

ԻՐԳԱՆԴԱՂ ՀՈՂԱՀՈՍՔԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՓՈՐՁԸ ՍՈՋԻՈՒՄ

Պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ*,
Երկրաբանների ՎԼԱԴԻՄԻՐ ՍԵՐԳԵՆՎ** և **ԱՇՈՏ ԱՎԶՅԱՆ*****

Ու ն ե ր ա տ: Հողվածում հակիրճ բնութագրվում են դանդաղ հողահոսքերը և նրանց մեխանիզմի առանձնահատկությունները: Նկարագրվում են Սոլիի մոտ հոստայի դանդաղ հողահոսքերը և նրանցից մեկի կողմից առաջացրած ձևափոխությունը առողջարանի շենքում: Դանդաղ հողահոսքում գրունտի տեղաշարժումը մոտավորապես գետի հոսանքի է նմանվում: Տրվում է գրունտի սկզբնական հատկությունների որոշման օրինակ, որը հիմնված է փակ ղեֆումացիոն հորերում գրունտի երկարատև ձևափոխությունների տվյալների վրա: Գրունտի մածուցիկության մեծության կարգը կազմում է 10^7-10^8 կգ վրկ/սմ²:

ՀՈՂԱՀՈՍՔԵՐԻ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Լեռնային երկրներում լանջերի փխրուն նստվածքների գրավիտացիոն շարժման տարածված տեսակներից են հողահոսքերը: Որոշ հեղինակներ լանջերի ձևափոխության այդ տեսակը անվանում են գետաշերտանման սողանքներ. սառցադաշտերի հետ այդպիսի զուգադրություն կատարվել է դեռևս Ա. Հեյմի կողմից: Վերջին ժամանակներս ավելի լայն կիրառում է ստանում «սողանքահոսք» տերմինը (Попов, 1959; Золотарев, 1964****):

«Հողահոսքի» հետագա տարբերակումն, ի հակադրություն արագ հողահոսքի, դանդաղ հողահոսքն է: Դանդաղ հողահոսքերը ձգվում են լանջն ի վար՝ ունենալով զոգավորությունների երկարությամբ, դանդաղ ընթաց գրունտի երկար ու նեղ երկղների ձևով: Այդ տեսակի սողանքները լցնում են զոգավորությունները և գետերի նման գալարվելով իրենց մեջ են ընդունում վտակներ, շրջանցում ամբիների ելուստները և առաջացնում կղզիներ: Դրանք շատ քայքայիչ ազդեցություն են գործում իրենց հունի վրա: Դանդաղ հողահոսքերում նյութի շարժման արագությունը ենթակա է տատանումների, որոնք կախված են եղանակի հետ կապված խոնավության փոփոխություններից (Денисов, 1960):

* ՀՍՍՀ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գեոմեխանիկայի բաժնի վարիչ:

** ՎՍԵՐՆԳԵՆ-ի Հիդրոտեխնիկայի էքսպեդիցիայի Սևծովյան հիդրոգեոլոգիական և ինժեներա-երկրաբանական կայանի ավագ հիդրոգեոլոգ:

*** ՀՍՍՀ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գեոմեխանիկայի բաժնի ավագ ինժեներ:

**** Գրականությունը տե՛ս էջ 80:

Դանդաղ հողահոսքերում գրունտի դիմադրությունը սահման սովորաբար լրիվ մորիլիզացված չի լինում, այդ պատճառով դրանք երկար ժամանակ կարող են գտնվել խորքային սողքի փուլում: Լանջի անցումը պլաստիկության (խման) փուլին կատարվում է ուժեղ խոնավացման հետևանքով: Հողահոսքի մեխանիզմի ամենաէական տարրերությունները սողանքային շարժման մյուս տեսակներից հետևյալներն են.

1. Հողահոսքի շարժման արագությունը խորքային սողքի փուլում կարող է զգալիորեն գերազանցել սողանքների մյուս տեսակների շարժման արագությունը:

2. Սողանքի ընթացքում հոսքի հունով հողային զանգվածների տեղաշարժը կատարվում է մեծ տարածության վրա. քանի որ ստատիկ պայմանները էապես չեն փոփոխվում, ապա նույնիսկ խոշոր տեղաշարժերից հետո լանջի «հանգստի» վիճակ չի առաջանում և այդ պրոցեսը նորից անցնում է խորքային սողքի փուլին: Սողանքի փուլերի այսպիսի հերթագայումը հանդիսանում է դանդաղ հողահոսքերի կտրեոր առանձնահատկությունը:

Դանդաղ հողահոսքերի լայն տարածման շրջաններից մեկը մեր երկրում Կովկասի Սևծովյան ափերն են (Емельянова, 1959): Շրջանը բնորոշվում է գահավիժորեն ծով իջնող երիտասարդ լեռնային ստրուկտուրաների և ստորերկրյա ռելիեֆի առանձնահատկությունների զուգակցությամբ, որը նպաստում է գրունտային հոսքերի առաջացմունը: Ապարները ներկայացված են հիշտ հողմահարվող, ստորին երրորդական ավազակավային նստվածքներով, որոնք ընդհանրապես ունեն լանջին զուգահեռ շերտերի անկում. ապարները կտրտրված են տարածվածքին ուղղահայաց տեկտոնիկ ձեղքերով: Ստորև նկարագրվում են Խոստայի շրջանի «Ստրիլա» և «Պրոգրես» առողջարանների մոտի դանդաղ հողահոսքերը, որոնք ուսումնասիրված են ՎՍԵԳԻՆԳԵՈՒ-ի Սևծովյան սողանքային կայանի կողմից (Осипов и др., 1964):

ԲՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Շրջանը բնորոշվում է բլրային ռելիեֆով, մերձարևադարձային խոնավ կլիմայով, որտեղ մթնոլորտային տեղումների միջին տարեկան քանակը կազմում է 1517 մմ, իսկ օդի միջին տարեկան ջերմաստիճանը՝ 14,4°: Ձմեռը հատկանշվում է շատ թե քիչ հավասարաչափ տեղումների քանակով, իսկ ամառը՝ կարճատև տեղատարափներով:

Լեռնագրական տեսակետից շրջանը ցածրադիր բլրաշատ մարզ է, մինչև 200 մ ամպլիտուդա ունեցող բարձրություններով և ծովի կողմում, զեպի հարավ-արևմուտք 20—25° անկումով: Ծովի կողմ թեքվող լանջերը կտրտված են գետերի հովիտների և ձորակների խիտ ցանցով:

Ուսումնասիրված սողանքները տեղագրված են Ախունի անտիկլինալի հարավ-արևմտյան ողողված թևի վրա, որի առանցքը կտրում է ծովափի դիմը Խոստայի շրջանում: Անտիկլինալի թևը կազմված է օլիգոցենյան՝ սոչիական շերտախմբերի գորշ արգիլիտների հաստ շերտերից, ավազաքարերի հալվադեպ բարակ միջնաշերտերով: Շերտերն ունեն հարավ-արևմտյան 195—220° ադիմուտ և 32—45° անկման անկյուն:

Գոգավորությունները, որոնց ուղղությամբ զարգանում են դանդաղ հողահոսքերը, ունեն անհամաչափ ձև: Աջակողմյան ցածր, մեղմ դաոիվայր լան-

զղերը ներկայացնում են ապարների շերտավորման հարթություններ, իսկ ձախտակողմյան բարձր և դառիթափ լանջերը կազմված են տեկտոնիկ ճեղքերի մասերից, որոնք հանդիսանում են Մարմարիտայի շերտերից (անկումը՝ հյուսիս-արևմուտք 290° ադիմառով, 60° անկյունով): Գոգավորությունների երկայնակի կտրվածքը ունի աստիճանաձև ռելիեֆ: Մարմարիտայի հողահոսքի մակերեսի միջին թեքությունը կազմում է 23°, իսկ Մարմարիտայի շերտերի թեքությունը՝ 16°:

Գանդակ հողահոսքերի մարմնի վերին մասը կազմված է 2—8 մ հաստության դեղնագորշ պլաստիկ կավերից, իսկ ստորին մասը՝ կանաչա-կապույտ ապարներից, որոնց տակ գտնվում են արմատական արգիլիտները: Սողանալի մարմինների հաստությունը հողահոսքերի ստորին մասում հասնում է 0,0 մետրի:

Գրունտային ջրերն ունեն շիթային բնույթ. հոսում են ճեղքերով, խոշորաթանցակիր նյութերով հարուստ ջարդված գոտիներով և ոսպնյակներով: Գրունտային ջրերի ռելիեֆը սերտորեն կապված է մթնոլորտային տեղումների քանակի և անոթային հետ:

ՍՈՂԱՆՈՒՄԸ ԶԵՎԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

«Ստրելա» առողջարանի սողանքի զարգացման վաղ փուլերի մասին տրված տեղեկություններ չեն պահպանվել:

Մինչև 20-ական թվականների սկիզբը լանջը ծածկված է եղել անտառով: Զարգացման արդյունքում, այդ ժամանակ շարժումը ունեցել է խորքային սողքի բնույթ և լանջի անցում աղետային փուլին: 20-ական թվականների վերջին անտառը մասնատվել է և կառուցվել է երկու տուն, որը և ակտիվացրել է սողանքը ու ստացացրել այդ տների քանդումը:

1932—1933 թթ., գոգավորության ստորին մասում, նույնորոտային-Սուխոմյուրի խճուղուց վերև, կառուցվել է առողջարանի երկհարկանի փայտյա B շենքը, խորքի կապակցությամբ կատարվել է հարթեցում, կառուցվել են Դ, Ը և E բնակարանները հենապատերը, փայտյա Ջ վտրը և կատարվել են ուրիշ աշխատանքներ (նկ. 1*): Դրանից անմիջապես հետո, 1933 թ. դեկտեմբերին, B շենքի և Դ հենապատի միջև տեղի ունեցավ պտուտային 3 սողանք, որը մասամբ արձանագրեց Ը հենապատը և ձևափոխեց առողջարանի շենքը: Վերևի կողմից այդ սողանքը սահմանափակված էր Դ գծի երկարությամբ դասավորված ճեղքերով: Սողանքի պտտման առանցքի հավանական դիրքը նկ. 2-ում նշանակված է 1 թվով, պտտման շառավիղը կազմել է 18 մ:

1937 թ. փետրվարին, լանջով քիչ վեր տեղի ունեցավ աղետալի պտուտային K սողանք, որը ոչնչացրեց B շենքի արևմտյան թևը, E հենապատը և Ջ կապակցությունը: Վերին կողմից այդ սողանքը սահմանափակված է Լ գծի վրա դասավորված ճեղքերով:

Սողանքը ընդգրկել է երեք հեկտար տարածություն, տեղափոխման մակերևույթի խորությունը հասնում է մինչև 16 մ: Այդ սողանքի պտտման առանցքի հավանական դիրքը նշանակված է 2 թվով. պտտման շառավիղը կազմել է 61 մ (նկ. 2):

* Նկարները տե՛ս էջ 81—83:

Երկրորդ՝ *K* սողանքի զարգացման հետևանքով տեղափոխված հողային զանգվածները իրենց տակ թաղել են առաջին պտուտային սողանքի *I* վերին ձեղքը. նկ. 1-ի վրա դա ցույց է տրված ընդհատվող գծով:

Լանջի խորքային սահքը շարունակվել է *K* սողանքի առաջացումից հետո. այդ սահքի պրոցեսում տեղի են ունեցել *B* շենքի և *E* հենապատի հետագա ձևափոխությունները, որոնք շարունակվում են մինչև այժմ:

Լանջի վրա, երկրորդ՝ *K* սողանքից վերև, զարգանում է ձգման իջեցված *M* ձեղքը, որը վերևի կողմից սահմանափակում է նոր ձևավորվող *H* երրորդ պտուտային սողանքը: Սողանքի զարգացման պրոցեսում երկրորդ՝ *K* սողանքի վերին *J* ձեղքերը փակվել են և թաղվել տեղաշարժված հողային զանգվածների տակ. այդ պատճառով նկ. 1-ում *J* ձեղքը նույնպես ցույց է տրված ընդհատվող գծով:

Զարգացող երրորդ պտուտային *H* սողանքի պտտման առանցքի հավանական դիրքը ցույց է տրված նկ. 2-ում՝ 3 թվով. պտտման շառավիղը կազմում է 76 մ:

Այսպիսով, սողանքային պրոցեսի զարգացման ընթացքում, հերթականությամբ առաջացել են երկու՝ 3 և *K* պտուտային սողանքները, իսկ այժմ զարգանում է երրորդ՝ *H* սողանքը: Այդ սողանքները տեղադրված են լանջով՝ մեկը մյուսից վեր և բնորոշվում են սահեցման աղեղների շառավիղների աճող չափերով:

Լանջի անցումը աղետային փուլին և երրորդ պտուտային սողանքի լրիվ զարգացումը տեղի կունենա մոտակա տարիներին, եթե ձեռք չառնվեն հակասողանքային միջոցառումներ: Կարճատև կանխագուշակումների համար անհրաժեշտ են լանջի դինամիկայի սիստեմատիկ գործիքային դիտումներ: Բուն հողահոսքը տեղադրված է լանջն ի վեր:

Այդ հոսքի տարածման դիտումները սկսվել են 1946 թ. մայիսից: Այստեղ հիմնվել են երեք տեղանիշային ուղղաշարեր (*Π*, *P* և *C*): 1952 թ. դիտակետերի թիվը շատացել է: Տեղափոխման շահումների հիման վրա հաշվված է յուրաքանչյուր տեղանիշի տեղաշարժման արագությունը: Տեղանիշերի շարժման տարեկան միջին արագությունների վեկտորները ցույց են տրված նկ. 1-ում:

Դանդաղ հողահոսքի մակերեսային կետերի շարժման արագությունների տեղաբաշխման մեջ դիտվում են հետևյալ օրինաչափությունները.

1. Յուրաքանչյուր լանալի կտրվածքում արագությունները մոտավորապես միանման են. արագությունների ամենամեծ տարբերությունը դիտվում է հոսքի կողերում: Այսպես, *Π* ուղղաշարի կտրվածքի մեծ մասում (տեղանիշեր № 4—2) տեղաշարժման տարեկան միջին արագությունները տատանվում են 93 և 109 մմ/տարի և միայն կողերի մոտ դիտվում է արագությունների մեծությամբ նվազում (աղյուսակ 1):

Աղյուսակ 1

Տեղանիշեր №№	20	4	3	21	2	22
Տեղափոխման տարեկան միջին արագությունը մմ/տարի	72	100	94	109	93	50

2. Հոտանքի լայնակի կտրվածքի միջին մասում տեղաշարժման միջին արագության մեծությունը աճում է տեղանքի թեթույթյան մեծացմանը զուգահեռ: Դա պարզվում է սողանքի տարրեր տեղամասերին վերաբերող տվյալների վրա (տղյուսակ 2):

Աղյուսակ 2

Տեղանքի տեղամասեր	Տեղանքի թեթ. ճնշում	Տեղափոխման միջին արագությունը մմ/տարր	Տեղանքի թեթույթությունը
Շրջանի բերանը	65, 66, 69, 70, 83, 84	763	0,273
Միջին զրահայրը	17, 6, 7, 162, 18, 8, 172	563	0,208
Միջին զրահայրը	4, 3, 21, 2	99	0,119

3. Դանդաղ հողահոսքերի միացման ժամանակ տեղի է ունենում նրանց խափարթոցություն, որը որոշվում է միացող հոսքերի կիներտիկ էներգիաների մեծությամբ: Հոսքերի հունները շեղվում են և գալարվում, իսկ շարժումը աստիճանաբար ընդունում է զուգահեռ շիթային բնույթ:

4. Եթե հոսքերը մինչև միասնալը ունենում են շարժման տարրեր արագություններ, ապա միացումից հետո այդ տարրերությունը պահպանվում է որոշ նվազմանակ: Այսպես, C ուղղաշարի աջ մասում (տեղանիշեր № 11 և 16) միջին արագությունը կազմում է 794 մմ/տարր, իսկ ձախ մասում (տեղանիշեր № 12, 12a, 13 և 15)՝ 654 մմ/տարր:

5. Սողանքի 1946 և 1952 թթ. 1:500 մասշտաբի տեղագրական պլանների համեմատությունը՝ C ուղղաշարի և T ճանապարհի միջև ընկած տեղամասում ցույց է տալիս, որ սողանքի մակերեսը իջել է 0,20-ից 0,50 մ, իսկ սողորակի լայնությունը սողանքի առանցքային մասում մեծացել է 2,0—2,5 մ մինչև 4,0—5,0 մ: Նույն ժամանակաշրջանում դիտվել է սողանքի մարմինը աստատող T ճանապարհի պատասխի և C ուղղաշարի տեղանիշերի շարժում: Տեղաշարժման հորիզոնական բաղադրիչը ունեցել է 1—1,5 մ մեծություն, իսկ շարժման արագությունը՝ 0,28—0,60 մ: 1952 թվականից սկսվում է սողանքային գործունեության ակտիվացումը B ճյուղում, որը ուղիղ անկյան տակ հասնում է A հիմնամասի գոգավորությունը:

Խորքային սողքի փուլում գտնվող հողահոսքի բնույթի և գետի շիթերի տեղաշարժման միջև եղած նմանությունը հանդիսանում է հողային հոսքերի դինամիկ իրկայի ընդհանուր առանձնահատկությունը:

«Պրոգրես» սողանքի շարժման մասին եղած առաջին տվյալները վերաբերում են 1934 թ.: Այն ժամանակ նշվել են խճուղու և ճանապարհի ձևափոխությունները, որոնք առաջացել են լանջի խորքային սողքի հետևանքով: Ավելի չափ, զոգավորության վերին մասում, առաջ եկավ աղետավոր սողանք, որը ասանապարհը տեղափոխեց 12 մ լանջն ի վար: Այդ սողանքը զգալիորեն մեղացրեց զանգվածների ծավալը հողահոսքում: Հետագայում լանջի զանգաղում ձևափոխությունը նկատվում էր ամեն տարի: Այդ ձևափոխության հետևանքով արագացան լանջի ձևապարհները, հենապատը և բնակելի տունը: 1952 թ. բնակելի տունը և լանջի ձևապարհը արագացան էր ձևափոխվել, որ ստիպված եղան այն քանդելու: 1956 թ. վերականգնողական աշխատանքները զարգացան հենապատերի:

$\gamma_0=3,0$ մ խորություն վրա գտնվող գրունտի համար էֆեկտիվ լարումի մեծությունը կլինի՝ $\sigma'=\gamma'h=0,29$ կգ/սմ², որակից գտնում ենք գրունտի ռեոլոգիական հաստությունները՝ $\tau_0=0,04$ կգ/սմ² և $\tau_i=1,0 \cdot 10^8$ կգ վրկ/սմ²:

№ 17-ի հորի վերնամասը լոթ տարվա ընթացքում տեղաշարժվել էր 2,8 մ:

Y է հորի թևերումով, ավելացել է զգալի չափով մեծ խզման ձևափոխություն՝ $s_1=3,8$ մ խորության վրա՝ № 19 և 20 կոճղերի միջև (գիծ RR') և, մասնակիորեն, 3,5 մ խորության վրա՝ № 16 և 18 կոճղերի միջև (նկ. 3):

Նման հաշվարկումները № 15-ի փակ ձևափոխման հորի համար տվեցին մոտավոր արդյունքները:

Հորը պատրաստված է 1955 թ. դեկտեմբերի 30-ին, իսկ բացվել է 1962 թ. օգոստոսի 15-ին, ձևափոխության ժամանակը՝ $t=2,20 \cdot 10^8$ վայրկյան:

Գրունտը բնորոշվել է նույն մեծություններով, ինչ որ № 17-ի հորում: Նմանազգի գրունտի հաստությունը՝ $h=2,2$ մ: Լանջի մնացած բնութագրումները ձևափոխված են. $\beta=10^\circ$, $d_r=0,8$ մ, $d_p=0$: № 15-ի հորի բացման ժամանակ զգալիորեն, որ $z_1=1,1$ մ խորության վրա գտնվող № 2 կոճղը տեղաշարժվել է $s_1=3,80$ մ, իսկ $z_2=1,85$ մ խորության վրա գտնվող № 6 կոճղը տեղաշարժվել է $s_2=3,65$ մ: Այստեղից երևում է, որ գրունտի ձևափոխությունը № 15-ի հորում զգալիորեն ավելի մեծ է, քան № 17-ում:

Հաշվումները ցույց տվեցին, որ սահքի զիմադրության սահմանափակ դործաշարժը՝ $tg\theta_0=0,029$, իսկ հոսունության դործակիցը՝ $\lambda=1,15 \cdot 10^{-7}$ 1/վրկ: 0,9 մ խորության վրա գտնվող գրունտի համար ($\sigma'=0,19$ կգ/սմ²) ստանում ենք $\tau_0=0,03$ կգ/սմ² և $\tau_i=9,1 \cdot 10^6$ կգ վրկ/սմ²: Այսպիսով, № 15-ի հորի գրունտը ավելի քիչ մածուցիկ է, քան № 17-ինը:

Մածուցիկության դործակիցների որոշված մեծությունները հանդիսանում են միջին արժեքներ, որոնք ստացվել են ենթադրելով, որ լանջի խորքային բնույթը կատարվում է հաստատուն արագությամբ: Քանի որ իրականում լանջի ձևափոխությունը կատարվում է փոփոխական արագությամբ, ուժեղանալով աստիճանաբար խոնավ եղանակին և թուլանալով՝ չոր եղանակին, ապա բնական է, որ այս համապատասխանաբար փոխվում է նաև գրունտի մածուցիկության դործակիցների մեծությունը:

Նկատենք, որ Հայաստանում՝ Զորագետի սողանքի հիմքում ընկած մարմարիտային տուֆերի համար Ն. Ն. Մասլովը մածուցիկության դործակիցի նշանակությունը տալիս է $\tau_i=7 \cdot 10^7$ կգ վրկ/սմ² (Маслов, 1955), այսինքն պելիտային տուֆերի մածուցիկության դործակիցը 1—2 կարգով ավելի բարձր է, քան ուսումնասիրված հողահոսքի գրունտները. այս փոխհարաբերությունը համարժեքային է:

Հեղինակները շնորհակալություն են հայտնում ՎՍԵԳԻՆԳԵՈՒ-ի Սեծովյան սողանքային կայանի նախկին գեոդեզիստ Ն. Պ. Կալաիդային՝ տեղագրական կան դժանման համար:

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ МЕДЛЕННЫХ ЗЕМЛЯНЫХ ПОТОКОВ В СОЧИ

Профессор, доктор техн. наук Г. И. ТЕР-СТЕПАНИН*,
 геологи—В. Н. СЕРГЕЕВ** и А. А. АВДЖЯН***

Реферат. В статье кратко характеризуются медленные земляные потоки и особенности их механизма. Описываются медленные земляные потоки в Хосте, у Сочи, и вызванная одним из них деформация здания санатория. Отмечается, что смещение грунта в медленном земляном потоке приблизительно напоминает течение реки. Дается пример определения реологических свойств грунта, основанный на результатах измерений длительных смещений грунта в закрытых деформационных колодцах. Порядок величины коэффициента вязкости грунта составляет 10^7 — 10^8 кг сек/см².

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ЗЕМЛЯНЫХ ПОТОКОВ

В горных странах одним из распространенных видов гравитационных движений рыхлых отложений на склонах являются земляные потоки. Некоторые авторы называют этот вид деформаций склонов глетчеровидными или глетчерообразными оползнями; такое сопоставление с ледниками восходит еще к А. Гейму. В последнее время большее применение получает термин «оползни-потоки» (Попов, 1959; Золотарев, 1964****).

Дальнейшей дифференциацией «земляного потока» является медленный земляной поток, противопоставляемый быстрым земляным потокам. Медленные земляные потоки вытягиваются вниз по склону, вдоль понижений рельефа в виде длинных и узких полос медленно движущегося грунта. Оползни этого вида заполняют ложбины и, извиваясь подобно рекам, принимают притоки, оглаивают выступы берегов и образуют острова. Они оказывают сильное коррелирующее действие на свое ложе. Скорость движения материала в медленных земляных потоках подвержена колебаниям в зависимости от колебаний влажности, носящих сезонный характер (Денисов, 1960).

Сопротивление сдвигу грунта в медленных земляных потоках обычно не бывает полностью мобилизованным, и поэтому они длительное время могут находиться в фазе глубинной ползучести. Переход склона в фазу пластичности (среза) происходит при усиленном увлажнении. Наиболее существенное отличие механизма земляных потоков от других видов оползневых движений заключается в следующем:

1. Скорость движения земляных потоков в фазе глубинной ползучести может значительно превышать таковую в других видах оползней;

* Зав. отделом геомеханики Института геологических наук Академии наук АрмССР.

** Старший гидрогеолог Черноморской гидрогеологической и инженерно-геологической станции Гидрорежимной экспедиции ВСЕГИНГЕО.

*** Старший инженер отдела геомеханики Института геологических наук Академии наук АрмССР.

**** Литературу см. на стр. 80.

2. В процессе оползания происходит перенос земляных масс на большие расстояния по руслу потоков; так как при этом статические условия существенно не изменяются, то даже после крупных подвижек не возникает условий «отдыха» склонов и процесс вновь переходит в фазу глубинной ползучести. Это чередование фаз оползания является важной особенностью медленных земляных потоков.

Одним из районов широкого распространения медленных земляных потоков в нашей стране является Черноморское побережье Кавказа (Емельянова, 1959). Район характеризуется сочетанием молодых горных сооружений, круто спускающихся к морю, и особенностями подземного рельефа, способствующего образованию грунтового потока. Породы представлены легковыветривающимися нижнетретичными песчано-глинистыми отложениями, имеющими в общем параллельное склону падение пластов; породы разбиты тектоническими трещинами вкрест простиранию. Ниже описываются медленные земляные потоки, развивающиеся в районе Хосты, у санаториев «Стрела» и «Прогресс», изученные Черноморской оползневой станцией ВСЕГИНГЕО (Осипов и др., 1964).

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Район характеризуется холмистым рельефом, влажным субтропическим климатом со среднегодовым количеством атмосферных осадков 1517 мм и среднегодовой температурой воздуха $+14,4^{\circ}$. Зима отличается большим количеством осадков, выпадающих более или менее равномерно, лето — кратковременными ливнями.

В орографическом отношении район представляет низкую пологохолмистую область с амплитудой высот до 200 м и общим уклоном местности к юго-западу, в сторону моря, под углом $20-25^{\circ}$. Обращенные к морю склоны прорезаны густой сетью долин рек и балок.

Изученные оползни расположены на размытом юго-западном крыле Ахунской антиклинали, ось которой пересекает береговую линию в районе Хосты. Крыло антиклинали сложено мощной толщей серых аргиллитов сочинской свиты олигоцена с редкими тонкими прослоями песчаников. Падение пластов имеет азимут Ю-З $195-220^{\circ}$, под углом $32-45^{\circ}$.

Ложбины, по которым развиваются медленные земляные потоки, имеют асимметричную форму. Правые, низкие и пологие, склоны представлены плоскостями напластования пород, а левые, высокие и крутые, склоны образованы поверхностями тектонических трещин (падении С-З 290° , под углом 60°). Продольный профиль ложбин имеет ступенчатый рельеф. Средний уклон поверхности земляного потока «Стрела» составляет 23° , а потока «Прогресс» — 16° .

Тело медленных земляных потоков сложено в верхней части разреза желтовато-бурыми пластичными глинами мощностью 2—8 м, а в нижней части — зеленовато-синими плотными глинами, подстилаемыми коренными аргиллитами. Мощность оползневых тел в нижней части земляных потоков достигает 20 м.

Грунтовые воды имеют струйчатый характер; они протекают по трещинам, раздробленным зонам и линзам, обогащенным грубообломочным материалом. Режим грунтовых вод тесно связан с количеством и характером выпадения атмосферных осадков.

МОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОПОЛЗНЕЙ

Данных о ранних этапах развития оползня у санатория «Стрела» не сохранилось. До начала 20-х годов склон был покрыт лесом. Вероятно, в то время движение имело характер глубинной ползучести и не переходило в катастрофическую фазу. В конце 20-х годов лес частично вырубил и построили два дома. Это вызвало активизацию оползня и разрушение указанных домов.

В 1932—1933 гг. в устьевой части ложбины, выше шоссе Новороссийск-Сухуми, было построено двухэтажное деревянное здание *В* санатория, в связи с чем была произведена планировка, сооружены бетонные подпорные стенки *Г*; *Д* и *Е*, устроен деревянный лоток *Ж* и произведены другие работы (рис. 1*). Вскоре после этого, в декабре 1933 г., между зданием *В* и подпорной стенкой *Г* произошел вращательный оползень *З*, частично разрушивший подпорную стенку *Д* и деформировавший здание санатория. С верховой стороны этот оползень был ограничен трещинами, расположенными по линии *И*. Вероятное положение оси вращения этого оползня обозначено цифрой 1 на рис. 2, радиус вращения составлял 18 м.

В феврале 1937 г. несколько выше по склону произошел катастрофический вращательный оползень *К*, разрушивший западное крыло здания *В*, подпорную стенку *Е* и лоток *Ж*. С верховой стороны этот оползень был ограничен трещинами, расположенными по линии *Л*.

Оползнем была захвачена территория до 3 га, глубина поверхности смещения достигала 16 м. Вероятное положение оси вращения этого оползня обозначено цифрой 2; радиус вращения равнялся 61 м (рис. 2).

В результате развития второго оползня *К* сместившиеся земляные массы погребли под собой верховую трещину *И* первого вращательного оползня; на рис. 1 она показана прерывистой линией.

Глубинная ползучесть склона продолжалась после образования оползня *К*; в процессе этой ползучести произошли дальнейшие деформации здания *В* и подпорной стены *Е*. Эти деформации продолжаются и в настоящее время.

На склоне выше второго оползня *К* развивается опущенная трещина растяжения *М*, ограничивающая с верховой стороны формирующийся третий вращательный оползень *Н*. В процессе развития этого оползня верховые трещины *Л* второго оползня *К* закрылись и оказались погребенными под смешивающимися земляными массами; поэтому на рис. 1 трещина *Л* также показана прерывистой линией.

* Рисунки см. на стр. 81—83.

Вероятное положение оси вращения развивающегося третьего вращательного оползня *Н* обозначено на рис. 2 цифрой 3; радиус вращения составляет 76 м.

Таким образом, в процессе развития оползания последовательно возникли два вращательных оползня—*З* и *К* и в настоящее время развивается третий оползень *Н*. Эти оползни располагаются один за другим вверх по склону и характеризуются увеличивающимися значениями радиусов дуг скольжения.

Переход склона в катастрофическую фазу и полное развитие третьего вращательного оползня должно последовать в ближайшие годы, если не будут приняты противооползневые меры. Для составления краткосрочных прогнозов необходимы систематические инструментальные наблюдения за динамикой склона. Собственно земляной поток расположен выше по склону.

Наблюдения за движением этого потока были начаты в мае 1946 г.: здесь было оборудовано три реперных створа (*П*, *Р* и *С*). В 1952 г. число наблюдательных пунктов было увеличено. По измеренным смещениям были вычислены скорости смещения каждого репера. Векторы среднегодовых скоростей смещения реперов показаны на рис. 1.

В распределении скоростей смещения поверхностных точек медленного земляного потока наблюдаются следующие закономерности.

1. В каждом поперечном сечении скорости приблизительно одинаковы; наибольшая разность скоростей наблюдается у бортов потока. Так, в створе *П* на большей части сечения (реперы № 4—2) среднегодовые скорости смещения колеблются между 93 и 109 мм/год и лишь у бортов наблюдается уменьшение величины скоростей (табл. 1).

Таблица 1

№ реперов	20	4	3	21	2	22
Среднегодовая скорость смещения, мм/год	72	100	94	109	93	50

2. В средней части поперечного сечения потока величина средней скорости смещения увеличивается с увеличением наклона местности. Это иллюстрируется следующими данными (табл. 2), полученными для различных участков оползня.

Таблица 2

Участок оползня	№ реперов	Средняя скорость смещения, мм/год	Наклон местности
Устье отвершка <i>Б</i>	65, 66, 69, 70, 83, 84	763	0,273
Створ <i>Р</i>	17, 6, 7, 162, 18, 8, 172,	563	0,208
Створ <i>П</i>	4, 3, 21, 2	99	0,119

3. При слиянии медленных земляных потоков происходит их взаимодействие, определяемое величинами кинетической энергии сливаю-

щихся потоков. Руслу потоков отклоняются и изгибаются, движение постепенно приобретает параллельноструйчатый характер.

4. Если сливающиеся потоки до слияния обладали различными скоростями движения, то после слияния это различие сохраняется некоторое время. Так, в створе С правая часть (реперы № 11 и 16) показывает в среднем скорость смещения 794 м/год, а левая часть (реперы № 12, 12а, 13 и 15) имеет среднюю скорость 654 м/год.

5. Сопоставление топографических планов оползня в масштабе 1:500 за 1946 и 1952 годы на участке между створом С и дорогой Т показало понижение поверхности оползня на величину 0,20—0,50 м и увеличение ширины оврага в осевой части оползня с 2,0—2,5 до 4,0—5,0 м. В этот же период были отмечены смещения полотна пересекающей тело оползня дороги Т и реперов створа С. Горизонтальная составляющая смещения достигала величины 1,0—1,5 м, вертикальная—0,28—0,60 м. С 1952 года началась активизация оползневой деятельности в отвешке Б, примыкающей под прямым углом к основной ложбине А.

Наблюдаемая аналогия между характером оползания земляного потока в фазе глубинной ползучести и движением струи в реке является общей особенностью динамики земляных потоков.

Первые сведения о движении оползня «Прогресс» относятся к 1934 году. Тогда были отмечены деформации шоссе и дороги, вызванные глубинной ползучестью склона. Позже произошел катастрофический оползень в верхней части ложбины, сместивший дорогу на 12 м вниз по склону. Этот оползень значительно пополнил объем масс в земляном потоке. Медленные деформации склона отмечались в дальнейшем ежегодно. Этими деформациями разрушались дороги, подпорная стена и жилой дом. В 1952 году жилой дом был настолько деформирован, что его пришлось снести. В 1956 году пришедшая в негодность подпорная стена была перестроена заново.

Наблюдения за движением оползня «Прогресс» велись с 1950 года. Среднегодовая скорость смещения реперов на склоне колеблется между 1,5 и 2,2 м/год. В нижней части склона, у шоссе и дороги, начала развиваться вращательная глубинная ползучесть, вызывающая деформации подпорной стенки и асфальта шоссе. Сопоставление топографических планов нижней части склона за 1950 и 1962 годы показывает повышение дневной поверхности в среднем на 1,5 м, что составило 2400 куб. м грунта, или около 200 куб. м в год. Это скопление грунта, приносимого земляным потоком, стимулирует развитие вращательной глубинной ползучести.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТА

Для наблюдения за деформациями грунта по глубине на склоне было установлено несколько закрытых деформационных колодцев; они представляли собой скважины, заполненные деревянными чурками. Наблюдения показали, что мощность смещающих земляных масс

увеличивается от краевых частей к оси потока и что движение земляных масс в осевой части потока на разных глубинах происходит почти с постоянной скоростью (рис. 1, колодцы № 7ч, 16ч и 9ч), а в краевых частях скорость постепенно уменьшается с глубиной (рис. 1, колодцы № 15ч и 17ч).

Результаты изучения смещения грунта в закрытых деформационных колодцах № 15ч и 17ч были использованы для определения реологических характеристик грунтов; описание этого метода дано в другой работе (Тер-Степанян, 1965).

Колодец № 17ч был установлен 31.12.1955 и вскрыт 7.12.1962, т. е. почти через 7 лет. Время деформации грунта составляет $t = 2,18 \cdot 10^8$ сек. За это время произошли глубинная ползучесть склона, выразившаяся в наклоне колодца, и оползание склона по основной поверхности скольжения, расположенной на глубине 3,8 м; частично оползание произошло по второстепенной поверхности скольжения, расположенной на глубине 3,5 м (рис. 3).

Склон характеризуется следующими величинами: мощность оползающего грунта $h = 3,8$ м, угол наклона склона $\beta = 10^\circ$, глубина зоны жесткости $d_r = 1,0$ м; грунтовые воды расположены у поверхности земли ($d_p = 0$).

Грунт характеризуется следующими величинами: объемный вес $\gamma = 1,96$ т/м³, параметры сопротивления сдвигу $c' = 2,3$ т/м² и $\varphi' = 15^\circ$.

Измерения на колодце № 17ч показали, что чурка № 5, расположенная на глубине $z_1 = 1,0$ м, сместилась на $s_1 = 2,70$ м, а чурка № 15, расположенная на глубине $z_2 = 3,1$ м, — на $s_2 = 2,55$ м.

Пользуясь уравнениями, приведенными в цитированной работе, находим предельный коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу $\text{tg} \theta_0 = 0,035$ и коэффициент текучести $\lambda = 1,13 \cdot 10^{-8}$ 1/сек. Пользуясь этими величинами, можно найти предельное напряжение сдвигу τ_0 и коэффициент вязкости грунта η в любой точке зоны глубинной ползучести. Так, для грунта, находящегося на глубине $z = 3,0$ м, имеем величину эффективного напряжения $\sigma' = \gamma' h = 0,29$ кг/см², откуда находим реологические характеристики грунта $\tau_0 = 0,04$ кг/см² и $\eta = 1,0 \cdot 10^8$ кг · сек/см².

Смещение оголовка колодца № 17ч за 7 лет составило 2,8 м. Отсюда следует, что к деформации глубинной ползучести, выразившейся в наклоне колодца, добавилась значительно превышающая ее по величине деформация среза в зоне пластичности, выразившаяся в смещении грунта между чурками № 19 и 20 на глубине 3,8 м (линия RR') и отчасти между чурками № 16 и 18 на глубине 3,5 м (рис. 3).

Аналогичные расчеты для закрытого деформационного колодца № 15ч дали следующие результаты.

Колодец установлен 30.12.1955, вскрыт 15.12.1962, время деформации $t = 2,20 \cdot 10^8$ сек. Грунт характеризуется теми же величинами, что и для колодца № 17ч. Мощность оползающего грунта $h = 2,2$ м; остальные характеристики склона следующие: $\beta = 10^\circ$; $d_r = 0,8$ м; $d_p = 0$. При

вскрытии колодца № 154 оказалось, что чурка № 2, расположенная на глубине $z_1 = 1.1$ м, сместилась на $s_1 = 3.80$ м, а чурка № 6, расположенная на глубине $z_2 = 1.85$ м — на $s_2 = 3.65$ м. Отсюда видно, что деформация грунта у колодца № 154 значительно больше, чем у колодца № 174.

Вычисления показали, что предельный коэффициент мобилизованного сопротивления сдвигу $\text{tg } \theta_0 = 0.029$, а коэффициент текучести $\lambda = 1.15 \cdot 10^{-1}$ 1/сек. Для грунта, находящегося на глубине 2.0 м от поверхности земли ($\sigma' = 0.19$ кг/см²), получаем $\tau_0 = 0.03$ кг/см² и $\tau = 9.1 \cdot 10^6$ кг·сек/см². Таким образом, грунт у колодца № 154 обладает меньшей вязкостью, чем у колодца № 174.

Найденные значения коэффициента вязкости являются средними величинами, полученными в предположении, что глубинная ползучесть склона происходит с постоянной скоростью. Так как в действительности деформация склона протекает с переменной скоростью, усиливаясь во влажные периоды года и ослабляясь в сухие, то естественно, что соответственно изменяется и величина коэффициента вязкости грунта.

Заметим, что для пелитовых туфов, залегающих в основании Дзюрагетского оползня в Армении, Н. Н. Маслов (1955) дает значение коэффициента вязкости $\tau = 7 \cdot 10^9$ кг·сек/см², т. е. пелитовые туфы обладают коэффициентом вязкости на 1—2 порядка выше, чем грунты изученного земляного потока; это соотношение правдоподобно.

Авторы выражают благодарность бывшему геодезисту Черноморской оползневой станции ВСЕГИНГЕО Н. П. Калайда за производство топографической съемки.

EXPERIENCE ON THE STUDY OF SLOW EARTHFLOWS IN SOCHI

Professor, Dr. Techn. Sc. GEORGE TER-STEPANIAN*,

Geologists VLADIMIR SERGEEV** and ASHOT AVDJIAN***

Abstract. Concise characteristic of slow earthflows and features of their mechanism are given in the paper. Slow earthflows in Khosta, near Sochi are described, and the deformation of a sanatorium building caused by one of these earthflows. The displacement of soil in the slow earthflow approximately resembles the current of a river. An example of the determination of rheological properties of soil is given, based on the results of measurements of the long-term displacements of soil, made in closed depth creep wells. The order of the magnitude of viscosity of soil is equal to 10^7 — 10^8 kilogram-second/square centimetre.

Slow earthflows were investigated in Khosta, near Sochi, on the Caucasian coast of the Black Sea. The region is characterised by hilly

* Head, Dept. of Geomechanics, Geological Institute, Armenian Academy of Sciences.

** Senior Hydrogeologist, Black Sea Hydrogeological and Engineering Geological Station, Institute VSEGIN GEO.

*** Senior Engineer, Dept. of Geomechanics, Geological Institute, Armenian Academy of Sciences.

relief and subtropical climate. The slope is located on the limb of an anticline composed of gray Oligocene argillites with thin seams of sandstone. The average inclination of the surface of the slow earthflow at the sanatorium "Strela" is 23° . The earthflow in the lower part has a thickness up to 20 metres; it consists of yellow plastic clay with a thickness from 2 to 8 metres, lying on dense blue clays.

In the twenties the slope was covered with a wood. In the end of the twenties the wood was partly cut down and two houses were built. This made the slope more active and as a result the houses were ruined.

In 1932—1933 a two storied wooden sanatorium building *B* was constructed in the mouth of the depression above the highway Novorossiisk—Sukhumi; in this connection the planning of the lot was made and concrete retaining walls *Г*, *Д* and *Е* and a wooden chute *Ж* were built etc. (Fig. 1*). Shortly after, in December 1933, a rotational landslide 3 took place between the building *B* and the retaining wall *Г*; this landslide has partly destroyed the retaining wall *Д* and has deformed the sanatorium building *B*. This landslide was confined by an upslope fissure, located along the line *И*. The probable position of the axis of rotation of this landslide is denoted by 1 on the Fig. 2; the radius of rotation was 18 metres.

In February 1937, a catastrophic rotational landslide *К* took place somewhat upslope; it has ruined the western wing of the building *B*, the retaining wall *Е* and the chute *Ж*. This landslide was confined by upslope fissures, located along the line *Л*.

The landslide has spread over the area up to 3 hectares; the depth of the sliding surface reached 16 metres. The probable position of the axis of rotation of this landslide is denoted by 2; the radius of rotation was equal to 61 metres (Fig. 2).

As a result of development of the second landslide *К*, the displaced earth masses have buried the upper fissure *И* of the first rotational landslide; therefore it is shown by a dash line on the Fig. 1.

The depth creep of the slope has continued after the formation of the landslide *К*; in the process of this creep further deformation of the building *B* and of the retaining wall *Е* took place. These deformations continue at present too.

The sunken fissure of tension *М* is developed upslope from the second landslide *К*; it confines the third rotational landslide *Н*. In the process of development of this landslide, the upper fissures *Л* of the second landslide *К* were closed and buried under the displaced earth masses; therefore the fissure *Л* is shown by dash line too.

The probable position of the axis of rotation of the developed third rotational landslide *Н* is denoted 3 on Fig. 2; the radius of rotation is equal to 76 metres.

Thus in the process of development of sliding, two rotational land-

* Figures see pp. 81—83.

slides 3 and K were originated and the third landslide H is being formed at present. These landslides are located upslope one after another and are characterized by increasing values of the radii of the sliding arcs.

The transition of the slope into the catastrophic phase and the total development of the third rotational landslide will occur in the following years; therefore landslide control is necessary. The earthflow is located upslope of these rotational slides.

The observation on the movement of this earthflow was started in May 1946; three alignment traverses (II, P and C) were made. In 1952 the quantity of observation benchmarks was increased. Velocities of displacement of each benchmark were computed. The vectors of average annual velocities of benchmarks are shown on Fig. 1.

The following relationship of distribution of velocities in slow earthflow was established:

1. In each cross-section the velocities are approximately equal; the greatest difference is observed at the sides of the earthflow. This is illustrated by the distribution of velocities along the traverse II (Table 1).

Table 1

Benchmarks Nos.	20	4	3	21	2	22
Average annual velocities, mm/year	72	100	94	109	93	50

2. In the central parts of the cross-section of the flow the value of the average velocities of displacement increases with the increase of the inclination of the ground. This is illustrated by the Table 2.

Table 2

Lot of the earthflow	Benchmarks Nos.	Average annual velocity, mm/year	Inclination of the ground
Mouth B	65, 66, 69, 70, 83, 84	763	0,273
Traverse P	17, 6, 7, 162, 18, 8, 172	563	0,208
Traverse II	4, 3, 21, 2	99	0,119

3. The interaction of slow earthflows as to their confluence is determined by values of kinetic energy of the joining flows. The beds of flows are deviated and bended, and the movement of earth masses gradually becomes parallel.

4. If the confluent earthflows have different velocities of movement before joining, this difference is maintained for some time. Thus, in the traverse C the right side portion (benchmarks Nos. 11 and 16) had an average velocity of 794 mm/year while the left part (benchmarks Nos. 12, 12a, 13 and 15) had an average velocity of 654 mm/year.

The observed analogy between the movement of soil masses in slow earthflows in the phase of depth creep and the movement of streams in the river is a common feature of earthflows.

Several closed deformation wells were placed on the earthflow; the displacement observation was used to determine rheological characteristics of the soil. The method is described in another work (Ter-Stepanian, 1965).

A closed deformation well No. 174 was placed on the earthflow on December 31, 1955 and opened December 7, 1962, i.e. after almost 7 years. The time interval $t = 2,18 \cdot 10^8$ sec. The slope is described by the following values: the thickness of sliding soil $h = 3,8$ m, the angle of the slope $\beta = 10^\circ$, the depth of the zone of rigidity $d_r = 1,0$ m; the groundwater is at the surface ($d_p = 0$). The soil properties are: unit weight of soil $\gamma = 1,96$ tons/cub.m, shear strength parameters are $c' = 2,3$ tons/sq.m and $\varphi' = 15^\circ$.

The displacement of the wooden block No. 5 at the depth $z_1 = 1,0$ m was $s_1 = 2,70$ m, and that of the block No. 15 at the depth $z_2 = 3,1$ m was $s_2 = 2,55$ m.

Using equations given in the cited paper, we found the bond coefficient of mobilized shear strength $\tan \theta_0 = 0,035$ and the coefficient of flow $\lambda = 1,13 \cdot 10^{-8}$ sec $^{-1}$.

By using these values it is possible to find out the shearing resistance τ_0 and the coefficient of viscosity η for any point in the zone of depth creep. Thus, for soil at a depth of $z = 3$ m we have the value of the effective stress $\sigma' = \gamma' h = 0,29$ kg/sq.cm; hence we can find out the rheological characteristics of the soil $\tau_0 = 0,04$ kg/sq. cm and $\eta = 1,0 \cdot 10^8$ kg · sec/sq. cm.

The displacement of the top block of the well No. 174 in the course of 7 years was 2,80 m. Fig. 3 shows that to the depth creep, which was manifested in the inclination of the well (blocks Nos. 1 to 16), a considerably larger deformation of shear in plasticity zone was added as expressed by the displacement of soil on the boundary between blocks Nos. 19 and 20 at the depth of 3,8 m (line RR') and partly between blocks Nos. 16 and 18, at the depth of 3,5 m.

The values of viscosity coefficient are to be considered as average ones, obtained with the assumption that the depth creep takes place at a constant rate. In reality, the slope deformation proceeds at a variable rate, accelerating in the wet periods of the year and decelerating in the dry ones; it is natural that the values of coefficient of viscosity alter correspondingly.

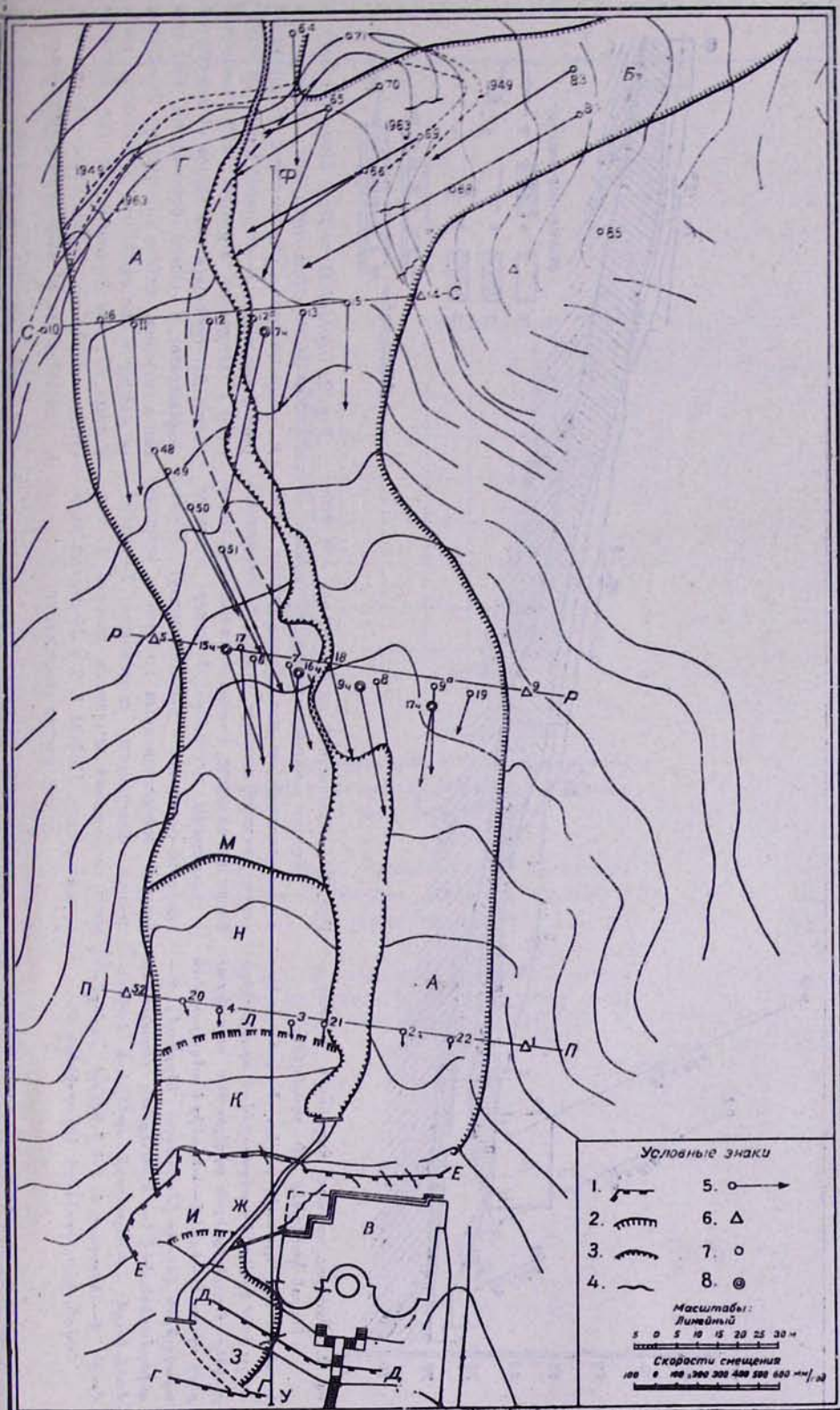
ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

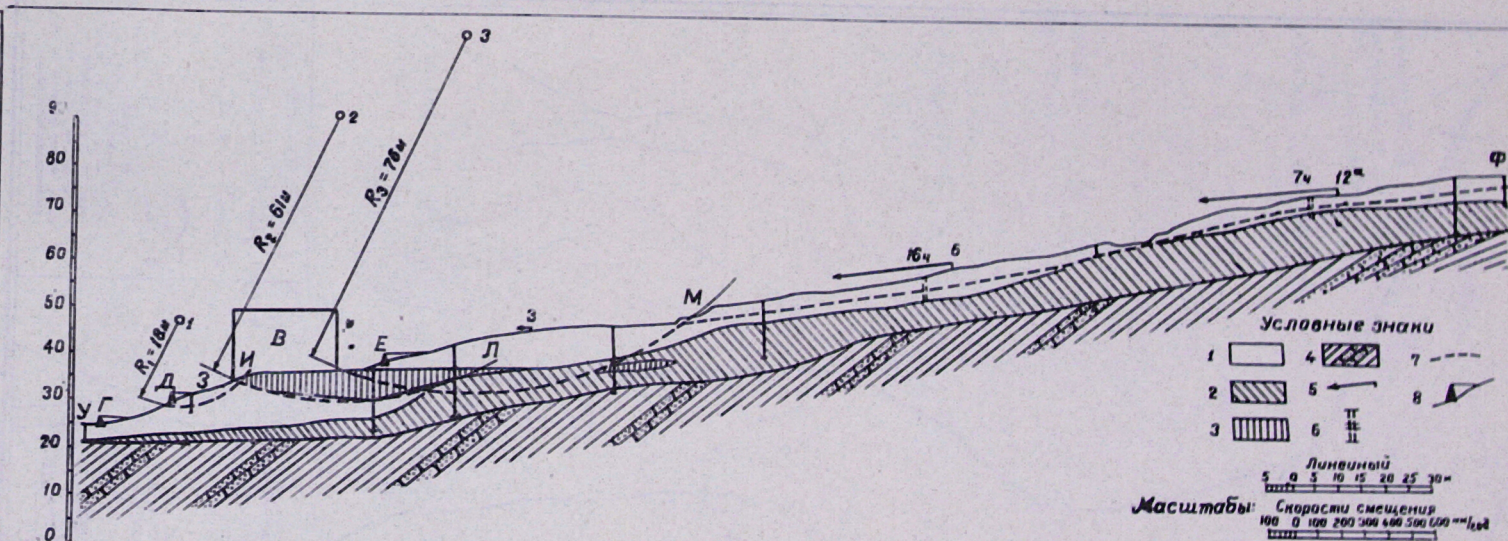
- Денисов Н. Я., 1960. Инженерная геология. Госстройиздат, М.
- Емельянова Е. П., 1959. О значении литологического состава горных пород в оползневых процессах и классификации оползней. Изв. Высш. учебн. зав., геология и разведка, 10:78—85.
- Золотарев Г. С., 1964. Генетические типы оползней, их развитие и изучение. Матер. совещ. по вопросам изуч. оползней и мер борьбы с ними. Изд. Киевск. ун-в., Киев, 165—170.
- Маслов Н. Н., 1955. Условия устойчивости склонов и откосов в гидротехническом строительстве. Госэнергоиздат, М.
- Осипов А. Е., Сергеев В. и Плотников Ю., 1964. Режим и динамика глетчеровидных оползней в районе г. Сочи. Матер. совещ. по вопросам изуч. оползней и мер борьбы с ними. Изд. Киевск. ун-в., Киев, 124—127.
- Попов И. В., 1958. Инженерная геология. Изд. МГУ, М.
- Тер-Степанян Г. И., 1965. Полевое определение реологических характеристик грунтов на склонах. ДАН АрмССР, 40(1): 7—12. Определение реологических характеристик грунтов на склонах in-situ. Матер. к VI Междунар. конгр. по мех. грунтов и фундаментам. Строиздат, М., 174—178.
- Ter-Stepanian G., 1965. In-situ determination of the rheological characteristics of soils on slopes. Proc. Sixth Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engrg., Montreal, 1965, 2: 575—577.

Նկ. 1. Աղբի մոտ՝ Խոստայում «Ստրելա» դանդաղ հոսանքովի պլանը:
 1—հենապատ, 2—ոռանքային ճեղքվածք, 3—ողղակի սահմանները, 4—ճեղքվածքը կառուցվածքում, 5—տեղաշարժման արագության վեկտոր (մասշտաբը ներքևում), 6—ուղղաշարժի հենման կետերը, 7—տեղանիշ, 8—զեֆարմացիոն փակ հոր:

Рис. 1. План медленного земляного потока «Стрела» в Хосте, у Сочи.
 1—подпорная стенка; 2—оползневая трещина; 3—граница промойны; 4—трещина в сооружении; 5—вектор скорости смещения (масштаб внизу); 6—опорная точка строения; 7—репер; 8—закрытый деформационный колодец.

Fig. 1. Plan of the slow earthflow „Strela” in Khosta, near Sochi.
 1—retaining wall; 2—landslide fissure; 3—boundary of a washout; 4—fissure in structure; 5—vector of velocity of displacement; 6—base-mark of a traverse; 7—benchmark; 8—closed deformation well. Scales: linear (above) and of velocities of displacement (below).





Նկ. 2. «Ստրելա» դանդաղ հոգանոսի երկրաբանական կտրվածքի ՄՓ առանցքով:

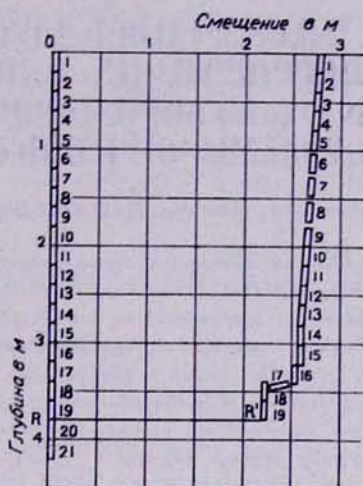
1—դեղնա-գորշ պլաստիկ կավեր. 2—կանաչ-կապույտ խիտ կավեր. 3—տեղաշարժված արգիլիտների բլոկներ. 4—օլիգոցենյան արգիլիտներ ավազաքարերի միջնաշերտերով. 5—տեղանիշ և տեղաշարժման արագության վեկտոր (մասշտաբը ներքևում). 6—դեֆորմացիոն փակ հոր և սահեցման հաստատված մակերևույթ. 7—հողահորի սահեցման մակերևույթ. 8—հենապատ. 1, 2 և 3 թվերը՝ սահեցման հավանական շրջանների կենտրոններն են:

Рис. 2. Геологический разрез по оси УФ медленного земляного потока «Стрела».

1—желтовато-бурые пластичные глины; 2—зеленовато-синие плотные глины; 3—смещенные блоки аргиллитов; 4—олигоценные аргиллиты с прослоями песчаника; 5—репер и вектор скорости смещения (масштаб внизу); 6—закрытый деформационный колодец и установленная поверхность скольжения; 7—поверхность скольжения земляного потока; 8—подпорная стенка. Цифры 1, 2 и 3—центры вероятных кругов скольжения.

Fig. 2. Geological section along the axis УФ of the slow earthflow «Strela».

1—yellowish-brown plastic clays; 2—greenish-blue dense clays; 3—displaced blocks of argillites; 4—Oligocene argillites with sandstone seams; 5—benchmark and vector of velocity of displacement; 6—closed deformation well and the ascertained surface of sliding; 7—surface of sliding of the earthflow; 8—retaining wall. Figures 1, 2 and 3—centres of the probable circles of sliding. Scales: linear (above) and of velocities of displacement (below).



Նկ. 3. Դեֆորմացիոն փակ № 174 հորի կտրվածքը տեղադրման ժամանակ (ձախից) և բացումից հետո (աջից):

Рис. 3. Разрез закрытого деформационного колодца № 174 при установке (слева) и при вскрытии (справа).

Fig. 3. Cross-section of the closed deformation well No. 174 by the setting (left) and after opening (right).