$) и интенсивностью в эпицентре $I_0 \geq 9$ баллов по 12-балльной шкале MSK-64 [Медведев, 1968] (см. рис.27). Остальная часть территории значительно менее активна, но в её пределах неоднократно наблюдались землетрясения с $M \approx 4.5-6.0$ ($K=12-15$) и интенсивностью в эпицентре от 6 до 8 баллов.

Наибольшей активностью характеризуется зона Восточно-Тувинского нагорья, расположенная на крайнем востоке Тувы. Она тяготеет к Белино-Бусингольской межгорной впадине, примыкающей к юго-западному флангу Байкальской рифтовой системы. Сейсмическая активность A_{10} в южной части этой зоны достигает максимальных в Алтае-Саянской области значений, равных 0.4. Магнитуда наиболее сильного землетрясения, отмеченного в пределах зоны в 1991 г., составляет 6.5 ($K \approx 16$) [см. рис.27].

С юга к Белино-Бусингольской эпицентральной зоне примыкает субширотная зона Северной Монголии, простирающаяся вдоль хр.Хан-Хухийн-Ула и северных отрогов хр.Болнай-Нуру. Активность A_{10} достигает здесь значений 0.3, а магнитуды двух сильнейших землетрясений, возникших в этой зоне в 1905 г., составляют 7.6 и 8.2. Высокой сейсмической активностью характеризуются также территория Тувы и юго-восточной части Алтая. Наибольшие значения $A_{10}=0.2-0.3$ приурочены здесь к району сочленения хребтов Цаган-Шибэту и Западный Танну-Ола, где в 1970 г. также произошло довольно сильное землетрясение с $M=7.0$.

Зона Монгольского Алтая (см. рис.2, 27) по уровню активности несколько уступает вышеописанной. Значения A_{10} в её пределах не превосходят 0.2. В этой зоне 10.08.1931 г. произошло сильнейшее Монголо-Алтайское (Ашаньское или Фуюньское) землетрясение с магнитудой $M=7.8-8.0$. В эпицентральной зоне землетрясения возник Фуюньский сейсморазрыв северо-северо-западной ориентировки. Здесь же на площади около 15 тыс. км² (на рис.28 показана изосейста максимального 9-го балла) возникла система сеймотектонических деформаций земной коры общей протяжённостью 180 км. На склонах отмечены массовые сейсмогравитационные смещения пород – обвалы, оползни, осыпи. В 8-балльной зоне (65 тыс. км²) в долинах рек возникли вторичные дислокации и трещины гидравлического удара [Землетрясения ..., 1985, с.59; Ding, 1992; Рогожин др., 1995].

На восточном склоне Монгольского Алтая 9.12.1761 г. произошло Монгольское землетрясение с магнитудой 8.3 и интенсивностью порядка 11 баллов. Координаты эпицентра определены по одним данным: $50.0^\circ \pm 2.0^\circ$ с.ш. и $90.0^\circ \pm 2.0^\circ$ в.д. [Новый ..., 1977], по другим – 47.5° с.ш. и 91.8° в.д. [Землетрясения ..., 1985]. Землетрясение по данным монгольских и иркутских специалистов было приурочено к крупному разлому Ар-Хутел северо-западного простирания. На поверхности земли в этих местах имеется ярко выраженный правосторонний сдвиг общей протяжённостью 215 км с горизонтальным смещением до 7 м и вертикальным (сбросовым или взбросовым) смещением порядка 3 м. Широко распространены здесь также и сейсмогравитационные нарушения поверхности: оползни, обвалы, камнепады, тяготеющие к главной присдвиговой зоне. Землетрясение ощущалось в Усть-Каменогорске с интенсивностью 7 баллов, в Семипалатинске (6-7 баллов), на Колывано-Воскресенских рудниках (6 баллов) [Мушкетов, 1891]. Увязывание системы сейсмодислокаций Ар-Хутел с Монгольским землетрясением 1761 г. лишь на основе опросов монгольского населения более двухсот лет спустя после сейсмического события [Землетрясения..., 1985] кажется не вполне надежным.

На Монгольском Алтае известны также вышедшие на поверхность древние сейсморазрывы Чихтэйн, Бидж, Булган и Сагсай [Землетрясения ..., 1985] (см. рис.2).

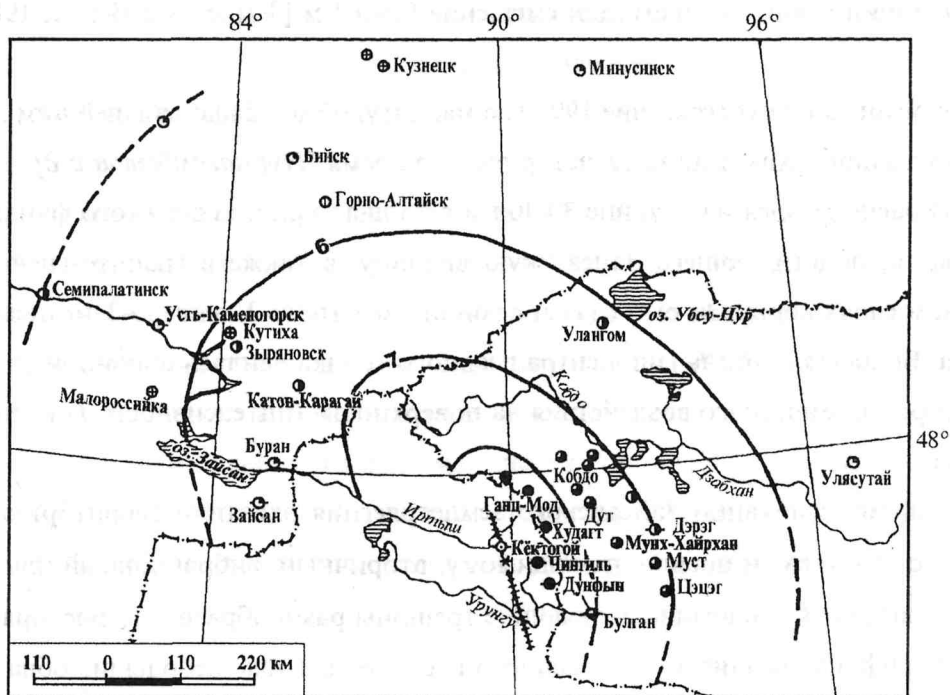


Рис. 28. Схема изосейст Монголо-Алтайского (Ашаньского или Фуюньского) землетрясения 10.08.1931 г. [Землетрясения..., 1985]

Система палеосейсмодислокаций Чихтэйн находится в северной части Кобдинского глубинного разлома на западном борту Ачитнурской впадины. Главная зона поверхностных нарушений имеет протяжённость 27 км и выражена короткими пологими рвами и трещинами, как в пределах впадины, так и на внутривпадинной перемычке. Предположительно определено правостороннее смещение по главной зоне разлома. [Землетрясения ..., 1985; Рогожин и др., 1995]. Интересно отметить, что правосторонние смещения по Кобдинскому разлому со средней скоростью 5-6 мм/год характерны для всего голоцена [Трифонов, 1999].

Система палеосейсмодислокаций Сагсай также простирается в северо-северо-западном направлении и приурочена к одноимённому активизированному разлому. Зона сейсмогенных нарушений протягивается на 35-37 км, имеет ширину до 50 км, и в ней закономерно сочетаются трещины отрыва и трещины сжатия, указывающие на правосторонний сдвиг [Землетрясения ..., 1985].

Относительно низкая активность ($A_{10} \leq 0.05$) характерна для значительной по размерам сейсмогенерирующей зоны, расположенной в Восточном Казахстане (см. рис.27). Здесь известны единичные сильные землетрясения: Тахийншарское 1974 г. [Землетрясения ..., 1985] и Зайсанское 1990 г. [Рогожин, Леонтьев, 1992] (см. рис.2).

Тахийншарское землетрясение 1974 г. характеризовалось магнитудой 6.5. Протяжённость зоны возникшего на поверхности сейсморазрыва составляет около 20 км, ширина – 15 км. Отдельные трещины растяжения были раскрыты на ширину до 0.5 м. По сочетанию оперяющих трещин отрыва и валов сжатия в делювиальных отложениях по главной зоне устанавливается

левосторонний сдвиг с амплитудой смещения 0.3-0.4 м [Землетрясения ..., 1985; Рогожин и др., 1995].

Зайсанское землетрясение 1990 г. с магнитудой 6.9 было сильнейшим на территории Алтая и Восточного Казахстана за историческое время [Нурмагамбетов и др., 1996]. Очаг землетрясения располагался на глубине 30-40 км в толщах кристаллического фундамента герцинского возраста, подстилающего Зайсанскую впадину, а также в гранито-гнейсовом и гранулит-базитовом слоях коры. Он был связан с зоной известного Уленгуро-Зайсанского (Иртышского) разлома. Большая глубина гипоцентра главного толчка явилась причиной относительно скромного макросейсмического воздействия на поверхности (интенсивность I_0 в эпицентре составила 8 баллов).

Сейсмодислокации Зайсанского землетрясения охватили территорию овальной формы площадью 70×30 км² и носили, по-видимому, вторичный, вибрационный или сейсмогравитационный характер. Здесь возникли зияющие трещины разнообразного простирания, грязевые вулканчики-грифоны, разливы разжиженного песка, отдельные небольшие обвалы камней на крутых склонах холмистых гряд и долины р.Кара-Иртыш. Возможно, лишь линейная субширотно вытянутая система трещин общей протяжённостью более 20 км, прослеженная с перерывами от восточного берега оз.Зайсан до автодороги г.Зайсан - пос.Буран, может косвенно отражать на поверхности проекцию верхней кромки сейсмического очага. Согласно расчёту фокального механизма главного толчка, подвижка в очаге землетрясения представляла собой правый сдвиг по падающей к северу плоскости западно-северо-западного простирания с небольшой взбросовой составляющей северного крыла [Рогожин, Леонтьев, 1992].

Как видно из краткого обзора, основными структурными элементами, контролирующими пространственное распределение землетрясений региона, являются разноранговые глубинные разломы, активные на новейшем этапе (см. рис.2). В региональном плане наиболее сейсмоопасными структурами являются активные новейшие разломы, секущие складки на крыльях дугообразной складчатой системы Горного и Монгольского Алтая под острым углом. В юго-восточной части этой складчатой системы простирание таких разломов северо-северо-западное, а в северо-западной части – северо-западное и северо-восточное.

Распределение сейсмоактивных зон обусловлено также механическими свойствами геологической среды. Зона каледонской складчатости Монгольского Алтая, как уже говорилось выше, характеризуется хрупкой, мощной, исходно континентальной корой и находится в условиях интенсивного близгоризонтального сжатия в направлении с юго-запада на северо-восток. Ориентировка крупнейших разломов в этом случае оказывается совпадающей с направлением действия максимальных скальвающих напряжений [Leontiev, Rogozhin, 1995]. При этом характер предпочтительного смещения по разломам монголо-алтайского (северо-северо-западного) простирания – правый сдвиг [Рогожин и др., 1995].

Зоны с первичным “океаническим” типом коры как каледонская Озёрная, так и герцинская Южномонгольская, характеризуются существенно более низкой сейсмической активностью. Во всяком случае, в их пределах не происходило землетрясений с магнитудами более 7.0.

В целом, распределение сеймотектонических структур региона таково, что высокосейсмичная, активная в неотектоническую эпоху, широтно ориентированная зона Гобийского Алтая дугообразно изгибается и переходит в столь же активную сейсмоопасную зону Монгольского Алтая. Сейсмогенерирующие зоны Западной Монголии, способные генерировать землетрясения с $M=8.0$, протягиваются на севере в районы Горного и Рудного Алтая, известные, как области умеренной и слабой сейсмичности. На основании представления, что энергия максимально возможных землетрясений подвижных поясов в значительной мере зависит от строения и состава земной коры и истории её становления, авторами настоящей монографии было высказано предположение, что мощная континентальная кора каледонского возраста, пронизанная обширными разновозрастными гранитоидными массивами Горного Алтая, может генерировать землетрясения с очень большими магнитудами в силу сходства строения этого региона и Западной Монголии. Кроме того, сейсмогенерирующие зоны Северо-Западной Монголии с высоким сейсмическим потенциалом распространяются и на изучаемую территорию Горного Алтая.

4.2. Механизм очагов и сеймотектонические деформации

Прежде всего сеймотектоническую обстановку региона характеризуют чрезвычайные по величине землетрясения на западе и севере Монголии: Хангайские или Болнайские (9 и 23.07.1905 г., $M=8.4$ и 8.7), Монголо-Алтайское (10.08.1931 г., $M=8.2$) и Гоби-Алтайское (04.12.1957 г., $M=8.3$), относящиеся к сильнейшим внутриплитным сейсмическим катастрофам. По материалам полевых геологических исследований А.В.Вознесенского, Хангайское землетрясение 23.07.1905 г. сопровождалось возникновением на поверхности магистрального сейсморазрыва широтного простирания протяжённостью 370 км с левосторонним сбросо-сдвиговым смещением, амплитуда которого достигала 6 м [Логачёв и др., 1995].

Инструментально изученные, умеренные по силе землетрясения региона характеризуются в основном сдвиго-надвиговыми и надвиговыми смещениями (рис.29) в очагах. Анализ параметров фокального механизма очагов землетрясений (с $K \geq 14$) позволяет сделать вывод о существовании двух зон с несколько различной системой ориентации осей в очагах землетрясений. Условная граница, разделяющая зоны, протягивается вдоль Монгольского Алтая с северо-восточной стороны, простираясь далее на север вдоль Шапшальского хребта. В первую, западную зону включены территории Монгольского Алтая, Горного Алтая и впадины оз.Зайсан с ее горным обрамлением; в восточную зону вошли горные системы Западного и Восточного Саяна, Тувы и северной части Монголии.

В западной зоне, как указывалось выше, в очагах сильных землетрясений близгоризонтальные оси сжатия имеют северо-западную или близмеридиональную ориентировки. В восточной зоне близгоризонтальные оси сжатия ориентированы в северо-восточном, а также близмеридиональном направлениях. Оси растяжения и промежуточные оси (на всей территории региона) ведут себя менее устойчиво. В одних сейсмических очагах близвертикальны оси растяжения, а близгоризонтально расположены промежуточные оси; в других – вертикальными явля-

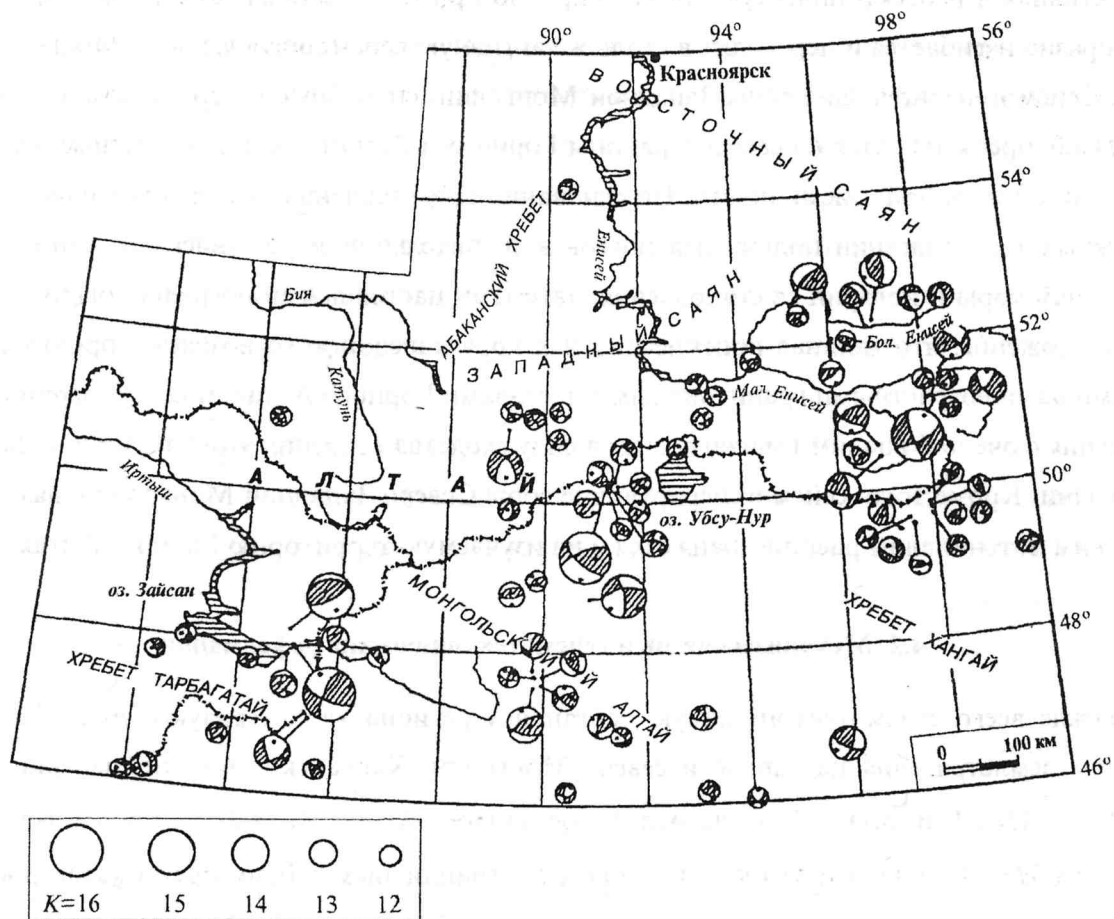


Рис. 29. Механизмы очагов землетрясений с $K \geq 12$ (верхняя полусфера стереографической проекции) (по Н.Д.Жалковскому и др., 1995). Заштрихованы секторы осей растяжения

ются оси промежуточных напряжений, а близгоризонтально ориентированы оси растяжения. Всё это может свидетельствовать о том, что восточная зона поля напряжений характеризуется ориентировкой осей сжатия в основном в северо-северо-восточном направлении, а западная зона – в северо-северо-западном.

Более сложная картина наблюдается при анализе механизма очагов землетрясений 12-13 энергетических классов. В обеих зонах в очагах землетрясений происходили подвижки как надвигового, сдвиго-надвигового и сдвигового типов, так и подвижки сбросового и сдвиго-сбросового типов. В западной зоне поля напряжений доля надвиговых смещений в очагах составляет 33%, сдвиго-надвиговых – 29%, сдвиговых – 5%. В пределах восточной зоны надвиговые подвижки фиксируются в 30% от числа всех фокальных механизмов, сдвиго-надвиговые – в 24%, а сбросовые – в 7%. Сдвиго-сбросовые смещения отмечены в 24% сейсмических очагов, а сдвиговые – в 15%. Таким образом, преимущественное развитие надвиговых и сдвиго-надвиговых смещений в очагах всего региона вполне очевидно [Жалковский и др., 1995].

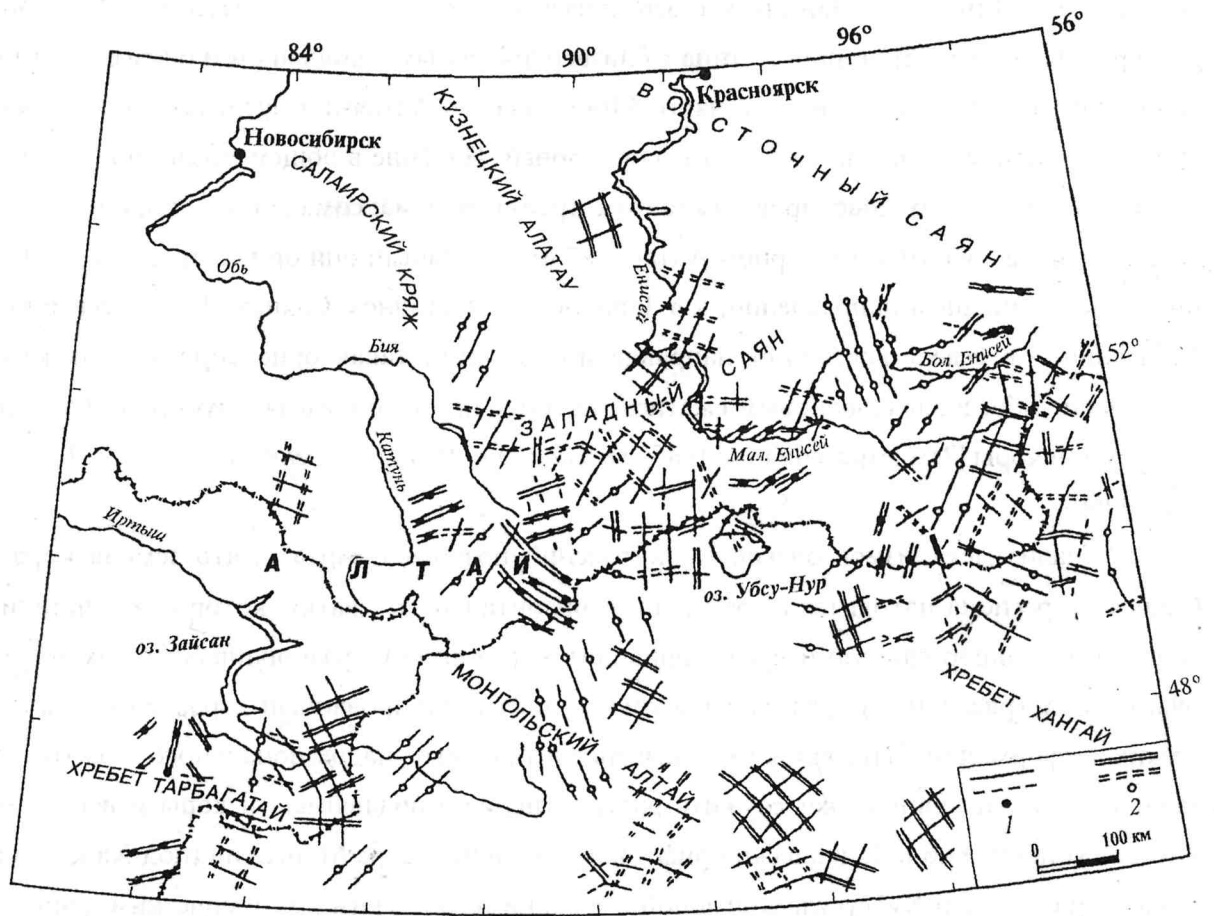


Рис. 30. Траектории главных деформаций (по Н.Д.Жалковскому и др., 1995)

1 – направления максимального укорочения: сплошная линия – близгоризонтальное укорочение, штриховая – укорочение под средними углами (30-60°) к горизонту, темные кружки – близвертикальные укорочения; 2 – направления максимального удлинения: двойная линия – близгоризонтальное удлинение, двойная штриховая – удлинение под средними углами (30-60°) к горизонту, светлые кружки – близвертикальные удлинения

В очагах землетрясений 10-13 энергетических классов отмечается преимущественная северо-северо-западная ориентация осей сжатия в восточной зоне и меньшая упорядоченность в их ориентации в западной зоне. Закономерности, установленные для землетрясений с $K \geq 14$ в восточной зоне, сохраняются и для землетрясений более низких энергетических классов, т.е. оси сжатия имеют северо-северо-восточное простирание при южной и субширотной ориентации осей растяжения.

Поле сеймотектонической деформации земной коры Алтае-Саянской области представлено траекториями главных деформаций (рис.30). Общий характер поля деформаций очень сложен, земная кора района разбита на многочисленные, по-разному деформированные блоки. В целом, Алтае-Саянская область находится в условиях фонового горизонтального сжатия, но, несмотря на это, на территории встречаются блоки "рифтового" или грабенного типа с близгоризонтальными максимальными удлинениями и близвертикальными максимальными укорочениями, расположенные в восточной части Тоджинской котловины, на флангах озёрных впа-

дин Алаколь, Тере-Холь, Зайсан, к северо-северо-востоку от оз.Убсу-Нур и в Чуйской степи. Два крупных блока "орогенного" типа с близвертикальным удлинением и близгоризонтальным укорочением выявлены в северной части Монгольского Алтая и в пределах хребта Академика Обручева с прилегающей к нему с юга территорией. На фоне в общем мозаичного поля деформаций наиболее устойчиво прослеживаются траектории максимального укорочения. В Монгольском Алтае, частично в Горном Алтае и вблизи оз.Зайсан они ориентированы в диагональном, северо-западном направлении; а в Западном и Восточном Саянах, Туве и северной части Монголии – в северо-восточном направлении. Видимо, такая ориентировка максимального укорочения обусловлена фоновым сжатием, которое играет определяющую роль при деформации земной коры [Землетрясения ..., 1985; Хилько и др., 1978; Солоненко и др., 1993; Жалковский и др., 1995].

Анализ механизмов очагов землетрясений позволяет считать, что земная кора Алтае-Саянского региона находится в состоянии горизонтального сжатия, которое в сочетании с локальными неоднородностями среды приводит к реализации разнонаправленных подвижек в очагах землетрясений и определяет блоковый, дифференцированный характер сейсмотектонических деформаций. Источником близгоризонтального надрегионального сжатия в юго-западном направлении может служить разуплотнение в нижней части коры и верхах мантии, которое установлено в Байкальской рифтовой зоне и на севере Монголии (под Хангайским средним массивом и Хубсугульской зоной) по гравиметрическим и сейсмическим данным [Zorin et al., 1993; Рогожин и др., 1995]. В то же время, исходя из представлений тектоники плит, напряжение сжатия в северо-восточном направлении может быть связано также с процессом поддвижения Индостанской плиты под Евразийскую [Molnar, Tapponier, 1975; Tapponier, Molnar, 1979; Explanatory ..., 1986; Sengor et al., 1993 и др.].

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

5.1. Сведения об исторических землетрясениях Горного Алтая

Первые литературные сведения о землетрясениях на территории Алтая относятся к 18 веку. Сейсмическое событие 1761 г. фиксировалось в Семипалатинске, Усть-Каменогорске (6-7 баллов), на Кольвано-Воскресенских рудниках, в Барнауле и сопровождалось подземным гулом [Мушкетов, 1891, с.328; Новый..., 1977].

Достаточно надёжные сведения прошлого сохранились в наиболее обжитых северо-западных и северных районах, таких, как Рудный Алтай, Барнаульско-Новосибирское Приобье. В изданной в 1948 г. работе Г.П.Горшкова [1948, с.80-85] приводятся данные о числе известных землетрясений, начиная с 1761 г. в пределах Алтайского региона (табл.3).

Кроме сведений о землетрясениях, перечисленных в табл.3, имеются не инструментальные данные о сейсмических событиях с интенсивностью 4-6 баллов 1774, 1824, 1825, 1887, 1901, 1902, 1911 годов в Прииртышье и Кольванском районе; 1785, 1829, 1893, 1914 годов – в Каменско-Барнаульском Приобье (сейсмические события 1785 и 1893 гг. упомянуты в хронике Барнаула как “сильные землетрясения” [Город ..., 1980]; 1898 г. – на Салаирском кряже. Ряд землетрясений в Горном Алтае описаны И.В.Мушкетовым, А.П.Орловым [1893]. О “землетрясениях в Южном Алтае, особенно бывших дважды в октябре 1846 г. в области Зырянского рудника” в 1923 г. сообщает Г.И.Танфильев [1923, с.90].

Сведения о многих землетрясениях доинструментального периода недостаточны для определения местоположения эпицентров, и поэтому не все они отмечены на карте сейсмичности. Но и указанные эпицентры, определенные по макросейсмическим данным, нанесены с возможной ошибкой, которая может достигать и превосходить 50 км [Атлас ..., 1978, с.176].

Региональные сейсмологические исследования в Горном Алтае весьма непродолжительны. Первые инструментальные наблюдения рекогносцировочного характера были проведены

Таблица 3. Землетрясения на территории Алтая (по Г.П.Горшкову, 1948)

Наименование населённого пункта	С какого года имеются известия	Количество землетрясений	Наивысший балл
Барнаул	1783	11	5-6
Бийск	1857	9	6
Семипалатинск	1761	19	6-7
Томск	1734	5	4
Усть-Каменогорск	1761	19	7

здесь в 1959-1960 гг. [Масарский, Моисеенко, 1962], когда Институтом геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР совместно с Институтом физики Земли АН СССР была организована сейсмогеологическая экспедиция с сетью временных станций. Стационарная сеть сейсмических станций, регистрирующая все происходящие на территории Алтая землетрясения, создана в 1962 г. [Жалковский и др., 1995]. Начиная с 1963 г. в пределах Алтае-Саянской горной области регистрируются все землетрясения энергетических классов $K \geq 10$ (магнитуда $M \geq 3.5$). При этом возможные ошибки определения координат их эпицентров для преобладающей части территории не превышают 10-15 км [Сейсмичность ..., 1975]. Что касается многочисленных данных о более слабых толчках, то для горной области в целом они не представительны из-за неодинаковой плотности сети станций на территории. Действующая сеть станций не позволяет также с приемлемой точностью определять глубину очагов. Опираясь на ряд косвенных признаков (точки выхода в первые вступления головных волн от поверхности Мохо и т.п.), можно лишь утверждать, что подавляющее большинство землетрясений в пределах Алтае-Саянской области зарождается в верхних горизонтах земной коры на глубинах до 20-25 км. Причём максимум плотности их распределения приходится на глубины около 10-15 км [Цибульчик, 1966; Гайский, Жалковский, 1972; Жалковский и др., 1995].

Вопрос об актуальности и необходимости проведения систематических сейсмогеологических исследований в пределах региона был поставлен Ф.С.Моисеенко лишь в 1969 г. С тех пор в пределах Юго-Восточного Алтая Е.В.Девяткиным (1965 г.) и В.В.Бутвиловским (1993 г.) при проведении работ по изучению кайнозойских отложений попутно были выявлены и описаны и сейсмодислокации. В Чуйской и Курайской межгорных впадинах при проведении работ по сейсмическому районированию Н.Д.Жалковским, Г.А.Черновым, В.И.Мучной (1978 г.), а также при геоморфологических исследованиях И.С.Новиковым, М.А.Мистрюковым, Ф.Трефуа (1995 г.) также отмечались нарушения поверхности, которые можно рассматривать в качестве сейсмодислокаций неизвестных древних землетрясений. Специализированные сейсмогеологические работы проводились лишь В.А.Кучаем (1984 г.), Г.А.Черновым (1985 г.), А.Э.Конторовичем и В.С.Кусковским (1991 г.) для оценки сейсмичности района проектируемой в то время Катунской ГЭС.

5.2. Следы древних сильных землетрясений Горного Алтая

Вопрос о положении главных сейсмогенерирующих структур Горного Алтая до сих пор не является окончательно решённым. Основными структурными элементами, контролирующими пространственное распределение эпицентров землетрясений изучаемой территории, по мнению большинства исследователей, являются активизированные на новейшем этапе зоны глубинных разломов разного ранга широтной и северо-западной ориентировки. Данная приуроченность не является бесспорной, так как значительная часть разломов этих простираний в сейсмическом отношении либо никак себя не проявляет, либо характеризуется повышенной сейсмичностью лишь на отдельных, сравнительно небольших территориях, как правило, на

участках сближения или пересечения с глубинными разломами иной ориентировки. Кроме того, при анализе карты распределения эпицентров землетрясений, относящихся к одиннадцатому и выше энергетическим классам (с магнитудой $M \geq 3.5$) отмечена полоса высокой сейсмичности северо-западной ориентировки (см. рис.2), примерно соответствующая осевой части Ануйско-Чуйского синклинория, где глубинные разломы вообще не установлены. В подобных зонах, по предположению Н.Д.Жалковского, землетрясения связаны "со скрытыми разломами, проявившимися лишь на глубоких (10-25 км) горизонтах земной коры или разломами ещё только зарождающимися на тех же глубинах в результате каких-то процессов, протекающих в нижней части коры и верхах мантии" [Жалковский и др., 1995, с. 24].

По результатам наблюдений региональной сети сейсмических станций за 1963-1991 гг. выявлены основные закономерности пространственного распределения землетрясений Горного Алтая и степень их дифференцированности по уровню сейсмической активности. В пределах рассматриваемой территории землетрясения возникают повсеместно, но по уровню активности территория неоднородна. На Горном Алтае выделены три основные эпицентральной зоны: Чуйская, Чарышская и Шапшальская [Масарский, Моисеенко, 1962; Богачкин, 1981]. Проведенные сейсмогеологические работы позволили предположить, что в пределах этих зон в прошлом могли иметь место высокомагнитудные землетрясения, оставившие след в виде первичных и вторичных сейсмодислокаций.

5.2.1. Сейсмодислокации Чуйско-Курайской эпицентральной (сейсмогенерирующей) зоны

Собственно Чуйскую сейсмогенерирующую зону многие исследователи (в частности, Б.М. Богачкин [1981]) рассматривают как пересечение трёх сейсмоактивных линейных геоморфологических структур. Первая из них вытянута полосой в субмеридиональном направлении и охватывает хребты Сайлюгем, Южно-Чуйский, восточную часть Северо-Чуйского хребта, Курайскую котловину, Айгулакский хребет, Сарылукольскую впадину и прослеживается далее на север зоны вдоль Кубадринского (Чокрайского) глубинного разлома. Вторая сейсмоактивная полоса протягивается в широтном направлении вдоль Кызыловско-Курайского глубинного шва от хр. Чихачёва на востоке до сочленения Северо-Чуйского хребта с Катунским и Теректинским. Третья полоса также вытянута в субширотном направлении и является частью выделенной Е.М.Рудичем [1972] широтной сейсмогенной зоны, протягивающейся от южной части хр. Чихачёва вдоль хр. Сайлюгем и Нарымского разлома до Иртышской зоны смятия.

В ходе полевых работ детальные сейсмогеологические исследования в пределах Чуйской зоны были проведены авторами в Чуйской, Курайской, Сарылукульской впадинах и Ештыкельском понижении.

За исторический и инструментальный периоды здесь сильные землетрясения не наблюдались. Однако целая серия слабых сейсмических толчков (10-11 энергетических классов) зарегистрирована в районе Курайской впадины и в долине р. Чуи к западу от неё [Богачкин, 1981; Жалковский и др., 1995]. Отмечается приуроченность некоторых эпицентров к Центрально-

Курайской антиклинальной гряде и разломам северного, южного и восточного обрамления впадины. Эпицентры слабых толчков сопровождают также Чайбеккольский, Курайский и Южно-Курайский разломы. Рассмотренные выше активные с геологической точки зрения структуры являются, таким образом, также активными и в сейсмическом отношении.

Палеосейсмодислокации Центрально-Курайской гряды

Выход на дневную поверхность сейсмического очага сильного палеоземлетрясения в виде первичных сейсморазрывов был описан авторами настоящей монографии в западной части Курайской впадины. Активные разломы, породившие высокомагнитудное сейсмическое событие, здесь выражены в рельефе в виде эскарпов, обрамляющих с севера и юга Центрально-Курайскую антиклинальную гряду (ЦКАГ). Приповерхностное строение обоих разломов было изучено в траншеях [Рогожин и др., 1996].

Зона южного разлома вскрыта первой траншеей, заданной вкрест простирания полутораметрового эскарпа активного разлома в 2 км западнее с.Курай. Этот эскарп обрамляет гряду с юга (см. рис.12). Зона палеосейсморазрыва представляет собой в разрезе серию из трёх-четырёх крутых и пологих взбросов. Сместители погружаются в северном направлении, под осевую часть гряды. Отдельные разрывы нарушают и смещают с вертикальной амплитудой 5-15 см прослой разноокрашенных галечников, палеопочв, горизонты древесных углей в разрезе голоценовых отложений (рис.31). Отмечается также фациальное изменение состава образующих разрез пород вкрест простирания зоны разлома. Из траншеи были отобраны образцы угля, костей животных, древесных щепок на определение абсолютного возраста пород разреза. В радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН получены ¹⁴C-датировки древесного угля 345±30 лет (ИГАН-1702) и щепок 324±30 лет (ИГАН-1692), свидетельствующие об очень молодом возрасте (не ранее 1700 г.) вскрытых траншеей активных взбросов. Эти тектонические нарушения, выраженные в рельефе в виде эскарпа, следует интерпретировать как сейсморазрыв, т.е. выход на дневную поверхность сейсмического очага сильного землетрясения в виде первичных – сеймотектонических деформаций.

На северном крыле Центрально-Курайской антиклинальной гряды второй траншеей вскрыт двухметровый эскарп, выработанный в неогеновых глинах и супесях на границе с заболоченным участком поверхности. В разрезе наблюдается надвигание неогеновых пород в северном направлении по пологому надвигу, поверхность сместителя которого сопровождается мощной (до 5-10 см) глиной трения. В всячем крыле надвига образовались зияющие трещины, заполненные палеопочвами (так называемый колловиальный клин). Отмечается изгибание и выполаживание с глубиной одной такой клиновидной трещины в виде листрического взброса (рис.32). Палинспастическая реконструкция первичной структуры этого эскарпа показала, что здесь в прошлом образовался козырьковый надвиговый уступ на дневной поверхности с вертикальной амплитудой порядка 2 м и горизонтальной – около 2.5 м. Поверхность сместителя погружается в южном направлении под углом около 40°. Общая, суммарная амплитуда смещения составила три с лишним метра. Образовавшийся в процессе какого-то древнего землетрясения,

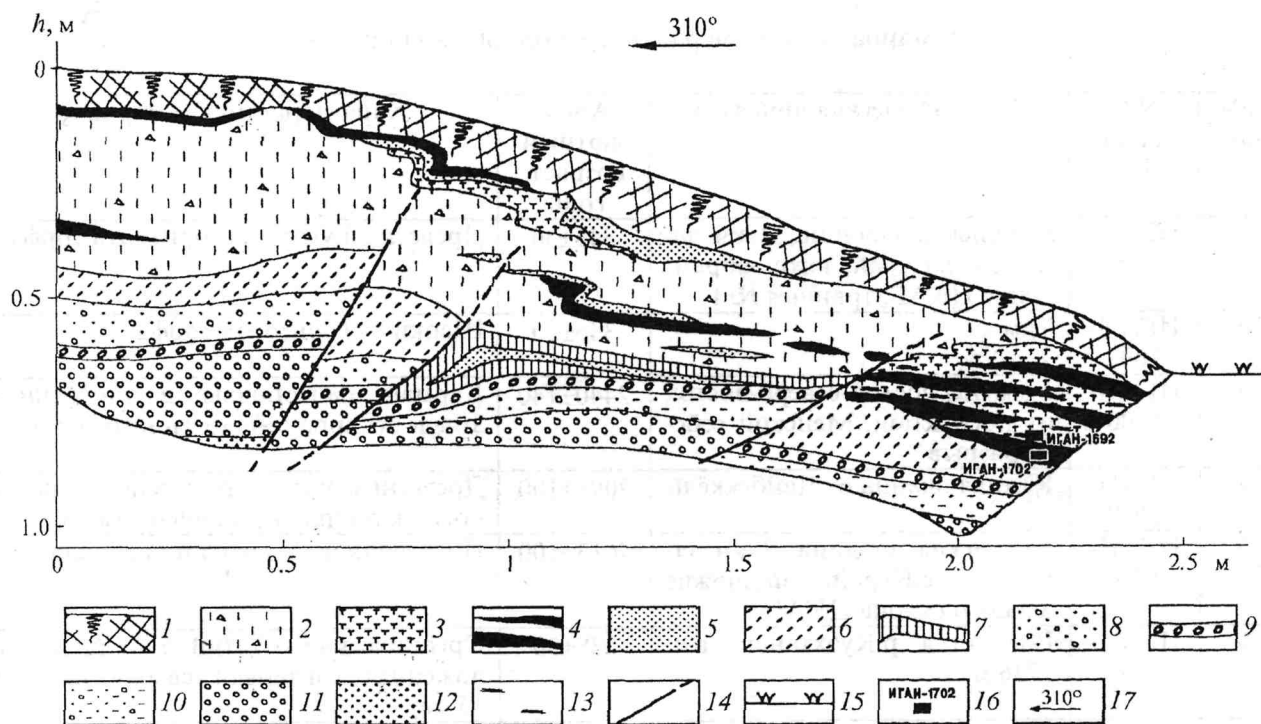


Рис. 31. Геологический разрез по траншее № 1 (см. рис.12) через южный палеосейсмический эскарп Центрально-Курайской антиклинали (составил Е.А.Рогожин)

1 – современная почва, 2 – серо-бурые супеси с редкими включениями щебня; 3 – торф, 4 – древесный уголь, 5 – тёмно-серые пылеватые пески; 6 – серо-зеленые суглинки; 7 – погребенная почва, 8 – жёлтые гравийные пески, 9 – горизонт бурого гравия, 10 – зеленовато-серые глинистые пески с включениями гравия, 11 – серо-зеленый гравийник, 12 – серые крупнозернистые пески, 13 – щепки; 14 – разрывные нарушения; 15 – поверхность болота; 16 – места взятия проб на радиоуглеродный анализ и их номера; 17 – ориентировка траншеи

нависающий козырёк, естественно, не мог существовать долго и под действием силы тяжести рухнул, образовав эскарп со строением типа коллювиального клина в разрезе. Таким образом, эскарп у подножья северного склона Центрально-Курайской антиклинальной гряды можно тоже интерпретировать как палеосейсмодислокацию первичного типа.

Датирование палеопочв, заполнивших зияющие трещины в коллювиальном клине позволяет восстановить возраст двух землетрясений, происшедших в этой зоне в периоды 7820 ± 140 и 2850 ± 110 лет тому назад (см. табл.4). Выход на поверхность сейсморазрывов и смещения в очагах этих сейсмических событий породили данный эскарп, сохранившийся до наших дней в сглаженном виде.

Прослеживание описанных эскарпов по простиранию позволяет оценить протяжённость обнаруженных сейсморазрывов. Северный разрыв трассируется на космоснимках на 75-77 км, а южный – на 70-75 км [Рогожин и др., 1996]. Такая длина сейсморазрывов соответствует размеру сейсмического очага примерно 90-100 км, что характерно для землетрясений с магнитудой, равной или превышающей 7.5. Радиоуглеродные датировки образцов древесного угля и щепок, взятых на определение абсолютного возраста (по методу ^{14}C), свидетельствуют об очень молодом возрасте (300-375 лет) импульсной подвижки по активному взбросу южного крыла ЦКАГ.

Таблица 4. Данные радиоуглеродного анализа ^{14}C

№№ п/п	№№ проб	Географическая привязка	Абсолютный возраст, годы	Характеристика материала
1	ИГАН-1702	Курайская впадина, 2 км западнее с.Курай, южн. обрамление ЦКАГ, траншея № 1	345±30	Древесный уголь из горизонта торфа
2	ИГАН-1692	Там же	345±30	Щепки из горизонта торфа
3	ИГАН-1700	6 км на восток-северо-восток от пос.Акташ. Менский сейсморазрыв	2440±140	Карман палеопочвы в опущенном крыле эскарпа сейсмогенного сброса
4	ИГАН-1689	Южная окаина оз.Чайбеккель	2098±100	Древесные угли в теле сейсмогенного обвала, подпруживающего озеро
5	ИГАН-1706	Курайская впадина. 2 км западнее с.Курай, подножие южного склона ЦКАГ	4613±100	Погребённая почва из-под обвала
6	ИГАН-1705	Р-н устья р.Куэктанар, в.о. 1736 м	238±30	Органические остатки в озёрных отложениях (интервал сверху вниз 0-15 см)
7	ИГАН-1701	Там же	1226±160	Там же (интервал 29-34 см)
8	ИГАН-1695	Там же	1067±160	Там же (интервал 51-63 см)
9	ИГАН-1704	Там же	1620±92	Там же (интервал 94-107 см)
10	ИГАН-1698	1 км восточнее устья р.Куэктанар	213±11	Погребённая почва из-под обвала
11	ГИН-9085	Курайская впадина. Сев. склон ЦКАГ, траншея № 2	7820±140	Почва из коллювиального клина
12	ГИН-9081	Там же	2850±110	Почва из коллювиального клина
13	ГИН-9082	Там же	1040±80	Почва из коллювиального клина
14	ГИН-9084	Чуйский тракт, отрезок Иня - Кош - Агач	4090±50	Погребённая почва из рыжеватых коллювиально-делювиальных отложений
15	ГИН-9090	Западная часть Чуйской впадины, Ортолыкский форберг	~100-150	Палеопочва с корнями сгнившей травы в отложениях высохшего запрудного озера
16	ГИН-9083	756 км Чуйского тракта, отрезок Иня - Кош - Агач	170±40	Современная почва, перекрытая обвалом
17	ГИН-9086	Там же	220±50	Современная почва, перекрытая обвалом. Древесина в почве
18	ГИН-9089	Там же	1880±70	Угли
19	ГИН-9088	Там же (50 м к востоку от точки взятия пробы ГИН-9089)	1900±50	Суглинки древней озерной террасы, перекрытые коллювиально-делювиальными отложениями. Угли
20	ГИН-9087	Там же	1880±40	Дерево
21	ГИН-9451	Уймонская впадина - «Вал Обручева»	850±40	Палеопочва
22	ИГАН-1936	Окраина с.Джасатор	230±60	Древесина в песке палеозера
23	ИГАН-1929	Джасатор, Тюньский сейсморазрыв	910±70	Древесина в террасе реки
24	ИГАН-1935	Телецкое озеро, Чири, Басконская сейсмодислокация	1640±80	Почва в коллювиальном клине

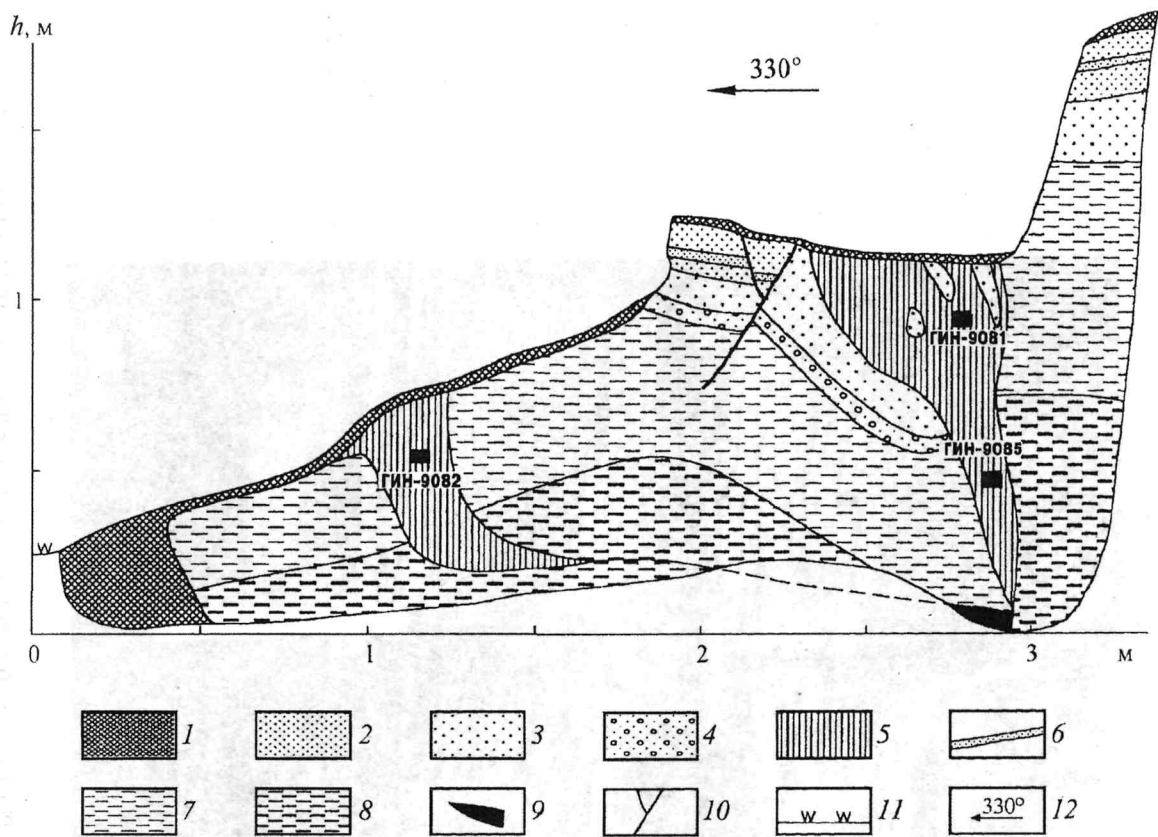


Рис. 32. Траншея № 2 (см. рис.12) через северный эскарп Центрально-Курайской антиклинальной гряды (составил Е.А.Рогожин)

1 – современная почва; 2-4 – отложения плейстоцена: 2 – пепельные пылеватые пески; 3 – жёлтый суглинок; 4 – горизонт суглинка с включением гравия; 5 – голоценовая палеопочва в коллювиальном клине; 6 – плейстоценовая палеопочва среди пепельных пылеватых песков; 7 – глина буро-серая, 8 – глина серо-зелёная; 9 – глинка трения; 10 – разрывные нарушения; 11 – поверхность болота; 12 – ориентировка траншей

Более древние сейсмические подвижки восстанавливаются на основании изучения сейсморазрыва в зоне разлома, ограничивающего гряды с севера. Согласно результатам радиоуглеродных датировок палеопочв из коллювиального клина, порожденные ими землетрясения могли произойти около 8000 и 3000 лет тому назад.

Менкский сейсморазрыв

Ещё один непротяжённый палеосейсморазрыв северо-западной ориентировки пересекает сухое древнее русло р.Чуи примерно в 6 км к востоку-северо-востоку от пос.Акташ. Здесь из кармана палеопочвы в опущенном крыле эскарпа крутого сейсмогенного сброса был отобран образец на определение абсолютного возраста. Датирование палеопочвы показало возраст 2440 ± 140 лет (ИГАН-1700).

В пределах зоны палеоразрыва в стенке карьера были также описаны деформации в верхнеплейстоценовых ледниково-озёрных образованиях в виде серии вертикальных взбросов.

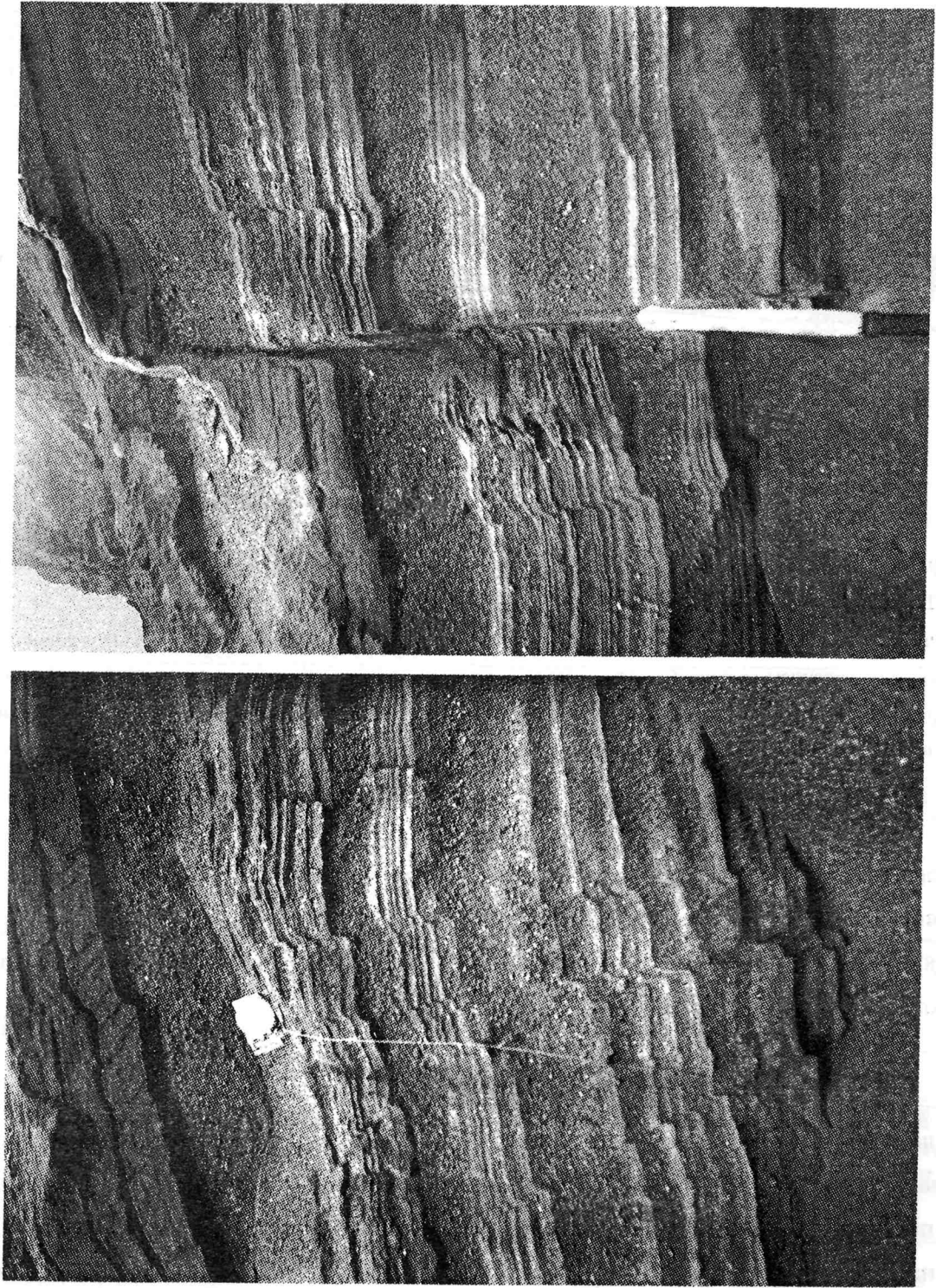


Рис. 33. Серия сбросов, нарушающих сплошность позднелайстоценовых ледниково-озерных отложений (карьер у заброшенной электростанции на р. Менке, Менский сейсморазрыв). (Фото Б. М. Богачкина)

Горизонтально залегающие переслаивающиеся пески и алевроиты смещены вдоль поверхности сместителя с амплитудой 40 см (рис.33).

Сарыачинский сейсморов

Сарыачинский сейсморов описан нами на северо-восточном продолжении береговой линии оз. Чагакель, в восточной части Сарылукульской впадины, на стыке её с Курайским хребтом [Платонова, 1998]. Палеосейсмодислокация расположена в зоне активного разлома – северо-восточной ветви Кысхыштубекского дизъюнктива, контролирующего эрозионную сеть участка впадины на протяжении свыше 30 км.

Палеосейсморов выражен в рельефе в виде микрограбена шириной 16 м в водораздельной части и ограничен крутыми сбросами в виде уступов-эскарпов высотой 1.0-1.5 м на северо-западном борту грабена и 2.5-5.0 м – на юго-восточном борту. Активные сбросовые подвижки, нарушающие сплошность поверхности голоценовых флювиогляциальных образований, произошли вдоль юго-восточного борта грабена. У подножия данного эскарпа разлома вдоль большей его части на протяжении почти 500 м проходит ров шириной до 2 м и глубиной до 1.5-2.0 м, заполненный угловатыми крупными глыбами осыпи со склона борта. Некоторые из них были переброшены через ров (см. рис.15). Свежий неокатанный облик глыб из осыпи, отсутствие эрозионных форм, переброшенные через ров глыбы позволяют связать образование деформации во времени с древним сейсмическим событием, вызвавшим сейсмогенный обвал в зоне Чайбеккольского разлома и послужившим причиной возникновения озера Чайбекколь около 2500 лет тому назад. Протяжённость зоны проявлений очага на поверхности говорит о магнитуде этого сейсмического события порядка 6.5.

Формирование сейсморова произошло после таяния последнего крупного ледника, поскольку эта структура нарушает заглаженную ледником поверхность, сложенную крепкими магматическими породами палеозоя. То есть импульсная подвижка произошла не ранее, чем 8000 лет тому назад [Соломина, 1999].

Ештыкёльская сейсмодислокация

Как первичную сейсмодислокацию можно интерпретировать сейсморазрыв урочища Ештык-Кель западной окраины Чуйско-Курайской эпицентральной зоны, вскрытый при проходке шурфом № 4 тыловой части 1.5-метровой террасы оз. Караколь. В стенке выработки отмечаются два крутых, выполаживающихся с глубиной, сброса (рис.34), поверхности сместителей которых погружаются в восточном направлении и смещают прослойки озёрных суглинков и галечников, горизонты палеопочв с амплитудой порядка 10 см. Вдоль одного из разрывов (западного) наблюдается открытая, клиновидная в разрезе трещина, заполненная палеопочвой. Отмечается также фациальное изменение состава пород, образующих разрыв, вкостростира-ния зоны разлома. На северном продолжении Ештыкёльского сейсморазрыва отмечается отчётливое смещение долины р. Чуи, имеющее характер левого сдвига. По-видимому, в результате

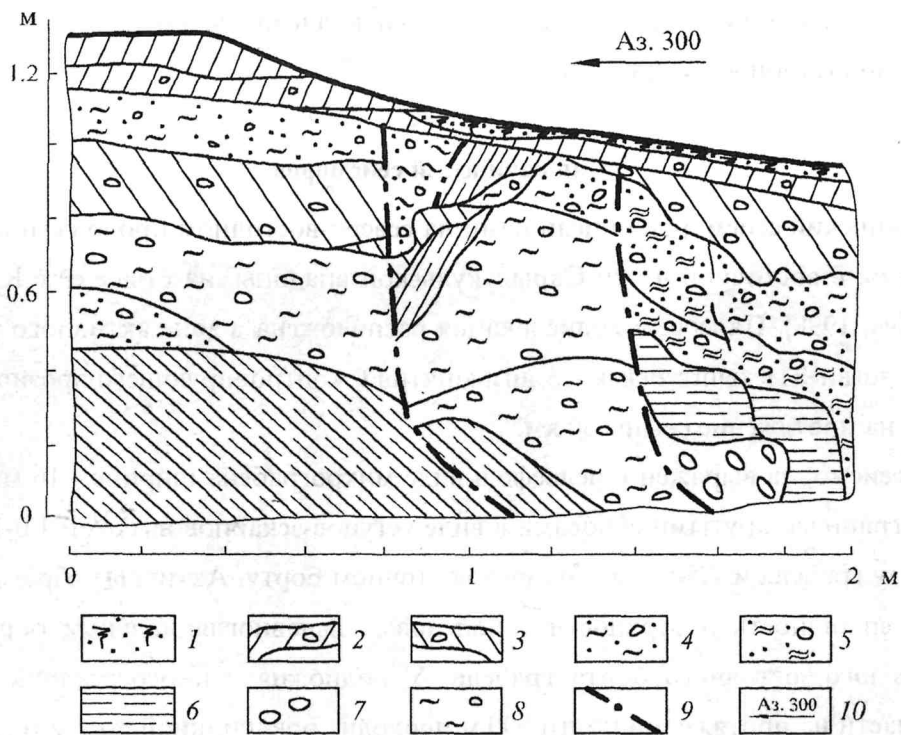


Рис. 34. Выход на дневную поверхность сейсморазрыва на тектонической террасе оз.Караколь; урочище Ештык-Кёль, вскрытого шурфом (составила С.Г. Платонова)

1 – почвенный слой бурого цвета; 2-3 – почвенный слой серого цвета с древесой: 2 – дресвы не более 10%, 3 – дресвы до 50%; 4 – палево-жёлтый суглинок дресвянный (дресвы до 40%); 5 – бурый суглинок (дресвы около 25-40%); 6 – ленточные глины; 7 – горизонт гальки; 8 – суглинок (дресвы около 25%); 9 – тектонические швы; 10 – ориентировка выработки

палеоземлетрясения к югу от сейсморазрыва возникла серия небольших осыпей, перекрывающих голоценовые морены, на крутых бортах р.Мажой (Маашей).

Смещение верхнего горизонта серой, бедной гумусом палеопочвы мощностью 20 см, кровля которой располагается на глубине 30 см, косвенно может свидетельствовать о позднеголоценовом возрасте сейсморазрыва. Магнитуда древнего сейсмического события при длине выхода очага около 8 км, может составить не более 6.0.

Картину распределения палеоочагов землетрясений Чуйской эпицентральной зоны и их размеров дополняют сведения о вторичных сейсмодислокациях. Цепочка крупных горных обвалов (по большей части, каменных лавин) в пределах зон активных разломов обнаружена по бортам долины р.Чуи на двух участках: на отрезке от устья р.Дейлюгем до пос.Чибит и в пределах узкой части долины Чуи между Курайской и Чуйской впадинами (см. рис.12).

На первом из названных участков, на расстоянии около 25 км было закартировано десять обвалов с объёмом обвальных масс от 5 до 30 млн. м³ (рис.35) и один оползень-обвал, протягивающийся почти на километр поперёк долины Чуи.

На втором участке длиной около 20 км, по данным В.В.Бутвиловского [1993], насчитывается свыше 30 обвалов, в восьми из которых объёмы перемещённых пород превышают 10 млн. м³. Несколько крупных обвалов объёмом 15-20 млн. м³ обнаружено также в долине р.Чибитки, правого притока р.Чуи (см. рис.12).

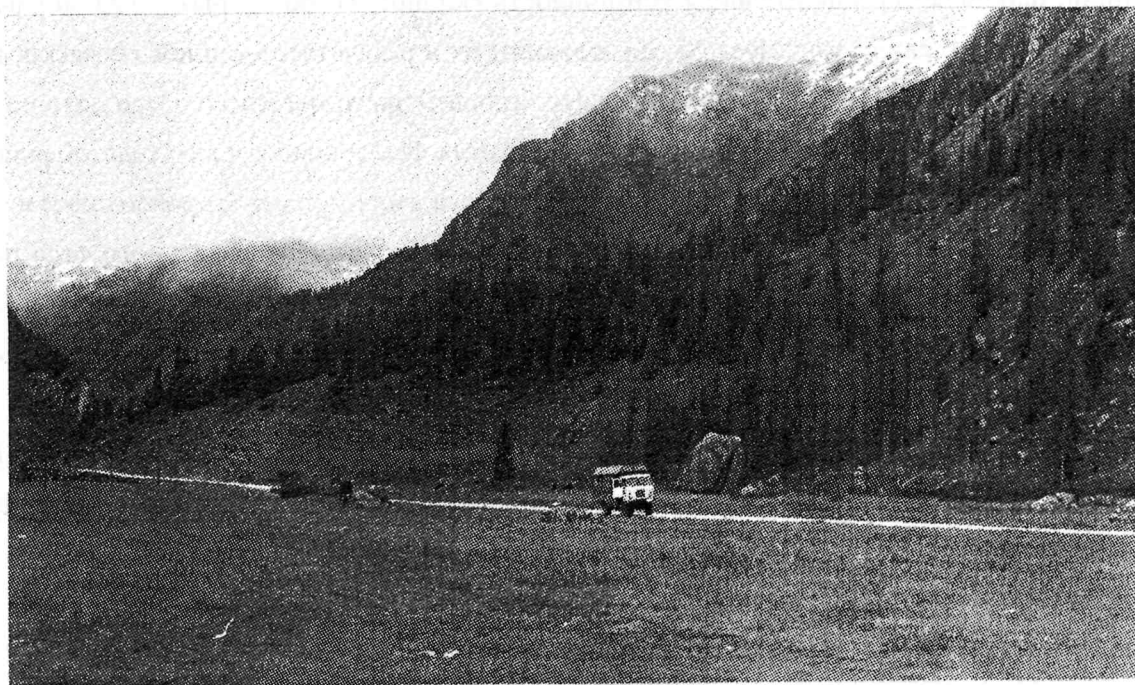


Рис. 35. Сейсмогенный обвал первого участка в районе с. Чибит (Фото Б.М.Богачкина)

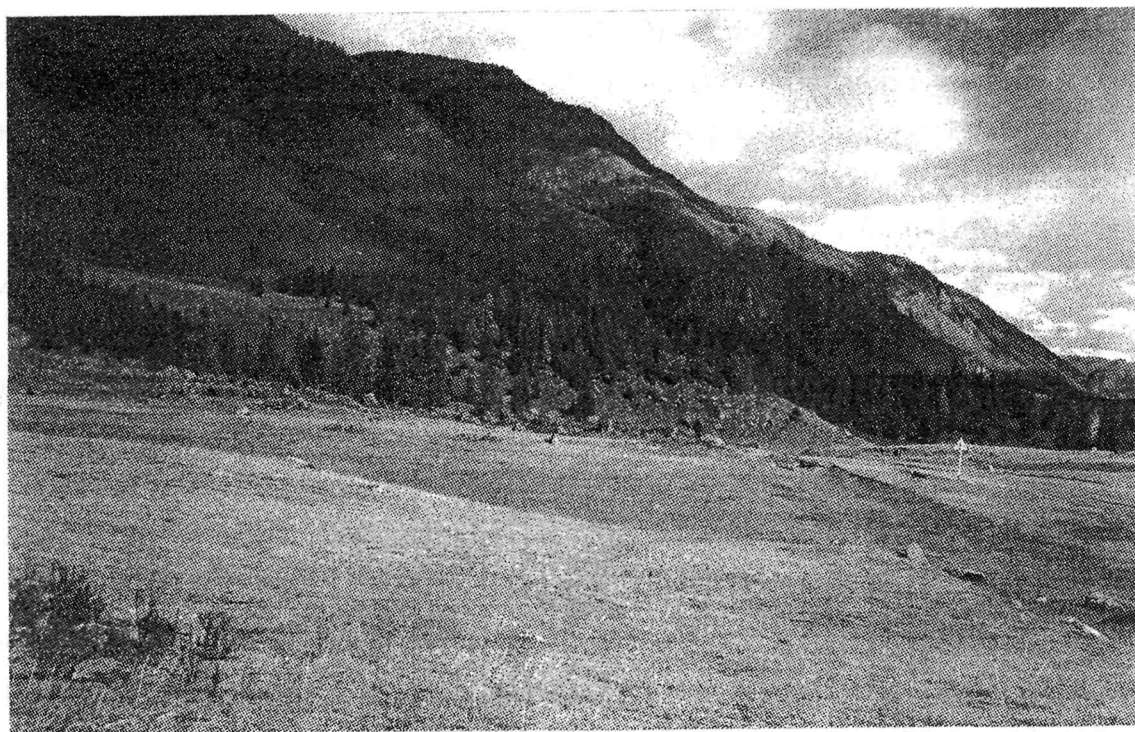


Рис. 36. Каменная лавина на первом участке в районе с. Чибит (Фото Б.М.Богачкина)

Упомянутые гравитационные структуры не являются результатом деятельности нормальных склоновых процессов. Во-первых, в Горном Алтае почти повсеместно, за редким исключением, наблюдается удивительная устойчивость склонов. И, во-вторых, сама морфология обвалов такова, что свидетельствует об образовании их в результате мощной встряски, возникающей при сильных сейсмических событиях. По большей части мы имеем здесь дело не с простыми обвалами, а скорее с каменными лавинами, когда фронтальная часть тела обвала отделена от области его зарождения заметным понижением, а амплитуда субгоризонтального перемещения материала велика. Это позволяет предположить скольжение обвального тела по подстилающей “воздушной подушке” (рис.36). Такой механизм перемещения материала “катастрофитов” описан для данного района В.В.Бутвиловским [1993], а аналогичная характерная морфология сейсмогенных каменных лавин была описана в плейстоценовой зоне разрушительного Рачинского землетрясения 1991 г. в Грузии [Рогожин, Богачкин, 1993^{1, 2}; Rogozhin, 1994]. Следует отметить также, что большинство закартированных обвалов располагается в пределах зон активных разломов.

Ниже описаны наиболее представительные из изученных сейсмогравитационных форм рельефа. В низовьях р. Чуи первый обвал появляется в 45 км выше её устья (в районе 752 километра Чуйского тракта), хотя на протяжении почти 80 км – от впадения Чуи в Катунь до пос. Чибит – относительная высота и морфология бортов долины реки остаются почти неизменными. Этот обвал расположен на левобережье Чуи, в 0.5 км ниже впадения в неё р. Дейлюгем (рис.37).

Объём его аккумулятивного тела составляет более 20 млн. м³, протяжённость вдоль борта долины около 1 км, высота ниши отрыва обвальных масс – 600 м. Он сорвался с выступа коренного склона, перекрыл поверхности 40-, 30-, 10- и 5-метровой террас левого берега, завалил русло Чуи и образовал естественную плотину. Река сравнительно быстро пропилила её, проложив русло в обход фронта обвала и размыв при этом ряд правобережных террас Чуи. Интенсивное врезание русла р. Чуи на этом участке продолжается и по сей день. По-видимому, данный обвал по времени образования синхронен сейсморазрыву, вскрытому траншеей № 1 на южном склоне Центрально-Чуйской антиклинальной гряды. О молодом возрасте обвала может свидетельствовать время накопления погребенной палеопочвы (220±50 лет, ГИН-9086), перекрытой обвальными массами на правом берегу р. Чуи почти напротив этого сейсмогравитационного нарушения, располагающегося на левом берегу реки. В этих местах, на 756 километре автодороги Иня - Акташ, в западной части изученной Чуйско-Курайской сейсмоактивной зоны, из-под многочисленных древних сейсмогенных обвалов извлечены образцы захороненных почв с радиоуглеродными датировками 170±40; 220±50 лет (ГИН-9083; ГИН-9086).

Выше по долине Чуи, на участке между притоками Ярбалык, Бока и Нижняя Карасу, на расстоянии немногим более 5 км наблюдаются сразу шесть крупных сейсмодислокаций: три обвала и один обвал-оползень по правому борту долины и два обвала – по левому (рис.38). Первый из представленных на рисунке обвалов протягивается вдоль коренного склона более чем на 1000 м и выдвигается в долину Чуи на 300-400 м, перекрывая террасы высотой 40, 30 и 20 мет-

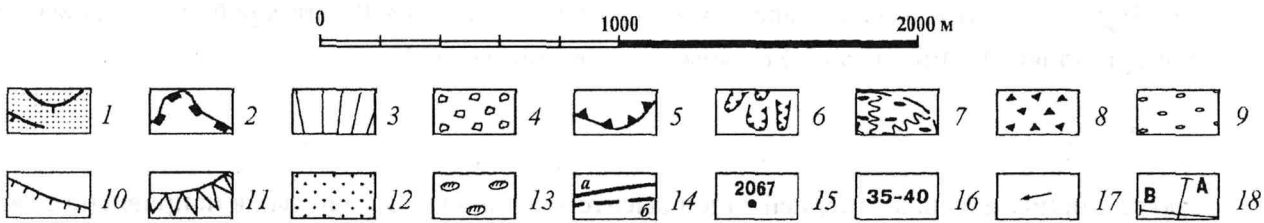
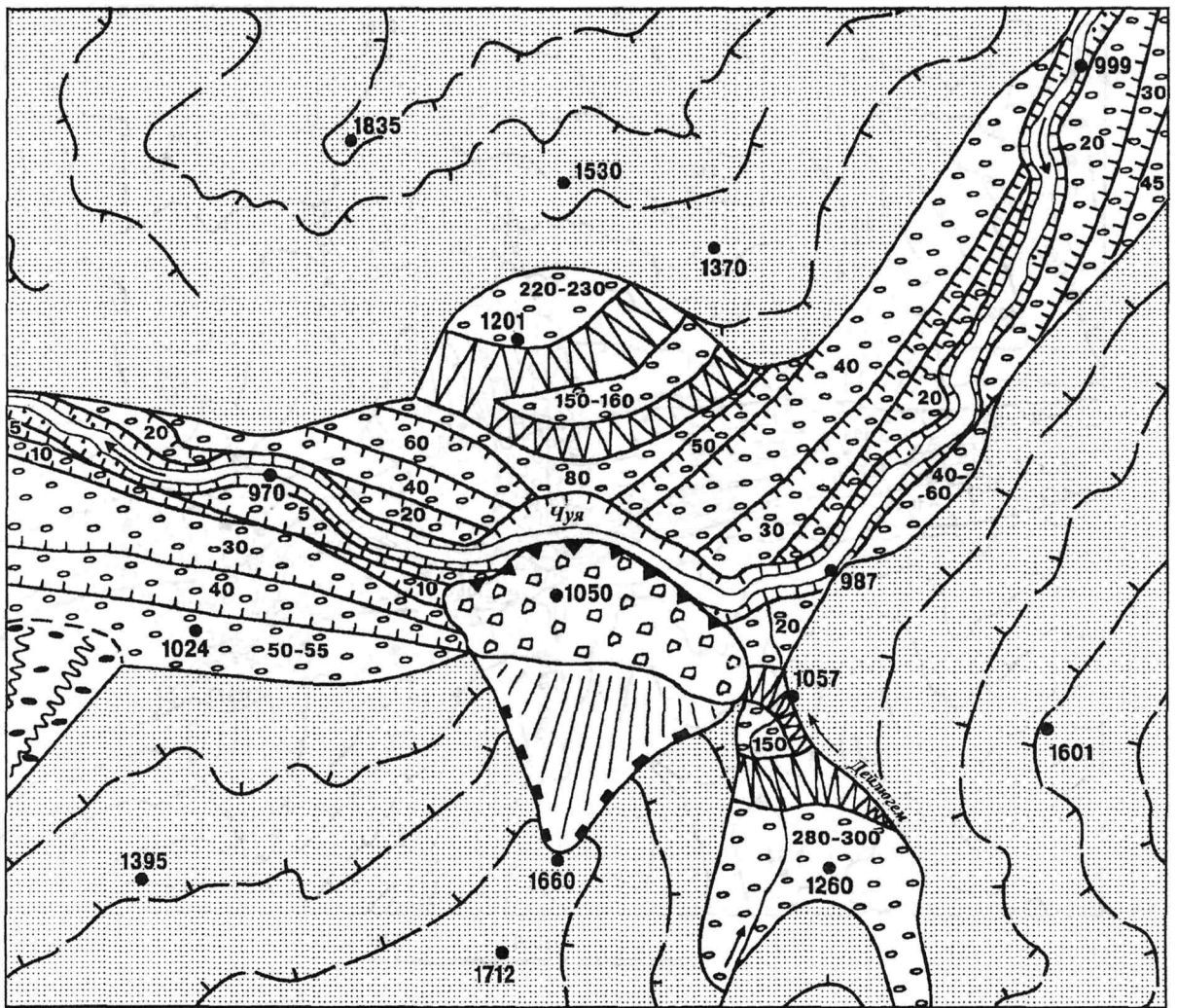


Рис. 37. Сейсмогенный обвал на левобережье р. Чуи ниже устья р. Дейлюгем (составил Б.М. Богачкин)
 1 – коренные склоны реки Чуи с условными горизонталями (бергштрихи – по падению склонов); 2 – зоны отрыва обвалов и оползней; 3 – зоны транспортировки обвально-оползневых масс; 4 – тела обвалов и оползней; 5-6 – фронтальные зоны: 5 – обвалов и каменных лавин, 6 – оползневых валов; 7 – пролювиальные конуса выноса; 8 – делювиально-пролювиальные шлейфы; 9 – поверхности террас; 10-11 – уступы террас: 10 – низких и средних, 11 – высоких; 12 – пойма реки Чуи; 13 – моренные холмы и гряды; 14 – разломы: а) выраженные в рельефе, б) предполагаемые; 15 – абсолютные высоты, м; 16 – относительные высоты террас, м; 17 – направления течения рек; 18 – линии продольного и поперечного разрезов каменной лавины (см. рис. 42, 43)

ров и спускаясь на пойму. Он возвышается над 40-метровой террасой на 60-70 м и имеет уплощённую поверхность с некоторым понижением в тыловой части. Объём его тела достигает 17 млн. м³. Следующая сейсмогенная структура, находящаяся на правобережье Чуи в 1.5 км ниже устья р. Бока, представляет собой оползне-обвал. Он перегораживает долину Чуи почти на

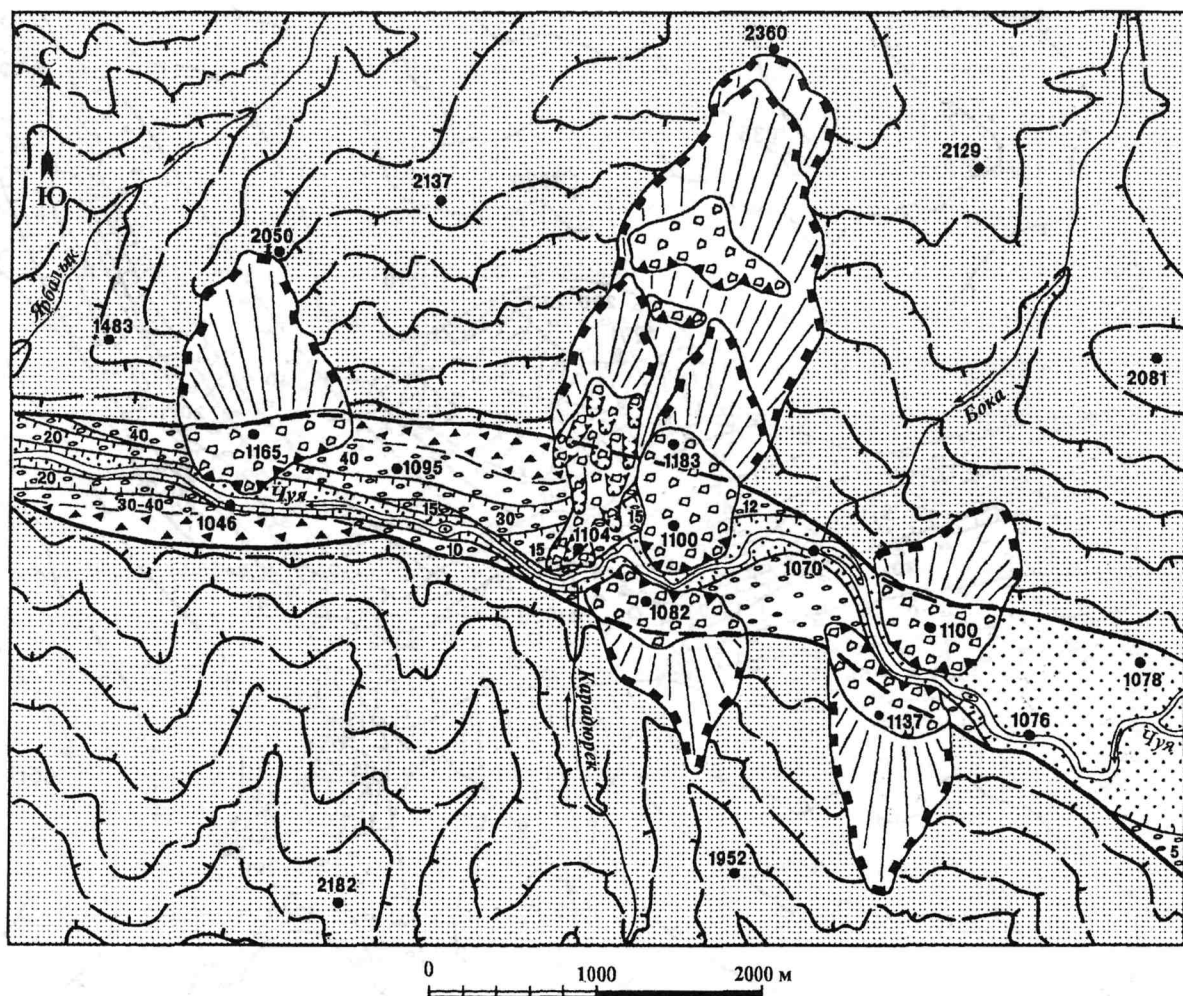


Рис. 38. Сейсмогенные обвалы и оползни в долине р. Чуи ниже пос. Чибит, в районе устьев рек Ярбалык и Бока (составил Б.М.Богачкин). Условные обозначения на рис.37

всю её ширину и выражен серией валов высотой до 20-30 м, вытянутых в направлении движения по поверхности 40-, 30- и 15-метровой террас. Общая протяжённость оползне-обвала свыше 1000 м, ширина до 500 м, объём перемещённых пород не менее 10 млн. м³. Восточнее к нему примыкает типичный обвал с объёмом коллювиальных образований более 15 млн. м³, который ложится на 30- и 12-15-метровую террасы и продвигается далеко в пойму Чуи, отклоняя русло реки к югу. Обе эти гравитационные формы имеют общую зону отрыва обвальных масс, однако, судя по облику и расположению в долине, обвал моложе соседнего оползня. Время образования оползня можно предварительно определить в 1800-2000 лет тому назад, поскольку несколько западнее обнаружены угли и древесина под коллювиальными массами небольшого обвала и в составе обвальных отложений. Это небольшое гравитационное образование как бы продолжает зону зарождения упомянутого крупного оползня на запад. Возраст собранных органических остатков по результатам радиоуглеродных определений составляет 1880±40; 1880±70 и 1900±50 лет (ГИН-9087; ГИН-9089 и ГИН-9088).

По правому борту долины Чуи, в 0.8 км выше устья р.Бока наблюдается ещё один обвал, аккумулятивное тело которого объёмом около 7 млн. м³ распласталось непосредственно в пойме реки. Обвалы, сошедшие с левого борта долины Чуи выше и ниже устья р.Бока, располагаются точно напротив обвалов правого борта (см. рис.38). В отличие от последних они опираются на 3-5-метровую террасу, не распространяясь на пойму. Их аккумулятивные тела частично смыты рекой. Это свидетельствует о более раннем возникновении левобережных обвалов, чем встречных им правобережных. Таким образом, на рассмотренном участке выделяются, как минимум, две разновозрастные генерации вторичных сейсмодислокаций. Абсолютных датировок здесь получить не удалось. Можно лишь предположить, что обвалы, перекрывающие пойму р.Чуи, очень молодые и возникли при самом последнем сильном сейсмическом событии в описываемом районе.

Два крупных сейсмогенных обвала обнаружены в ущелистой части долины р.Чибитки (район 9-11 км автодороги пос.Акташ - пос.Усть-Улаган). Любопытно, что образование этого озера связывалось прежде с "подпруживанием верховий р.Чибитки выдвинувшимся в её долину с восточного склона конусом выноса" [Селедцов, 1969].

Один из обвалов, объёмом свыше 15 млн. м³, сошедший с обоих бортов долины, образовал естественную плотину, выше которой возникло озеро, имеющее сейчас длину более 4 км и ширину до 600 м (рис.39). В траншее, пересекающей тело обвала, вскрываются переслаивающиеся озёрные и пролювиальные отложения, сформировавшиеся в основном за счёт перемива нижележащих обвальных масс (рис.40). В одном из горизонтов этих осадков собраны древесные угли, по которым определен абсолютный возраст вмещающих пород – 2098±100 лет (ИГАН-1689). Следовательно, данный обвал возник не позднее, чем 2100 лет назад.

Другую датировку, непосредственно указывающую на время образования обвального тела, удалось получить в западной части Курайской впадины. Из-под обвала (рис.41), расположенного в 2 км западнее с.Курай, у подножия южного склона Центрально-Курайской антиклинальной гряды, был отобран образец погребённой почвы, возраст которой определён радиоуглеродным методом как 4613±100 лет (ИГАН-1706). Интересно, что вблизи, на западной окраине с.Курай, В.В.Бутвиловским [1993] в разрезе аллювиально-пролювиальных отложений конуса выноса р.Курайки получена ¹⁴C-датировка 4590±30 лет (СОАН-2375), фиксирующая резкую смену характера осадконакопления в долине этой реки.

В грабенообразной Чаган-Узунской теснине р.Чуи, где, как упоминалось, насчитывается более 30 обвалов, в первую очередь обращает на себя внимание сейсмообвал типа каменной лавины, сошедший с правого борта долины Чуи между реками Сухая и Саканда (рис.42). Лавина на целый километр распласталась по поверхности 40-45-метровой террасы, частично перекрыв опирающийся на эту террасу голоценовый конус выноса субэвальной дельты р.Саканды, и спускается с бровки террасы к пойме р.Чуи (рис.43). Тело лавины объёмом около 35 млн.м³ "оторвано" от коренного склона, на его поверхности наблюдается ряд изометричных холмиков, что весьма характерно для обвальных масс, двигавшихся на воздушной подушке [Бутвиловский, 1993].

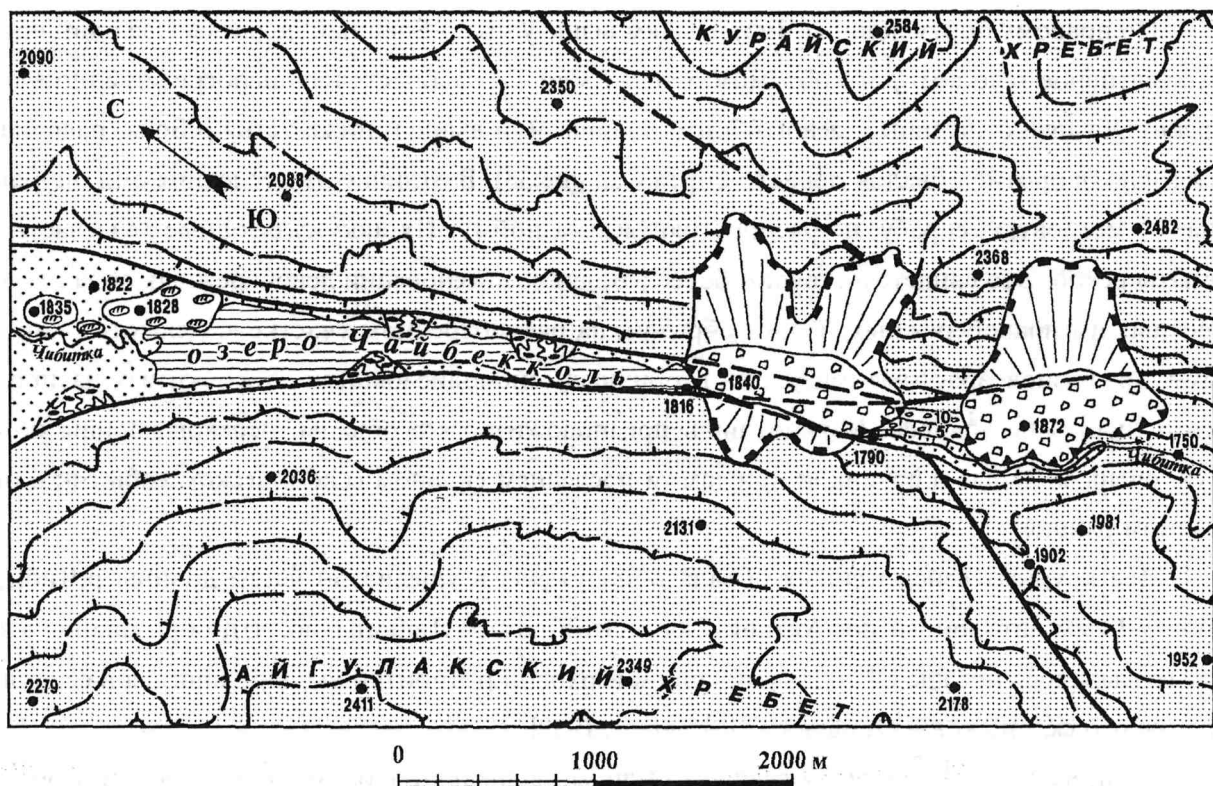


Рис. 39. Сейсмогенные обвалы в ущелье долины р.Чибитки и обвально-подпружное озеро Чайбекколь (составил Б.М.Богачкин). Условные обозначения см. на рис.37

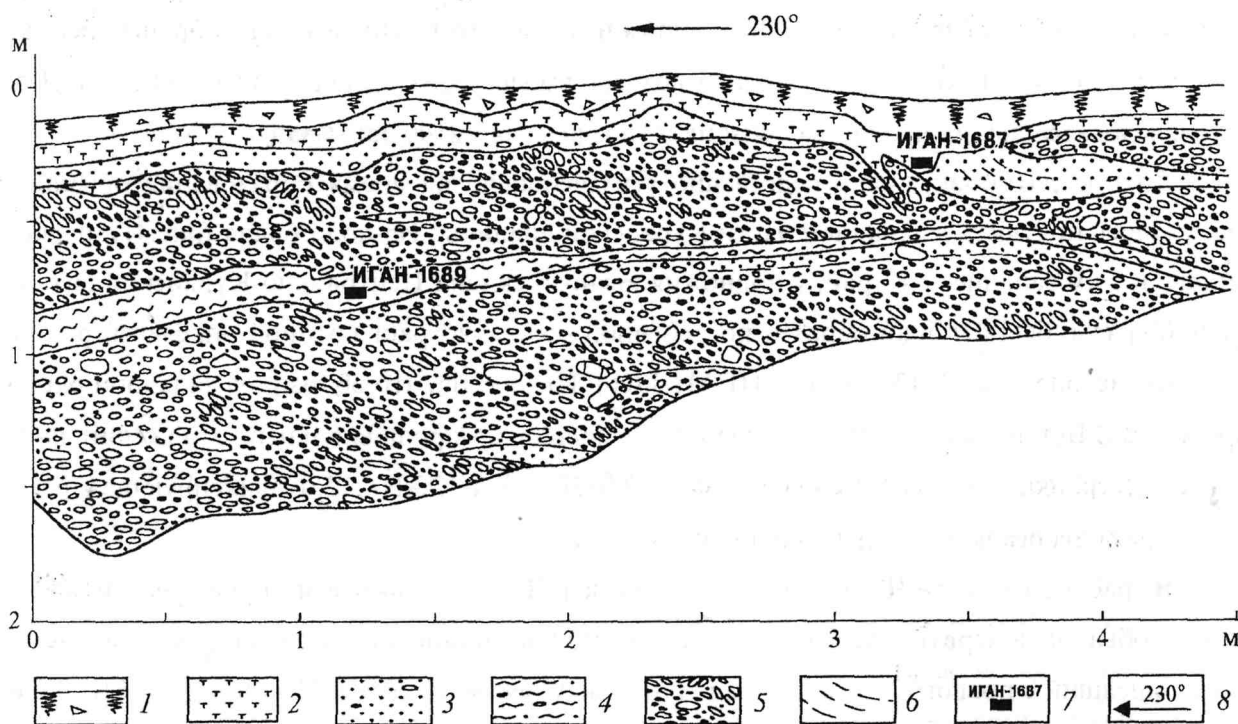


Рис. 40. Траншея № 3 на поверхности сейсмогенного обвала, подпруживающего оз.Чайбекколь (составили Е.А.Рогожин и В.П.Чичагов)

1 – современная почва; 2 – плотный детрит и торф; 3 – гравийно-песчаные отложения с мелкой галькой; 4 – линза песчано-алевритовых осадков озёрного генезиса; 5 – щебнисто-крупногальчатые отложения плохой окатанности и сортировки, образовавшиеся за счёт перемыва тела обвала; 6 – косая слоистость; 7 – места взятия проб на радиоуглеродный анализ и номера проб; 8 – ориентировка траншеи

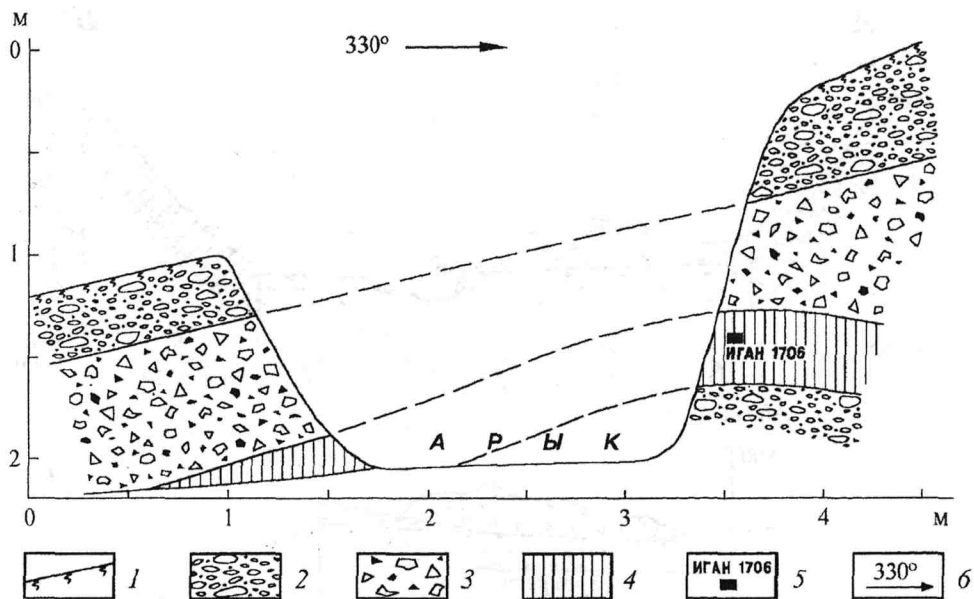


Рис. 41. Разрез фрагмента сейсмогенного обвала у южного склона Центрально-Курайской антиклинали в 2 км западнее с.Курай (составил Е.А.Рогожин)

1 – современная почва; 2 – делювиально-пролювиальные отложения; 3 – коллювиальные отложения; 4 – погребённая почва; 5 – места взятия проб на радиоуглеродный анализ и их номера; 6 – ориентировка траншей

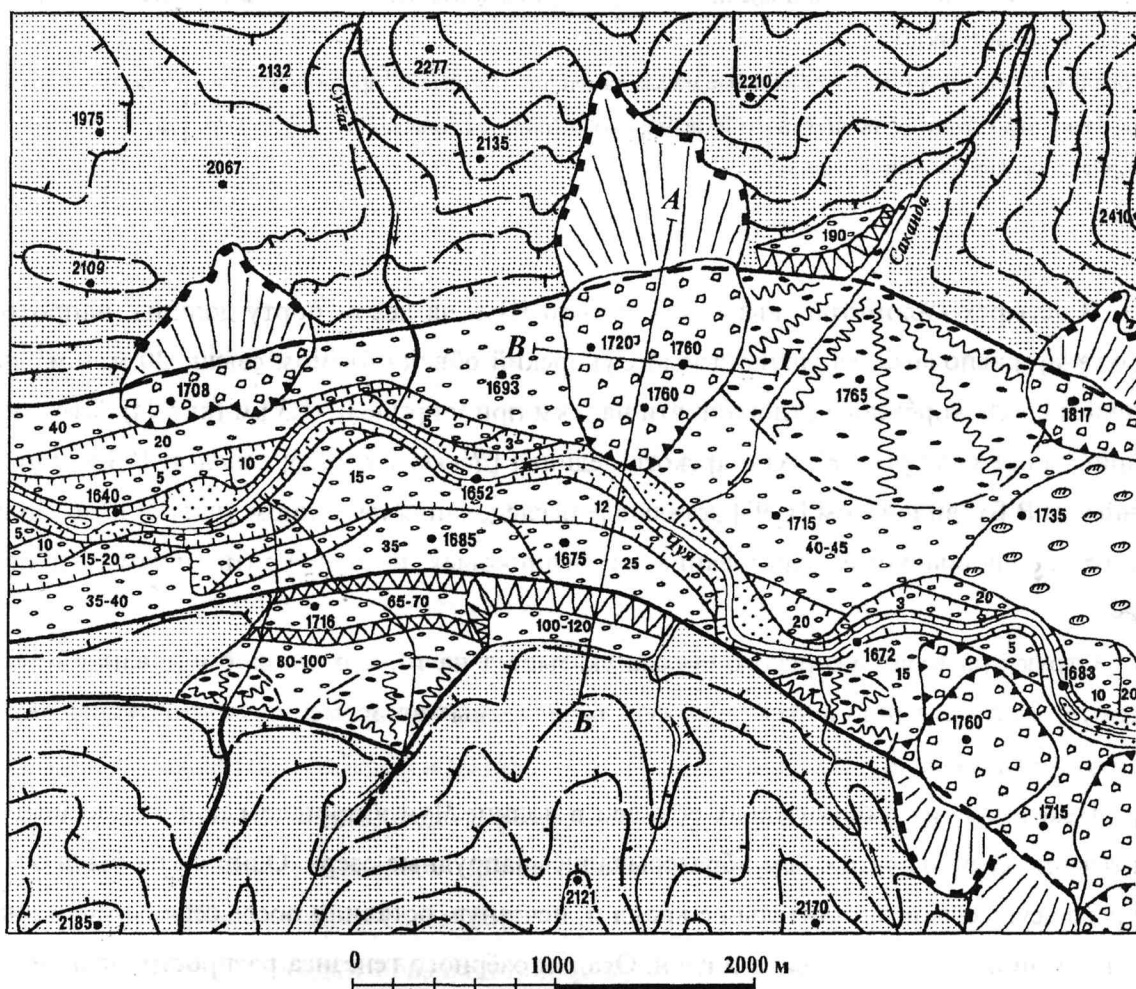


Рис.42. Сейсмогенные обвалы и каменная лавина в долине р.Чуи между Курайской и Чуйской впадинами (составил Б.М.Богачкин). Условные обозначения см. на рис.37

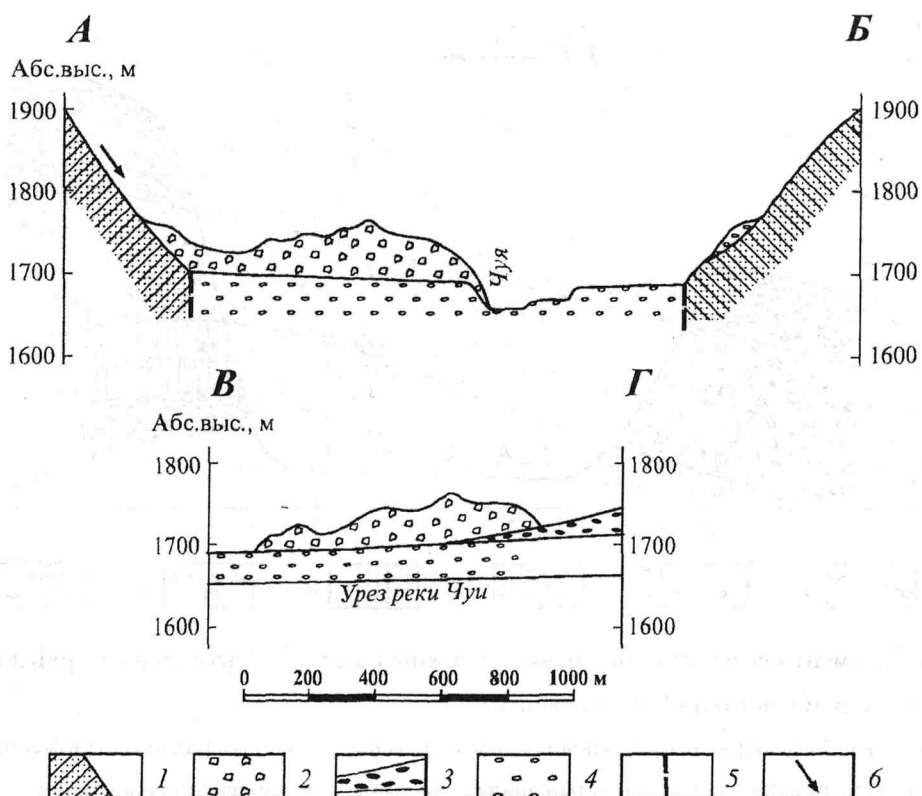


Рис. 43. Продольный (АВ) и поперечный (ВГ) разрезы каменной лавины в долине р. Чуи (см. рис.42) (составил Б.М. Богачкин)

1 – коренные склоны долины; 2 – обвальные массы каменной лавины; 3 – пролювиальные отложения конуса выноса; 4 – комплекс отложений аллювиального и ледникового генезиса, слагающих террасы р. Чуи; 5 – разломы; 6 – направление движения каменной лавины

В четырех километрах выше по течению Чуи, на левом борту долины, напротив устья р. Куэхтанар располагается грандиозный Сукорский обвал объемом свыше 80 млн. м³, протягивающийся вдоль коренного склона почти на 3 км при ширине 07-1.3 км (рис.44). Этот обвал ранее принимали за морену Куэхтанарского ледника [Девяткин, 1965; Окишев, 1982], однако проведенные В.В. Бутвиловским [1993] детальные исследования на данном участке позволили четко отделить коллювиальные образования от ледниковых и оконтурить аккумулятивное тело обвала.

Структура тела Сукорского обвала указывает на то, что его формирование не было одноактным, а происходило в несколько фаз, разделенных во времени. Это подтверждают приводимые ниже данные.

Некоторые из сейсмогенных обвалов в долине Чуи в прошлом полностью перегородивали течение реки, в связи с чем образовывались запрудные озера. Одни озера были эфемерными, другие существовали длительное время и, исчезнув, оставили после себя следы в виде озерных отложений – рыхлых песков и глин. Осадки озерного генезиса распространены и в районе устья р. Куэхтанар. Подверженный в настоящее время дефляции песчаный массив протягивается здесь вдоль русла Чуи на 3.5-4 км при ширине 500-600 м. Пески имеют мощность до 4-5 м и

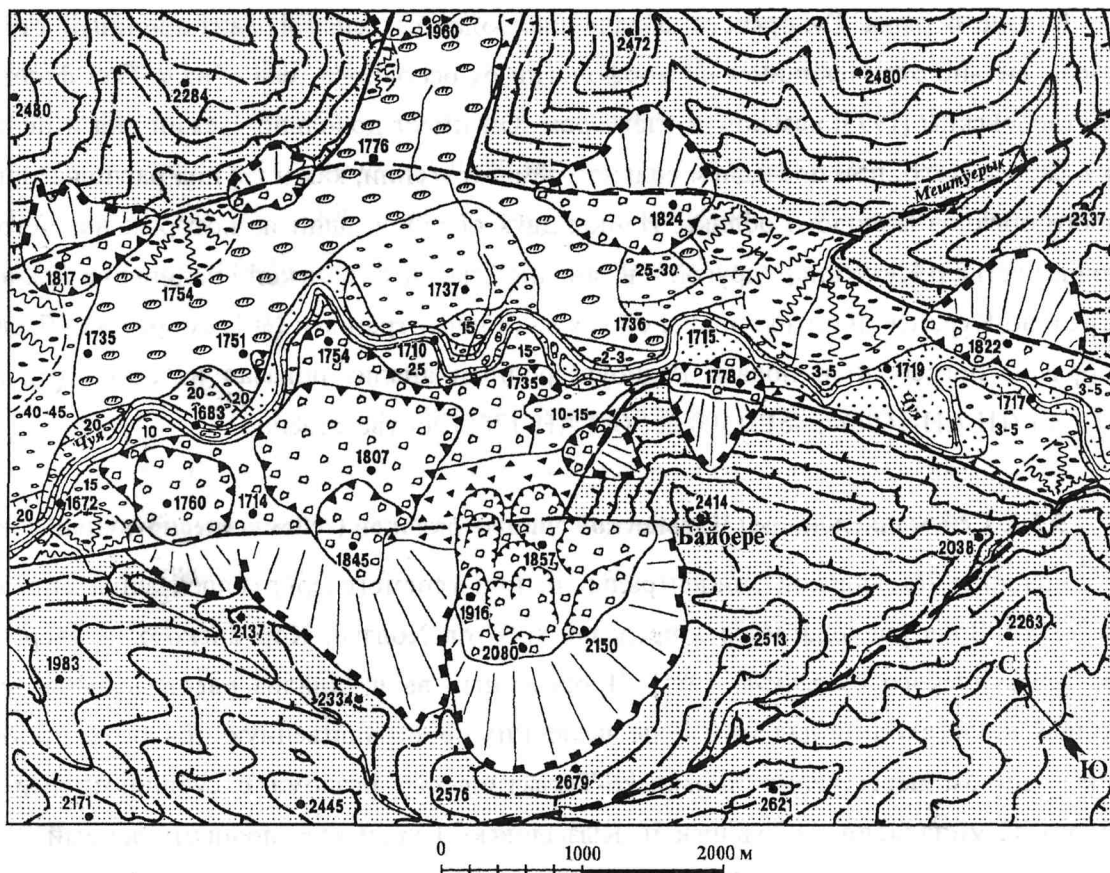


Рис. 44. Сейсмогенные обвалы в долине р. Чуи между Курайской и Чуйской впадинами в районе устья р. Куэختанар (составил Б.М. Богачкин с использованием материалов В.В. Бутвиловского, 1993). Условные обозначения см. на рис. 37

залегают на высоте от 5 до 30 м над урезом реки, заполняя понижения в моренных и обвальных образованиях и перекрывая поверхности террас соответствующей высоты. В них содержится много органики: стволов и веток деревьев, древесных углей. Перечисленные органические остатки были собраны нами из разреза озёрных песков вблизи абсолютной отметки 1736 м в интервале глубин 0-15, 29-34, 51-63 и 94-107 см. Радиоуглеродным методом получены следующие их датировки (сверху вниз по глубине): 238 ± 30 лет (ИГАН-1705), 1226 ± 160 лет (ИГАН-1701), 1067 ± 160 лет (ИГАН-1695) и 1620 ± 92 лет (ИГАН-1704). В 1.5 км западнее упомянутого разреза В.В. Бутвиловским [1993] в аналогичных песках определён возраст органических остатков – 1610 ± 23 и 2425 ± 30 лет, а в залегающих гипсометрически выше (более 30 м над Чуей) озёрно-аллювиальных отложениях – 5530 ± 80 и 6325 ± 30 лет. Приведенные абсолютные датировки свидетельствуют, по нашему мнению, о двух фазах схода Сукорского обвала, случившихся примерно 2500 и 6400 лет назад и явившихся причиной возникновения длительно существовавших в данном месте подпрудных озёрных бассейнов.

Ещё более древние осадки обвально-подпрудного озера отмечены В.В. Бутвиловским в долине Чуи, в 10 км ниже устья р. Куэختанар. Абсолютный возраст содержащихся в этих отложениях органогенных тел составляет 7530 ± 60 и 8700 ± 65 лет [1993].

В зоне отрыва Сукорского обвала наблюдается сейсмогравитационный структурный оползень, сильно отличающийся по морфологии от основного тела обвала. Эта форма названа В.В.Бутвиловским [1993] каменным глетчером. Он имеет довольно свежий вид и испытал подвижку, скорее всего, при последнем сильном землетрясении, как и группа располагающихся поблизости обвалов молодого облика. Из-под двух обвалов, один из которых находится в 1 км восточнее устья р.Куэхтанар, другой – в западной части Курайской впадины на южном склоне Центрально-Курайской антиклинальной гряды (вблизи траншеи № 1, см. рис.43), были отобраны образцы погребённой почвы. Радиоуглеродный анализ показал их абсолютный возраст 213 ± 11 лет (ИГАН-1698) и 4613 ± 100 лет (ИГАН-1706) соответственно.

5.2.2. Сейсмодислокации Чарышской эпицентральной (сейсмогенерирующей) зоны

Границы Чарышской эпицентральной, или сейсмогенерирующей зоны определены не очень чётко. Зона располагается в пределах хребтов Холзун, Коргонского и северо-западной части Теректинского [Богачкин, 1981]. Проведённый выше анализ распределения эпицентров известных землетрясений для этой зоны выявил их пространственную приуроченность в основном к участкам пересечения Чарышско-Теректинского разлома с субширотными Алейско-Саянской, Семипалатинско-Тувинской, Кызыловско-Курайской шовными зонами. Что позволяет рассматривать Чарышско-Теректинский разлом в качестве главной сейсмогенерирующей структуры для всего района.

В зоне влияния Чарышско-Теректинского разлома известны сейсмические события с $M=4.3$ (21.07.1786 г.), $M=5.4$ (17.11.1913 г.), эпицентры которых располагались в пределах Теректинского хребта; $M=5.9-6.0$ (21.04.1927), 4.8 (9.09.1942 г.) – в устьевой части р.Аргут. По инструментальным данным отмечены четыре толчка с магнитудой 4.0-4.5: два толчка 8.10.1962 г. – в районе Усть-Коксы ($M=4.0$), 13.03.1988 г. и 12.02.1989 г. в районе Усть-Кана с магнитудами, соответственно, 4.0 и 4.5 [Филина, 1991, 1993]; а также два толчка 11 энергетического класса [Богачкин, 1981; Новый ..., 1977]. Эпицентры землетрясений 1988 г. ($M=4.0$) и 1989 г. (с $M=4.5$ и 3.5, соответственно) расположены на участке сочленения Чарышско-Теректинского разлома и Алейско-Саянской шовной зоны. На участке пересечения Чарышско-Теректинского разлома с Семипалатинско-Тувинской шовной зоной известны сейсмические события 1962, 1969, 1981 гг. в районе Уймонской впадины и 1927 и 1942 гг. – в районе Аргута. На стыке с Кызыловско-Курайской шовной зоной в правобережье р.Аргут произошли землетрясения 28.05.1964 г. ($M=3.5$); 29.10.1975 г. ($M=4.0$); 18.05.1988 г. ($M=3.5$).

Макросейсмические и инструментальные данные по этим сейсмическим событиям были существенно дополнены результатами палеосеймотектонических исследований. В пределах зоны Чарышско-Теректинского разлома в ходе полевых исследований выявлены следы древних землетрясений в Уймонской, Канской межгорных впадинах и Самахинско-Джасаторской депрессии. Предварительные рекогносцировочные работы позволили говорить о находках палеосейсмодислокаций также и в долинах рек Карагем, Текелю, Аккем. Здесь, в пределах Централь-

ного и Юго-Восточного Алтая, происходили очень сильные землетрясения с магнитудой до 7.0-7.5, соответствующие по интенсивности 9 баллам. Эти толчки оставили на поверхности первичные сейсморазрывы, связанные с активными в геологическом отношении структурами. В пределах Уймонской впадины сейсмодислокация, описанная нами как “Уймонская”, сопровождает антиклинальную гряду “Вал Обручева”. Канский сейсморазрыв располагается в пределах Канской впадины, а Акбулский, Тюньский и Ак-Алахинский сейсмогенные разрывы – в долине р.Джасатор.

Сейсмодислокации Уймонской и Канской впадин

При изучении описанных выше активных субмеридиональных антиклинальных структур Уймонской и Канской межгорных впадин выявлены деформации очень молодого возраста. Антиклинальная складка, выраженная в рельефе и описанная как “Вал Обручева”, осложнена в западной части сбросом (см. рис.21), возраст которого по образцу палеопочвы, взятому из деформированного погребённого горизонта для определения радиоуглеродным методом по ^{14}C , составил 850 ± 40 лет (ГИН-9451). С учетом морфологии древнего сейсморазрыва, несомненным представляется вывод, что здесь примерно 900-1000 лет назад имело место доисторическое сильное землетрясение. Протяжённость сейсмогенного разрыва составляет 4-5 км, а амплитуда сбросового смещения – 1.0-1.5 м. Параметры соответствуют сейсмическому событию с магнитудой 6.5-7.

Вероятно, что и другие, одинаково ориентированные в пределах Уймонской межгорной впадины, антиклинальные гряды, и, возможно, сходные с ними по строению геолого-геоморфологические формы в Канской депрессии являются также сейсмогенерирующими структурами, хотя связанных с ними палеосейсмодислокаций не сохранилось.

Обращает на себя внимание совпадение пространственного расположения эпицентров землетрясений, определённых по инструментальным данным, и очагов древних сейсмических событий, выявленных по палеосейсмодислокациям. Так, эпицентральные зоны землетрясения 8.10.1962 г. ($M=4.0$) и 31.03.1969 г. ($M=3.5$) вполне увязываются территориально с палеосейсмодислокацией “Вала Обручева” (Уймонской), а эпицентр землетрясения 13.03.1988 г. в районе Усть-Кана – с сейсморазрывом, названным “Канским”.

Сейсмодислокации Самахинско-Джасаторской депрессии

В пределах Юго-Восточного Алтая при изучении долины реки Джасатор также были выявлены первичные и вторичные сейсмодислокации, свидетельствующие об имевших здесь место в голоцене крупных сейсмических событиях.

Тюньский сейсморазрыв

В качестве первичной сейсмодислокации в долине р.Джасатор нами выделяется сейсморазрыв, расположенный в зоне разлома близмеридиональной ориентировки, параллельно доли-

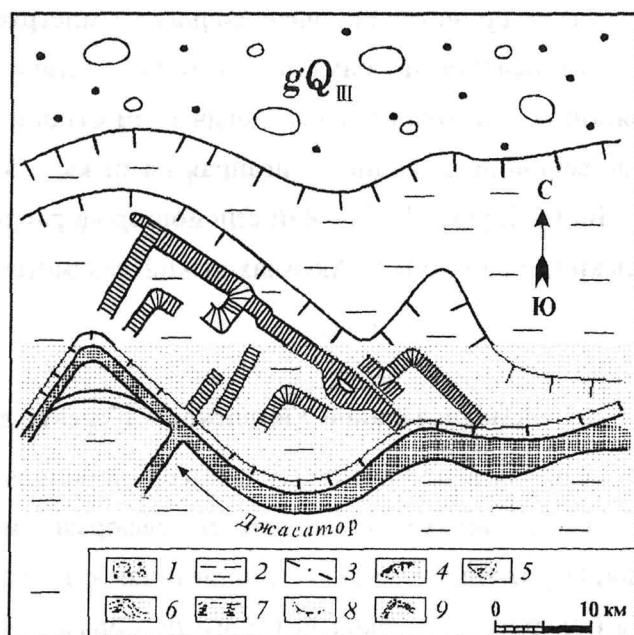


Рис. 45. Схема деформаций отложений высокой поймы р.Джасатор на участке Тюньского палеосейсморазрыва (составили С.Г.Платонова и Т.П.Белоусов)

1 – моренные отложения верхнего плейстоцена; 2 – отложения речных террас верхнего плейстоцена - голоцена; 3 – активные разломы; 4 – поверхности отрыва блоковых оползней; 5 – оползневые массы; 6 – эрозионная сеть; 7 – обрывистый склон; 8 – бровка речных террас; 9 – «сейсморвы» в отложениях террасы

не р.Тюнь – правого притока р.Джасатор и ограничивающий западную часть подпрудного озера в виде достаточно высокого уступа. На удалении от уступа вдоль по простиранию разлом выражен в рельефе овражком длиной около 200 м и глубиной до 20 м, секущим правый моренный склон берега р.Джасатор. К северу он контролирует русло временного водотока длиной около 5 км. На южном продолжении этого активного разлома, в породах 1.5-метровой правобережной террасы голоцена отмечена система линейно ориентированных впадин (обнаружена Т.П.Белоусовым). Данные впадины выражены в виде коротких (10-20 м) или протяжённых (до 300 м) рвов глубиной от 0.5 до 2.0 м, часто с крутыми бортами, закономерно ориентированных в диагональных направлениях – северо-западном и северо-восточном (рис.45). В поперечном сечении рвы имеют ступенчатый, грабенообразный профиль с крутыми стенками – эскарпами. Характер их проявления исключает эрозионное происхождение.

На левобережье р.Джасатор деформации, сопровождающие активный разлом, охватили коренной склон, сложенный переслаивающимися песчаниками и алевролитами флишовой катунской свиты верхнего кембрия. Деформации выражены в формировании вышеупомянутой «черепаховой структуры» – склона, разбитого рвами, простирающимися в трёх основных направлениях – меридиональном и двух диагональных. Здесь же наблюдается система блоковых оползней. Общая протяжённость сейсморазрыва может быть оценена в 20-25 км, что соответствует магнитуде породившего его в прошлом землетрясения: $M=6.0-6.5$.

Кроме того, вдоль разлома отмечается целый комплекс вторичных дислокаций, к которым относится крупный обвал в верхнеплейстоценовой морене, расположенный на правом берегу р. Джасатор с поверхностью отрыва длиной около 200 м. Обвальная масса была, по-видимому, перемещена на “воздушной подушке” на достаточно большое расстояние. Фронтальная часть тела обвала сложена грубоглыбовым материалом и отделена от области его образования заметным понижением, заполненным в недалёком историческом прошлом водой. Об обвально-подпрудном происхождении озера говорит его расположение на середине склона и неправильная, угловатая форма в плане с очень резко очерченными бортами. Именно на бортах палеозера сконцентрированы наиболее крупные глыбы. В зоне отрыва крупной сейсмогравитационной дислокации развит ряд мелких оползней гравитационного происхождения, образованных вдоль подготовленных главным сейсмическим событием срывов, и ряд мелких современных осыпей.

О молодом возрасте Тюньского сейсморазрыва (примерно 1000 лет) свидетельствует полученная радиоуглеродная датировка образца погребённой древесины в верхних слоях деформированной правобережной террасы р. Джасатор, которая составила 910 ± 70 лет (ИГАН-1929).

Акбулская сейсмодислокация

Выход на поверхность очага древнего землетрясения обнаружен на левом берегу р. Акбул (правого притока р. Джасатор) в виде субмеридионального разлома, который может рассматриваться в качестве первичной сейсмодислокации. Разлом контролирует долину этого притока р. Джасатор. В результате подвижек вдоль тектонического шва произошла деформация крутого левого берега ручья и отрыв массы скальных пород. Обвальная масса перекрыла плащом морену верхнечетвертичного возраста и налегающий на морену блоковый оползень, вероятно образовавшийся в результате более древнего сейсмического события. Обломочный материал был перемещён в виде грязекаменной лавины на “воздушной подушке” вниз, параллельно руслу р. Акбул по его левому берегу, и перекрыл высокую речную террасу. Механизм такого перемещения был описан для Чуйско-Курайской зоны ([Рогожин и др., 1996], также см. выше). Обломки в составе лавины характеризуются относительно мелким размером (средний размер глыб до 0.5 м в диаметре). Объём обломочного материала составляет около 25 млн. м³. Зона отрыва обвальной массы с места коренного залегания, видимо, была подготовлена вибрационным воздействием древнего землетрясения.

Анализ картографического материала позволяет предположить наличие серии подобных обвалов выше по течению р. Акбул. Судя по протяжённости сейсморазрыва (около 10-12 км), магнитуда такого древнего землетрясения может быть оценена равной 6.0. Время образования сейсмодислокации последнего сейсмического события устанавливается по взаимоотношениям первичных и вторичных сейсмодислокаций с формами рельефа и определяется не ранее границы позднего плейстоцена и голоцена, т.е. 8-10 тыс. лет.

Ак-Алахинская сейсмодислокация

Ак-Алахинская дислокация расположена в структурном узле, образованном разломами северо-западного, север-северо-западного и близширотного простираний. Интерференция дизъюнктивов данных простираний наблюдается в устьевой части р.Ак-Алаха в районе села Беляши (Джасатор). Здесь в районе села на левом берегу реки Аргут и его притока Ак-Алаха отмечена серия блоковых оползней (рис.46). В рельефе они выражены как блоки отседания, удалённые на небольшое расстояние от цирков отрыва. Сейсмогравитационные деформации прослеживаются на юг почти на 5 км, «затухая» по удалению от устьевой части вверх по течению р.Ак-Алаха. В данном направлении размеры блоковых тел оползней уменьшаются. Сами гравитационные структуры приобретают более сглаженный вид. Выход на поверхность сейсморазрыва в виде заросшего лесом сейсморва наблюдается к северу от р.Аргут (примерно в 25 км от с.Джасатор), на левом берегу р.Карагем.

Вблизи южного окончания маридионально ориентированного сейсморазрыва, на западной окраине села Беляши, в разрезе рыхлых озёрных песков вдоль правого берега р.Аргут получена радиоуглеродная (^{14}C) датировка древесины (230 ± 60 лет, ИГАН-1936), которая может косвенно говорить о верхней границе сейсмического события, породившего подпрудное озеро в долине этой реки.

Вторичные, сейсмогравитационные дислокации отмечены также несколько восточнее р.Тюнь, на правом берегу р.Джасатор, в 0.5 км северо-восточнее разведочной штольни 70-х годов. Здесь наблюдается обвал в моренных отложениях. Обвальные массы образуют на склоне

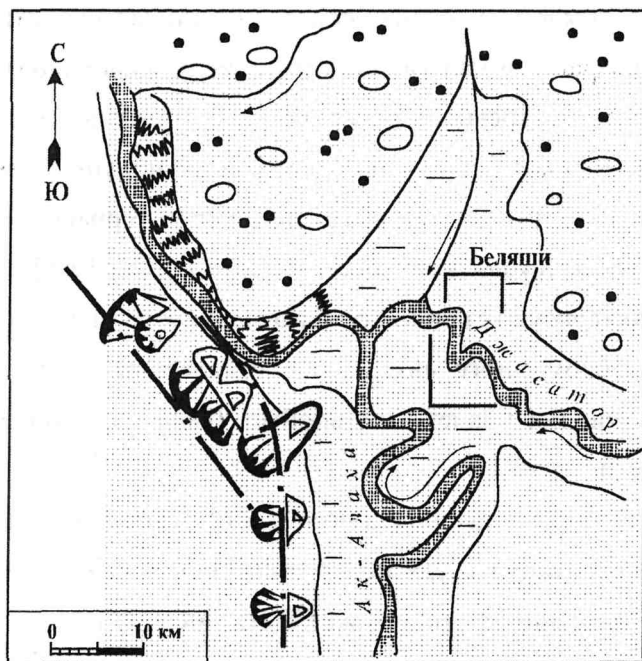


Рис. 46. Расположение блоковых оползней в устье р.Ак-Алаха (составила С.Г.Платонова). Условные обозначения см. на рис.45

вал шириной около 60 м, высотой около 50 м, который стал причиной образования озера с резкими очертаниями, размером 40×50 м².

Таким образом, в долине р.Джасатор отмечены выходы на поверхность очагов нескольких древних сильных землетрясений, расположенных в зонах активных разломов. Разрывы сопровождаются вторичными сейсмодислокациями (обвалами, каменными лавинами, блокоползнями), а также подпрудными озёрами, нарушениями рыхлых отложений пойм, современными осыпями. Характер выявленных первичных и вторичных сейсмодислокаций указывают на многократность проявления землетрясений в пределах этой зоны, одно из которых произошло примерно 1000 лет назад.

В долине р.Джасатор отмечается также практически полное совпадение местоположения проявлений древних сильнейших событий, следы которых закартированы во время полевых работ, и координат землетрясений инструментального периода наблюдений. Так, подземный толчок 10.04.1967 г. с интенсивностью, соответствующей магнитуде 3.5, отмечен на р.Акбул, а два толчка 19 и 21.09.1923 г. с магнитудами 5.6 и 6.0 зафиксированы примерно в 5 км к востоку от разлома с палеосейсмодислокациями на р.Тюнь. На северном продолжении этого разлома 29.10.1975 г. и 18.05.1988 г. были зарегистрированы толчки с интенсивностью, соответствующей магнитуде 4.0 и 3.5, соответственно. Землетрясение 20.07.1929 г. с магнитудой, равной 4.7, произошло в устьевой части р.Ак-Алаха непосредственно в зоне Ак-Алахинской палеосейсмодислокации.

Проявление вторичных сейсмодислокаций на данном участке имеет ряд особенностей на разных бортах долины. На правом берегу р.Джасатор установлено наличие блоковых оползней и обвалов, как в коренных верхнекембрийских породах (участок р.Акбул), так и в верхнеплейстоценовой морене. Для них характерно перемещение обвальных масс на “воздушной подушке” от места зарождения лавины. Здесь часто наблюдаются связанные с обвалами подпрудные озёра (подпруженные участки притоков р.Джасатор – рек Тюнь и Тангыт). Коренной левый берег характеризуется развитием блоковых оползней. Это особенно характерно для узлов пересечения и сочленения разломов.

Все выявленные первичные и вторичные сейсмодислокации имеют признаки многократности проявления. Такая многократная повторяемость землетрясений и хорошая пространственная корреляция координат эпицентров землетрясений инструментального периода и очаговых областей древних толчков характерна для всех выявленных сейсмически активных участков, примыкающих к зоне Чарышско-Теректинского разлома этой части Горного Алтая. Следует отметить совпадение датировок двух древних землетрясений, расположенных в Уймонской долине («Вал Обручева») и в долине р.Джасатор (Тюньский сейсморазрыв).

5.2.3. Сейсмодислокации северо-западной части Шапшальской сейсмогенерирующей зоны

Среди изученных эпицентральных зон Горного Алтая субмеридионально ориентированная Шапшальская зона выделяется наибольшим количеством зарегистрированных землетрясе-

ний. Только в пределах участка, расположенного в северо-восточной части Шапшальского хребта, на стыке со структурами Западной Тувы известно около 30 очагов землетрясений 9-11 энергетических классов и три очага землетрясений с магнитудой 4.5-4.8. Наиболее крупное землетрясение Шапшальской зоны с $M=6.0$, определённое по макросейсмо тектоническим данным, находится на пересечении Шапшальского глубинного разлома с субширотным Семипалатинско-Тувинским.

Настоящими исследованиями была охвачена крайняя северо-западная часть Шапшальской зоны – район Телецкого озера. В ходе этих работ были отмечены свидетельства современной тектонической активности на нескольких участках Телецкого озера, позволяющие говорить и о возможно более высоком сейсмическом потенциале района, чем это представлялось ранее.

Структурами, способными породить сейсмические события умеренных и высоких магнитуд, являются Саянский разлом северо-восточного простирания и Шапшальский разлом северо-западной ориентировки, выраженные в рельефе в виде системы тектонических уступов вдоль бортов озера, в том числе и в его подводном обрамлении.

Басконская сейсмодислокация

На юго-восточной окраине Телецкого озера были обнаружены проявления очаговой зоны древнего сейсмического события. Палеоземлетрясение сопровождалось образованием сбросовых меридионально ориентированных дислокаций, следствием которых явилось формирование на протяжении участка от кордона Чири до мыса Челюш блока отседания с системой оперяющих разломов. Система сейсмодислокаций выражена в рельефе в виде линейной узкой борозды (шириной 200-300 м) в верхней части склона восточного борта озерной депрессии и имеет название “Басконской” (см. рис.3, 20). Элементы этой структуры наблюдаются в районе кордона Чири, где с выходом сейсморазрыва на поверхность связано образование (в левом борту ручья – притока Телецкого озера) огромного кармана в осевой части микрограбена, заполненного материалом четвертичной морены. Амплитуда наблюдаемого сейсмогенного смещения оценивается в первые метры. Радиоуглеродный анализ палеопочвы, взятой из коллювиального клина в приразломной зоне, показывает возраст сбросовой подвижки – 1640 ± 80 лет (ИГАН-1935).

На северном продолжении этого разрыва, в районе мыса Челюш, на склоне крутого борта р.Баскон (примерно в 1 км от его устья), среди коренных выходов кристаллических сланцев также обнаружен аналогичный грабенообразный «карман» моренного материала. Последний частью разрушен, частью сглажен склоновыми процессами, перекрыт почвенным покровом и поэтому слабо выражен в рельефе.

Проявления Басконской сейсмодислокации описывали также Д.Дельво с соавторами [1995] недалеко от пос.Беле, в пределах хорошо известной террасы, сложенной флювиогляциальными отложениями средневюрмского возраста позднего плейстоцена [Орлова, Бутвиловский, 1991]. Здесь названные исследователи описывают смещение слоёв осадков несколькими небольшими сбросами и субвертикальную конседиментационную песчаную дайку, характери-

зующие режим растяжения [Дельво и др., 1995]. Значение образования подобных песчаных нептунических даек как индикаторов палеоземлетрясений описано в ряде работ последних лет российскими и американскими исследователями [Рогожин, Богачкин, 1993^{1, 2}; Obermeier, 1995; Рогожин, 1998].

Тевенёкская сейсмодислокация

Тевенёкская сейсмодислокация нами наблюдалась в северной части Телецкого озера по бортам правого короткого притока р. Тевенёк (см. рис.3). Здесь, на крутом северном борту этого притока, на поверхности земли отмечен субширотный сброс с признаками очень молодых подвижек. Анализ картографического материала позволяет выявить структуры отседания, возникшие в условиях меридионального растяжения вдоль близширотно ориентированного геологического разлома.

На правом берегу р. Тевенёк откартированы две поверхности смещения, расстояние между которыми составляет около 3 м. Первый разрыв, расположенный к югу, выражен в рельефе в виде уступа с водопадом, высотой около 7 м.

Подвижки вдоль второго тектонического шва имеют небольшую амплитуду, порядка 1-1.5 м. Поверхность сместителя имеет довольно крутое (55°) падение на юго-юго-восток и характеризуется развитием зеркал скольжения и глубиной проработки шва до 15 см. Трещина растяжения заполнена свежим крупнообломочным материалом. Основной тектонический шов обновлен в процессе более молодых подвижек северо-северо-восточного простираения с углом падения плоскости сместителя 70° . Разрыв также сопровождается зеркалом скольжения. Мощность зоны проработки составляет около 5 см.

Изучение проявлений сильных землетрясений прошлого на Горном Алтае позволяет сделать ряд выводов. Результаты палеосейсмогеологических исследований позволяют получить доказательства высокого сейсмического потенциала исследуемой территории. Здесь, в пределах трёх эпицентральных (сейсмогенерирующих) зон Горного Алтая, были обнаружены и изучены следы древних сильнейших сейсмических событий, имевших место в голоцене.

Основной закономерностью региональных проявлений сейсмичности, в частности и древней, доисторической, для Горного Алтая является общее повышение сейсмической активности в направлении на юго-восток. Сейсмогенерирующие структуры, расположенные в пределах Уймонской, Канской впадин, обладают меньшим сейсмическим потенциалом (M_{\max}) по сравнению со структурами Чуйской, Курайской и Джасаторской впадин.

Характер распределения сеймотектонических остаточных деформаций, оставленных изученными сильными палеоземлетрясениями на поверхности, свидетельствует о приуроченности их очагов к участкам сочленения или пересечения зон глубинных разломов северо-западной и субширотной ориентировок. Особенно четко эта закономерность проявляется в зоне трансальпийского Чарышско-Теректинского глубинного разлома.

Очаги палеоземлетрясений в пределах дизъюнктивных узлов реализовались в зонах активных разломов разных направлений. В Чуйско-Курайской зоне изученные сейсмодислокации

являются структурами субширотного (Центрально-Курайские сейсмодислокации); северо-западного (Менкский, Ештыккельский сейсморазрывы) и северо-восточного (Сарыачинский сейсморов) направлений. В Шапшальской зоне (Телецкое озеро) субмеридиональное простира-ние имеет Басконская, субширотное – Тевенёкская сейсмодислокация. В пределах Чарышской зоны все выявленные сейсмогенные структуры ориентированы субмеридионально.

Кроме разломов в качестве сейсмогенерирующих структур для Горного Алтая выделены и пликативные структуры типа форбергов, самыми яркими из которых являются складки Цент-рально-Курайской антиклинальной гряды в северной части Курайской впадины.

Полученные палеосейсмологические материалы и радиоуглеродные датировки (табл.4) свидетельствуют о многократности проявлений землетрясений в пределах одних и тех же очагов во всех зонах Горного Алтая. Это подтверждается и тем фактом, что координаты большинства эпицентров современных, а также зоны исторических и древних землетрясений совпадают.

В наиболее хорошо изученном районе – зоне Чуйской и Курайской межгорных впадин (здесь использовано более 30 радиоуглеродных датировок) определено, что сильные сейсмиче-ские события, вызвавшие формирование рассмотренных выше сейсморазрывов и гравитацион-ных структур, произошли примерно 230, 1000, 2500, 4600 и 8000 лет назад. Период повторяемо-сти составил, таким образом, 1000-3000 лет. При этом отмечается удивительно хорошая корреляция датировок палеоземлетрясений по разным типам сейсмодислокаций, как первичных (сейсморазрывов), так и вторичных – обвалов, оползней, каменных лавин и др. (рис.47).

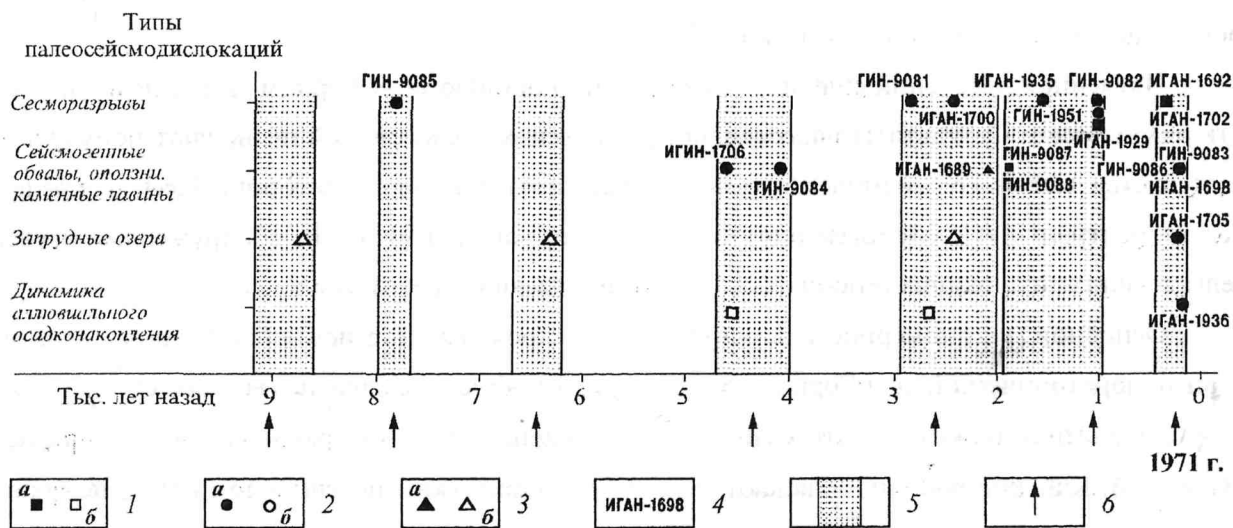


Рис. 47. График проявлений разных типов палеосейсмодислокаций во времени (составили Е.А.Рогожин и Б.М.Богачкин)

1-3 – ¹⁴C-датировки радиоуглеродных лабораторий Института географии РАН и Геологического института РАН; 1 – нижняя возрастная граница сейсмического события: по данным полевых работ 1996-98 гг. (а), по материалам В.В.Бутвиловского [1993] (б); 2 – верхняя возрастная граница сейсмического события: по данным полевых работ 1996-98 гг. (а), по материалам В.В.Бутвиловского [1993] (б); 3 – момент землетрясения: установленный (а) и предполагаемый (б); 4 – номера проб на радиоуглеродный анализ; 5 – временные рамки цикла сейсмической активности; б – момент землетрясения

Непосредственно к югу от изученного района на территории Северо-Западного Китая в очаговой зоне Монголо-Алтайского (Фуюньюнского) землетрясения 1931 г. с $M=8.0-8.3$ китайские сейсмогеологи [Ge Shumo и др., 1996] провели палеосейсмологические исследования и определили, что за голоцен в этом же сейсмическом очаге произошло три землетрясения примерно той же магнитуды, что и Монголо-Алтайское с периодом повторяемости около 3 тыс. лет. Эта цифра соизмерима с полученными данными для Чуйско-Курайской зоны межгорных впадин.

Первое из установленных древних сейсмических событий вызвало образование субширотного сейсморазрыва на южном склоне Центрально-Курайской антиклинальной гряды, ряд крупных обвалов в долине р. Чуи на участке от устья р. Дейлогем до пос. Чибит и на северном борту долины Чуи между Чуйской и Курайскими впадинами. Сейсмический толчок также, по-видимому, способствовал спуску длительно существовавшего обвального-подпружного озера в районе р. Куэктанар. Протяжённость очага по этим поверхностным проявлениям может быть оценена примерно в 100 км. Собранные материалы дают возможность отождествить данную сейсмическую катастрофу прошлого с землетрясением, известным под названием «Монгольского» 9.12.1761 г. [Новый ..., 1977; Землетрясения ..., 1985]. По материалам «Нового каталога...» [1977], магнитуда Монгольского землетрясения оценивается в 7.7 ± 1.0 , время возникновения – 17 ч 20 мин ± 6 ч, интенсивность – 9-10 ± 2 балла, координаты: $50.0^\circ \pm 2.0^\circ$ с.ш. и $90.0^\circ \pm 2.0^\circ$ в.д., а по данным, опубликованным в книге [Землетрясения ..., 1985] – $M=8.3$, $I_0=11$, координаты эпицентра: 47.5° с.ш. и 91.8° в.д. Обнаруженные авторами данной книги сейсмодислокации и определение времени их возникновения позволяют “привязать” очаг этой грандиозной сейсмической катастрофы прошлого к Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая.

Около 1000 лет назад произошло сильное землетрясение или ряд землетрясений, проявившихся на большой территории в разных зонах Горного Алтая. В Чуйско-Курайской зоне новое сейсмическое событие реализовалось, вероятно, в древней очаговой зоне землетрясения, происшедшего 8000 лет назад. Эти два сильнейших землетрясения с силой, соответствовавшей, видимо, магнитуде 7.2-7.6, сформировали двухметровый уступ в подножье северного склона Центрально-Курайской гряды. В пределах Чарышской зоны в Уймонской впадине и долине р. Джасатор примерно в это время произошло образование, соответственно, Уймонского и Тюньского сейсморазрывов.

Землетрясение, возникшее около 2500 лет назад, сопровождалось выходом очага на поверхность в виде уступов в зоне Чибитского активного разлома северо-западного простирания. В зоне разлома образовался карман аномально мощной древней почвы в сухом, брошенном русле к юго-востоку от пос. Акташ (Менкский сейсморазрыв). Также возникла пара сейсмообвалов, сошедших навстречу друг другу со склонов долины р. Чибитки в зоне Чайбеккольского активного разлома и перегородивших реку. Возникновение такой природной плотины послужило причиной образования оз. Чайбекколь. Также в результате деформаций рельефа произошло изменение динамики аллювиального осадконакопления в долине р. Курайки [Бутвиловский, 1993]. В связи с этим землетрясением, по-видимому, возник и грандиозный Сукорский обвал в районе устья р. Куэктанар, который способствовал образованию подпруженного естественного водохранилища в верхней части Чаган-Узунской теснины Чуи. Возможно, в это же время на

активизированного разрыва произошло формирование Сарыачинской и Ештыккельской первичных сейсмодислокаций. Протяжённость очага на основании этих его проявлений составляет порядка 80 км. Магнитуда сейсмического события, вероятно, составляла порядка 7.5-8.0.

Сейсмическое событие, случившееся приблизительно 4600 лет назад, вызвало сейсмогенный обвал, коллювиальные массы которого погребли под собой горизонт палеопочвы на южном склоне Центрально-Курайской антиклинальной гряды. В связи с этим же сейсмическим событием произошло изменение характера аллювиального сноса р.Курайки, когда галечники резко сменили вверх по разрезу тонкообломочный материал с богатым содержанием органики, который накапливался до этого на протяжении долгого времени. Размеры очага по собранным данным оценить невозможно. Однако похоже, что это сейсмическое событие произошло в том же очаге, что и Монгольское. Вероятно, и по магнитуде оно было похоже на землетрясение 1761 года. Возраст этого толчка устанавливается на основании радиоуглеродной датировки палеопочвы, заполнившей клиновидную сейсмогенную трещину на уступе в подножье северного склона Центрально-Курайской антиклинальной гряды.

Следующее землетрясение с $M=7.2-7.6$ в пределах Чуйско-Курайской зоны (см. выше) произошло 8000 лет назад. Данные В.В.Бутвиловского [1993] о возрасте отложений обвално-подпрудных озёр в долине р.Чуи также дают возможность предполагать реальность этого древнего сейсмического события, происшедшего примерно 8000 лет назад (см. рис.45). Кроме того, на основании этих же данных можно предположить, что примерно 6400 и 8800 лет тому назад в Чуйско-Курайской зоне могли иметь место еще два довольно сильных землетрясения.

Одновременное в ряде рассмотренных случаев проявление сейсмодислокаций разного генезиса и в разных местах Чуйско-Курайской очаговой области доказывает достоверность реконструированных палеоземлетрясений. А время их возникновения достаточно надёжно устанавливается по радиоуглеродным датировкам.

Анализ параметров выявленных палеосейсмодислокаций Чарышской и северо-западной части Шапшалской зон позволяет говорить, что здесь также имели место очень сильные землетрясения с магнитудой около 6.0 и даже выше. Период повторяемости сильных землетрясений по ряду косвенных признаков, видимо, составляет примерно 1000-3000 лет (как и в Чуйской зоне). А характер выявленных первичных и вторичных сейсмодислокаций указывают на многократность проявления их в пределах одних и тех же сейсмических очагов.

В долине р.Джасатор масштабными являются сейсмические события, породившие Ак-Алахинскую сейсмодислокацию и Тюньский сейсморазрыв, прослеженные на протяжении более 35 км и 20-25 км соответственно. Магнитуда их может быть оценена примерно в 6.5-7.0. Несколько меньшей длиной (около 10-12 км) характеризуется выход очага древнего землетрясения, приведшего также к образованию Акбулского обвала. Время его возникновения по взаимоотношениям форм рельефа соответствует, видимо, границе верхнего плейстоцена - голоцена, т.е. 8-10 тысяч лет назад, а магнитуда может быть определена равной порядка 6.0. Такое же по силе землетрясение породило, по-видимому, Басконскую палеосейсмодислокацию, а также Гевенёкский сейсморазрыв в пределах грабена Телецкого озера. Эти палеосейсморазрывы имеют современную длину порядка 15 км и амплитуду сбросовых сейсмогенных подвижек 1-1.5 м.