

© 2013 г. Х.Э. НОВОА ХЕРЕС

МАССОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГРУНТА НА СКЛОНАХ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МОРФОГЕНЕЗ ЗАПАДНЫХ АНД (ЧИЛИ)

Введение

Принимая во внимание огромное разнообразие концепций, в свете которых рассматриваются так называемые массовые движения грунта на склонах (mass movements), представляется целесообразным перед тем, как углубляться в специфику территории Чилийских Анд, сформулировать определенные критерии, которые затем будут использоваться в данной статье при рассмотрении конкретных примеров.

Термин “морфогенез” обычно используется применительно к происхождению форм рельефа [1–5]. Понятие “массовые движения грунта” объединяет все процессы, которые приводят в движение более или менее значительные объемы рыхлого материала, контролируются климатом и другими экзогенными и эндогенными факторами, в результате которых создаются специфические формы рельефа [1, 2, 6]. При анализе различных типов массовых движений грунта специалистами обычно используется подход, предложенный Д. Варнсом [7, 8], который дополняется оценкой топографических характеристик, климатических параметров, а также данных гидрометеорологического моделирования [9] в контексте климатических изменений; используются также геоморфологические признаки палеосейсмических явлений [6, 10].

Географические характеристики и геологическое строение Чилийских Анд, расположенных вдоль конвергентной границы тектонических плит Наска и Тихоокеанской, что и обусловило образование этой горной системы, делают ее особенно подверженной образованию всех типов опасных процессов массовых смещений пород. А поскольку большинство городов и поселков расположены в речных долинах и на аллювиальных конусах выноса в предгорьях, все они, а также многие густонаселенные сельскохозяйственные районы находятся в потенциально опасных зонах.

Климат Чили меняется от сухих тропиков на севере до прохладного умеренного океанического на юге. На севере, примерно между 18 и 26° ю.ш., расположена одна из самых засушливых пустынь мира – Атакама, где выпадает осадков менее 2 мм/год. С юга к ней примыкает переходная зона со степным климатом. В центральной части страны (32–38° ю.ш.), наиболее густо населенной, преобладает теплый умеренный климат средиземноморского типа, а количество осадков колеблется от 300 до 1000 мм/год, увеличиваясь к югу. На юге центральной области (38–42° ю.ш.) климат влажный умеренный с годовой суммой осадков около 1000–2000 мм. К югу от 42° ю.ш., в Патагонии, становится еще более прохладно и менее влажно в континентальных областях, тогда как на островах у побережья типичны сильные ливни, и общее количество осадков достигает 4000 мм/год [11].

Массовые смещения обломочного материала на западном склоне Чилийских Анд играли существенную роль в новейшей геологической истории региона [4, 12–25], а в настоящее время эти катастрофические явления занимают в Чили третье место по частоте проявления после наводнений и землетрясений [24, 26].

Основную угрозу представляют грязевые и грязекаменные потоки (сели), которые зарождаются в горах и распространяются вниз по речным системам [24]. Они представляют собой один из наиболее обычных опасных геоморфологических процессов в Чили. Сели возникают, как правило, в результате обильных дождей, хотя конкретная сумма осадков,

необходимая для формирования таких потоков, изменяется по территории страны в широких пределах – в зависимости от конкретных климатических условий.

Катастрофические смещения грунта на территории Чили происходят с завидной регулярностью: например, вблизи г. Антофагаста они имели место в 1930, 1940, 1982, 1984, 1987 и 1991 гг. [23, 24, 27–29], а также несколько севернее – у г. Токопилья – в 1940 г. [23]. В центральной части страны, в предгорьях близ г. Сантьяго, зарегистрированы массовые движения в 1908, 1936, 1957, 1962, 1980, 1982, 1984, 1986, 1987, 1991, 1993 и 1997 гг. [18, 24, 28, 30–32]. В долине р. Майпо (центральная область Чили) подобные явления отмечены в 1945, 1949, 1953 и 1980 гг., в 1980 г. они имели место также в долине р. Аконкагуа [35], а начиная с 1987 г. [21] – в ее верховьях (р. Хункаль). В южной части страны среди других известен, например, район Лос-Лагос, где интенсивные движения датируются 1995 г. [21]. Перечисленные примеры показывают, что возникновение катастрофических массовых смещений грунта возможно в самых различных экосистемах. Общим фактором для всех этих случаев являлось аномально большое количество осадков, связанное с явлением Эль-Ниньо (ENSO), а также стрессные склоны и их крутизна [12, 24, 33]. Еще в 1985 г. была проведена работа по сбору фактического материала, опубликованного в прессе и касающегося катастрофических явлений на склонах [34]. Установлено, что из 1208 описанных случаев, имевших место между 1910 и 1982 гг., 61% сосредоточен между 33 и 37° ю.ш. Следует признать, однако, что в оценках могла быть допущена некоторая необъективность, т. к. описывались в основном случаи, происходившие вблизи поселений и потому привлекавшие внимание прессы, а в Чили, как известно, основная масса населения сосредоточена именно между указанными широтами.

Одна из главных трудностей, встретившихся автору при составлении данной сводки, заключалась в том, что различные авторы пользовались совершенно разными классификациями массовых смещений на склонах, зачастую смешивая разные процессы. Например, за оползневые отложения часто принимаются морены [35]. В то же время, точное определение генетического типа отложений чрезвычайно важно при планировании землепользования в горных экосистемах, т. к. следует установить потенциальную возможность возобновления опасных процессов и необходимо принять меры по предотвращению катастрофических явлений или смягчению их последствий в районах, испытывавших подобные типы массовых смещений в прошлом.

Единственная попытка четкого разграничения морфогенетических типов массовых смещений грунта на территории страны была сделана Г.Н. Голубевым [14]. Согласно этому автору, для возникновения, например, селей необходимы три основных условия: 1) в бассейне должно присутствовать достаточное количество обломочного материала (твердая составляющая грязекаменного потока), 2) необходимо поступление больших объемов воды (в результате дождей, таяния снега или катастрофического спуска естественных озер или водохранилищ (жидкая часть потока) и 3) ложе потока должно иметь уклон, достаточный для движения грязекаменной смеси. Это дает основания для районирования территории страны, в основу которого кладутся климатические и гидрометеорологические характеристики (с учетом возрастания осадков в широтном направлении). Таким образом, мы можем выделить районы, в пределах которых причины развития массовых движений грунта каждого конкретного вида относительно однотипны. При этом также учитывается режим водотоков (насколько это возможно при недостаточном количестве гидрометеостанций в предгорьях и особенно в горах). На основе вышеизложенного территория Чили может быть разделена на 9 районов.

1. Анды между 17 и 23° ю.ш.

Этот район представляет собой бессточную горную область с засушливым тропическим климатом, практически полностью лишенную растительности. Для него характерно большое количество обломочного материала на склонах и в долинах мелких водотоков, что обусловлено физическим выветриванием, особенно активным в условиях крайне сухого климата, и практически полным отсутствием поверхностного стока. Такие условия типичны для склонов до отметок 3000 м над у.м. Выше появляется травянистая растительность, которая препятствует денудации рыхлых проницаемых вулканических пород.

Массовые движения обломочного материала отмечены в основном на склонах в нижней части гор. Наиболее крутые склоны наблюдаются в переходной зоне от гор к межгорным впадинам. Именно там наиболее вероятно возникновение массовых смещений грунта, в частности, между Андами и Береговым хребтом – в относительно пониженной области Пампа-дель-Тамаругаль, окаймленной с востока огромными конусами выноса, имеющими отметки от 1200 до 1500 м абс. В пределах высот 1500–3000 м также присутствуют большие объемы обломочного материала, не закрепленного растительностью, что в сочетании с большими уклонами создает потенциальную возможность возникновения массовых движений, однако недостаток осадков препятствует реализации этого потенциала [25]. Здесь также типичны пролювиальные конусы выноса. Временные потоки, формирующие последние, заканчиваются в солончаковых впадинах или в межгорных котловинах. Возникая после выпадения обильных ливневых осадков (обычно в летнее время, т. е. декабрь–февраль), они отличаются малой вязкостью и большой скоростью.

В окрестностях Коронель-Альсеррека вблизи слияния р. Льюта с р. Альяне на обоих бортах долины хорошо видны очень крупные оползни скольжения ротационного типа, создавшие ступенчатую поверхность склона, что позволяет предполагать множественные эпизоды оползания (рис. 1). В настоящее время, однако, они не проявляют активности и могут рассматриваться как свидетельство более влажного климата в прошлом [36].

Одним из ярких проявлений катастрофических склоновых процессов явилась обломочная лавина голоценового возраста, имевшая место в районе Паринакота ~8 тыс. л.н. [37, 38]. Сход лавины, явившийся результатом обвала части конуса крупного

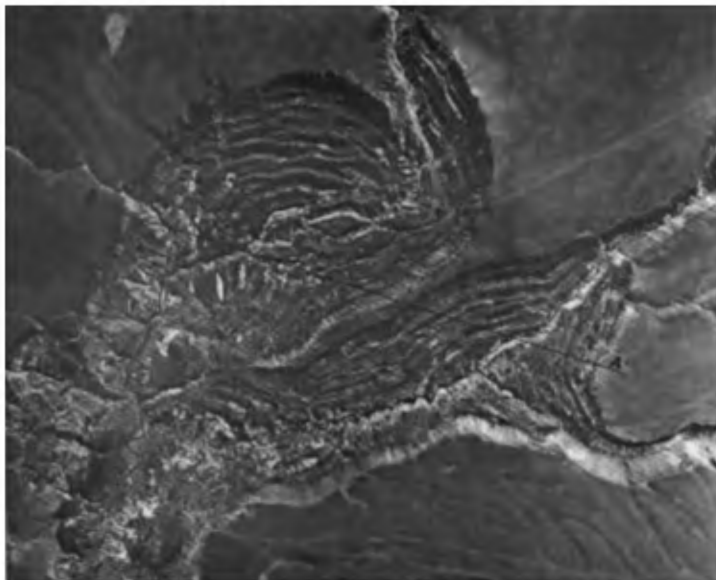


Рис. 1. Сложные оползни ротационного типа в окрестностях Коронель-Альсеррека (17°58' ю.ш., 69°35' з.д., 3700 м над у.м.) [IGM HYCON 9129.R.55]

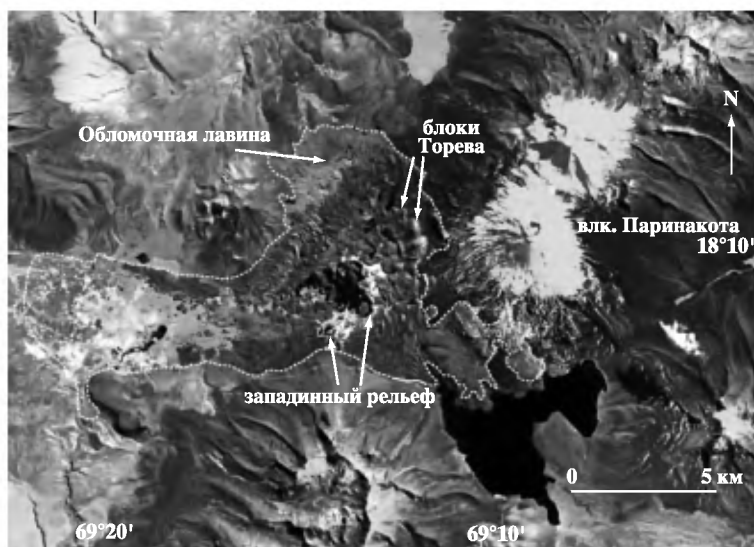


Рис. 2. Обломочная лавина голоценового возраста на склонах вулкана Паринакота (18°09' ю.ш., 69°12' з.д., 4500 м над у.м.). Снимок Satellite TM Landsat в районе Невадос-де-Пайачата

У западного подножия вулкана различимы блоки Торева и множество западин в центральной части лавинных отложений. Край лавины показан пунктирной белой линией, озера закрашены черным [37, 38]

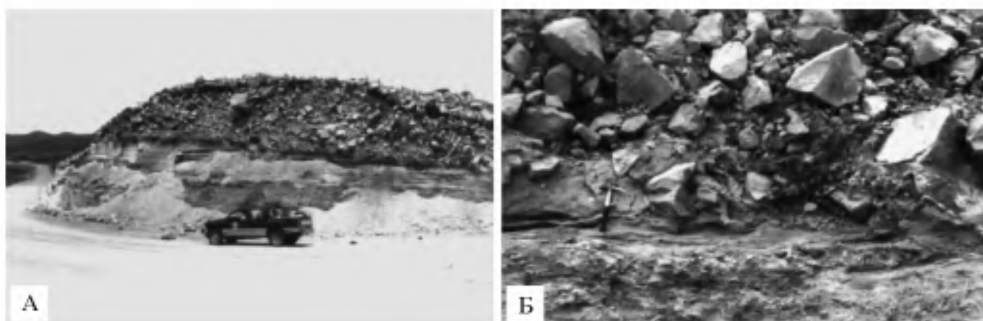


Рис. 3. А – разрез одного из холмов у южного края обломочной лавины Паринакота (в 13 км от места ее зарождения, около д. Паринакота). Холм сложен грубообломочной брекчией, состоящей преимущественно из роговообманковых андезитов, которая залегает непосредственно на озерных отложениях впадины Лаука.

Б – увеличенное изображение основания разреза, представленного на рис. 3А. Отчетливо видна обедненность брекчии тонким материалом и угловатость обломков. Грани обломков частично представляют собой стенки ранее существовавших трещин, а частично – поверхности сколов, образованных при переносе и отложении. Следует отметить, что некоторые обломки включены в самый верхний слой озерных осадков. Молоток, показанный для масштаба, имеет длину 30 см [37, 38]

стратовулкана, происходил как одномоментное катастрофическое событие. Объем перемещенного материала оценивается приблизительно в 6 км^3 , дальность выброса – более 22 км; площадь, покрытая обломочным материалом превысила 140 км^2 (рис. 2). Область отложения лавины имеет бугристый рельеф, выраженность которого уменьшается к ее периферии. Поверхности отдельных блоков покрыты многочисленными (от десятков до тысяч) мелкими следами соударений, указывающими на то, что в процессе движения соседние блоки испытывали вибрацию и столкновения, но практически не подвергались сколько-нибудь существенным сдвиговым деформациям. Большая часть сдвиговых движений и деформаций фиксируется в базальном слое влажных бесструктурных отложений озера, котловина которого была заполнена материалом обломочной лавины (рис. 3). Предполагается, что конус древнего стратовулкана Паринакота частич-



Рис. 4. Обвал Льюта в северном Чили (18°23' ю.ш., 69°45' з.д., 3000 м над у.м.). Разрез показывает современное стратиграфическое и геоморфологическое положение обвала Льюта. Профиль проведен параллельно линии движения оползня [40]

Формации: 1 – дьябло, 2 – охайя, 3 – азапа; 4 – мезозойский фундамент; 5 – диориты льюта; 6 – горизонтально слоистые обломочные отложения; 7 – литологически однородная брекчия (тело оползня); 8 – хаотическое скопление игнимбритов охайя, местами с участием формации дьябло (фронтальные надвиги). Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 1.5 раза

но обрушился из-за большой нагрузки на подстилающие флювиогляциальные и озерные отложения. В процессе обрушения вулканическое сооружение распалось по трещинам на отдельные скальные фрагменты различного объема (от 10 до $>10^6$ м³), которые транспортировались лавиной, практически не подвергаясь каким-либо внутренним деформациям, а затем при отложении распались на более мелкие обломки, образовав бугристый рельеф, сложенный вулканической брекчией. Уменьшение размеров отдельных бугров с удалением от центра позволяет предполагать, что материал, испытавший более длительный перенос, изначально обладал большей кинетической энергией.

В южном Перу и северном Чили (между 14 и 23° ю.ш.) вдоль Западной Кордильеры встречаются крупные оползни (объемом до нескольких км³), первоначальная форма которых хорошо сохранилась благодаря крайней сухости климата [39]. Так называемый “обвал Льюта” на севере Чили является одним из наиболее древних морфологически идентифицируемых оползней, происходивших в гипераридной континентальной обстановке (рис. 4). Имеющиеся данные позволяют предполагать, что основными факторами, предопределившими развитие здесь оползневых процессов в течение более чем 2.5 млн. лет, явились значительные относительные превышения вдоль фронтального уступа гор, трещиноватость поверхностного слоя пород, повышение уровня грунтовых вод в периоды увлажнения климата и наличие водоупора, подстилающего толщу водопроницаемых игнимбритов. Смещение массы пород объемом около 26 км³ вполне могло быть вызвано и сильным землетрясением. Последующая моделировка стенки отрыва оползня осуществлялась процессами регрессивной эрозии, которая привела к развитию разветвленной сети водотоков и выносу ими еще около 24 км³ материала. Представляется, что этот материал поставлялся в верхние звенья эрозионной сети склоновыми процессами и затем переносился по руслам водотоков в виде селевых потоков с высокой концентрацией обломков. Кроме того, морфометрические данные позволяют предполагать, что хотя возникновение и развитие самого оползня контролировалось гравитационными склоновыми процессами, скорость дальнейшей моделировки этого тела ограничивалась темпами выноса материала и, следовательно, транспортирующей способностью потоков [40–43].

Для западного склона Прекордильеры (Передового хребта) в пределах южного Перу и северного Чили характерно присутствие таких мегаоползней. Типичным примером их является также оползень Латагалья (19°15' ю.ш., 69°35' з.д., 2200 м абс.). Его тело состоит из блоков миоценовых игнимбритов объемом ~5.4 км³ и расположено в непосредственной близости от флексуры Мокелья. Последняя структура явилась результатом виргации в западном направлении сбрососдвига, отделяющего Прекордильеру от Центральной депрессии. Хорошая сохранность тела оползня позволяет воссоздать его движение и выделить три стадии его развития. Его формированию



Рис. 5. Массовые смещения грунта в районе г. Антофагаста, июнь 1991 г. (23°38' ю.ш., 70°23' з.д., 100 м над у.м.) [Google Earth]



Рис. 6. Селевые отложения на аллювиальном конусе выноса вблизи г. Диего-де-Альмагро (26°23' ю.ш., 70°02' з.д., 870 м над у.м.) [Segerstrom K 587 USGS]

предшествовало врезание современных долин, происходившее в позднем миоцене. При геолого-геоморфологических условиях, существовавших 8–9 млн. л.н. (включая морфологию и углы наклона склонов, а также, возможно, более высокое стояние грунтовых вод), достаточно сильные землетрясения могли дестабилизировать склоны настолько, чтобы вызвать оползание. С другой стороны, современные сейсмические условия здесь таковы, что вряд ли могут провоцировать оползни такого масштаба, поэтому в настоящее время риск возникновения оползней в этом районе невелик.

2. Береговой хребет между 20 и 27° ю.ш.

Область отличается тропическим пустынным климатом и отсутствием поверхностного стока и растительности. Наличие скоплений обломочного материала и достаточно крутосклонный расчлененный рельеф делают весьма вероятным возникновение массовых движений грунта. Степень риска существенно снижается из-за отсутствия интенсивных осадков, которые выпадают преимущественно зимой и обычно приурочены лишь к периодам Эль-Ниньо [25, 28]. Однако в такие периоды зарегистрированы случаи выпадения осадков в количестве до 3 м в городах Антофагаста, Икике и Токопилья [24, 29], что, безусловно, может провоцировать массовые смещения обломочного материала. Эти факты позволяют отнести этот регион к территориям

с малой интенсивностью массовых движений на склонах (рис. 5).

Для вулканических горных хребтов Чили между 25 и 26° ю.ш. [44–46] характерны обломочные лавины из вулканического материала, возникающие периодически в кальдерах и на склонах вулканов, где существуют ослабленные зоны в породах, измененных гидротермальными процессами. Примером может служить обломочная лавина на вулкане Чако. Здесь объем перемещенного материала, включавшего крупные блоки и обломки, составил более 2 км³; лавина двигалась со скоростью 36 км/час. Мощность ее отложений достигла 35 м; их площадь составила около 110 км², а протяженность – 23 км.

Особого внимания заслуживают также конусы выноса временных водотоков (рис. 6), связанные с катастрофическими гидрометеорологическими явлениями, характерными для севера центральной части Чили [4, 25, 29, 36, 37].

3. Хребет Анд и более низкие западные горные гряды между 23 и 27° ю.ш.

Район отличается пустынным тропическим климатом, умеренно расчлененным горным рельефом и почти полным отсутствием поверхностного стока и растительности. Какие-либо исторические свидетельства относительно массовых движений грунта полностью отсутствуют. Однако в южном секторе этой области, обладающем большими абс. высотами, в обломочном чехле на склонах может сохраняться влага зимних осадков, что позволяет определить эту область как потенциально подверженную риску массовых смещений незначительной интенсивности.

При обрушении СЗ склона вулкана Сокомпа (рис. 7) (примерно 7000 тыс. л.н.) в движение на его СВ склоне было вовлечено около 53 млрд м³, включая обломочную лавину (приблизительный объем 26 млрд м³), которая распространилась почти на 40 км от вулканического конуса [6, 38, 44, 48–53].

Другой пример крупной обломочной лавины объемом приблизительно 91 млн. м³, имевшей место в доисторическое время, описан на склоне вулкана Ластарриа. Плоскость скольжения лавины совпала с поверхностью напластования пирокластических отложений вулкана, а максимальная дальность перемещения достигала 6.7 км при угле наклона 8.5°. Пирокластический материал оказался сильно раздроблен. В дистальной части отложения лавины перекрыли небольшой пролювиальный конус до отметок 125 м над дном долины, это указывает на скорость движения на этом отрезке как минимум 50 м/с, или 180 км/час [6, 46, 54–56].

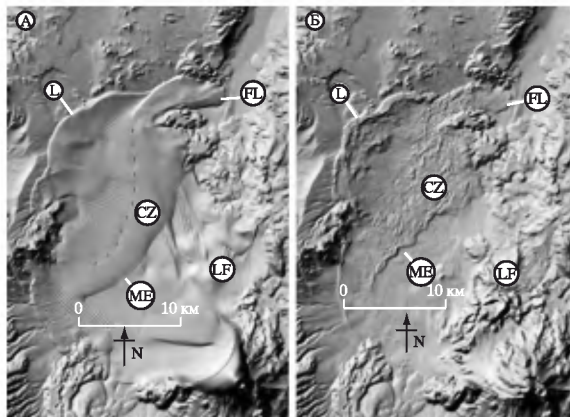


Рис. 7. Обрушение СВ части вулкана Сокомпа (24°23' ю.ш., 68°15' з.д., 5300 м над у.м.)

Карты: А – модели рельефа, созданного отложениями вулкана Сокомпа, Б – фактически созданного рельефа. Буквами в кружках обозначены соответствующие морфологические элементы (по [48])

4. Хребет Норте-Чико между 27 и 33° ю.ш.

В этой области преобладает семиаридный субтропический климат, расчленение рельефа от среднего до интенсивного; реки имеют дождевое или снеговое питание, растительность принадлежит к полупустынному или степному типу. Здесь существуют все условия для развития массовых движений грунта, а именно: достаточная крутизна склонов, разреженный растительный покров, обилие обломочного материала и сезонное распределение осадков, выпадающих преимущественно зимой. Долины рек Эльки, Лимари и Чоапа характеризуются присутствием многочисленных конусов выноса, развивающихся с голоцена и до настоящего времени, мощность которых может превышать 20 м. Эти формы распространены приблизительно до отметки 2500 м абс., выше которой преобладают осадки в твердой фазе, и проявления массовых движений обломочного материала ограничиваются периодом снеготаяния. Это позволяет отнести данную область к опасным – подверженным риску массовых движений высокой интенсивности в зимнее время.

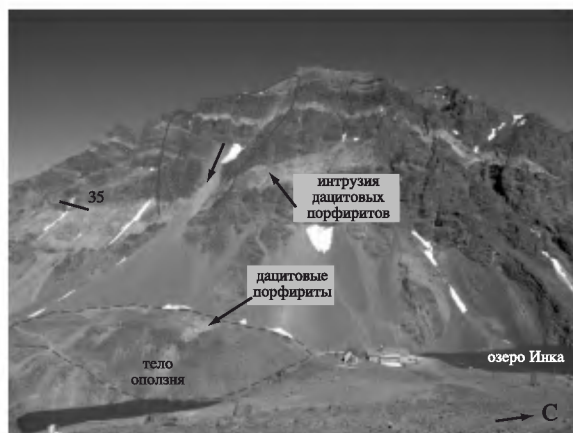


Рис. 8. Скальный оползень Портильо (32°50' ю.ш., 70°07' з.д., 2800 м над у.м.)

Западная часть тела оползня расположена у подножья западного борта долины. Дацитовые порфириты, входящие в состав оползня, обнаружены в коренном залегании только в виде пластовой интрузии, выходящей в западной стенке (по [62]). Стрелкой показано направление смещения материала

Примером другого вида опасных процессов может служить наводнение на р. Манфлас (бассейн верхнего течения р. Копьяпо), имевшее место 14 мая 1985 г. [57]. Это катастрофическое событие было связано с формированием приледникового озера в долине р. Секо на отметках ~5200 м абс. и последующим порывом его воды.

В области развития семиаридного климата (северная часть центрального Чили) в период с 1915 по 1983 гг. зарегистрировано 110 случаев массовых движений грунта. Наибольшее их количество приходилось на период апрель–июль, когда подобные события случались почти каждый месяц. Основным фактором, контролирующим эти явления, служит интенсивность и частота выпадения осадков, а также крутизна склонов

[58]. Исследования морфогенетических условий, определяющих динамику флювиальных процессов в семиаридных условиях Чили [5], позволили установить пороговые значения энергии потоков для событий 1997 и 2004 гг. с учетом количества осадков, литологии пород и уклонов. При анализе погодных условий, соответствовавших данным событиям, установлено, что они совпадали с выпадением аномального количества осадков, что объяснялось блокировкой Тихоокеанской системы высокого атмосферного давления со стороны континента и проникновением влагонесущих южных холодных фронтов [31, 58–60].

В рассматриваемой области было изучено также несколько оползней скальных пород [12, 13, 61, 62]. В качестве примера можно указать позднеплейстоценовые оползни Батуко-Транкилья и Хоркера. Отложения последнего в настоящее время занимают площадь 16.77 км², их объем оценивается в 2.5 км³, максимальная дальность перемещения обломков – 10.25 км. Скальный оползень Портильо (рис. 8), возраст которого предположительно считается позднеплейстоцен–голоценовым, занимает площадь 4.82 км², объем пород определяется в 1.1 км³, максимальная дальность выброса обломков – 7.8 км.

5. Анды между 33 и 35° ю.ш.

Данная область характеризуется субтропическим климатом засушливого или средиземноморского типа, густо и глубоко расчлененным рельефом, снеговым и дождевым питанием рек и древесно-кустарниковой растительностью. Все это создает необходимые условия для возникновения массовых движений грунта на склонах, однако здесь они носят менее опасный характер, чем в выше рассмотренной области Норте-Чико. Интенсивность массовых движений увеличивается с севера на юг, в соответствии с ростом осадков в том же направлении, однако повышение плотности растительного покрова оказывает сдерживающий эффект, как можно видеть на примере склонов долин рек Аконкагуа, Мапочо и Майпо. Особенности этой высокогорной области, заключающиеся в наличии ледников и многолетней мерзлоты, обуславливают развитие более сложного комплекса морфогенетических процессов (например, связанных с динамикой абляции) по сравнению с более северными участками. Поэтому ее

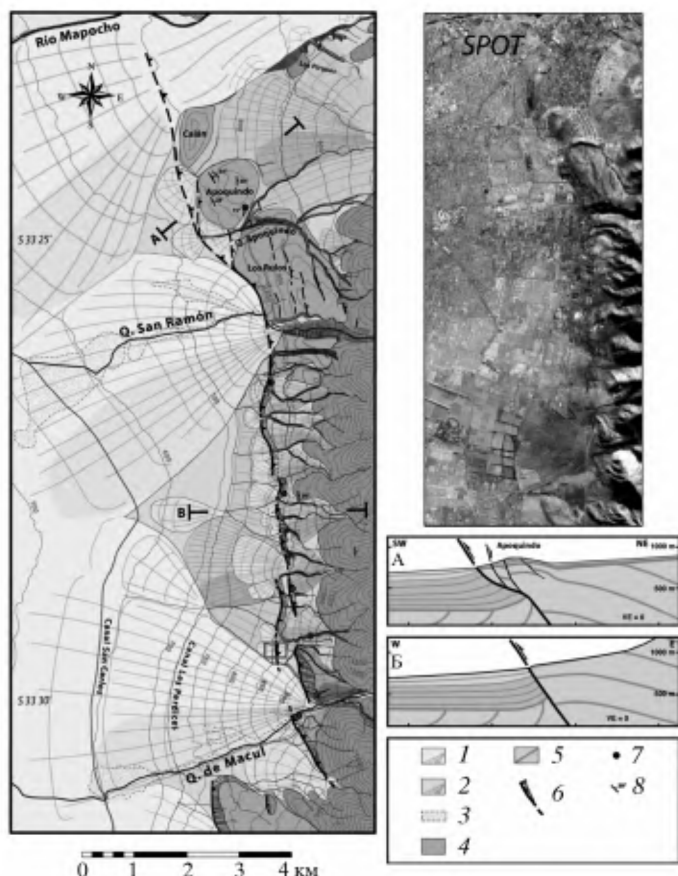


Рис. 9. Грязевые и грязекаменные потоки и оползни в предгорьях в восточной части г. Сантьяго (33°26' ю.ш., 70°31' з.д., 800 м над у.м.)

Карта и спутниковое изображение (SPOT) покрывают одну и ту же площадь. Разрезы А и Б, положение которых обозначены на карте, дают предположительную интерпретацию геологической структуры. Разлом Сан-Рамон проходит у подножия протяженного субмеридионального уступа, к востоку от которого поверхность предгорной равнины приподнята и прорезана водотоками. Наиболее глубоко расчлененные возвышенности (cerros) Калан, Апокинди и Лос-Рулос соответствуют антиклинальной структуре, сложенной раннечетвертичными отложениями с выходами в ядре коренных пород формации абанико и, возможно, осложненной второстепенными надвигами; последние наиболее четко выражены в поднятии Апокинди (профиль А). Пологонаклонная предгорная равнина, приподнятая в центральной части участка (профиль Б) сложена средне-позднеплейстоценовым аллювием с линзами вулканического пепла, которые коррелируются с игнимбритами пудауэль. Карта составлена в м-бе 1:25000 на основе цифровой модели рельефа (DEM) м-ба 1:5000 [66] и привязана к Всемирной географической системе координат (GEOREF).

Аллювий и пролювий: 1 – современный (голоценовый), 2 – средне- и позднечетвертичный; 3 – селя 1993 г.; 4 – раннечетвертичные и более древние рыхлые отложения; 5 – коренные породы (третичная формация абанико); 6 – уступы надвигов и сбросов (наблюдаемые – сплошная линия, предполагаемые – пунктир); 7 – выходы вулканических пеплов; 8 – простираение и падение пластов

перигляциальные районы могут рассматриваться как потенциально опасные. Следы таких процессов в прошлом являются конус выноса в долине Ерба-Лока и грязекаменные потоки в долине р. Есо. Отложения скальных оползней, датируемых голоценом, занимают сейчас площадь 15.78 км², их объем оценивается в 4.3 км³, а максимальная дальность выброса обломков – 7.6 км [11, 12, 38]. Еще один пример лавинного конуса выноса описан в Термас-дель-Флако.

Среди других генетических факторов, обуславливающих процессы этого типа в Андах, выделяются сейсмические явления, провоцирующие скальные оползни и об-

валы. Именно с ними связаны катастрофические явления в долине Майпо в Центральном Чили, которые вызвали подпруживание р. Есо [12, 15, 63] у возвышенности Месон-Альто.

Особого упоминания заслуживают грязекаменные потоки, связанные с аномальными гидрометеорологическими условиями [4], характерные для большей части Центрального Чили [47]. Например, в районе Сантьяго в предгорьях, согласно некоторым авторам [12, 24, 28, 63–67], для возникновения подобных явлений достаточно, чтобы количество осадков превысило пороговую величину 60 мм/сут., что случалось в этом районе в течение исторического времени достаточно регулярно. Образующиеся потоки обладают хорошей текучестью благодаря высокому содержанию в них воды (более 60%), однако они имеют достаточную плотность, которая позволяет транспортировать глыбы весом более 20 т со скоростью близкой к 5 м/с. При этом в верховьях происходит удаление отложений многочисленными мелкими водотоками от подножия склонов и оползание с крутых склонов вышележащих пород, отличающихся сильной раздробленностью (рис. 9). Такие оползни (mudslides) были зарегистрированы в 1945, 1949, 1953, 1962, 1980, 1982, 1986, 1987, 1991, 1993, 2004 и в 2005 гг. [66].

29 ноября 1987 г. в местечке Эстеро-Паррагирре лавина вызвала сель, причинивший большие убытки в долине р. Колорадо, протекающей через столицу Чили Сантьяго. Событие Паррагирре началось как скальный оползень объемом около 6 млн. м³, который быстро трансформировался в каменную (обломочную) лавину. На протяжении 5 км от точки зарождения лавина преобразовалась в грязекаменный поток (сель) благодаря таянию включенного в нее ледникового и сегрегационного льда. Высота фронтальной волны селя достигала 20–30 м. В качестве возможных факторов, способствовавших возникновению этой лавины, указывались необычайно обильные снегопады зимой 1987 г. и высокая скорость снеготаяния в ноябре. Возможно, некоторую роль сыграло и наличие разлома, возникшего в результате землетрясения 1985 г. [6, 12, 13, 68–70].

Для этой территории характерны скальные оползни [12, 13]. В качестве примера можно также указать на позднплейстоценовый обвал-оползень Эль-Инхеньо, площадь отложений которого в настоящее время составляет 16.11 км², объем оценивается в 4.4 км³, а максимальная дальность выброса обломков достигала 6.5 км.

6. Анды между 35 и 37° ю.ш.

Область отличается субтропическим климатом, снеговым питанием рек, средней или большой густотой расчленения рельефа и преимущественно лесной растительностью. С уменьшением высот горных хребтов Анд убывает и площадь горного оледенения. В этих условиях массовые движения грунта возникают в основном на участках выходов механически слабых пород после выпадения обильных интенсивных осадков. С учетом этих характеристик район может рассматриваться как потенциально опасный выше границы леса (~2000 м). Частота проявления массовых движений колеблется в широких пределах, и в целом территория на отметках между 1000 и 2000 м абс. может оцениваться как подверженная слабому риску массовых движений.

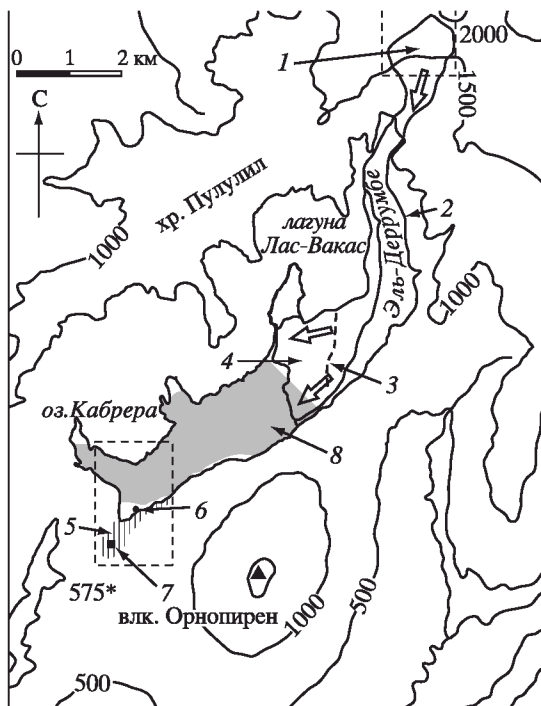
7. Анды между 37 и 42° ю.ш.

Территория обладает влажным субтропическим климатом, покрыта густыми лесами; питание рек дождевое или нивально-дождевое, расчлененность рельефа слабая до умеренной. Сохранение достаточно плотного растительного покрова не благоприятствует развитию массовых движений грунта на склонах. Однако в настоящее время сведение лесов создает условия для развития нежелательных склоновых процессов [71, 72].

Рис. 10. Оползень и грязекаменные потоки на вулкане Яте ($41^{\circ}45'$ ю.ш., $72^{\circ}23'$ з.д., 2110 м над у.м.)

Карта СЗ сектора вулкана и оз. Кабрера показывает распространение крупнейших грязекаменных потоков исторического времени, изменения береговой линии оз. Кабрера в результате оползня 1965 г. и площадь, подвергшуюся разрушениям в результате вызванного оползнем цунами [75].

1 – ниша отрыва; границы: 2 – распространения и отложения осадков в 1965 г., 3 – отложений 2001 г.; 4 – обширный конус выноса древнее 1965 г.; 5 – территория, полностью разрушенная цунами; 6 – место наблюдавшегося стока из озера; 7 – поселок; 8 – акватория озера до 1965 г. Контурные стрелки – направление движения обломочных масс



Имеются сведения об оползнях, вызванных сейсмическими явлениями, например, землетрясением 1960 г. в южной части страны. Последнее спровоцировало крупный оползень в долине р. Сан-Педро в окрестностях г. Вальдивия, хорошо видимый на аэрофотоснимке 1960 г. и на генерализованном изображении этой территории в космической мозаике Google Earth [13, 71, 73, 74].

Иначе обстоит дело с лахарами и связанными с ними оползнями и грязекаменными потоками. Эту разновидность массовых движений можно проиллюстрировать на примере событий, происходивших в декабре 1870 г., июле 1896 г. и в 2001 г. [32, 75]. Все эти случаи имели место на северном, несущем ледники, склоне вулкана Яте и были связаны с аномальными гидрометеорологическими условиями. Массы грунта, перемещенные в направлении р. Бланко и залива Релонкави, имели мощность более 15 м (рис. 10).

8. Анды между 42 и 46° ю.ш.

Данная область отличается умеренным океаническим климатом, питанием рек за счет талых и дождевых вод, умеренной (до сильной) степенью расчленения рельефа; преобладанием лесной растительности. Хотя абсолютные высоты хребтов Анд здесь существенно меньше, чем далее к северу, климатические условия способствовали формированию не только флювиальных, но и гляциофлювиальных долин. Развитие массовых движений грунта замедляется здесь в связи с недостатком обломочного материала, который постоянно выносятся водотоками (особенно в период выпадения зимних дождей), принадлежащими в основном бассейнам рек Айсен и Палена. Эта территория может рассматриваться как область возможного риска, однако для более точной характеристики имеющейся информации недостаточно (рис. 11).

Землетрясение в районе фьорда Айсен 1 апреля 2007 г. ($M = 6.2$) вызвало сотни оползней, обвалов и т. п. в эпицентральной области, по берегам фьорда и в его окрестностях. Были отмечены многочисленные скальные оползни, обвалы, обломочные лавины, маломощные сплывы и грязекаменные потоки. Это землетрясение завершило собой серию более слабых толчков, продолжавшихся три месяца. Сейсмические явления были связаны с тектонической активностью по линии разлома Ликинье-Офки



Рис. 11. Оползни в районе фьорда Кинтупеу, Уайлауэ, область Лос-Лагос (42°10' ю.ш., 72°25' з.д., 10 м над у.м.)

(*Liquine-Ofqui* fault zone – LOFZ), основной разрывной структуры данного региона. Площади, захваченные оползнями, и их расстояние от эпицентра соответствуют, судя по имеющимся статистическим данным, ожидаемым от землетрясения подобной магнитуды, однако положение конкретных оползней на склонах в сильной степени контролировалось влиянием топографического фактора. Кроме того, выявляется пространственная приуроченность оползней к некоторым из крупных разломов, относящихся к зоне LOFZ. Землетрясение 2007 г. заставило по-новому оценить сейсмический риск и угрозу возникновения оползней в районе Айсен и в целом по зоне LOFZ, где до этого события при

строительстве городов и создании экономической инфраструктуры потенциальный риск вообще не принимался во внимание [76–78].

9. Анды к югу от параллели 46° ю.ш.

Область обладает умеренным океаническим климатом и умеренно расчлененным рельефом, преобладает лесная растительность. Однако здесь присутствуют и крупные ледники. В основном склоновые процессы сходны с наблюдаемыми в вышеописанной области, однако присутствие ледников создает возможность для проявления особого типа массовых движений, связанных с прорывом и спуском подпружных ледниковых озер. По Г.Н. Голубеву [14], это район вероятного риска. Интенсивность процессов плювиального генезиса оценивается как низкая, существенно уступающая таковой, обусловленной процессами, связанными с ледниками.

Заключение

Морфогенетический анализ массовых движений грунта на западном склоне Анд позволяет сделать вывод, что возникновение катастрофических процессов здесь определяется в основном аномальными гидрометеорологическими ситуациями, т. к. на большей части рассмотренной территории существуют геолого-геоморфологические условия, благоприятствующие возникновению подобных процессов (достаточно большая крутизна склонов, обилие обломочного материала, сейсмичность), что объясняется молодостью этой горной системы. К указанным геологическим предпосылкам в центральной части и на юге региона добавляется антропогенное воздействие, приводящее к деградации растительного покрова.

Между активизацией массовых движений на склонах и интенсивным выпадением осадков, в т.ч. связанным с явлением Эль-Ниньо, существует четкая корреляция. В частности, большинство массовых движений грунта на склонах территорий с климатом средиземноморского типа (между 27 и 46° ю.ш.) отмечено в зимние месяцы (с мая по август), когда происходит выпадение основной массы осадков. Крайний север страны (17–27° ю.ш.), где осадки выпадают летом, также обнаруживает подобную зависимость. Здесь отмечена взаимосвязь и с сейсмическими событиями. На крайнем

юге (южнее 46°), где осадки выпадают в течение всего года, какая-либо сезонность массовых движений не выражена.

В горной области Центрального Чили (32–35° ю.ш.) крупные скальные оползни и обвалы возрастом от плейстоцена до современности концентрируются в основном вдоль крупных геологических структурных линий. Судя по данным о скоростях перемещения обломочного материала и пространственном распределении обвалов и оползней, темпы денудации достигают здесь в среднем 0.1–0.06 мм/год и определяются они преимущественно тектоникой и геологическим строением, а не климатом [12].

Таким образом, опыт изучения склоновых процессов в Чили позволяет внести определенные коррективы в существующие положения теоретической и прикладной геоморфологии. В дальнейшем, во-первых, необходимо дать более точную количественную оценку риска возникновения каждого из рассмотренных типов катастрофических смещений материала на склонах и разработать эффективные меры, которые должны учитываться при землепользовании и планировании капиталовложений. Для этого необходимо также определить районы, наиболее опасные для обитания человека, и/или разработать меры для контроля и управления динамикой негативных процессов в уже заселенных районах. Во-вторых, следует более глубоко изучить потенциальные тренды развития естественных и антропогенных систем на фоне закономерностей изменения климата и проанализировать основные механизмы функционирования каждого из рассмотренных типов массовых движений на региональном и локальном уровнях. Опыт таких исследований, проведенных в достаточном временном масштабе, позволит создать теоретическую основу для разработки рекомендаций, направленных на сокращение рисков, связанных с функционированием специфических экосистем Анд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fairbridge R. The Encyclopedia of Geomorphology // Encyclopedia of Earth Sciences Series. New York: Reinhold, 1968. V. III. 1295 p.
2. Whittow J. The Penguin Dictionary of Physical Geography. London: Penguin Books, 1984. 591 p.
3. Allison R., Brunsden D. Some mudslide movement patterns // Earth Surface Processes and Landforms. 1990. V. 15. P. 297–311.
4. Castro C., Cereceda P., Marzol V. et al. Condiciones geográficas de los procesos aluvionales en las cuencas en torno a la bahía Cumberland, Robinson Crusoe, Archipiélago de Juan Fernández, Chile // Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas. 1995. P. 231–140.
5. Novoa J., Castillo R., Viada J. Morfogénesis aluvional en ambientes semiáridos // Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas. 1999. P. 88–95.
6. Evans S., Scarascia G., Strom A. et al. Landslides from massive rock slope failure and associated phenomena // Landslides from Massive Rock Slope Failure. NATO Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences. Netherlands: Springer. 2006. V. 49. P. 3–52.
7. Varnes D. Landslide types and processes / Landslides and Engineering Practice // Highway Research Board special report. 1958. V. 29. P. 20–47.
8. Varnes D. Landslide types and processes / Landslide Analysis and Control // Transportation Research Board Special Report 176. Washington DC: National Academy of Sciences. 1978. P. 11–33.
9. Flageollet J., Maquaire O., Martin B., Weber D. Landslide and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France) // Geomorphology. 1999. V. 30. P. 65–78.
10. Jibson R. Use of landslides for paleoseismic analysis // Engineering Geology. 1996. V. 43(4). P. 291–323.
11. Dirección Meteorológica de Chile. Climas de Chile. 2005. <http://www.meteochile.cl/climas/climas.html>.
12. Antinao J., Gosse J. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution // Geomorphology. 2009. V. 104. P. 117–133.

13. *Larsen I., Montgomery D., Korup O.* Landslide erosion controlled by hillslope material // *Nature Geoscience*. 2010. V. 3. P. 247–251.
14. *Golubev G.* Avalanchas y corrientes de barro en Chile // *Informaciones Geográficas*. 1966. P. 31–74.
15. *Ruiz M.* Situaciones de Riesgo por Movimientos de Masas en Laderas del río Yeso, Región Metropolitana. Memoria Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago. 1983. 76 p.
16. *Herrera F.* Geomorfología del sector Nacimiento-Tijeral // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1991. P. 18–22.
17. *Jaquie E.* Geomorfología del curso inferior del río Bio-Bío a la altura de Santa Juana // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1991. P. 28–35.
18. *Hauser A.* Remociones en Masa en Chile // *SERNAGEOMIN Boletín*. 1993. V. 45. 75 p.
19. *Quintanilla V.* Identificación de procesos y riesgos en ecosistemas andinos del Maipo superior // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1993. P. 46–52.
20. *Subiabre A., Rojas C., Arias P., Cavul M.* La Carretera Austral entre caleta Gonzalo y La Junta y sus sectores de riesgo // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1993. P. 70–73.
21. *Subiabre A., Rojas C.* Los sectores de riesgo en el área norte del lago Ranco, X Región // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1995. P. 300–302.
22. *Mardones M., Jaquie E.* Geomorfología aplicada al ordenamiento del territorio // *IV Congreso Internacional Ciencias de la Tierra*, Santiago. 1996. P. 137–165.
23. *Ferrando F.* Hidrología y riesgos del gasoducto Mejillones-Paposo: zona árida del Norte de Chile // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1997. P. 389–403.
24. *Sepúlveda S., Rebolledo S., Vargas G.* Recent catastrophic debris flows in Chile: geological hazard, climatic relationships and human response // *Quaternary International*. 2006. V. 158. P. 83–95.
25. *Haug E., Kraal E., Sewall J. et al.* Climatic and geomorphic interactions on alluvial fans in the Atacama Desert, Chile // *Geomorphology*. 2010. V. 121. P. 184–196.
26. *Ferrando F., Moreno H.* Contribución al análisis y prevención de las amenazas sísmicas y volcánicas, y los riesgos asociados // *Anales Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 1995. P. 254–265.
27. *Bravo S.* Precipitaciones en la II Región Antofagasta y sus impactos negativos // *II Congreso Ciencias de la Tierra*. Santiago. 1992. P. 435–445.
28. *Garreaud R., Rutllant J.* Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991–1993 // *Atmósfera*. 1996. V. 9. P. 251–271.
29. *Vargas G., Ortlieb L., Rutllant J.* Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur // *Revista Geológica de Chile*. 2000. V. 27(2). P. 157–176.
30. *Muñoz O.* Quebrada de Macul: un factor de desequilibrio físico en la comuna de La Florida // *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. 1990. V. 43. P. 103–134.
31. *Corvalán N., Kovacic I., Muñoz O.* Quebrada de Macul: el aluvión del 3 de mayo de 1993, causas y consecuencias // *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. 1997. V. 42. P. 139–167.
32. *Hauser A.* Flujos aluvionales de 1870 y 1896 ocurridos en la ladera norte del volcán Yates, X Región: su implicancia en la evaluación de riesgos naturales // *Revista Geológica de Chile*. 1985. V. 25/26. P. 125–133.
33. *Montgomery D., Balco G., Willett S.* Climate, tectonics, and the morphology of the Andes // *Geology*. 2001. V. 29(7). P. 579–582.
34. *Espinosa G., Hajek E., Fuentes E.* Distribución geográfica de los deslizamientos de tierras asociados a desastres en Chile // *Ambiente y Desarrollo*. 1985. V. 1(2). P. 81–90.
35. *Abele G.* Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos // *Revista de Geografía Norte Grande*. 1984. V. 11. P. 17–30.
36. *Paskoff R.* Atlas de las Formas del Relieve de Chile. Santiago: Insituto Geográfico Militar, 1996. 288 p.
37. *Clavero J., Sparks R., Huppert H., Dade W.* Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile // *Bul. of Volcanology*. 2002. V. 64. P. 40–54.
38. *Andrade S., Van Wyk de Vries B.* Structural analysis of the early stages of catastrophic stratoVolcano flank-collapse using analogue models // *Bul. of Volcanology*. 2010. V. 72. P. 771–789.
39. *Pinto L., Hérail G., Sepúlveda S., Krop P.* A Neogene giant landslide in Tarapacá, northern Chile: a signal of instability of the westernmost Altiplano and palaeoseismicity effects // *Geomorphology*. 2008. V. 102. P. 532–541.

40. *Strasser M., Schlunegger F.* Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: the 'Lluta collapse', northern Chile // *Intern. Journ. of Earth Science*. 2005. V. 94. P. 433–446.
41. *Kober F., Schlunegger F., Zeilinger G., Schneider H.* Surface uplift and climate change: the geomorphic evolution of at the western escarpment of the Andes of northern Chile between the Miocene and present // *Tectonics, Climate and Landscape evolution. GSA Special Paper*. 2006. P. 75–86.
42. *Schlunegger F., Zeilinger G., Kounov A. et al.* Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S) // *Terra Nova*. 2006. V. 18. P. 217–223.
43. *Korup O., Densmore A., Schlunegger F.* The role of landslides in mountain range evolution // *Geomorphology*. 2010. V. 120. P. 77–90.
44. *Francis P., Gardeweg M., Ramirez C., Rothery D.* Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa Volcano, northern Chile // *Geology*. 1985. V. 13. P. 600–603.
45. *Naranjo J., Paskoff R.* Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21°S) // *IV Congreso Geológico Chileno*. 1985. V. 4. P. 149–165.
46. *Francis P., Wells G.* Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes // *Bul. of Volcanology*. 1988. V. 50(4). P. 258–278.
47. *Hauser A.* Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas // *Revista Geológica de Chile*. 1985. V. 24. P. 75–92.
48. *Davies T., McSaveney M., Kelfoun K.* Runout of the Socompa volcanic debris avalanche, Chile: a mechanical explanation for low basal shear resistance // *Bul. of Volcanology*. 2010. V. 72(8). P. 933–944.
49. *Wadge G., Francis P., Ramirez C.* The Socompa collapse and avalanche event // *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 1995. V. 66 (1). P. 309–336.
50. *Van Wyk de Vries B.* A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche // *Journ. of Volcanology and Geothermal Research*. 2001. V. 105(3). P. 225–247.
51. *Kelfoun K., Druitt T.* Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile // *Journ. of Geophysical Research*. 2005. V. 110 (B12). P. 1–13.
52. *Kelfoun K., Druitt T., Van Wyk de Vries B., Guilbaud M. — N.* Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile // *Bul. of Volcanology*. 2008. V. 70(10). P. 1169–1187.
53. *Sosio R., Crosta G., Hungr O.* Numerical modeling of debris avalanche propagation from collapse of volcanic edifices // *Landslides*. 2011. DOI 10.1007/s10346-011-0302-8.
54. *Naranjo J., Francis P.* High velocity debris avalanche at Lastarria Volcano in the north Chilean Andes // *Bul. of Volcanology*. 1987. V. 49. P. 509–514.
55. *Legros F.* The mobility of long-runout landslides // *Engineering Geology*. 2002. V. 63 (3–4). P. 301–331.
56. *Stern Ch.* Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting // *Revista geológica de Chile*. 2004. V. 31(2). P. 161–206.
57. *Peña H., Cáceres F.* Análisis del aluvión de mayo de 1985 del río Manflas, cuenca del río Copiapó // *VIII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica*. 1987. V. 2. P. 1–14.
58. *Conte A.* Vulnerabilidad de los valles agrícolas Elqui, Limari y Choapa ante Eventos Catastróficos. Memoria Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago: 1985. 183 p.
59. *Mauro A.* Sistemas atmosféricos vinculados a extremos meteorológicos y su relación con desastres naturales ocurridos en Chile Central. Análisis de casos // *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. 1998. V. 43. P. 23–29.
60. *Young G., Zavala H., Wandel J. et al.* Vulnerability and adaptation in a dryland community of the Elqui Valley, Chile // *Climatic Change*. 2010. V. 98. P. 245–276.
61. *Rivano S., Sepúlveda P., Boric R., Espiñeira P.* Mapa Geológico de la Hoja Quillota-Portillo (escala 1:250.000), V Región de Valparaíso. Carta geológica de Chile. V. 73. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, 1993.
62. *Welkner D., Eberhardt E., Hermanns R.* Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modelling approach // *Engineering Geology*. 2010. V. 114. P. 278–297.
63. *Borde J.* Les Andes de Santiago et leur Avant-pays. Burdeos: 1966. 559 p.
64. *Naranjo J., Varela J.* Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de mayo de 1993. Boletín 47. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, 1996. 42 p.
65. *Sepúlveda S., Padilla C.* Rain-induced debris and mudflow triggering factors assessment in the Santiago cordillera foothills, Central Chile // *Natural Hazards*. 2008. V. 47. P. 201–215.

66. *Armijo R., Rauld R., Thiele R. et al.* The west Andean thrust, the San Ramón fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics* 29, TC2007(2010) doi:10.1029/2008TC002427
67. *Lara M., Sepúlveda S.* Landslide susceptibility and hazard assessment in San Ramón Ravine, Santiago de Chile, from an engineering geological // *Approach Environmental Earth Science*. 2010. V. 60. P. 1227–1243.
68. *Cassassa G., Marangunic C.* The 1987 Río Colorado rockslide and debris flow, Central Andes, Chile // *Bul. Ass. Eng. Geol.* 1993. V. 30. P. 321–330.
69. *Hauser A.* Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguirre and Río Colorado, Región Metropolitana, Chile / *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms* // *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.* 2002. V. 5(15). P. 135–148.
70. *Petrakov D., Chernomorets S., Evans S., Tutubalina O.* Catastrophic glacial multi-phase mass movements: a special type of glacial hazard // *Advances in Geosciences*. 2008. V. 14. P. 211–218.
71. *Veblen Th., Ashton D.* Catastrophic influences on the vegetation of the Valdivian Andes, Chile // *Vegetatio*. 1978. V. 36(3). P. 149–167.
72. *Andreoli A., Comiti F., Lenzi M.* Characteristics, distribution and geomorphic role of large woody debris in a mountain stream of the Chilean Andes // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2007. V. 32. P. 1675–1692.
73. *Davis S., Karzulovic J.* Deslizamientos en el valle del río San Pedro, provincia de Valdivia, Chile // *Universidad de Chile, Instituto de Geología. Publ.* 20. 1961. P. 53–108.
74. *Tazieff H.* Interprétation des glissements de terrain accompagnant le grand séisme du Chili. Liège: *Bul. Soc. Géologique Belge*, 1960. P. 374–384.
75. *Watt S., Pyle D., Naranjo J., Mather T.* Landslide and tsunami hazard at Yate Volcano, Chile as an example of edifice destruction on strike-slip fault zones // *Bul. Volcanology*. 2009. V. 71. P. 559–574.
76. *Sepúlveda S., Serey A., Lara M. et al.* Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia // *Landslides*. 2010. V. 7. P. 483–492.
77. *Delgado J., Garrido J., López-Casado C. et al.* On far field occurrence of seismically induced landslides // *Engineering Geology*. 2011. V. 123. P. 204–213.
78. *Légrand D., Barrientos S., Bataille K. et al.* The fluid-driven tectonic swarm of Aysén Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw=6.1 and Mw=6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone // *Continental Shelf Research*. 2011. V. 31. P. 154–161.

Университет Ла Серена, Чили
 Каф. прикладных физико-геогр. программ

Поступила в редакцию
 24.04.2012

MORPHOGENESIS BY MASS MOVEMENTS IN WESTERN ANDES (CHILE)

J.E. NOVOA JEREZ

Summary

Numerous examples of mass movements on slopes of western Andes and related landforms are analyzed. Regionalization of the country is fulfilled, taking into account climatic and hydrologic factors. 9 regions were distinguished with more or less similar physical-geographical conditions for mass movements development. Recommendations are suggested concerning future investigations in the field of mass movements risk under the rising anthropogenic impact.