ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ԶԵԿՈՒՅՑՆԵՐ
ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
XXXVIII 1964 2

ГЕОМЕХАНИКА

Г. И. Тер-Степанян

# О механизме образования загиба голов пластов*

(Представлено академиком АН Армянской ССР И. Г. Магакьяном 14/IX 1963)

1. Загиб голов пластов горных пород представляет собой широкораспространенное явление, с которым встречаются в областях, сложенных складчатыми горными сооружениями. Это явление заключается в крючкообразном изгибании голов круто падающих пластов вниз по склону. Характерным признаком этого вида деформации является постепенный переход деформированных участков в подстилающие ненарушенные круто падающие пласты.

Иногда геологи ищут объяснение загибу голов пластов в тектонических процессах — в образовании складчатости, которая позже была срезана денудацией примерно по оси складки. Подобные допущения усложняют представление о геологическом строении и могут привести к ошибочным выводам в отношении тектоники местности.

Загиб голов пластов относится к большой группе еще недостаточно дифференцированных медленных гравитационных движений на склонах. К этой группе относятся также описанные различными авторами явление сдвига в долину, пластические оползни, медленное оползание, образование плойчатой слоистости, движение наносов и многие другие проявления ползучести склонов.

Ход процесса загиба голов пластов и характер возникающих деформаций зависят от времени и ряда факторов, определяющих напряженное состояние склона и реологические свойства пород. Среди них выделяются: мощность покровных образований, высота и крутизна склона и тип слагающих его пород. Загиб голов пластов протекает весьма медленно; это время может измеряться сотнями и тысячами лет. Поэтому должны существовать условия, содействующие не только образованию этих деформаций, но и их сохранению. Морские трансгрессии, понижение базиса эрозии, энергичная денудация и т. п.— все эти процессы ведут к уничтожению поверхностных толщ, могущих содержать деформированные пласты. Поэтому их отсутствие в геологическом разрезе или обнажении

* Доклад на XIV Международном коллоквиуме по геомеханике в сентябре 1963 г. в Зальцбурге (Австрия).

еще не указывает, что не было условий, в которых мог бы образоваться загиб голов пластов.

2. Если мощность наносных покровных образований на склоне невелика, то механизм образования загиба голов пластов связывается с движением поверхностного плаща. Как известно, в расположенной у поверхности склона толще горных пород, в пределах активной зоны выветривания, происходят медленные гравитационные движения, вызванные сезонными изменениями температуры, влажности и фазового состояния поровой воды. Такие движения покровной толщи носят различные названия — почвенная солифлюкция, сезонная ползучесть, движение наносов, поверхностная ползучесть и др. С глубиной амплитуда колебаний перечисленных факторов убывает, соответственно уменьшается и градиент скорости этих движений.

Если мощность покровных рыхлых пород меньше, чем глубина активной зоны сезонных колебаний, то головы круто падающих коренных пород находятся в сфере влияния указанных сезонных факторов, и продукты выветривания коренных пород в процессе поверхностной ползучести увлекаются вниз по склону. В протекании этого процесса основное значение имеют не столько сезонные колебания напряженного состояния, сколько сезонные изменения сопротивления грунта. Образующийся этим путем загиб голов пластов переходит в расположенную над ним область поверхностной ползучести рыхлых отложений склона.

3. Если мощность покровного слоя на склоне превышает глубину активной зоны выветривания, то сезонные движения поверхностного плаща не могут иметь отношения к загибу голов пластов. В этом случае действует другой механизм образования загиба голов. Такого рода деформация представляет собой проявление широко распространенного в горных странах процесса глубинной ползучести склонов. Она является результатом длительного воздействия касательных напряжений, величина которых недостаточна для того, чтобы вызвать быстро протекающее обрушение при срезе, но достаточна для того, чтобы вызвать медленные деформации ползучести.

Вид и скорость деформации сдвига грунта определяются значениями коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $\operatorname{tg}\theta$, представляющего собой отношение касательных напряжений $\tau$, действующих на площадку деформирования к величине приведенных эффективных нормальных напряжений $H + \sigma'$, действующих на ту же площадку (*)

$$\operatorname{tg}\theta = \frac{\tau}{H + \sigma'} = \frac{\tau}{H + \sigma - u}, \qquad (1)$$

где

$$H = c' \operatorname{ctg}\varphi', \qquad (2)$$

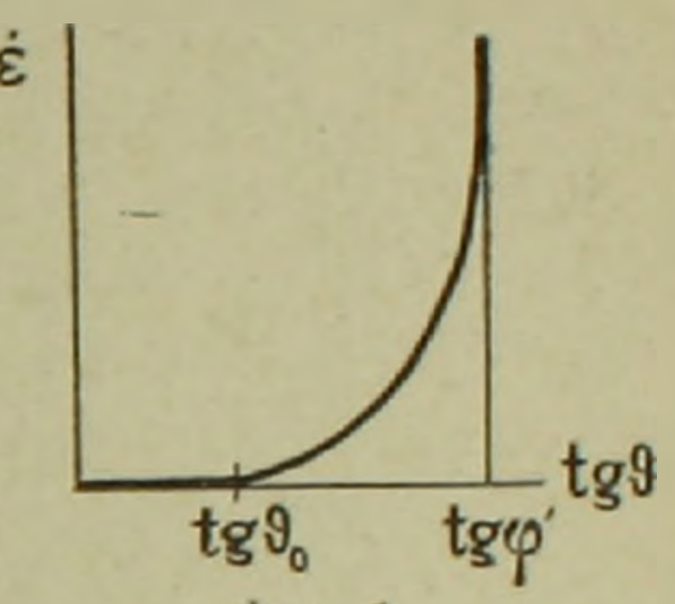
$c'$ и $\varphi'$ — параметры полного сопротивления сдвигу $\tau_f$, выраженного через эффективные напряжения,

$$\tau_f = c' + \sigma' \operatorname{tg}\varphi', \qquad (3)$$

$\sigma$—нормальные напряжения, действующие на площадку деформирования, и

$u$—поровое давление.

Зависимость между величиной коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $\operatorname{tg}\vartheta$ и скоростью относительной деформации $\dot{\varepsilon}$, достигнутой к определенному времени после приложения касательных напряжений, мы приближенно выражаем степенной кривой (фиг. 1):



Фиг. 1.

$$\dot{\varepsilon} = \lambda (\operatorname{tg}\vartheta - \operatorname{tg}\vartheta_0)^n, \qquad (4)$$

где $\lambda$—коэффициент текучести грунта;

$$\lambda = \frac{H + \sigma'}{\eta}, \qquad (5)$$

$\eta$—коэффициент вязкости грунта;

$\operatorname{tg}\vartheta_0$—наибольшее значение коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу, при котором еще не происходит деформации ползучести.

Величина коэффициента вязкости грунта $\eta$ увеличивается со временем и зависит от напряженного состояния грунта. При $n = 1$ и $\eta = \text{const}$ уравнение (4) соответствует Бингамову телу.

При небольшой длительности действия касательных напряжений грунт может находиться в одной из следующих трех фаз, в зависимости от величины коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу:

фаза жесткости, при $0 < \operatorname{tg}\vartheta < \operatorname{tg}\vartheta_0$; здесь длительных деформаций не происходит;

фаза ползучести, при $\operatorname{tg}\vartheta_0 < \operatorname{tg}\vartheta < \operatorname{tg}\varphi'$; здесь деформации ползучести происходят с убывающей скоростью, так как по уравнениям (4) и (5) при увеличении $\eta$ уменьшаются $\lambda$ и $\dot{\varepsilon}$;

фаза пластичности, при $\operatorname{tg}\vartheta = \operatorname{tg}\varphi'$; здесь удовлетворяется условие пластичности Мора—Терцаги (уравнение 3).

При большой длительности действия касательных напряжений фаза ползучести переходит в фазу жесткости или в фазу пластичности.

4. Тело склона является неравномерно напряженным. Соответственно в нем наблюдается сложное распределение значений коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $\operatorname{tg}\vartheta$. С другой стороны, в зависимости от степени выветрелости породы и ее реологических свойств, распределение значений порога $\operatorname{tg}\vartheta_0$ также является неравномерным. Существенным является соотношение между величинами $\operatorname{tg}\vartheta$ и $\operatorname{tg}\vartheta_0$ в каждой точке тела склона. В зависимости от состояния напряжений в теле склона могут быть выделены зоны, в которых грунт находится в одной из указанных трех фаз: жесткости, ползучести и..и пластичности. Границы этих зон не являются постоянными, а изменяются в зависимости от колебаний напряженного состояния и от времени.

Сравнительно простым случаем является ползучесть покровного слоя, залегающего на плоской, параллельной склону поверхности контакта с коренными породами. Этот случай называется плоскостной глубинной ползучестью склона.

Если мощность изучаемого слоя невелика по сравнению с высотой склона, то можно пренебречь влиянием концевых участков и ввести упрощающее представление о плоском откосе бесконечной длины, обладающим одинаковым вертикальным разрезом в любом месте склона. Величина коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу в этом случае составит (*)

$$\operatorname{tg}\theta = \frac{p_z \sin\beta}{H - u + p_z \cos\beta}. \qquad (6)$$

где $p_z$ — полное вертикальное напряжение, действующее на параллельную откосу площадку, и

$\beta$ — угол наклона склона.

Из уравнения (6) можно видеть, что величина мобилизованного сопротивления сдвигу с глубиной увеличивается; соответственно увеличивается и деформация сдвигу. Границы зон параллельны склону.

Скорость плоскостной глубинной ползучести покровного слоя мощностью $h$ определяется из выражения

$$v = \int_{h_r}^{h} \lambda (\operatorname{tg}\theta - \operatorname{tg}\theta_0)^n \, dz,$$

где $h_r$ — положение нижней границы зоны жесткости.

Градиент скорости этих движений в однородных грунтах возрастает с глубиной и при плоскостной глубинной ползучести достигает своего максимума на контакте с коренными породами.

При переходе в подстилающие плотные коренные породы все величины, входящие в формулу скорости глубинной ползучести изменяются. Коэффициент вязкости $\eta$ материала увеличивается на несколько порядков, и хотя величина $H$ (уравнение 2) также увеличивается, в общем коэффициент текучести $\lambda$ существенно уменьшается (уравнение 5). Вследствие увеличения $H$ уменьшается величина мобилизованного сопротивления сдвигу $\operatorname{tg}\theta$ (уравнение 1). В одних случаях $\operatorname{tg}\theta$ делается меньше $\operatorname{tg}\theta_0$, и в этих случаях не происходит длительных деформаций пород. В других случаях величина мобилизованного сопротивления сдвигу в верхних горизонтах коренных пород может превышать значение $\operatorname{tg}\theta_0$, и тогда будет происходить вековая глубинная ползучесть склона, скорость которой на несколько порядков ниже скорости ползучести покровного грунта. С глубиной величина $\operatorname{tg}\theta_0$ увеличивается вследствие ослабления влияния выветривания, и здесь при $\operatorname{tg}\theta = \operatorname{tg}\theta_0$ происходит затухание глубинной ползучести. Отсюда видно, что наибольшее значение вековой глубинной ползучести обнаруживают породы непосредственно у контакта с покров-

ными отложениями. Поэтому головы пластов изгибаются крючкообразно вниз по склону (фиг. 2).

Образующийся этим путем загиб голов пластов постепенно переходит в расположенную над ним область плоскостной глубинной ползучести склона. Примером такого сочетания может являться загиб голов выветрелых эльбогенских гранитов у Штирна на Карпатах.

5. Если мощность захваченного деформациями слоя соизмерима с высотой склона, то должна быть рассмотрена значительно более сложная задача распределения напряжений в коротком склоне.

Строгого аналитического решения этой задачи в замкнутом виде не существует, и для практических целей могут применяться численные методы, например метод конечных разностей, осуществляемый на электронных счетных машинах. Для качественного анализа могут также применяться методы фотоупругости.

В теле склона располагается область повышенных значений коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу. Там, где эта величина превышает $\operatorname{tg}\varphi_0$, образуется зона вековой глубинной ползучести склона. Если пласты коренных пород падают в глубь склона или стоят на головах, то внешним проявлением глубинной ползучести является загиб голов этих пластов. Такие явления отмечены во многих горных странах—на Кавказе, в Альпах, на Карпатах и др. Такой же механизм имеют и „гравитационные структуры" в долине р. Шаркратма в северо-восточной Фергане в Киргизии ([3]).

6. Особенностью механизма образования загиба голов круто падающих пластов является перераспределение касательных напряжений по поверхности деформирования. Допустим, что поверхность деформирования параллельна склону. Среднее касательное напряжение $\tau_a$ по параллельному склону сечения $AA$, расположенному на глубине $z$, составляет (фиг. 2)

$$\tau_a = [\gamma h + \gamma_r (z - h)] \sin\beta, \qquad (7)$$

где $\gamma$ и $\gamma_r$—объемный вес грунта и горной породы соответственно.

Эти касательные напряжения вызывают деформации ползучести различных пластов, пересекаемых поверхностью деформирования. Из условий непрерывности среды следует, что скорость деформирования любого пласта на всем протяжении поверхности деформирования должна быть одинаковой, если пренебречь его сжимаемостью. Так как жесткие $H$ и мягкие $W$ пласты характеризуются различными реологическими кривыми (фиг. 3), то отсюда следует, что касательные напряжения неравномерно распределяются по поверхности деформирования; при этом должно соблюдаться равенство

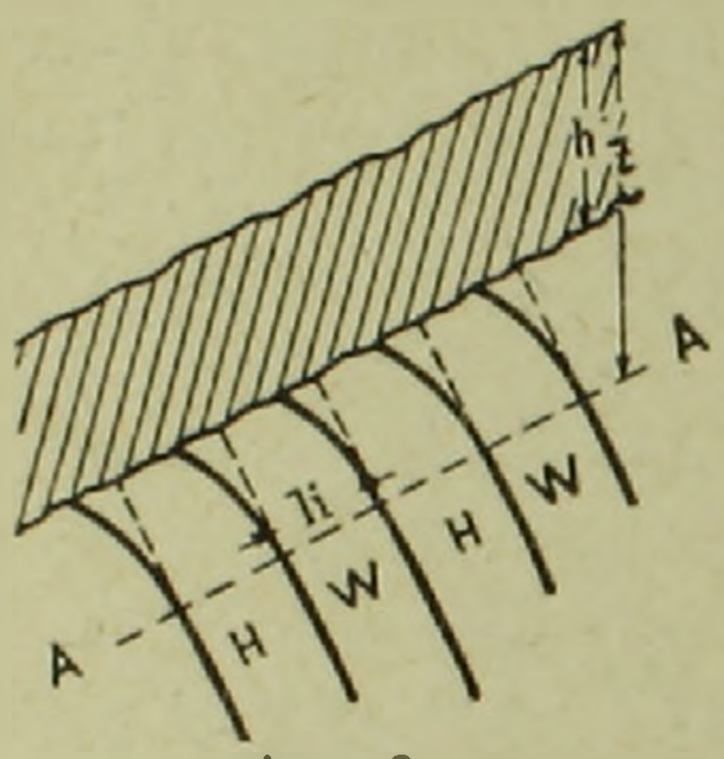
$$\tau_a \Sigma l_i = \Sigma \tau_i l_i,$$

где $\tau_i$ —касательное напряжение в $i$-том слое мощностью $l_i$.

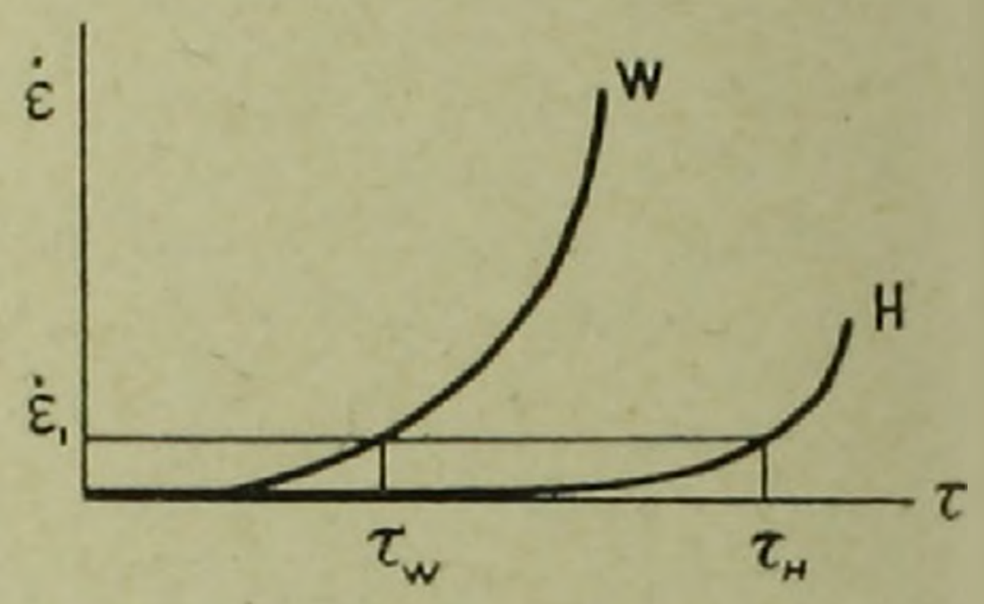
Вначале касательные напряжения концентрируются в жестких пластах и последовательно раскалывают их. Разрушение жестких

пластов вызывает соответствующее перераспределение касательных напряжений, в результате которого в работу вовлекаются более мягкие пласты. В дальнейшем в них развиваются длительные деформации ползучести. Если поверхность деформирования не параллельна склону, то выражение (7) принимает другой вид; однако перераспределение касательных напряжений происходит и в этом случае.

Особый интерес представляет сочетание оползней скальных пород с загибом голов подстилающих пластов. В теле склона, при усилении действия оползнеобразующих факторов возникают и разви-

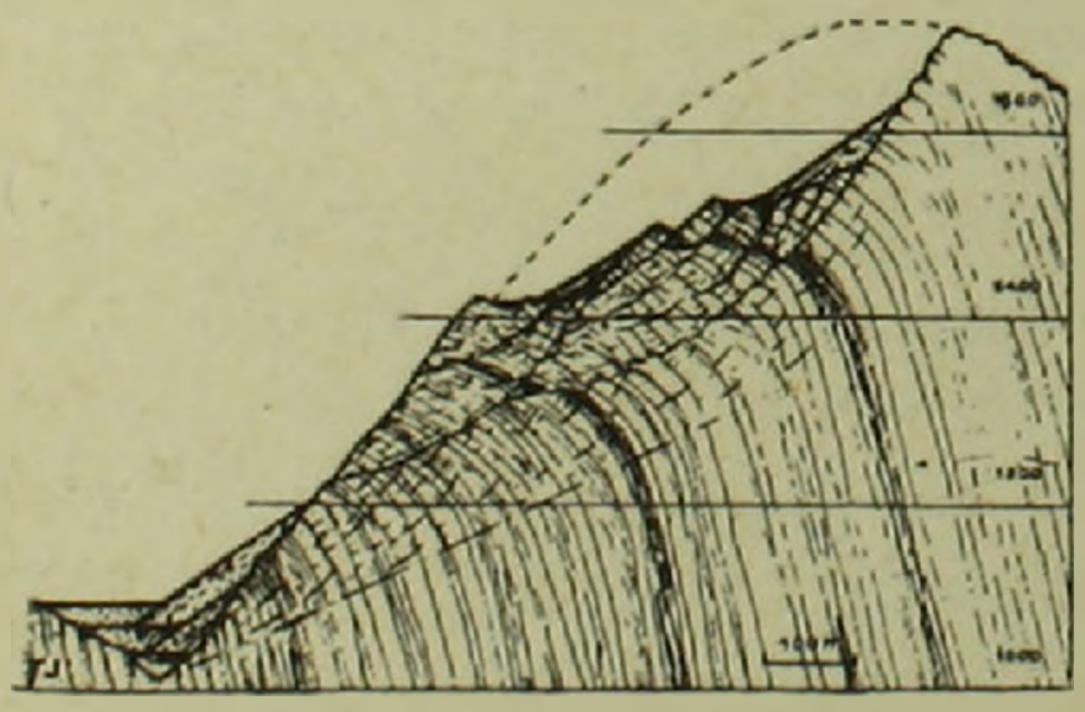



Фиг. 2.




Фиг. 3.

ваются островообразные зоны пластичности, приуроченные к потенциальной поверхности скольжения ([2]). Как выше, так и ниже этой поверхности происходят деформации ползучести круто падающих пластов коренных пород, в результате которых нормальная к плоскости деформирования прямая принимает *S*-образную форму. После того как на склоне происходит оползень, расположенные над поверхностью скольжения породы (верхняя часть буквы *S*) претерпевают новые, значительно большие по величине деформации и смещения, вследствие чего они теряют или существенно изменяют свою ориентацию. Наоборот, деформированные в процессе глубинной ползучести горные породы, расположенные ниже поверхности скольжения (нижняя часть буквы *S*), не изменяют своего положения, и возникший в них загиб голов пластов полностью сохраняется. Пример такого сочетания загиба голов пластов, расположенных ниже поверхности скольжения, и оползня пород, расположенных выше этой поверхности (фиг. 4), наблюдался в одной альпийской долине ([1]).



Фиг. 4.

7. Изложенные выше выводы имеют качественный характер. Для возможности количественного подхода к анализу загиба голов пластов необходимы результаты реологических исследований горных пород и изучение природного напряженного состояния склонов. Это позволит составить уравнения ползучести горных склонов и определить загиб голов расчетным методом.

Значительный интерес представляет обратная задача—определение реологических характеристик горных пород по результатам натурных измерений, используя, таким образом, природный феномен большого масштаба, в котором процесс протекал в течение геологического времени.

Институт геологических наук
Академии наук Армянской ССР

Գ. Ի. ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

## Շերտերի գլուխների կեռածռման մեխանիզմի մասին

*Լանջերի խորքային սողքի հետևանքով տեղի է ունենում լեռնային ապառների դիք շերտերի գլուխների կեռաձև ծռում։ Այդ դեֆորմացիաների բնույթը սահմանվում է ապրի մորթված դիմադրությամբ և ապառների ոկոլոգիական հատկություններով։ Նկարագրվում են լանջի մարմնում շերտերի գլուխների տարբեր ձևերի կեռածռման առաջացման մեխանիզմը և նրանց զուգակցություն ծածկույթային փխրուն նստվածքների խորքային սահրի տարբեր տեսակների հետ։*

### ЛИТЕРАТУРА—ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

[1] *Ж. Талобр*, Механика горных пород, М., 1960, фиг. 13. [2] *Г. И. Тер-Степанян*, О длительной устойчивости склонов, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961. [3] *С. С. Шульц*, О гравитационных (массовых) движениях в Тянь-Шане. Изд. Кирг. фил. АН СССР, Фрунзе, 1947, в. 6, с. 85—96.