

виальных) в пределах котловины наряду с процессами плоскостного смыва сильно проявляется линейная эрозия, играющая вместе с оползнями главную роль в изменении рельефа. Эрозионные борозды и рытвины глубиной 0,8—1,0 м перерастают в овраги, длина которых достигает 50—70 м. Такие формы чаще встречаются вблизи контакта Солотвинской котловины с Пьенинской зоной. Глубина и длина оврагов, развивающихся в аллювиальных суглинках, составляет соответственно 1—2 и 40—50 м, ширина между бровками уступов 5—10 м. Преобладание процессов плоскостного смыва наблюдается в северо-восточной части котловины на крутых (18—26°) склонах, приуроченных к породам тячевской и басхевской свит верхнего тортона.

Даже из краткой характеристики видно, что развитие эрозионных процессов и распространение их в Украинских Карпатах зависит от геолого-геоморфологических особенностей территории; последние определяют в каждом геоморфологическом районе масштабы развития эрозионных процессов и их роль в современном преобразовании рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Цыс П. М. Деякі особливості вертикальної морфологічної зональності Українських Карпат. В сб. «Природні умови та природні ресурси Українських Карпат». Киев, «Наукова думка», 1968.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований, М., «Наука», 1966.

Географический факультет
Львовского государственного университета

Поступила в редакцию
22.IX. 1972.

EROSION PROCESSES DEVELOPMENT AT THE UKRAINIAN CARPATHIANS

D. G. STADNITZKY, B. F. IYAZCHUK, Ya. S. KRAVCHUK,
O. I. BOLYUKH, V. I. CHALYK

Summary

The development and intensity of erosional processes at the Ukrainian Carpathians depend on local geomorphological features. The steepness, the length and the profile of slopes, the depth of local base of erosion determine the intensity of surface wash-off and linear wash-out. The different steepness of slopes initiated by geostructural features and history of relief development causes both morphological vertical relief zonation and different intensity of erosion in every zone.

УДК 551.24 : 551.78/79(235.216)

Б. Н. ХОВАНСКИЙ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Катастрофические землетрясения конца прошлого — начала нашего столетий, происшедшие на территории Северного Тянь-Шаня, поставили этот регион в число наиболее сейсмоактивных районов Средней Азии. Изучение последствий землетрясений — Беловодского, 1885 г.

(Игнатъев, 1886), Верненского, 1887 г. (Мушкетов, 1890), Чиликского, 1889 г. (Мушкетов, 1891), Кебинского, 1911 г. (Богданович, 1914)— показало, что их эпицентральные зоны приурочены к крупным нарушениям сплошности земной коры. Последующие исследователи установили, что многие из этих нарушений являются глубинными разломами.

С завершением в перми герцинского тектонического цикла в пределах Северного Тянь-Шаня сформировалась сетка глубинных разломов (Суворов, 1968), которая на протяжении мезо-кайнозойского времени полностью контролировала развитие структурного плана региона. По данным В. В. Белоусова (1954), «полуплатформенный», парагеосинклинальный режим герцинского цикла в альпийское время сменился типичными условиями платформы. Б. А. Петрушевский (1948), рассматривая мезо-кайнозойскую структуру Тянь-Шаня, подчеркивает унаследованность структурного плана от палеозойского.

В конце олигоцена Северный Тянь-Шань вступает в новейший этап тектонического развития (Шульц, 1948). Большинство исследователей Средней Азии придерживается взглядов о складчато-глыбовой природе структуры, сформировавшейся за неоген-четвертичный отрезок времени. Однако ряд основных положений о развитии структурного плана региона продолжает оставаться дискуссионным. Сформировавшаяся ко времени активизации поверхность выравнивания в новейшее время была смещена на разные гипсометрические уровни (Герасимов, 1950). В настоящее время во впадинах она находится под чехлом рыхлых отложений на абсолютных отметках от 0 до —3000 м. В пределах поднятий ее фрагменты устанавливаются на абсолютных отметках от 1000 до 4000 м. Наличие большого количества разрывных нарушений, многие из которых являются глубинными разломами, обусловило преимущественно блоковый характер новейших тектонических движений.

Новейшим тектоническим движениям Северного Тянь-Шаня и их связи с сейсмичностью посвящен ряд работ М. В. Гзовского (1961 и др.), В. Н. Крестникова (1954 и др.), и других исследователей. При составлении карт новейшей тектоники в качестве основного маркирующего уровня использовалась доолигоценовая поверхность выравнивания. По данным большинства исследователей Средней Азии, ее первоначальные абсолютные отметки были близки к +500 м. Поэтому при изучении величины деформаций поверхности выравнивания за нулевую границу отсчета принимается современная изолиния, равная +500 м. В пределах поднятий остатки поверхности выравнивания фиксируются в виде платообразных пространств, в предгорьях она устанавливается под чехлом неоген-четвертичных отложений в бортах речных долин.

Исходя из предположения о полигенетичности доолигоценовой поверхности выравнивания, мы построили схему новейших тектонических движений Северного Тянь-Шаня (рис. 1). В пределах впадин положение доолигоценовой поверхности устанавливалось по данным опорного бурения. Детальные геоморфологические исследования позволили изучить величину и характер новейших деформаций и установить их взаимосвязь с сейсмичностью. При изучении зон глубинных разломов использовалась методика, предложенная А. В. Пейве (1956). Установлены следующие зоны глубинных разломов (с запада на восток): Курагатынская, Северо-Тяньшаньская (Суворов, 1968), Каскеленская, Алма-тинская, Заилийская, Тюпская, Терскойская (Крестников, 1954), Южно-Джунгарская (рис. 1).

При изучении характера сейсмических процессов использованы данные региональной сети сейсмических станций за весь период инструментальных сейсмологических наблюдений, макросейсмические и палеосейсмические наблюдения. На основе полученного материала проводилась оценка сейсмического процесса с помощью карт эпицентров землетрясений, графиков повторяемости и карт сейсмической активно-

стп. Методика такого анализа изложена в работах В. И. Бунэ (1956), И. Л. Нерсесова, Ю. В. Ризниченко (1960) и других исследователей.

При рассмотрении связей сейсмичности с тектоникой обращает на себя внимания приуроченность очагов землетрясений всех энергетических классов к зонам разломов. Наиболее четко эта связь установлена в пределах зон глубинных разломов. Так, к зоне Курагатинского глубинного разлома приурочены землетрясения 10—12-го энергетических классов ($M_{\text{макс}}=4,5$); к зоне Северо-Тяньшаньского — землетрясения всех энергетических классов от слабых до катастрофических ($M_{\text{макс}}=8$). Аналогичная картина наблюдается и в зонах Терскейского, Туюкского, Заилийского, Алма-Атинского и Каскеленского глубинных разломов. К зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома приурочены очаги землетрясений до 16-го энергетического класса ($M_{\text{макс}}=7$). Очаги землетрясений 6—12-го энергетических классов наблюдаются и в зонах ряда крупных региональных разломов. Они связаны преимущественно с нарушениями сплошности земной коры, заложившимися в неоген-четвертичное время.

Сопоставление всех полученных данных подтверждает предположение, что в пределах Северного Тянь-Шаня эпицентры землетрясений приурочены преимущественно к границам крупных структурных элементов, которые являются одновременно местами наибольшего развития тектонических разрывов. Таким образом, из полученных данных следует, что в изученном районе сейсмическая активность тесно связана с интенсивностью деформаций и длительностью развития разрывов в земной коре. Так, в области, контролируемой Северо-Тяньшаньским глубинным разломом, происходило в новейшее время особенно интенсивное опускание его северного крыла, максимальное, порядка 2000 м, в области сочленения Чуйского синклинория с антиклинорием Киргизского хребта, примерно на меридиане г. Фрунзе. Южное крыло разлома испытывало устойчивое воздымание. В центральной части антиклинория Киргизского хребта оно достигло 4000 м. Суммарная величина смещения первичной поверхности выравнивания здесь превысила 6000 м. В восточном и западном направлениях размах смещения уменьшается до 2000 м (рис. 1, разрез А—Б).

Антиклинорий хребтов Заилийского и Кунгей Алатау в новейшее время испытывали интенсивное воздымание. Общая величина поднятия центральной части мегантиклинория превысила 4000 м. Относительные опускания наблюдались лишь по зоне Кемино-Чиликского грабена. Величина смещения достигла 2000 м. Далее к востоку, в области сочленения антиклинория хребта Кетмень и Илийского синклинория, северное крыло Северо-Тяньшаньского глубинного разлома испытывало опускание, а южное — поднятие. Величина смещения первичной поверхности выравнивания на этом участке колеблется от 1000 до 2500 м (рис. 1, разрезы А—С, А—Д).

Зона Туюкского глубинного разлома в месте сочленения с Кемино-Чиликским глубинным разломом разделяет восточную и западную части антиклинория хребта Кунгей Алатау, испытывающего восходящие движения. На юго-востоке она разделяет синклинорий Иссык-Кульской впадины на области с различной интенсивностью опускания. Размах тектонических движений здесь превысил 6000 м. Зона Терскейского глубинного разлома на западе разделяет антиклинорий хребта Терскей Алатау и Иссык-Кульский синклинорий. Величина смещения поверхности здесь достигла 6000 м. На востоке, в районе Кегено-Текесского синклинория она превысила 5000 м (рис. 1, разрезы А—В, А—С).

Зона Каскеленского глубинного разлома на протяжении этапа активизации разделяла Илийский синклинорий и область платформенного развития, а в районе сочленения с зоной Северо-Тяньшаньского глубинного разлома — антиклинорий хребтов Заилийской Алатау и Кандык-

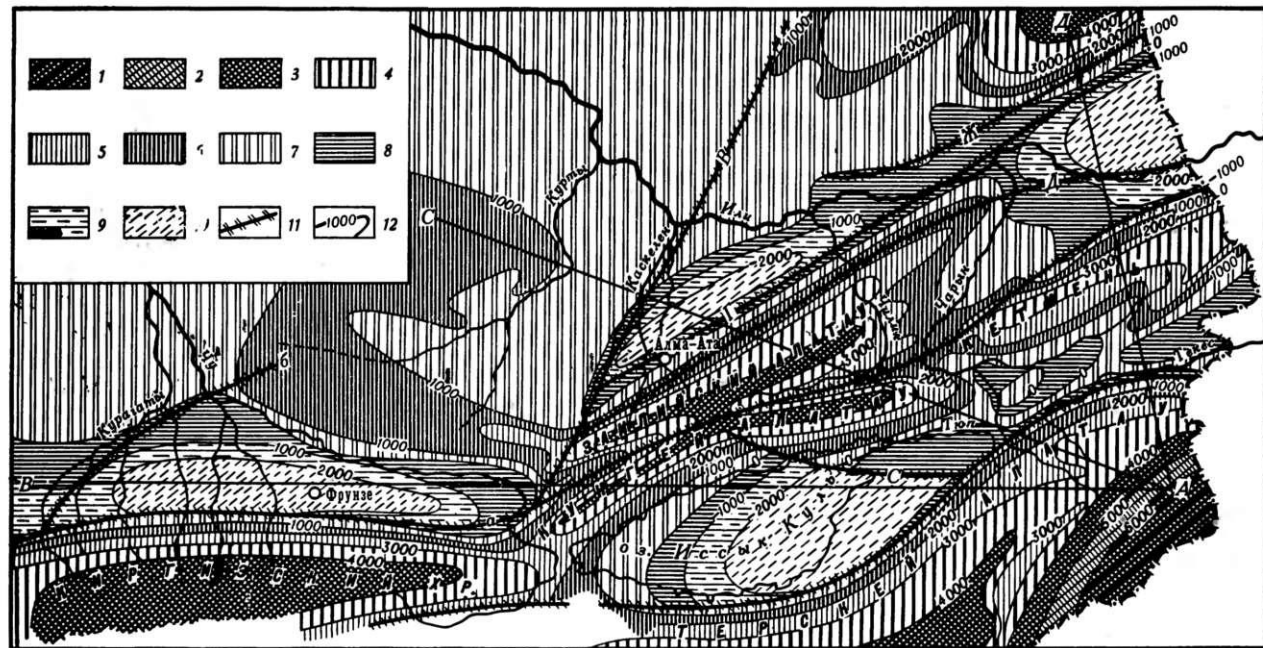


Рис. 1. Схема новейших тектонических движений.

Области новейших поднятий с амплитудой: 1 — более 6000 м; 2—600—5000; 3—5000—4000; 4—4000—3000; 5 — 3000—2000; 6 — 2000—1000; 7 — 1000—0 м. Области опусканий с амплитудой: 8 — 0—1000; 9 — 1000—2000; 10 — более 2000 м. 11 — Зоны глубинных разломов: а) Северо-Тяньшанская; б) Курагатинская; в) Каскеленская; г) Алмаатинская; д) Зайлийская; е) Тюпская; ж) Теркекская; з) Южно-Джунгарская; 12 — изолинии смещений доолигоценной поверхности выравнивания. Геологические разрезы по линиям А — Б, А — С, А — Д; 13 — палеозой; 14 — мезозой; 15 — неоген; 16 — четвертичные отложения; 17 — глубинные разломы; 18 — региональные разломы

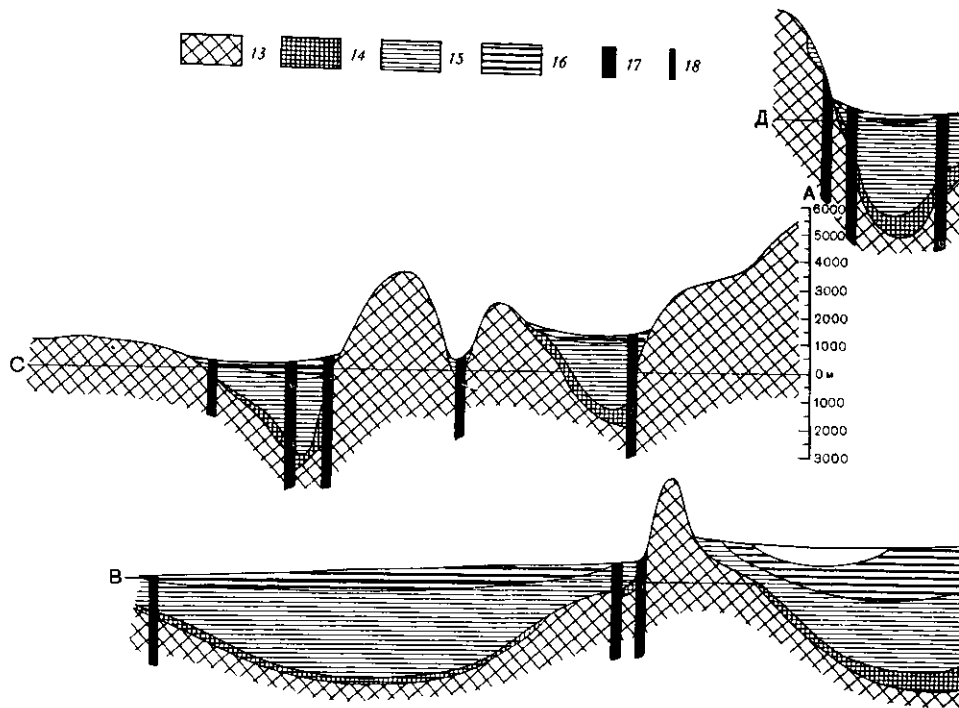
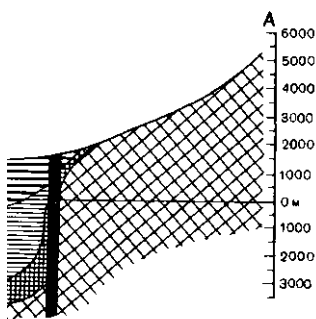
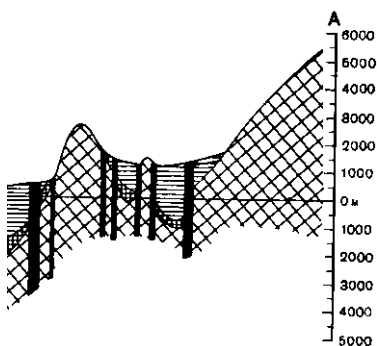


Рис. 1 (продолжение)



тасских гор. Величина воздымания первичной поверхности выравнивания к востоку от разлома достигает 3000 м, а к западу — 2000 м. Величина опускания Илийского синклинория превысила здесь 2000 м. В северном направлении размах движений уменьшается и в районе реки Или не превышает 300 м (рис. 1, разрез А—С).

По зоне Алмаатинского глубинного разлома наиболее интенсивные тектонические движения происходили на его юго-западном отрезке. Антиклинорий хребта Заилийский Алатау поднят здесь на 4000 м, Илийский синклинорий опущен на 2000 м. Далее на северо-восток размах движений уменьшается до 1000 м и вновь нарастает на крайнем востоке Илийского синклинория, где в районе Кольджатской ступени величина нисходящих движений северного крыла превысила 3000 м, а южного — 1000 м. Зона Заилийского глубинного разлома на юго-западном отрезке разделяла области восходящих движений. Величина относительного смещения южного и северного крыльев разлома на меридиане Алма-Аты достигла 3000 м, на востоке в районе р. Чилик не превышала 1000 м (рис. 1, разрезы А—В, А—С, А—Д). Зона Южно-Джунгарского разлома в районе г. Панфилов разграничивала области восходящих тектонических движений; величина смещения здесь достигла 4000 м.

Беловодское землетрясение 1885 г. произошло в северных предгорьях Киргизского хребта (Игнатьев, 1886), в месте сочленения Чуйского синклинория и антиклинория Киргизского хребта. Многочисленные разрывы, возникшие в момент землетрясения, были приурочены в основном к зоне Северо-Тяньшаньского глубинного разлома и ориентированы согласно основному простиранию хребта. Наиболее четко они фиксировались к западу и востоку от меридиана г. Фрунзе на протяжении почти 100 км. Таким образом, смещения по зоне разлома произошли на участке смещений первичной поверхности выравнивания, величина которых в районе г. Фрунзе превысила 6000 м (рис. 1, 2).

Верненское землетрясение 1887 г. произошло в средней части северного склона хребта Заилийский Алатау (Мушкетов, 1890). Оно возникло в результате подвижек по зоне Алмаатинского глубинного разлома. Многочисленные разрывы, возникшие в момент землетрясения, четко фиксировались на участке от долины р. Каскелен до долины р. Талгар (более 60 км) в зоне названного разлома и ориентированы согласно с основным простиранием хребта. В пределах зоны Заилийского глубинного разлома ряд смещений наблюдался на участке от долины р. Каскелен до долины р. Аксай (10—15 км). В зоне Каскеленского глубинного разлома смещения установлены на протяжении 20—25 км от места разветвления Заилийского и Каскеленского разломов. Все смещения также произошли на участке максимальных деформаций первичной поверхности выравнивания (рис. 1, 2).

Чиликское землетрясение 1889 г. произошло в восточной части мегантиклинория хребтов Заилийский и Кунгей Алатау (Мушкетов, 1891), где он распадается на ряд изолированных антиклинориев, осложненных большим количеством разрывных нарушений. Эпицентральной зона землетрясения была приурочена к восточному окончанию хребта Далашик, т. е. к северному крылу Кемино-Чиликского глубинного разлома. Большое количество разрывов наблюдалось здесь на протяжении более 100 км от Кемино-Чиликского горного узла. Ряд смещений установлен по зоне Тюпского глубинного разлома на протяжении более 100 км к юго-востоку от Кемино-Чиликского горного узла и в зоне Заилийского глубинного разлома на участке от долины р. Тургенъ до долины р. Чилик (более 50 км). Помимо этого ряд смещений произошел по региональным разломам, совпадающим с простиранием основных структур. Величина поднятия первичной поверхности выравнивания в районе Кемино-Чиликского горного узла превышает 4000 м.

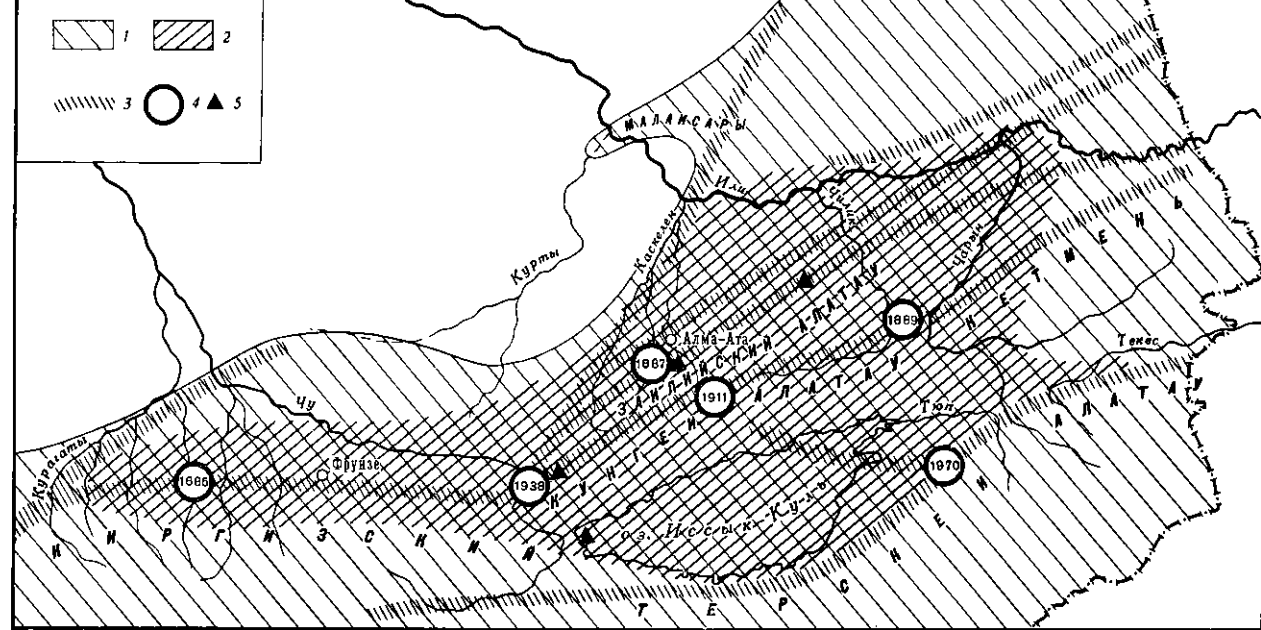


Рис. 2. Схема сейсмической активности.

1 — области возникновения землетрясений, установленные по инструментальным данным; 2 — области разрушительных сотрясений, установленные по палео- и макросейсмическим данным; 3 — зоны глубинных разломов; 4 — эпицентры и годы сильных землетрясений; 5 — остаточные сейсмодислокации древних разрушительных землетрясений

Смещение по зоне Чон-Кеминского грабена равно 2000 м. В районе р. Чилик смещение поверхности выравнивания близко к 1000 м, по зоне Тюпского глубинного разлома превысило 6000 м. Приведенные данные показывают, что подвижки в момент землетрясения произошли на участках, испытавших в новейшее время максимальную дифференцированность тектонических движений (рис. 1, 2).

Кеминское землетрясение 1911 г. произошло в западной части мегантиклинория хребтов Заилийский и Кунгей Алатау (Богданович, 1914) в зоне Кемино-Чиликского глубинного разлома. Подвижки здесь были зафиксированы на протяжении 250 км от восточного окончания Чуйского синклинория до меридионального поворота р. Чилик. Ряд смещений произошел по зоне Тюпского глубинного разлома на всем его протяжении (100 км). В зоне Заилийского глубинного разлома смещения фиксировались от долины р. Иссык до долины р. Малая Алмаатинка. И здесь смещения произошли по зонам глубинных разломов на участках максимальных деформаций доолигоценовой поверхности выравнивания (рис. 1).

Разрушительное Кемино-Чуйское землетрясение 1938 г. произошло в области сочленения хребтов Кыргызского и Кунгей Алатау в зоне возникновения Кеминского землетрясения 1911 г. По данным П. М. Вильгельмзона (1947), оно не уступало Беловодскому землетрясению 1885 г. Сары-Камышское землетрясение 1970 г. возникло в зоне сочленения Тюпского и Терскойского глубинных разломов на участке максимальных смещений доолигоценовой поверхности выравнивания (рис. 1).

Названные сейсмические катастрофы Северного Тянь-Шаня достаточно точно определяют границы области максимальных сейсмических разрушений, а инструментальная сейсмологическая информация позволяет установить границу высокосейсмичной и асейсмичной областей. Сведения о сильных землетрясениях, полученные из историко-архивных источников, и палеосейсмологические данные показывают, что области разрушительных землетрясений прошлого и нашего времени в основном совпадают. Сведения о разрушительных землетрясениях на западном побережье оз. Иссык-Куль содержатся в работах В. П. Сменова (1912), данные о древних сейсмических катастрофах — в трудах В. И. Мушкетова (1891). Крупные завалы сейсмогенного характера установлены в долинах многих рек региона, однако их изучение крайне затруднительно, поскольку в результате катастрофических землетрясений последнего столетия большинство долин было погребено под мощными обвалами (Мушкетов, 1890, 1891). В целом границы области максимальных разрушительных воздействий, по макросейсмическим и палеосейсмическим данным, совпадают, что позволяет установить очертание области возникновения разрушительных сейсмических сотрясений (рис. 2).

Совместный анализ пространственно-временных особенностей сейсмических процессов и интенсивности проявления новейших тектонических движений показывает, что сильные землетрясения в пределах Северного Тянь-Шаня возникают в зонах контрастных, разнонаправленных тектонических движений. Эти участки контролируются глубинными разломами. Характерная черта разрушительных землетрясений — их тяготение к областям сочленения глубинных разломов или к участкам сочленения глубинных и крупных региональных разломов. Сопоставление наиболее важных морфоструктурных узлов с географическим расположением наиболее сильных землетрясений, зафиксированных почти за 100 лет (1885—1971), проведено в работе И. М. Гельфанда и др. (1972), а также в работе И. П. Герасимова и Е. Я. Ранцман (1973). Как правило, к этим участкам приурочены области максимального смещения доолигоценовой полигенетической поверхности

выравнивания, остаточные сейсмодислокации катастрофических землетрясений последних ста лет и палеосейсмодислокаций. К участкам, контролируемым крупными региональными разломами, активными в новейшее время, приурочены области с незначительной амплитудой смещения поверхности выравнивания. На локальных участках здесь имеются остаточные сейсмодислокации разрушительных землетрясений последнего столетия, но палеосейсмодислокации не устанавливаются. На участках, удаленных от зон глубинных разломов, но имеющих большое количество разломов с незначительной амплитудой подвижек в новейшее время, остаточные сейсмодислокации отсутствуют.

Таким образом, детальное изучение новейших тектонических движений, остаточных сейсмодислокаций разрушительных землетрясений нашего времени и палеосейсмодислокаций (Солоненко, 1973) позволяет оценить сейсмическую опасность районов с недостаточной инструментальной изученностью. Полученная информация дает необходимое количество данных для прогноза землетрясений в районах с различной подвижностью земной коры в новейшее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
 Богданович К. И. Землетрясение 4.I. 1971 г. (22.XII. 1910) в северных цепях Тянь-Шаня. «Изв. Геол. ком.», т. 30, № 18, 1914.
 Бунэ В. И. О классификации землетрясений по их силе на основе инструментальных данных. «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», № 1, 1956.
 Вильгельмзон П. М. Кеминско-Чуйское землетрясение 21 июня 1938 г. в г. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1947.
 Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Извекова М. Л., Кейлис-Борок В. И., Ранцман Е. Я. О критериях сейсмичности. «Докл. АН СССР», т. 202, № 6, 1972.
 Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. «Пр. физ. геогр.», вып. 15, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
 Герасимов И. П., Ранцман Е. Я. Морфоструктура горных стран и их сейсмичность. «Геоморфология», № 1, 1973.
 Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. Рига, Изд-во АН Латв ССР, 1961.
 Игнатьев И. В. Беловодское землетрясение 1885 г. «Изв. Русск. геогр. о-ва», т. 22, вып. 2, 1886.
 Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 3, 1954.
 Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. «Тр. Геол. ком.», т. 10, № 1, 1890.
 Мушкетов И. В. Чиликское землетрясение 30 июня (12 июля) 1889 г. «Мат. для изуч. землетрясений России», т. I, 1891.
 Нерсесов И. Л., Ризниченко Ю. В. К разработке основных количественных методов сейсмического районирования. «Тр. ИФЗ АН СССР», № 10, 1960.
 Петрушевский Б. А. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.», т. 23, вып. 5, 1948.
 Семенов В. П. Россия, т. XIX, СПб., 1912.
 Солоненко В. П. Землетрясения и рельеф. «Геоморфология», № 4, 1973.
 Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
 Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное распределение глубинных разломов. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 1, 1956.
 Шульц С. С. Анализ новейшей техники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.

Институт Гидропроект

Поступила в редакцию
3.XII. 1971

NEOTECTONICS AND SEISMICITY OF THE NORTHERN TIEN SHAN

V. N. KHOVANSKY

Summary

The paper discusses data of investigation in an area of catastrophic earthquakes, paleoseismic and instrumental seismic data in connection with neotectonic movements. At the Northern Tien Shan the seismic activity is found to be closely connected with the Earth's crust deformations intensity and duration of fractures development.