

ԼԱՆՋԻ ԶԵՎԱՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԴԻՏՈՒՄՆԵՐԻ ՕԳՏԱԳՈՐԾՈՒՄԸ ՍՈՂԱՆՔԻ ՄՆԵԱՆԻՉՄԻ ՎԵՐԼՈՒԾՄԱՆ ՀԱՄԱՐ*

Պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ**

Ռ և Ֆ Ն ա տ: Խորքային սողքի փուլում լանջի ձևափոխությունների դիտման արդյունքները կարող են օգտագործվել սողանքի մեխանիզմի որոշման համար: Հնդվածում մանրամասն քննարկվում է լանջերի միաժամանակյա սողանքի դինամիկան թեթև հարթության, պտտական, կորագծային ոչ պտտական և բարդ մակերևույթներով տեղաշարժման դեպքերում: Դրանցից յուրաքանչյուրի համար ցույց են տրված տեղաշարժման վեկտորների բաշխումը և զարգացող ճարների տեսակները: Սահեցման հարթ մակերևույթի համար քննարկված են առաջընթաց սողանքի դեպքում վեկտորների բաշխումը և ճարերի տեսակները՝ կախված լանջի սողանքային օջախի դիրքից: Հնդվածում նկարագրվում է Սոլիի բաղմահարկ սողանքի դեպքը, որտեղ հայտնաբերվեց մեկը մյուսի վրա տեղադրված երեք հարկ սողանքների առկայությունը. այս բոլոր սողանքները գտնվում են խորքային սողքի փուլում:

Սողանքների իրական մեխանիզմը զգալիորեն ավելի բարդ է, քան այն տեսական պարզեցված սխեմաները, որոնք դրվում են լանջերի կայունության ինժեներական հաշվարկների հիմքում:

Դա ավելի քիչ չափով է վերաբերում համասեռ նյութի լցման ուղիով առաջացած արհեստական լանջերին, և մեծ նշանակություն ունի սահմանային հավասարակշռության վիճակին մոտ գտնվող արհեստական լանջերի համար: Հետազոտողները հատուկ ուշադրություն պետք է դարձնեն զրուռտի կտրման հետևանքով սողանքային շրջաններում առաջացած արհեստական լանջերին, կապված ճանապարհների, ջրանցքների ու տարրեր կառույցների շինարարության հետ: Նման դեպքերում սողանքային մեխանիզմի ուսումնասիրությունը զգալարանում է ոչ միայն լանջի կայունության և ձևափոխության վրա ազդող բաղմամբի և երկրաբանական, հիդրոերկրաբանական, գեոմորֆոլոգիական և ինժեներա-երկրաբանական գործոնների հաշվառման անհրաժեշտությամբ, այլև այս գործոնների համեմատական գերի բացահայտման բարդության հետևանքով:

Հենց պրոցեսի ամբողջական պատկերի ստեղծումն էլ հանդիսանում է սողանքի վերլուծության խնդիրը: Այդ ուսումնասիրության տարածական տե-

* Զեկուցումը կարդացվել է Զեխոստովիայի ԳԱ երկրաբանության ինստիտուտում, Պրագա, 1967 թ. հունվարի 9-ին և Բուլղարիայի ԳԱ երկրաբանության ինստիտուտում, Սոֆիա, 1967 թ. հունվարի 31-ին:

** ՀՍՍՀ ԳԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գեոմեխանիկայի բաժնի վարիչ:

անակյունը հնարավորություն կտա ընտրել լանջի վրա կառույցների տեղադրումն և հակասողանքային գործունեության տեսակների ու միջոցների ընտրությունը նպատակահարմար սխեմա, իսկ ժամանակային տեսանկյունը հնարավորություն կտա իրականացնել աստիճանական պայքարը սողանքների դեմ և կազմել լանջի վարքի կանխագուշակումներ:

Այս տեսակետից մեծ և դեռևս ոչ բավական աշխի դնահատված օգնություն կարող են ցույց տալ սողանքային ճարքերի վերլուծությունը և լանջերի տեղանիշների շարժման գործիքային սխեմատիկ դիտումների արդյունքները, որոնք անց են կացվում լանջերի խորքային սողքի նախապատրաստական փուլում: Այս հարցի բնարկումը հարմար է անցկացնել հետևյալ հաջորդականությամբ՝ 1) լանջերի դինամիկան միաժամանակյա սողանքի ղեկավարում, 2) լանջերի դինամիկան զարգացող սողանքի ղեկավարում, 3) լանջերի դինամիկան բաղմամարկ սողանքի ղեկավարում:

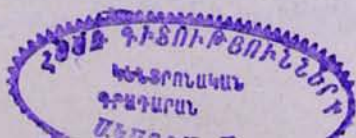
ԱՆՁԻ ԴԻՏԱՄՈՒՄՆ ԽԻՍՏԱՄԱՆԱԿՑԱ ՍՈՂԱՆՔԻ ԴԵՊՔՈՒՄ

Սահեցման բոլոր տեսական սխեմաներում ընդունված է հարթ խնդիր, այսինքն ենթադրվում է, որ սողանքը ունի անսահման լայնություն և, հետևաբար, սողանքային մարմնի բոլոր լայնակի կտրվածքները նույնական են: Դա հնարավորություն է տալիս դիտել լանջի մի նեղ, օրինակ, մեկ մետր լայնությամբ շերտի հավասարակշռության խնդիրը: Իրականում այդպիսի անընդմեջ սողացող լայն լանջեր գոյություն չունեն և սողանքների մեծ մասը ունեն կլորավուն, կրկեսաձև կամ ցլատուն կերպով արտահայտված երկարավուն ձև: Որպես կանոն, սողանքային լանջերը աչքի են ընկնում համրիչակերպ կառուցվածքով, նրանց վրա հերթադալվում են առանձին կրկեսներ կամ ձգված հողահոսքեր՝ դրանց միջև բարձրացող միջսողանքային կատարներով: Այս միջսողանքային կատարները, բաժանված սողանքային կրկեսների կողմից առաջացված իջեցվածքով, ցլատուն առանձնանում են ուլյեֆում, լանջի վերին մասերում: Լանջի ստորին մասերում միջսողանքային կատարները սովորաբար ծածկված են լինում տեղաշարժված նյութերով, որոնք առաջացնում են սողանքային լեզուներ, սակայն այդ ծածկույթի տակ միշտ էլ կարելի է հայտնաբերել միջսողանքային կատարների ստորդետնյա շարունակությունը:

Դրականության մեջ նկարագրված սահեցման սխեմաները ստորաբաժանվում են հետևյալ տեսակների. 1) տեղաշարժում թեք հարթությամբ, 2) տեղաշարժում պտտական մակերևույթներով, 3) տեղաշարժում կորագիծ մակերևույթներով, որոնք պտտական մակերևույթներ չեն հանդիսանում և 4) տեղաշարժում բարդ մակերևույթներով: Հաջորդականությամբ քննարկենք դրանք.

1. Տեղաշարժումը թեք հարթությամբ. այս լեռնային ապարների տեղափոխության ամենապարզ ձևն է, որ սովորաբար տեղի է ունենում երկար լանջերին: Իրրե ալգալիսի AB հարթություն կարող է ծառայել լանջի մակերևույթին զուգահեռ շերտավորման հարթությունը, տեկտոնիկ խոշոր ճարքի մակերևույթը կամ, վերջապես, այն հարթությունը, որ հողմահարված ապարների վերին շերտը բաժանում է չհողմահարված արմատական ապարների ներքին շերտից (նկ. 1*):

* Նկարները տե՛ս էջ 41—51:



Սողանքի տեղաշարժման արագությունների վեկտորները այս դեպքում զուգահեռ են և հորիզոնի նկատմամբ ունեն միևնույն թեքությունը։ Նրանք ունեն միաժամանակյա և հավասար էքստրեմումներ։ Շերտավորման թեք հարթությամբ տեղաշարժման օրինակ կարող է ծառայել Շվեյցարիայում Ռոս-հարթությամբ տեղաշարժման օրինակ կարող է ծառայել (Heim, 1932)* և Զատե-բերգ լեռան լանջի սողանքները Գոլդաուի մոտ՝ 1806 թ. (Heim, 1932)* և Զատե-լի մոտ 1910 թ. (Wehrli, 1910), իսկ տեկտոնիկ ճարով՝ 1903 թվականի Տերալ սարի սողանքը՝ Ֆրենկի մոտ, Կանադայում (McConnell and Brock, 1904)։

2. Տեղաշարժումը *AB* պտտական մակերևույթով տեղի է ունենում կարճ լանջերին, որոնք կազմված են կավային հաստ կոտակումներից (նկ. 2)։ Զնայած սահեցման մակերևույթը կարող է ունենալ որևէ պտտական մակերև-վույթի ձև՝ շրջանազևնաձև, շրջանակոնաձև, պտտման էլիպսոիդաձև և այլն, տեսական սխեմաներում ի նկատի են առնվում սահեցման շրջանազևնաձև մակերևույթները։ Նման գլանների շառավիղները կարող են տատանվել լայն սահմաններում։ Այսպես, Պանամայի ջրանցքի սողանքներում զրանք կազմում էին 24-ից մինչև 870 մ (Binger, 1948), Լոդալենի (Նորվեգիա) 1954 թվակա-նի սողանքում՝ 65 մ (Севальдсон, 1960)։ Խոստայի, Սոչիի մոտ, դանդաղ հո-ղահոսքի բերանի մասի երեք հաջորդական պտտական սողանքներն ունենին հա-մապատասխանաբար 18, 61 և 76 մ պտտման շառավիղներ (Տեր-Ստեփան-յան և ուր., 1968)։ Շրջանակոնաձև մակերևույթի սողանք դիտվել է Օդեսայում, 1935 թվականին (Андросов, 1936)։

Ախանիկական առումով թեք հարթությամբ և պտտական մակերևույթ-ներով տեղաշարժման ընդհանուր կարևոր առանձնահատկությունը սողացող զանգվածի երկրաշափական ձևի անփոփոխ պահպանման հնարավորությունն է, քանի որ նրա ամեն մի դիրքում տեղավորող սողանքի հունի ուղիագծերը հա-մապատասխանում են տեղափոխվող մարմնի ձևին։

Այսպիսի մակերևույթներով սահեցման ժամանակ զրավիտացիոն ուժերի աշխատանքը նվազագույնն է, քանի որ այն ծախսվում է միայն սողանքի հունի և տեղափոխվող մարմնի միջև տեղավորված համեմատաբար բարակ թաղան-թում զրոնտի մասնիկների քայքայման և շփման վրա, եթե, անշուշտ, ամբողջ մարմնի սահումը կատարվում է միաժամանակ։ Լանջի ձևափոխման այսպիսի դեպքերը կարելի է համապատասխանաբար նմանեցնել բլուրի շարժմանը՝ թեք մակերևույթով, կամ, լիսեռի պտտմանը՝ առանցքակալում։ Քանի որ այս դեպ-քում զրոնտի ներքին տեղափոխման վրա էներգիայի ծախսում տեղի չի ունե-նում, ապա սահումը նման մակերևույթներով տեղի է ունենում ավելի շուտ կամ հեշտ, քան մյուս մակերևույթներով։ Դրանով է բացատրվում բնության մեջ սա-հեցման մակերևույթների հատկապես նշված տեսակների լայն տարածումը։

Սողանքի տեղաշարժման արագությունների վեկտորները տվյալ դեպքում տեղադրվում են այնպես, որ զրանց ուղղահայացները հատվեն պտտման ընդ-հանուր *C* առանցքի հետ։ Տեղաշարժման վեկտորների մեծությունը սահեցման մակերևույթում նույնն է (բարակ սլաքները 2-րդ զծագրում), սակայն չափվող տեղաշարժման վեկտորները (օրինակ, № 3 տեղանիշը) ավելի փոքր կլինեն և կորոշվեն պտտման *CB* շառավիղի և № 3 տեղանիշի բազուկի փոխհարաբե-րությամբ. վերջինս որոշվում է կենտրոնից մինչև № 3 կետը ընկած հեռավոր-րությամբ։

* Գրականությունը տե՛ս էջ 39—40։

Թեք հարթության մեջ պատահական մակերևույթներով միաժամանակյա տեղաշարժման դեպքում սողանքի բոլոր կետերի արագությունները ունեն միաժամանակյա էքստրեմումներ (նկ. 1, 2): Լանջի վրա, սողանքային մարմնի վերին սահմանի մոտ գլխավորապես դիտվում են իջեցված ձգման B ճեղքվածքներ, իսկ ստորին սահմանի մոտ՝ բարձրացված սեղմման A ճեղքվածքներ (Тер-Степанян, 1958): Դրանց հետագա տարբերակումը կախված է սողացող և ընդդիմադրող դանդվածների խտությունների փոխհարաբերությունից: Եթե սահումը կատարվում է միաժամանակ, լանջի միջին մասում ճաքեր չեն նկատվում:

Շրջանադաճներից տարբերվող պտտական մակերևույթներով տեղաշարժվելիս շարժվող դանդվածքի ստորին մակերևույթի տարբեր կետերի անցած ուղին սողանքի հունի նկատմամբ նույնը չէ և կախված է պտտման շրջագծերի շառավիղներից: Այդ պատճառով էլ լանջի մակերևույթի՝ տարածման միենույն դժի վրա դանդվող տեղամասերը կարող են լինել ձևափոխության տարբեր փուլերում՝ կոշտության, սողքի և պլաստիկության փուլերում: Դրա հետևանքով սողքի և պլաստիկության գոտիների միջև եղած սահմաններում առաջանում են սահքի երկայնակի ճաքեր: Դրանք կողերից սահմանագծում են սողանքային մարմինները:

3. Տեղաշարժումը կորագիծ մակերևույթներով, որոնք պտտական մակերևույթներ չեն հանդիսանում, իրենից ներկայացնում է սողանքի տարածված տեսակ այն լանջերում, որոնք կաղմված են տարբեր դիմադրողականության ապարներից (նկ. 3 և 4):

Ախտանիկական առումով այսպիսի մակերևույթները սկզբունքորեն տարբերվում են վերևում նկարագրված երկու տեսակներից, բանի որ սահեցման մակերևույթի կորությունը՝ հողային դանդվածների տեղափոխման ուղղությամբ, անընդհատ փոփոխվում է, իսկ սողացող մարմինը ձևափոխվում է, մշտապես հարմարվելով հենման նոր պայմաններին: Դրա հետևանքով սողանքի տեղաշարժման ժամանակ հողային մարմնում տեղի է ունենում զրուների մասնիկների ներքին տեղափոխություն և այնտեղ առաջանում են լրացուցիչ լարումներ, իսկ հետագայում՝ զրուների խզումային ձևափոխություններ, որոնցով կարելի է դատել տեղաշարժման բնույթի մասին:

Շատ սողանքների սահեցման մակերևույթների իրական ձևը դեռևս անբավարար է ուսումնասիրված: Առաջարկված են սողանքի հունի կորագծերի մի բանի ձևեր՝ ցիկլոիդ, ձևափոխված հիպոցիկլոիդ, լոգարիթմական պարաբոլ և այլն:

Սողանքի բնույթի վերլուծության համար նպատակահարմար է կորագիծ մակերևույթները ստորաբաժանել երկու խմբի, նաչած թե որ ուղղությամբ է կատարվում դրանց կորության փոփոխությունը:

3-րդ նկարում ցուցադրված է մի դեպք, երբ սահեցման AB մակերևույթի կորությունը լանջի հատակի ուղղությամբ նվազում է: Սողանքի տեղաշարժման արագությունների վեկտորները տեղադրվում են այնպես, որ դրանց ուղղահայացները շոշափեն զոդավորությամբ դեպի երկինք դարձած CD կորագիծը: 4-րդ նկարում ցույց է տրված մեկ այլ դեպք, երբ սահեցման AB մակերևույթի կորությունը լանջի հատակի ուղղությամբ մեծանում է: Այդ ժամանակ սողանքի տեղաշարժման արագությունների վեկտորների ուղղահայացները շոշափում են CD կորագիծը, որ զոդավորությամբ դարձած է դեպի գետինը:

Սողանքի մակերևույթին տեղաշարժվող մարմնի վերին ու ստորին սահ-

դործում արժեքավոր ավանդ ունի պրոֆեսոր Սկեմպտոնը (1967)^{*} իր Ռենկին-յան շորթորդ դասախոսությունը²: Այն ժամանակահատվածը, որի ընթացքում դարգացող փուլումը տարածվում է սահնցման ամբողջ պոտենցիալ մակերե-վույթով, կարող է տատանվել լայն սահմաններում: Պրոցեսը համեմատաբար արագ է ընթանում Սկանդինավիայի հետսաւցադաշտային բարձրագույն փափուկ կալերում, և զգալիորեն ավելի երկար՝ երրորդական գերկոնսոլիդաց-ված կալերում:

Ինչպես նշվել է, սողանքի կարճատև ընթացքի դեպքում նրա բոլոր կետերի տեղաշարժման արագությունները ունեն միաժամանակյա էքստրեմումներ և լանջի միջին մասերում ճաքեր չեն առաջացնում: Նման դեպքեր դիտվում են փոքր սողանքներում: Ավելի բարդ է պատկերը մեծ սողանքներում:

Դիտենք դարգացող սողանքը՝ սահնցման հարթ մակերևույթով. մակերե-վույթի մյուս տեսակների համար լանջի ձևափոխությունները ընդհանուր առ-մամբ նույնը կլինեն:

Եթե սողանքի օջախը գտնվում է լանջի վերին մասում և առաջընթաց տա-րածվում է լանջն ի վայր (նկ. 6), ապա վերադիր տեղանիշերի շարժման արա-դությունների կորագծերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրեմումներ, իսկ սո-ղանքի միջին մասերում, սողանքային օջախից ցած, դիտվում են սեղմման հո-րիզոնական C ճաքեր: Ընդհակառակը, եթե սողանքային օջախը գտնվում է լանջի ստորին մասում (նկ. 7) և հետընթաց տարածվում է լանջն ի վեր, ապա ցածրա-դիր տեղանիշերի արագության կորագծերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրե-մումներ և լանջի միջին մասերում դիտվում են ձգման հորիզոնական C ճաքեր: Վերջապես, եթե սողանքային օջախը գտնվում է լանջի միջին մասում (նկ. 8) և պրոցեսը տարածվում է երկու ուղղություններով—հետընթաց՝ լանջն ի վեր և առաջընթաց՝ լանջն ի վայր, ապա առավել վաղ էքստրեմումներ ցույց են տա-լիս այն տեղանիշերը, որոնք գտնվում են սողանքի միջին մասում: Ձգման հո-րիզոնական C ճաքեր են դարգանում սողանքի օջախից վեր տեղադրված շրջա-նում և սեղմման հորիզոնական D ճաքեր՝ սողանքի օջախից ցած տեղադրված շրջանում:

Լանջի զինամիկայի իրական պատկերը շատ ավելի բարդ է, քան այս սխե-մայում նկարագրվածը, նույնիսկ հաշվի առնելով լանջերի ձևափոխության դարգացման ոչ միաժամանակությունը: Մեծ նշանակություն են ձեռք բերում երկրաբանական կառուցվածքի առանձնահատկությունները և սողանքի հունի պլաստիկան, որոնք անրավարար չափով են հաշվի առնվում տեսական վեր-լուծման ժամանակ: Օրինակ կարող են ծառայել հեղինակի կողմից ուսումնա-սիրված հետևյալ երկու դեպքերը:

Սահնցման մակերևույթի ստորգետնյա բարդ ռելյեֆ ունի օլիգոցենային կավերի հողմահարման հետևանքով 1941 թ. Լիխում (Վրաստան) տեղի ունե-ցած խոշոր սողանքը (նկ. 9): Լանջի հիմքում ընկած երկու ռիսյան և մեկ վլուրմ-յան դարատափները կազմում են սանդղավոր պրոֆիլ, որով և սողում են տեղա-շարժվող հողահոսքերը (Тер-Степанян, 1961): Դիտումները ցույց տվին, որ տեղաշարժման փեկտորների թերումը արտացոլում է սողանքի հունի ստոր-գետնյա ռելյեֆը: Լիխի հողային զանգվածների տեղաշարժման բաղժամյա դի-

* Այս դասախոսության հայերեն և ռուսերեն թարգմանությունները ղեկավարված են ներկա ժո-ղովածուում:

տումները կատարվում էին Հայրենական պատերազմի ամբողջ ժամանակաշրջանում: Սողանքի վրայով երկաթուղային կարևոր գիծ էր անցնում և դիտումները հնարավորություն տվին ապահովել երթևեկության անվտանգությունը, սողանքի կարճժամկետ կանխագուշակումների միջոցով:

Ուլյանովսկի (Վոլգայի վրա) բարձր լանջին զարգանում է դանդաղընթաց խոշոր հողահոսք, որ հիշեցնում է հունի մեջ գալարվող և ավերի ելուստներով շեղվող գետ (նկ. 10): Հողահոսքը սկսվում է D-ում և նախ ուղղվում է դեպի շեղվող գետ (նկ. 10): Հողահոսքը սկսվում է D-ում և նախ ուղղվում է դեպի աջ կողմը: Այստեղ նա E-ում հանդիպում է սողանքային հին, ժամանակավորապես անշարժացած զանգվածների դիմադրությանը և թեքվում է լանջին ի վայր: Դրանից հետո հողային զանգվածները դեմ են առնում ստորգետնյա F ելուստին և առաջացնում հողավեժ: Անցնելով այստեղից, հողային զանգվածները հանդիպում են միջսողանքային G կատարի ստորգետնյա H շարունակությանը, դրա հետևանքով շեղվում են դեպի աջ, հասնում գետային K դարատափին և, շարունակելով շեղումը դեպի աջ, կազմում են L ելուստը: 1951-ից մինչև 1955 թ. սողանքի բազմամյա դիտումների հետևանքով ուսումնասիրվեց նրա մեխանիզմը և արվեց սողանքի կանխագուշակում, որն իրականացավ մի քանի ամիս անց:

ԼԱՆՋԻ ԴԻՆԱՄԻԿԱՆ ԲԱԶՄԱՆԱՐԿ ՍՈՂԱՆՔԻ ԺԱՄԱՆԱԿ

Նկարագրված դեպքերը վերաբերում են պարզ, միահարկ սողանքներին, որոնց վերլուծությունը համեմատաբար բարդ չէ: Անհամեմատ ավելի բարդ է բազմահարկ սողանքների դինամիկայի պատկերը, որոնք մենք առաջին անգամ հայտնաբերել ենք Սոչիում՝ Բիտլա սարի լանջին: Սողանքը զարգանում է դեպի ծովը իջնող օլիգոցենյան արգիլիտներից և ավազաքարերից կազմված բրախիանտիկլինալի թևին:

Սողանքի տեղաշարժման վեկտորների բաշխման վերլուծության ժամանակ հայտնաբերվեց դինամիկայի մի բարդ պատկեր: Վեկտորների մեծությունների և ուղղությունների տատանումները չէին կարող բացատրվել գեոդեզիական աշխատանքների անբավարար ճշգրտության պատճառով: Մենք մշակեցինք խորքային սողքի արագությունների վեկտորների տարրալուծման գրաֆիկական մեթոդ, որի կիրառումը՝ սողանքային ճաքերի և կառույցների ձևափոխության վերլուծության հետ մեկտեղ հնարավորություն տվեց բացահայտել լանջի արտակարգ հետաքրքիր դինամիկան (Ter-Stepanian, 1966):

Լանջի վրա զարգանում են մեկը մյուսի վրա տեղադրված սողանքային երեք մարմին. այդ բոլոր մարմինները գտնվում են խորքային սողքի փուլում: 11-րդ նկարում ցույց է տրված ֆունիկուլյորի պլանը և առանցքային կտրվածքը, որ անցնում է մոտավորապես վերին երկու հարկերի սողանքների կենտրոնադժերով:

Ստորին կամ առաջին հարկը կազմում է օլիգոցենյան արմատական 1 ապարների աղեղնաձև մակերևույթին ընկած արգիլիտների և ավազաքարերի բլոկների 3 զանգվածաշերտը: Մինչև 60 մ խորության հասնող այդ բլոկները տեղաշարժվել են վերին պլեյստոցենում տեղի ունեցած պտտական հսկայա-

* Հողային զանգվածների շարժման ուղղության վրա սողանքի հունի ազդեցության մեկ այլ օրինակ է Խոստայի զանգաղ հողահոսքը Սոչիի մոտ (Տեր-Ստեփանյան և ուր., 1968):

կան սողանքների հետեանքով. նրանք ղեռ շարունակում են դանդաղ տեղաշարժվել: Տեղաշարժող զանգվածի երկարությունը 900 մետրից ավելի է, լայնությունը հասնում է 500 մ, իսկ առաջին հարկի խորքային դարավոր սողքի տարեկան արագությունը չափվում է սանտիմետրերով: Առաջին հարկի սողանքի վրա տեղադրված է առողջարանի S կորպուսը: Նա առանց ձևափոխվելու կոշտապես տեղաշարժվում է սողանքի հետ միասին: Մովի ավին սողանքը տեղաշարժում է Q առափնյա պատը. տեղաշարժման մեծությունը կազմում է 1,1 մ:

Ավելի վեր գտնվում է սողանքի երկրորդ հարկը, որտեղ ներգրավված է մինչև 20 մ հաստության խիստ փշրված արքիլիտների 4 շերտը: Այս շերտը առաջացել է առաջին հարկի սողանքը կազմող բլոկների հետագա հողմահարման և սահեցման հետևանքով: Այս զանգվածներում դարգանում է հարթ խորքային սողք, որի արագությունը տարեկան կազմում է մոտ մեկ սանտիմետր: Սողանքի այս հարկով անցնում է ֆունիկուլյորի T փապուղին: Սողանքի լեզվի վրա գտնվում է շրջանավոր կոնստրուկցիայի եռաթռիչք երկաթբետոնե M կամուրջը: Նախկինում այն ամբողջությամբ տեղաշարժվում էր սողանքի հետ՝ մնալով անփնաս: Երկրորդ հարկի սողանքը լանջի ստորին մասում առաջացնում է ֆունիկուլյորի երկաթուղային գծի ձևափոխություն: Երկաթուղու պաշտպանության համար կառուցվեց մի կարճ R հենակառ (ատամ), որ երկուսի էր բաժանում սողանքի լեզուն: Արդյունքը եղավ այն, որ հողային զանգվածները շարունակում էին ճնշել կամուրջի հաստարանները, իսկ երկու միջակա նեցուկները դադարեցին տեղաշարժվել: Դրա հետևանքով կամուրջն սկսեց բանդվել: Մեր հանձնարարությամբ կամուրջի թռիչքային կառուցվածքը անջատեցին միջակա նեցուկներից և դրանով ստեղծեցին նեցուկներով սահեցման պայմաններ: Այս միջոցառումը պահպանեց կամուրջը:

Սրանից վեր գտնվում է սողանքի երրորդ հարկը, որ իրենից ներկայացնում է մինչև 6 մ հաստությամբ կոլյուվիալ ծածկույթում դարգացող զանդաղ 5 հողահոսը: Դանդաղ հողահոսը զալարվում է լանջով, կղզի կազմելով ֆունիկուլյորի փապուղու վերին պորտալի մոտ: Ֆունիկուլյորի վերին Ս կայարանը գտնվում է երրորդ հարկի սողացող հողային զանգվածների վրա: Ֆունիկուլյորի Ս վերին կայարանի և T փապուղու վերին պորտալի մոտեցումը տարեկան մոտ 25 մմ է կազմում: Այդ մեծությունը երկրորդ և երրորդ հարկերի խորքային սողքի արագությունների տարբերությունն է: Այս մոտեցման հետևանքով ֆունիկուլյորի վերին կայարանի (սողանքի երրորդ հարկ) և փապուղու պորտալի (սողանքի երկրորդ հարկ) միջև գտնվող կոնտակտում քայքայվում է ֆունիկուլյորի հզոր էստակադան այն ժամանակ, երբ ամբողջությամբ սողանքի երրորդ հարկում գտնվող վերին կայարանի թեթև շները մնում է անփնաս:

Մեկ այլ խոշոր երկհարկ սողանք դարգանում է Հայաստանում, միջնադարյան Գեղարդ վանքի մոտ: Այստեղ Աղատ գետի խոր ներհատման հետևանքով առաջացել է ժայռե սողանք: Անշարժ զանգվածի հետ այս սողանքի կոնտակտի գծով անցնում են երկու զանդաղ հողահոսեր:

Հստ երևույթին, բազմահարկ սողանքները իրենցից արտաստվոր երևույթ չեն ներկայացնում, հատկապես երիտասարդ լեռնային երկրներում, ծովափնյա շրջաններում և երիտասարդացված գետերի ավերին: Բազմահարկ սողանքների մեխանիզմը որոշվում է լանջերի երկրաբանական կառուցվածքով, դրանց երկրաչափական բնութագրերով և սողանքի պատմությունով:

Կիրառելով տեղաշարժման միջին տարեկան արագությունների գրաֆիկական տարրալուծումը բաղադրիչների, որոնք համապատասխանում են սողանքի տարրեր հարկերին, կարելի է վերծանել լանջի դինամիկայի պատկերը և բացահայտել սահեցման մեխանիզմը:

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ДЕФОРМАЦИЯМИ СКЛОНА ДЛЯ АНАЛИЗА МЕХАНИЗМА ОПОЛЗНЯ*

Профессор, доктор техн. наук Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН**

Резюме. Результаты наблюдений за деформациями склона в фазе глубинной ползучести могут быть использованы для установления механизма оползания. Подробно рассматривается динамика склонов при одновременном оползании для случаев смещения по наклонной плоскости, по поверхности вращения, по криволинейным невращательным и по сложным поверхностям. Для каждого из них показано распределение векторов смещения и типы развивающихся трещин. Для случая плоской поверхности скольжения рассмотрено распределение векторов и типы трещин при прогрессирующем оползании в зависимости от положения очага оползания на склоне. Описывается случай многоярусного оползания в Сочи, где было установлено наличие трех ярусов оползней, расположенных друг над другом; все они находятся в фазе глубинной ползучести.

Действительный механизм оползней значительно сложнее тех упрощенных теоретических схем, на которых основываются инженерные расчеты устойчивости склонов. Это в меньшей мере относится к искусственным откосам, образованным путем отсыпки однородного материала, и имеет большое значение для естественных склонов, находящихся в состоянии, близком к предельному равновесию. Особое внимание исследователей должны привлекать искусственные склоны, образованные путем срезки грунта в оползневых районах в связи со строительством дорог и каналов, возведением сооружений и т. д. Изучение механизма оползания в таких случаях затрудняется не только вследствие необходимости учета многочисленных геологических, гидрогеологических, геоморфологических и инженерно-геологических факторов, оказывающих влияние на устойчивость и деформируемость склона, но также и вследствие сложности выявления относительной роли этих факторов. Установление всей картины процесса и представляет задачу анализа оползания. Пространственный аспект этого изучения позволит выбрать целесообразную схему расположения сооружений на склоне, тип и способы противооползневой деятельности, а временной аспект даст возможность осуществлять стадию борьбу с оползнями и составлять прогнозы поведения склона.

* Доклад, сделанный в Геологическом институте Чехословацкой Академии наук в Праге 9 января 1967 г. и в Геологическом институте Болгарской Академии наук в Софии 31 января 1967 г.

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

Большую и еще недостаточно оцененную помощь в этом отношении могут оказать анализ оползневых трещин и результаты систематических инструментальных наблюдений за смещением реперов на склонах, проводимые в подготовительной фазе глубинной ползучести склонов. Рассмотрение этого вопроса удобно провести в следующей последовательности: 1) динамика склонов при одновременном оползании; 2) динамика склонов при прогрессирующем оползании и 3) динамика склонов при многоярусном оползании.

ДИНАМИКА СКЛОНА ПРИ ОДНОВРЕМЕННОМ ОПОЛЗАНИИ

Во всех теоретических схемах оползания принимается плоская задача, т. е. предполагается, что оползень имеет бесконечную ширину и, следовательно, все поперечные разрезы оползневого тела идентичны. Это позволяет рассматривать задачу равновесия узкой полосы склона шириной, например, в один метр. В действительности таких сплошных широких оползающих склонов не существует, и большинство оползней имеет округлую, циркообразную или ясно выраженную удлинненную форму. Как правило, оползневые склоны отличаются четкообразным строением: на них чередуются отдельные цирки или вытянутые земляные потоки с выступающими между ними межоползевыми гребнями. Эти межоползневые гребни в верхних частях склона ясно выделяются в рельефе, будучи разделены депрессиями, образованными оползевыми цирками. В нижних частях склона межоползневые гребни обычно бывают покрыты сместившимся материалом, образующим оползневые языки; однако под этим покровом всегда можно обнаружить подземное продолжение межоползневых гребней.

Описанные в литературе схемы оползания подразделяются на следующие типы: 1) смещение по наклонной плоскости; 2) смещение по поверхностям вращения; 3) смещение по криволинейным поверхностям, не являющимся поверхностями вращения, и 4) смещение по сложным поверхностям. Рассмотрим их последовательно.

1. *Смещение по наклонной плоскости* является простейшим видом перемещения горных пород, обычно происходящим на длинных склонах. Этой плоскостью АВ может служить параллельная поверхности склона плоскость напластования, поверхность крупной тектонической трещины или, наконец, плоскость, отделяющая поверхностный плащ выветрелых пород от подстилающих неветрелых коренных пород (рис. 1*).

Векторы скоростей смещения оползня в рассматриваемом случае параллельны и имеют одинаковый наклон к горизонту; они имеют одновременные и равные экстремумы. Примерами смещения по наклонной плоскости напластования являются оползни на склоне горы Россберг в Швейцарии у Гольдау в 1806 г. (Heim, 1932*) и у Заттель в 1910 г.

* Рисунки см. стр. 41—51.

(Wehrli, 1910), а по тектонической трещине—оползень 1903 г. горы Терта у Френка в Канаде (McConnell and Brock, 1904).

2. *Смещение по поверхности вращения АВ* происходит на коротких склонах, сложенных мощными глинистыми отложениями (рис. 2). Хотя поверхность скольжения и может иметь форму любой поверхности вращения—круглоцилиндрической, круглоконической, поверхности эллипсоида вращения и др., в теоретических схемах имеются в виду круглоцилиндрические поверхности скольжения. Радиусы таких цилиндров могут колебаться в широких пределах; так, в оползнях Панамского канала они составляли от 24 до 870 м (Binger, 1948), в оползне 1954 г. в Лодалене (Норвегия)—65 м (Севальдсон, 1960). Три последовательных вращательных оползня в устьевой части медленного земляного потока в Хосте (около Сочи) имели радиусы вращения 18, 61 и 76 м соответственно (Тер-Степанин и др., 1968). Оползень по круглоконической поверхности наблюдается в Одессе в 1935 г. (Андросов, 1936).

В механическом отношении общей важной особенностью смещения по наклонной плоскости и по поверхностям тел вращения является неизменность геометрической формы оползающего массива, так как очертание вмещающего ложа в любом положении массива соответствует форме перемещающегося тела.

Работа гравитационных сил при оползании по таким поверхностям является минимальной, так как она расходуется лишь на разрушение и трение между частицами грунта, находящимися в сравнительно тонкой оболочке, расположенной между оползевым ложем и перемещающимся телом, если, конечно, оползание всего тела совершается одновременно. Такие случаи деформации склона можно уподобить движению блока по наклонной поверхности или вращению вала в подшипнике соответственно. Так как в этих случаях не происходит расходований энергии на внутренние перемещения грунта, то оползание по таким поверхностям происходит раньше или легче, чем по другим поверхностям. Этим объясняется широкое распространение в природе именно указанных типов поверхностей скольжения.

Векторы скоростей смещения оползня в рассматриваемом случае располагаются таким образом, чтобы перпендикуляры к ним пересекались на общей оси вращения C . Величина векторов смещения у поверхности скольжения одинакова (тонкие стрелки на рис. 2); однако измеряемые векторы смещения (например, репера 3) будут меньшими и определяться из соотношения между радиусом вращения CB и плечом репера 3, равным расстоянию от центра C до точки 3.

При одновременном смещении по наклонной плоскости и по поверхностям вращения скорости всех точек оползня имеют одновременные экстремумы (рис. 1 и 2). У верхней границы оползневого тела на склоне наблюдаются главным образом опущенные трещины растяжения B , а у

* Литературу см. стр. 39—40.

нижней границы—поднятые трещины сжатия *A* (Тер-Степанян, 1958). Их дальнейшая дифференциация зависит от соотношения между плотностями оползающего и сопротивляющегося массивов. В среднем отделе склона, если оползание происходит одновременно, трещин не наблюдается.

При смещении по поверхностям тел вращения, отличающихся от круглоцилиндрических, путь, проходимый различными точками нижней поверхности движущегося массива по отношению к оползневому ложу, будет разный и будет зависеть от радиусов окружностей вращения. Поэтому участки поверхности склона, находящиеся на одной линии простираения, могут находиться в различных фазах деформации—жесткости, ползучести и пластичности. Вследствие этого на границах между зонами ползучести и пластичности возникают продольные трещины сдвига; они оконтуривают с боков оползневые тела.

3. *Смещение по криволинейным поверхностям, не являющимся поверхностями тел вращения* представляет собой распространенный тип оползания на склонах, сложенных породами, обладающими различной сопротивляемостью (рис. 3 и 4).

В механическом отношении такие поверхности принципиально отличаются от описанных выше двух типов, поскольку кривизна поверхности скольжения в направлении перемещения земляных масс непрерывно изменяется, а оползающее тело деформируется, приспособляясь постоянно к новым условиям опирания. Вследствие этого при оползании происходят внутренние перемещения частиц грунта в земляном теле, и в нем возникают дополнительные напряжения, а в дальнейшем—разрывные деформации грунта или трещины, по которым можно судить о характере смещения.

Действительная форма поверхностей скольжения многих оползней остается недостаточно изученной. Было предложено несколько форм криволинейных очертаний оползневого ложа—циклоида, деформированная гипоциклоида, логарифмическая спираль и др.

Для анализа характера оползания удобно подразделение криволинейных поверхностей скольжения на две группы, в зависимости от того, в каком направлении совершается изменение их кривизны.

На рис. 3 показан случай, когда кривизна поверхности скольжения *AB* по направлению к подошве склона уменьшается. Векторы скоростей смещения оползня располагаются так, чтобы перпендикуляры к ним касались некоторой кривой *CD*, обращенной вогнутостью к небу. На рис. 4 показан другой случай, когда кривизна поверхности скольжения *AB* в направлении к подошве склона увеличивается; тогда перпендикуляры к векторам скоростей смещения оползня касаются кривой *CD*, обращенной вогнутостью к земле.

На поверхности оползня у верхней и нижней границ смещающегося тела развиваются в общем такие же трещины, как и описанные выше для оползания по наклонной плоскости и поверхности вращения. К ним добавляются горизонтальные трещины *E* растяжения в верхнем отделе

оползней первой группы (рис. 3) и горизонтальные трещины *E* сжатия в нижнем отделе оползней второй группы (рис. 4). В качестве примера поверхности скольжения первой группы можно привести оползень 1937 года при строительстве плотины Чингфордского водохранилища в Эссексе (Англия); здесь кривая скольжения могла быть заменена дугами двух окружностей радиусом 12 м в верхней части склона и 88 м—в нижней (Cooling and Golder, 1942). Примером поверхности скольжения второй группы, вероятно, является крупный оползень длиной свыше 1 км у с. Ушкалка в Верхне-Рогачевском районе Херсонской области на Украине, возникший в конце сороковых годов (Телегин, 1954).

4. *Смещение по сложным поверхностям* происходит при неровном подземном рельефе, образуемом вследствие различной сопротивляемости пород выветриванию.

Из описанных случаев смещения по составной поверхности скольжения можно указать на оползень у Хопштейна в Мекленбурге, происшедший в 1913 г. (Tietze, 1914); здесь в верхней части склона движение произошло по круглоцилиндрической поверхности, а в нижней—по круглоконической.

На небольшом оползне в Дилижане (Армения), имевшем место в 1955 г., вследствие особенностей геологического строения оползневого ложа, стенка отрыва *C* образовалась не в верхней части склона, а у правого борта; земляные массы вначале направились к левому борту *D*, где они встретили сопротивление своему перемещению и отклонились вниз по склону (рис. 5). Сплошные стрелки показывают векторы смещения за 1955—1957 гг., а пунктирные—траектории движения (Тер-Степанин, 1961).

В большинстве случаев смещение по сложным поверхностям имеет место при сползании делювиального плаща по коренным породам. Обычно в таких случаях на склонах развиваются медленные земляные потоки. Вследствие вытянутости этих оползневых тел, смещение земляных масс в них происходит неодновременно; поэтому их рассмотрение дается ниже.

ДИНАМИКА СКЛОНА ПРИ ПРОГРЕССИРУЮЩЕМ ОПОЛЗАНИИ

Рассмотренные выше теоретические схемы оползания относятся к случаю одновременного смещения земляных масс. В большинстве случаев оползание склонов носит прогрессирующий характер, т. е. оно начинается в небольших островообразных участках потенциальной поверхности скольжения. Эти находящиеся в фазе пластичности участки определяют собой положение очага оползания. Вследствие падения сопротивления глины в этих островообразных участках от пикового значения до остаточного происходит перераспределение касательных напряжений и в процесс разрушения вовлекаются соседние участки, пока вся потенциальная поверхность скольжения не перейдет в фазу пластич-

ности. Ценный вклад в понимание этого процесса был внесен проф. Скемптоном (1967) в его четвертой Ренкиновской лекции*.

Промежуток времени, в течение которого прогрессирующее обрушение распространяется на всю потенциальную поверхность скольжения, может колебаться в широких пределах. Сравнительно быстро процесс протекает в мягких высокочувствительных послеледниковых глинах Скандинавии и значительно дольше в переконсолидированных третичных глинах.

Как указывалось, при кратковременном протекании оползания скорости смещения всех точек оползня имеют одновременные экстремумы, и в средних отделах склона не возникает трещин. Такие случаи наблюдаются на небольших оползнях. На больших оползнях картина сложнее.

Рассмотрим случай прогрессирующего оползания по плоской поверхности скольжения; деформации склона для других типов поверхности скольжения будут в общем аналогичными.

Если очаг оползания располагается в верхней части склона и наступательно распространяется вниз по склону (рис. 6), то кривые скорости смещения верховых реперов показывают более ранние экстремумы, а в средних отделах склона, ниже очага оползания, наблюдаются горизонтальные трещины сжатия *C*. Если же, наоборот, очаг оползания расположен в нижней части склона (рис. 7) и отступательно распространяется вверх по склону, то кривые скорости смещения низовых реперов показывают более ранние экстремумы, и в средних отделах склона наблюдаются горизонтальные трещины растяжения *C*. Наконец, если очаг оползания находится в средней части склона (рис. 8) и процесс распространяется в обоих направлениях—отступательно вверх по склону и наступательно вниз по склону, то более ранние экстремумы показывают реперы, расположенные в средней части склона. Горизонтальные трещины растяжения *C* развиваются в области, расположенной выше очага оползания, а горизонтальные трещины сжатия *D*—в области, расположенной ниже очага оползания.

Действительная картина динамики склона гораздо сложнее той, которая была обрисована в этой схеме, даже с учетом неодновременности развития деформации; большое значение приобретают особенности геологического строения и пластика оползневого ложа, недостаточно учитываемые при теоретическом анализе. Примерами могут явиться следующие два случая, исследованные автором.

Сложным подземным рельефом поверхности скольжения обладает крупный оползень, происшедший в 1941 г. в продуктах выветривания олигоценовых глин в Лихи (Грузия) (рис. 9). В основании склона залегают две рисские и одна вюрмская террасы, образующие ступенчатый профиль, через которые переползают смещающиеся земляные массы

* Переводы этой лекции на армянский и русский языки помещены в настоящем сборнике.

(Тер-Степанян, 1961). Наблюдения показали, что наклон векторов смещения отражает подземный рельеф оползневого ложа. Многолетние наблюдения за смещением земляных масс в Лихи велись в течение всего периода Отечественной войны; по оползню проходила важная железнодорожная линия, и наблюдения дали возможность обеспечивать безопасность движения путем краткосрочных прогнозов оползания.

На высоком склоне в Ульяновске, на Волге, развивается крупный медленный земляной поток, который напоминает собой реку, извивающуюся в своем русле и отклоняющуюся выступами берегов (рис. 10): земляной поток начинается в *D* и вначале направляется к правому борту; здесь он встречает сопротивление старых, временно неподвижных оползневых масс в *E* и отклоняется вниз по склону. Далее земляные массы наталкиваются на подземный порог *F* и образуют землепад. Пройдя его, земляные массы встречаются с подземным продолжением *G* межоползневого гребня *H*, отклоняются вследствие этого вправо, достигают речной террасы *K* и, продолжая отклонение вправо, образуют выступ *L**. В результате многолетних наблюдений на этом оползне, проведенных с 1951 по 1955 гг., был изучен механизм оползня и сделан прогноз оползания, который подтвердился через несколько месяцев.

ДИНАМИКА СКЛОНОВ ПРИ МНОГОЯРУСНОМ ОПОЛЗАНИИ

Описанные случаи относятся к сравнительно простым одноярусным оползням, анализ которых относительно не сложен. Гораздо сложнее картина динамики многоярусных оползней, впервые установленных нами на склоне горы Бытхи в Сочи. Оползень развивается на спускающемся к морю крыле брахиантиклинали, сложенной аргиллитами и песчаниками олигоцена.

При анализе распределения векторов смещения оползня была обнаружена сложная картина динамики; колебания величин и направления векторов не могли быть объяснены недостаточной точностью геодезических работ. Нами был разработан графический метод разложения векторов скоростей глубинной ползучести, применение которого совместно с анализом оползневых трещин и деформации сооружений позволило выявить чрезвычайно интересную динамику склона (Тер-Степанян, 1966).

На склоне развиваются три оползневых тела, расположенных друг над другом; все они находятся в фазе глубинной ползучести. На рис. 11 показаны план и разрез по оси фуникулера, проходящего примерно по центральной линии оползней верхних двух ярусов.

Нижний или первый ярус образует толща блоков 3 аргиллитов и песчаников, залегающих на дугообразной поверхности коренных пород 1

* Другим примером влияния оползневого ложа на направление движения земляных масс может служить медленный земляной поток в Хосте (Тер-Степанян и др., 1968).

элювиона. Эти блоки, достигающие глубины 60 м, были смещены в результате огромных вращательных оползней, происходивших в верхнем плейстоцене; они все еще продолжают медленно смещаться. Длина смещающегося массива превышает 900 м, ширина достигает 500 м, а скорость вековой глубинной ползучести оползня первого яруса измеряется сантиметрами в год. На оползне первого яруса расположен корпус санатория; он, не деформируясь, жестко перемещается вместе с оползнем. У берега моря оползень смещает набережную стенку Q; величина смещения составляет 1,1 м.

Выше расположен второй ярус оползня, в который вовлечен пласт сильно раздробленных аргиллитов 4 мощностью до 20 м. Этот пласт образовался в результате последующего выветривания и оползания блоков, составлявших оползень первого яруса. В этих массах развивается плоскостная глубинная ползучесть, скорость которой составляет около одного сантиметра в год. Через этот ярус оползня проходит тоннель T фуникулера. На языке оползня второго яруса находится трехпролетный железобетонный мост M рамной конструкции; в прошлом он перемещался целиком вместе с оползнем, оставаясь целым. Оползень второго яруса вызывает деформации железнодорожного пути фуникулера в нижней части склона. Для защиты пути была сооружена короткая подпорная стенка (зуб), раздвоившая язык оползня. Вследствие этого земляные массы продолжали надавливать на устой моста, тогда как две промежуточные опоры перестали смещаться. В результате началось разрушение моста. По нашей рекомендации пролетное строение моста было отрезано от промежуточных опор и были созданы условия его скольжения по этим опорам. Эта мера сохранила мост.

Выше расположен третий ярус оползания, представляющий собой медленный земляной поток 5, развивающийся в коллювиальном плаще мощностью до 6 м. Медленный земляной поток извивается по склону, образуя остров у верхнего портала тоннеля фуникулера. Верхняя станция U фуникулера расположена на оползающих земляных массах третьего яруса. Сближение верхней станции U фуникулера и верхнего портала тоннеля T составляет около 25 мм в год; эта величина представляет собой разность скоростей глубинной ползучести второго и третьего ярусов. Вследствие этого сближения на контакте между верхней станцией фуникулера (третий ярус оползня) и порталом тоннеля (второй ярус оползня) разрушается мощная эстакада фуникулера, тогда как легкое здание верхней станции, находящейся целиком на третьем ярусе оползня, остается невредимым.

Другой крупный двухъярусный оползень развивается в Армении у средневекового храма в Гегарте. Здесь, вследствие глубокой врезки реки Азат, возник скальный оползень; по линии контакта этого оползня с неподвижным массивом проходят два медленных земляных потока.

По-видимому, многоярусные оползни не представляют собой необычного явления, в особенности в молодых горных странах, на морских побережьях и по берегам омоложенных рек. Механизм многоярусных

оползней определяется геологической структурой склонов, их геометрическими характеристиками и историей оползания.

Применяя графическое разложение среднегодовых скоростей смещения на компоненты, соответствующие различным ярусам оползания, можно расшифровывать сложную картину динамики склона и выявлять механизм оползания.

THE USE OF OBSERVATIONS OF SLOPE DEFORMATION FOR ANALYSIS OF MECHANISM OF LANDSLIDES*

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

Abstract. The results of observations of slope deformation in the phase of depth creep may be used for the establishment of mechanism of sliding. Slope dynamics by simultaneous sliding is considered in detail for the cases of displacement along an inclined plane, along a surface of revolution, along curvilinear surfaces other than surfaces of revolution and along complex surfaces. For each of them the distribution of vectors of displacement and types of fissures are shown. In the case of failure along an inclined plane by progressive sliding, the distribution of vectors and the types of fissures are considered depending on the location of the landslide seat. The case of multi-storied sliding is described, based on an example of a big landslide in Sochi, where three stories of sliding were defined, located one above the other. All these landslides were in the phase of depth creep.

The actual mechanism of sliding is considerably more complicated than those simplified theoretical schemes which are used in engineering calculations of the stability of slopes. This refers to a lesser degree to artificial embankments made of homogeneous material, and has a great significance for natural slopes which are almost in limiting state. Explorers must pay special attention to excavated slopes in landslide regions, in connection with construction of roads, canals and buildings. The study of landslide mechanism is difficult in these cases not only because it is necessary to take into account the numerous geological, geohydrological, geomorphological and engineering-geological factors which influence the stability and deformability of slopes but because of the involved nature of relative role of these factors. The problem of analysis of sliding is to determine the whole picture of the process. The spatial aspect of this study will permit to choose a rational scheme of location of structures on the slope, the type and means of landslide control, while the time aspect will give us the opportunity to carry out a stadial control of landslides and forecast the behaviour of the slope.

* A paper read before the Geological Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences in Prague on January 9th, 1967 and before the Geological Institute of the Bulgarian Academy of Sciences in Sofia on January 31st, 1967.

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

Analysis of landslide fissures and results of systematic instrumental observation on displacement of marks on slopes, being conducted in the preparatory phase of depth creep may be of a big but still insufficiently evaluated help. It is convenient to investigate this problem in the following succession: 1) slope dynamics by simultaneous sliding; 2) slope dynamics by progressive sliding; and 3) slope dynamics by multi-storied sliding.

SLOPE DYNAMICS BY SIMULTANEOUS SLIDING

Plane problem is assumed in all theoretical schemes of sliding, i.e. it is supposed that the landslide is infinitely wide, and therefore all longitudinal sections of sliding body are identical. This permits to consider the stability problem for a narrow strip of the slope, for instance with a width of one metre. In reality such wide sliding slopes do not exist and most landslides have rounded, circus-like or clearly lengthened form. As a rule the landslide slopes have a bead-like structure: separate landslide circuses and earthflows are interchanged with crests emerging between them. These interlandslide crests may be clearly detected in the upper parts of the slopes, where they are divided by the depressions formed by landslide circuses. In the lower parts of the slopes these crests are usually covered by the displaced material forming landslide tongues; however it is always possible to detect the underground continuation of the interlandslide crests.

The schemes of sliding described in technical publications may be subdivided into the following types: 1) the displacement along inclined planes; 2) the displacement along surfaces of revolution; 3) the displacement along curvilinear surfaces other than surfaces of revolution; and 4) the displacement along complex surfaces. Let us consider them one by one.

1. *Displacement along inclined planes* is the simplest type of movement of rocks which usually occurs on long slopes. This *AB* plane may be parallel to the slope plane of the bedding, a surface of large tectonical fissure or finally the plane which separates the superficial cover of weathered rocks from the underlying unweathered bedrocks (Fig. 1*).

Vectors of the velocities of displacements in these cases are parallel and have equal inclination to the horizon; they have simultaneous and equal extremums. As examples of the displacement along inclined surfaces of bedding may serve landslides on slopes of the Rossberg mountain in Switzerland, near Goldau in 1806 (Heim, 1932) and near Sattel in 1910 (Wehrli 1910), and that along a tectonical fissure—the landslide of Turtl mountain near Frank, Alberta in Canada in 1903 (McConnell and Brock, 1904).

2. *Displacement along surfaces of revolution* takes place on short slopes composed of thick clay deposits (Fig. 2). Although the

* Figures see. pp. 41–51.

sliding surface may have the shape of any body of revolution, i.e. circular cylindrical, circular conical, a surface of ellipsoid of revolution etc., in theoretical schemes only circular cylindrical surfaces are considered. The radii of such cylinders may vary in broad limits; thus in the Panama canal landslides they were from 24 to 870 metres (Binger, 1948), in the slide of Lodalen, Norway in 1954 the radius was 65 metres (Sevaldson, 1950). Three successive rotational landslides at the mouth of a slow earthflow in Khosta, near Sochi on the Black Sea coast of Caucasus have the radii of revolution equal to 18, 61 and 76 metres, respectively (Ter-Stepanian et al., 1968). A sliding along a circular conical surface was observed in Odessa in 1935 (Андросов, 1936).

In the mechanical sense the immutability of the sliding massif is a common important feature of the displacement along inclined planes and along surfaces of revolution, since the shape of the inclosing bed in any position of the massif corresponds to the form of the body displaced.

The work of gravitational forces is minimal when the sliding proceeds along such surfaces, since it is consumed on the breaking and friction of particles in a relatively thin shell located between the landslide bed and the displacing body only, if certainly this displacement of the whole body occurs simultaneously. Such cases of slope deformation may be compared with the movement of a block along an inclined plane, or the revolution of a shaft in a bearing, correspondingly. Since in these cases no consumption of energy on the internal displacement of soil takes place, the sliding along such surfaces occurs earlier or easier than along other surfaces. This explains the prevalence in the nature of the above-mentioned types of sliding surfaces.

Vectors of velocities of displacement in the case considered above are located in such a way that the perpendiculars to them intersect on the common axis of rotation C . The magnitude of vectors of displacement at the sliding surface is equal (thin arrows on Fig. 2); however, the measured vectors of displacement (e.g. of the bench mark 3) are smaller and are determined by the relationship between the radius of rotation CB and the arm of the bench mark 3, which is equal to the distance from the centre C to the point 3.

By simultaneous displacement along inclined planes and along surfaces of revolution the velocities of all points of the landslide have simultaneous extremums (Figs. 1 and 2). Sunken fissures of tension B are observed mainly at the upper boundary of the sliding body, and lifted fissures of compression A —at the lower boundary (Ter-Stepanian, 1962). Their further differentiation depends on the relationship between the densities of sliding and resisting massifs. In the middle part of the slope there are no fissures if the sliding proceeds simultaneously.

By displacement along surfaces of revolution other than circular cylindrical ones the way which different points of the lower surface of the moving massif run will not be equal in respect to the landslide bed and depends on the radii of circles of rotation. Therefore, areas of the

slope surface located on the same line of strike may be in different phases of deformation—rigidity, creep and plasticity. Consequently, longitudinal fissures are formed on the boundaries between zones of creep and plasticity; they bound the sliding bodies on their sides.

3. *Displacement along surfaces other than surfaces of revolution* is a widespread type of sliding on slopes composed of rocks with different resistance (Figs. 3 and 4).

In the mechanical sense these surfaces differ cardinally from the above-mentioned two types since the curvature of sliding surfaces changes continuously in the direction of displacement of earth masses and the sliding body has to be deformed, adjusting itself to the new conditions of support. Consequently internal displacements of soil particles occur in the earth body by sliding; primarily additional stresses in this body are developed and later on—the rupture deformation or fissures. This permits us to judge the character of displacement.

The actual shape of sliding surfaces for many landslides remains insufficiently investigated. Several shapes of curvilinear contours of landslide beds were proposed—cycloid, deformed hypocycloid, logarithmic spiral etc.

To analyse sliding it is convenient to subdivide curvilinear surfaces onto two groups depending on the direction in which their curvature is being changed.

A case when the curvature of the sliding surface AB decreases towards the toe of the slope is shown on Fig. 3. Vectors of the velocities of displacement are located in such a way, that the perpendiculars to them are tangents to the curve CD , concave in respect to the sky. Another case is shown on Fig. 4, when the curvature of the sliding surface AB increases towards the toe of the slope; the perpendiculars to the vectors of the velocities are tangent to the curve CD , concave in respect to the earth.

Similar fissures are developed on the whole on the slope surface near the upper and the lower boundaries of the displacing body, as it was described above for the sliding along inclined planes and surfaces of revolution. Horizontal fissures of tension E are added to them in the upper part of the landslides belonging to the first group (Fig. 3), and horizontal fissures of compression E —in the lower part of landslides of the second group (Fig. 4). The landslide which took place during the construction of a reservoir embankment at Chingford, England in 1937 may serve as an example of sliding surface of the first group; here the sliding curve could be replaced by two circular arcs, the first with the radius 12 metres in the upper part of the slope and the second with the radius 88 metres—in the lower one (Cooling and Golder, 1942). A big landslide with the length of more than 1 kilometre which took place near the village Ushkalka in Upper-Rogachev region, Kherson oblast, Ukraine is an example of sliding surface of the second group (Телегин, 1954).

4. *Displacement along complex surfaces* takes place when the underground relief is uneven due to different resistance of rocks to weathering. A case of displacement along the complex surface of sliding was the landslide at Hopstein, Mecklenburg in 1913, here in the upper part of the slope the movement took place along a circular cylindrical surface while in the lower part—along a circular conical one (Tietze, 1914).

Due to particular features of geological structure of the landslide bed, the main scarp *C* of a small landslide in Dilidjan, Armenia in 1955 was formed not in the upper part of the slope, but at the right side; earth masses have been moved firstly to the left side *D*, where they met resistance to their displacement, and deviated downslopes (Fig. 5). The full arrows show the vectors of displacement for 1955–1957 while the dotted arrows—the trajectories of movement (Ter-Stepanian, 1960).

In most cases the displacement along the complex surfaces takes place by the sliding of talus over the bedrocks. Slow earthflows develop usually on slopes in these cases. Due to the stretchiness of such sliding bodies the displacement of earth masses takes place in them insimultaneously; they are examined in the next section.

SLOPE DYNAMICS BY PROGRESSIVE SLIDING

The considered theoretical schemes of sliding refer to the simultaneous displacement of earth masses. In most cases the slope sliding has a progressive character, i.e. it starts from small island-like areas of the potential surface of sliding. These areas being in the phase of plasticity determine the location of the landslide seat. Due to the fall of resistance of the clay in these island-like areas from the peak to the residual values, redistribution of shearing stresses occurs and neighbouring areas are involved in the process of failure until the whole potential surface of sliding is in the phase of plasticity. An important contribution in the understanding of this process was made by Professor Skempton (1964) in his Fourth Rankine lecture*. The time interval during which the progressive failure extends over the whole potential surface of sliding may vary in broad limits. The process takes place comparatively quickly in soft, highly sensitive postglacial clays of Scandinavia and considerably longer in overconsolidated Tertiary clays.

It was mentioned above that by short-term duration of sliding the velocities of displacement of all points on the landslide have simultaneous extremums, and that there are no fissures in the middle parts of the slope. Such cases are observed on small landslides. The picture on big landslides is more complicated.

Let us consider the case of progressive sliding along an inclined plane; the slope deformations for other types of sliding surfaces will be generally analogous.

*) The translation of this lecture into both Armenian and Russian is given in these Transactions.

If the sliding seat is located in the upper part of the slope and extends advancing downslopes (Fig. 6) the curves of velocities of the displacement of the upper bench marks show earlier extremums and the horizontal fissures of compressions C are observed in the middle parts of the slope, downslope the sliding seat. If, on the contrary, the sliding seat is located in the lower part of the slope (Fig. 7) and extends retreating upslopes, the curves of velocities of displacement of lower bench marks show earlier extremums and the horizontal fissures of tension C are observed in the middle parts of the slope upslope the sliding seat. If, finally the sliding seat is located in the middle part of the slope (Fig. 8) and the process extends in both directions—retreating upslopes and advancing downslopes, earlier extremums show the bench marks located in the middle part of the slope; horizontal fissures of tension C are developed in the area located upslope the sliding seat and horizontal fissures of compression D —in the area located downslope the sliding seat.

The actual picture of slope dynamics is much more complicated as compared with the scheme described above, even taking into consideration the fact that the slope deformations are happening at different times; geological structure and the configuration of landslide bed have a great significance which are insufficiently taken into account in the theoretical analysis. The following two cases investigated by the Author may serve as examples.

A complex underground relief of sliding surface has a big landslide which took place in 1941 in the products of weathering of Oligocene clays in Likhi, Georgia (Fig. 9). Two Russian and one Wurmian alluvial terraces are lying in the base of the slope forming a stepped profile over which the displacing earth masses creep across (Ter-Stepanian, 1960). The observation shows that the inclination of vectors of displacement reflect the underground relief of the landslide bed. Observations on displacement of earth masses in Likhi were conducted during the whole period of World War II; over the landslide an important railway has passed and the observations have permitted to maintain safety traffic by means of short-term forecast of sliding.

A big slow earthflow has developed on the high slope of the Volga river in Ulianovsk. This earthflow looks like a river winding in its bed and deviating because of the projections of the banks (Fig. 10). The earthflow starts at D and at the beginning it flows towards the right side. Here it encounters the resistance of the old, temporarily immobile sliding masses in E and deviates downslopes. Further on the earthmasses knock against an underground threshold F and form an earthfall. After passing the earthfall the masses encounter the underground prolongation G of the crest H , therefore deviate to the right, then reach the river terrace K , and still continue to turn to the right forming a projection L^* . As

* The slow earthflow in Khosta, near Sochi may serve as another example of the influence of the landslide bed on the direction of earthmasses (Ter-Stepanian et al., 1968).

a result of prolonged observations conducted in 1951—1955, the mechanism of landslide was investigated and the forecast of sliding was made; this forecast has been verified several months ago.

SLOPE DYNAMICS BY MULTI-STORIED SLIDING

The cases described above refer to comparatively simple one-storied landslides, analysis of which is relatively easy. Much more complicated is the dynamics of multi-storied landslides which we have established for the first time on the slope of Bytkha mountain in Sochi, on the Caucasian coast of the Black Sea. The landslide is developed on the limb of a brachy-anticline which dips towards the sea; the rocks are composed of Oligocene argillites and sandstones.

An involved picture of slope dynamics was revealed by the examination of vectors of displacement of landslide; the fluctuations of magnitudes and directions of vectors could not be explained sufficiently well due to errors of the geodetical work. We have developed a graphical method of resolution of vectors of the depth creep velocities, the application of which with the analysis of landslide fissures and of deformations of constructions together permitted to reveal an extremely interesting picture of slope dynamics.

Three sliding bodies are developed in the slope, located one above the other; all these bodies are in the phase of depth creep. Fig. 11 shows the plan and cross-section along the axis of the funicular which passes approximately along the centre line of the two upper stories of sliding.

The lowest or the first story is composed of blocks of argillites and sandstones 3, lying on an arc-like surface of Oligocene bedrocks 1. These blocks with a depth up to 60 metres, were displaced as a result of huge rotational landslides which took place in the Upper Pleistocene; displacement still continues slowly. The length of the displacing massive exceeds 900 metres, the width reaches 500 metres, and the rate of secular depth creep of the first story landslide is measured in centimetres per year. The building *S* of the sanatorium is located on the first story of sliding; without deformations it moves rigidly with the landslide. At the sea shore the landslide is displacing the quay *Q*; this displacement is equal to 1.1 metres.

The second story of the landslide is located above the first story; a layer of heavily crushed argillites 4 with a thickness up to 20 metres is involved in this sliding. This layer was formed as a result of subsequent weathering and sliding of blocks which compose the landslide of the first story. Planar depth creep is being developed in these masses; its rate is equal to approximately one centimetre per year. The tunnel *T* of the funicular passes through this story of the landslide. A three-span reinforced concrete bridge *M* of frame construction was built on the tongue of the second story landslide; in the past the bridge has moved as a whole

with the landslide, remaining intact. The second story landslide caused deformation of the railway line of the funicular in the lower part of the slope. A short tooth-like retaining wall R was built for the protection of this line; it has diverged the landslide tongue. In consequence the earth masses continued to push the bridge abutments while two intermediate piers ceased to move. Owing to this the bridge began to break down. According to our recommendation the span of the bridge was cut off from the piers and it became possible for the sliding of the span over these piers. The bridge has been maintained by this measure.

The third story of sliding is located on the top. It represents a slow earthflow 5 developing in the colluvial cover with a thickness up to 6 metres. The slow earthflow winds over the slope, forming an island near the upper portal of the tunnel of the funicular. The upper station U of the funicular is located on the sliding earth masses of the third story. The approaching of the upper station U of the funicular and of the upper portal of the tunnel T is equal to about 25 millimetres per year; this value is the difference of the depth creep velocities of the second and third stories. Due to this approach the heavily reinforced trestle beam being found on the contact between the upper station of the funicular (third story of the landslide) and the portal of the tunnel (second story of the landslide) has collapsed while a light building of the upper station of the funicular, which is wholly on the third story of the landslides, remains intact.

Another big two-storied landslide is taking place in Armenia near the medieval temple of Geghart. Here a rock slide is formed due to the deep cutting of the river Azat; two slow earthflows pass along the contact line of this rockslide with the immovable massif.

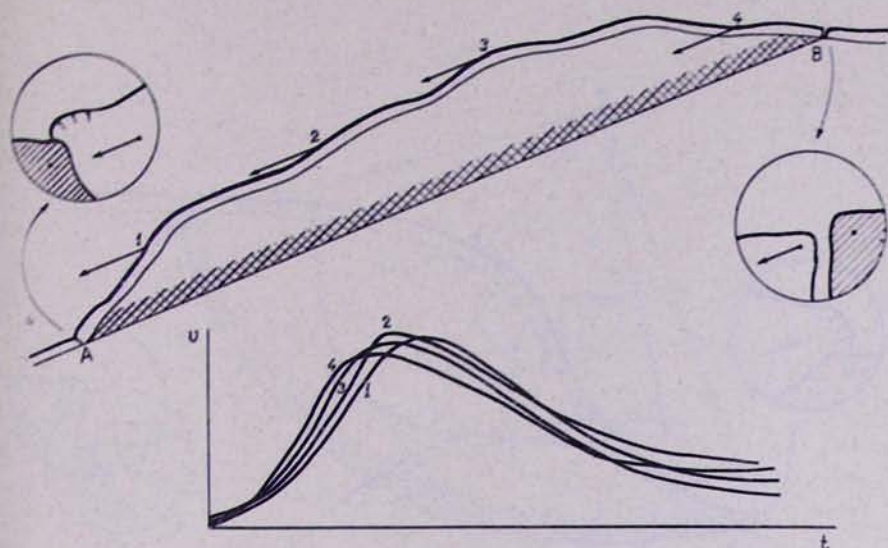
Obviously multi-storied landslides are not unusual phenomena, especially in young highlands, on sea coasts and on the banks of rejuvenated rivers. Their mechanism is determined by the geological structure of slopes, their geometrical characteristics and the history of sliding.

Using the graphical resolution of average annual velocities of displacement into components, corresponding to different stories of sliding, the involved picture of slope dynamics may be interpreted and the mechanism of sliding revealed.

ԳՐԱԿԱՆ ՈՒԹՅՈՒՆ — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

- Սկեմպտոն Ա. Ս., 1967. Կապային լանդերի երկարատև կայունությունը, «Փեմեխանիկայի պրոբլեմներ», Երևան, 1:91—146.
- Տեր-Սահակյան Գ., Սերգեև Գ. և Ավչյան Ա., 1968. Դանդաղ հոգահոսքերի ուսումնասիրության փորձ՝ Սոչիում, «Փեմեխանիկայի պրոբլեմներ», Երևան, 2 (տպագրության մեջ):
- Андросов И. Д., 1936. Проблема методологии дифференциальных наблюдений за микродинамикой оползневых явлений. Исслед. подземных вод СССР, Ленинград, 7: 3—29.
- Севальдсон Р. А., 1960. Оползень в Лодалене 6 октября 1954 г. Сб. «Проблемы инженерной геологии», М., ИЛ, 2: 269—295.
- Скемптон А. У., 1967. Длительная устойчивость глинистых склонов. «Проблемы геомеханики», Ереван, 1: 91—146.

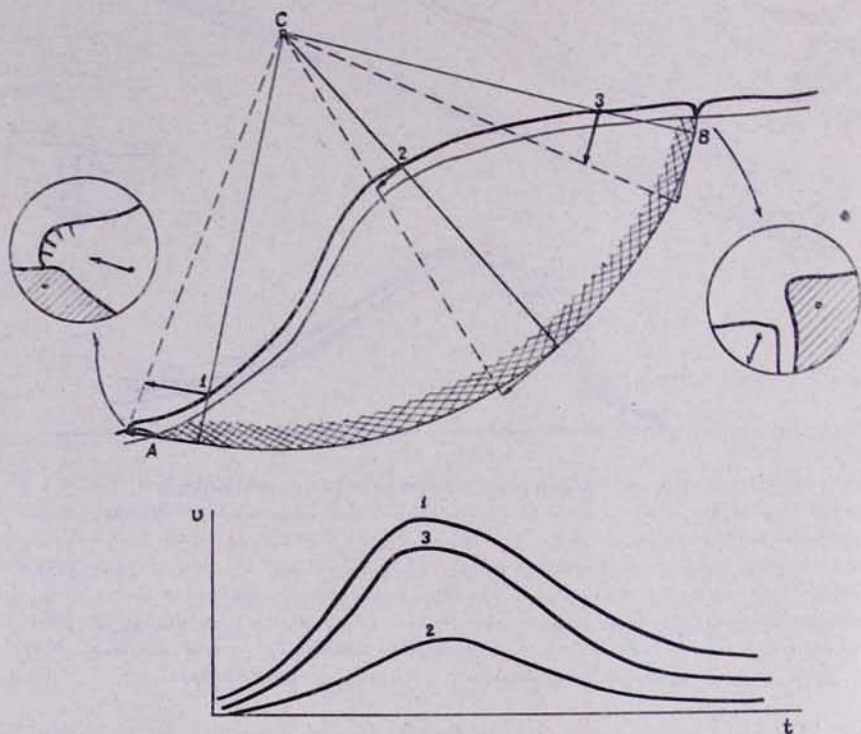
- Телегин Д. Я., 1954. Оползень больших размеров. «Природа», 6: 116—117.
- Тер-Степанян Г. И., 1958. Классификация оползневых трещин. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. н., 11: 5: 29—45.
- Тер-Степанян Г. И., 1961. Измерение глубинной ползучести склонов. Изв. АН АрмССР, геол.-геогр. н., 14: 4: 45—54.
- Тер-Степанян Г. И., Сергеев В. Н. и Авджян А. А., 1968. Опыт изучения медленных земляных потоков в Сочи. «Проблемы геомеханики», Ереван, 2 (в печати).
- Binger W. V., 1948. Analytical studies of Panama canal slides. Proc., Second Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engg., Rotterdam, 2: 54—60.
- Cooling L. F. and Golder H. Q., 1942. The analysis of the failure of an earth dam during construction. Journ. Inst. of Civil Engs, 19: 388.
- Heim Alb., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Beibl. z. Vierteljahrsch. d. Naturforsch. Gesellsch. in Zürich, Jg. 77, H. 3/4, No. 20, Geol. Nachlese No. 30.
- McConnell R. G. and Brock R. W., 1904. Report on the great landslide at Frank. Alberta. App. to „Rept. Supt. Mines“, Canada Dept. Inter., Ann. Rep. 1902—1903, pt. 8.
- Sevaldson R. A., 1956. The slide in Lodalén, October 6th, 1954. Géotechnique, 6: 4: 167—182; Norw. Geotechn. Inst., Publ. 24.
- Skempton A. W., 1964. Long-term stability of clay slopes. Géotechnique, 14: 2: 77—101.
- Ter-Stepanian G., 1960. Measurement of the depth creep of slopes. First Regional Conference (Asia), Intern. Soc. Soil Mech. Found. Engg., New Delhi, India, Subj. Ic, Pap. III.
- Ter-Stepanian G., 1962. Klassifizierung der Erdrutschrisse, Geol. u. Bauw., 28: 1: 43—54.
- Ter-Stepanian G., 1966. Discussion on Earth and Rock Dams, Slopes, and Open Excavations, Proc., Sixth Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engg., Montreal, 1965, 3: 564—565.
- Ter-Stepanian G., Sergeev V. and Avdjan A., 1968. Experience of studying of slow earthflows in Sochi. Problems of Geomechanics, Yerevan, 2 (in press).
- Tietze O., 1914. Der Erdfall vom 14. April 1913 in den Gemeinde Hopstein (Kreis Mecklenburg). Jahrb. d. K. Preuss. Geol. Landesanst. zu Berlin f. d. Jahr 1913. Berlin, 34: 1: 648—657.
- Wehrli L., 1910. Der Erdschlupf bei Sattel am Roßberg, Zeitschr. f. prakt. Geol. 18: 372—380.



Նկ. 1. Տեղաշարժումը AB հարթությամբ՝ միաժամանակյա սողանքի դեպքում: 1, 2, 3 և 4՝ լանդշի հենանիշերը և տեղաշարժման վեկտորները: Բոլոր տեղաշարժման վեկտորները զուգահեռ են սահնդման հարթությանը: A —բարձրացված սեղմման ճեղքվածք սողանքի ստորին սահմանի մոտ: B —իջեցված ձգման ճեղքվածք վերին սահմանի մոտ: Երջանակներում՝ ճեղքվածքներով արված կտրվածքը. անշարժ զանգվածը ստվերագծված է. սլաքը ցույց է տալիս զանգվածի շարժման ուղղությունը: Ցածուժ կախվածության սխեմատիկ գրաֆիկը t ժամանակի և տեղաշարժման v արագության միջև: Հենանիշերի բոլոր արագությունները ունեն միաժամանակյա և հավասար էքստրեմումներ:

Рис. 1. Сместие по наклонной плоскости AB при одновременном оползании. 1, 2, 3 и 4—реперы на склоне и векторы смещения. Все векторы смещения параллельны плоскости скольжения. A —поднятая трещина сжатия у нижней границы оползания, B —опущенная трещина растяжения у верхней границы. В кругах—разрезы через трещины; неподвижный массив заштрихован; стрелка показывает направление движения массива. Внизу—схематический график зависимости между временем и скоростью смещения v . Скорости всех реперов имеют одновременные и равные экстремумы.

Fig. 1. Displacement along an inclined plane AB by simultaneous sliding. 1, 2, 3 and 4—bench marks on the slope and vectors of displacement. All vectors of displacement are parallel to the sliding plane. A —the lifted fissure of compression at the lower boundary of the landslide, B —the sunken fissure of tension at the upper boundary. In circles—the cross sections through fissures; the immobile massifs are shaded; the arrow shows the direction of movement of the mobile massif. Below—the schematic graph of the relationship between time t and velocity of displacement v . The velocities of all bench marks have simultaneous and equal extremums.

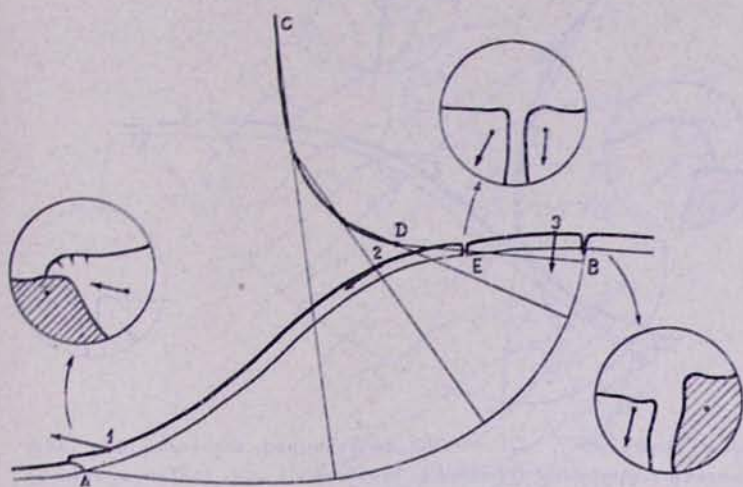


Նկ. 2. Տեղաշարժումը պտտման AB մակերևույթով՝ միաժամանակյա սղվանքի դեպքում: Նշանները տե՛ս նկ. 1: Տեղաշարժման բոլոր վեկտորները (1, 2 և 3) ուղղահայաց են BA աղեղի շառավիղներին, դրանց մեծությունները որոշվում են պտտման C կենտրոնից ունեցած հեռավորությամբ: Բոլոր հենանիշերի արագությունները ունեն միաժամանակյա, բայց ոչ հավասար էքստրեմумы:

Рис. 2. Смещение по поверхности вращения AB при одновременном оползании. Обозначения—см. рис. 1. Все векторы смещения (1, 2 и 3), перпендикулярны радиусам дуги AB ; их величины определяются расстояниями от центра вращения C .

Скорости всех реперов имеют одновременные, но неравные экстремумы.

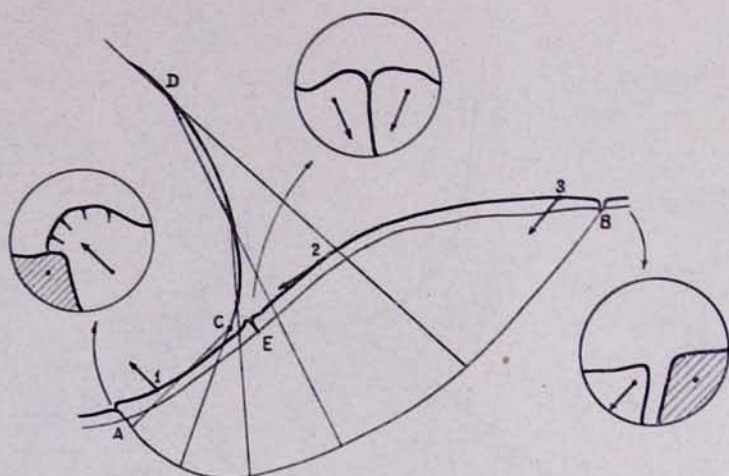
Fig. 2. Displacement along a surface of revolution AB by simultaneous sliding. Denotations—see Fig. 1. All vectors of displacement (1, 2 and 3) are perpendicular to the radii of the arc AB ; their magnitudes are determined by distances from the centre of rotation C . Velocities of all bench marks have simultaneous, but unequal extremums.



Նկ. 3. Տեղաշարժումը կորագիծ AB մակերևույթով, որի կորությունը լանջի ստորոտի ուղղությամբ նվազում է: Նշանները տե՛ս նկ. 1: Տեղաշարժման բոլոր վեկտորները (1, 2 և 3) շոշափում են CD կորագիծը, որը գոգավորությամբ դարձած է գեպի հրկինը: E —հորիզոնական ձգման ճեղքվածքն է լանջի վերին մասում:

Рис. 3. Смещение по криволинейной поверхности AB , кривизна которой по направлению к подошве склона уменьшается. Обозначения—см. рис. 1. Все векторы смещения (1, 2 и 3) касаются кривой CD , обращенной выпуклостью к небу. E —горизонтальная трещина растяжения в верхней части склона.

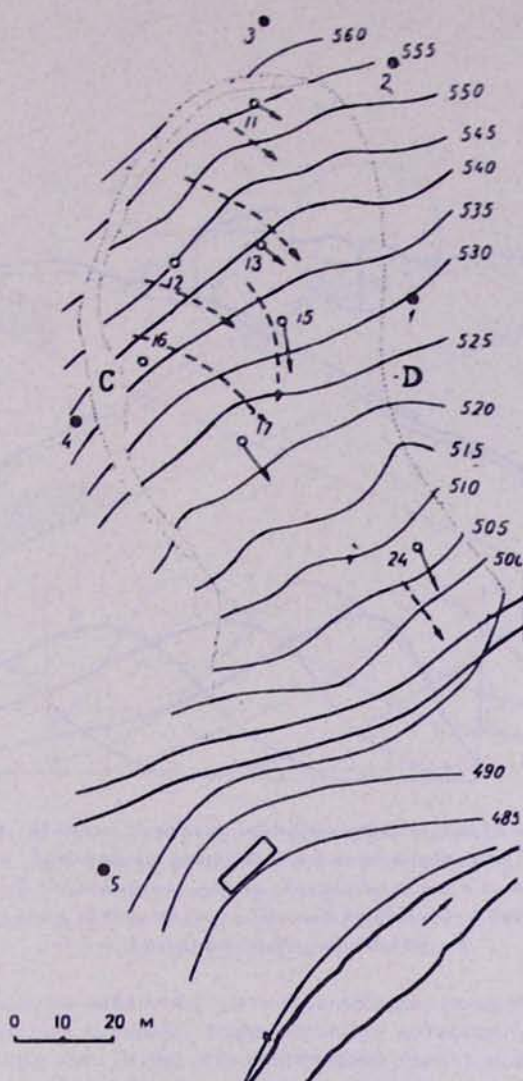
Fig. 3. Displacement along a curvilinear surface AB with decreasing curvature towards the toe of the slope. Denotations—see Fig. 1. All vectors of velocities (1, 2 and 3) are tangent to the curve CD , concave in respect to the sky. E —horizontal fissure of tension in the upper part of the slope.



Նկ. 4. Տեղաշարժերը AB շրջագծի մակերևույթով, որի կորությունը լանջի ստորուրի ուղղությամբ մեծանում է: Նշանները տե՛ս նկ. 1: Տեղաշարժման բու-
լոր վեկտորները (1, 2 և 3) շոշափում են CD կորագիծը, որը գոգավորու-
թյամբ դարձած է գեղի գետին: E —հորիզոնական սեղմման ճեղքվածքն է
լանջի ստորին մասում:

Рис. 4. Сместеие по криволинейной поверхности AB , кривизна которой по направлению к подошве склона увеличивается. Обозначения—см. рис. 1. Все векторы смещения (1, 2 и 3) касаются кривой CD , обращенной вогнутостью к земле. E —горизонтальная трещина сжатия в нижней части склона.

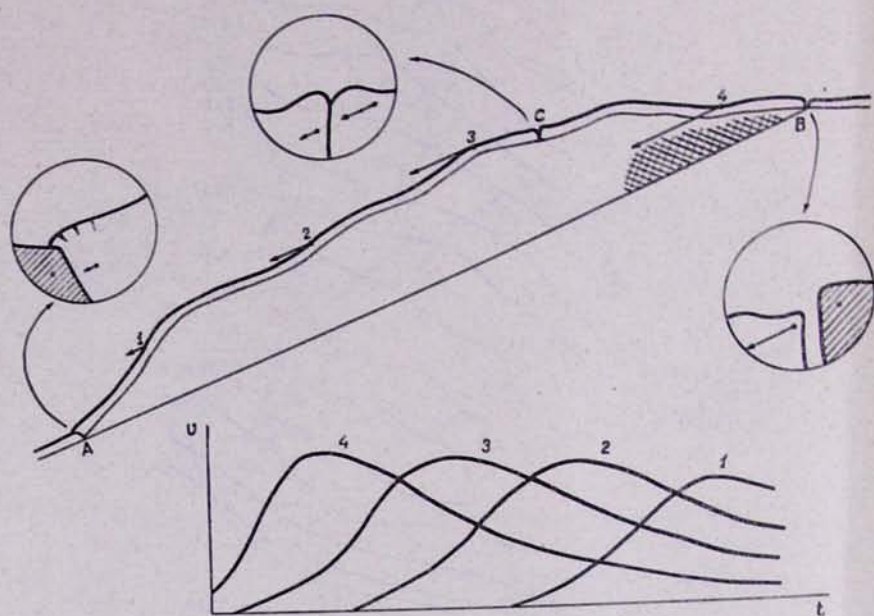
Fig. 4. Displacement along a curvilinear surface AB with increasing curvature towards the toe of the slope. Denotations—see Fig. 1. All vectors of velocities (1, 2 and 3) are tangent to the curve CD , concave in respect to the earth. E —horizontal fissure of compression in the lower part of the slope.



նկ. 5. Դիլիջանի սողանքը, բարդ մակերևույթով տեղաշարժման օրինակ: Կտրման C պատը առաջացել է սողանքի աջ կողմին: Անընդմեջ սլաքները տեղաշարժման վեկտորներ են, կետադիմ սլաքները՝ հողային զանգվածների տեղաշարժման հետադիմը:

Рис. 5. Оползень в Дилиджане (Армения); пример смещения по сложной поверхности. Стенка отрыва C образовалась у правого борта оползня. Сплошные стрелки—векторы смещения, пунктирные—траектории смещения земляных масс.

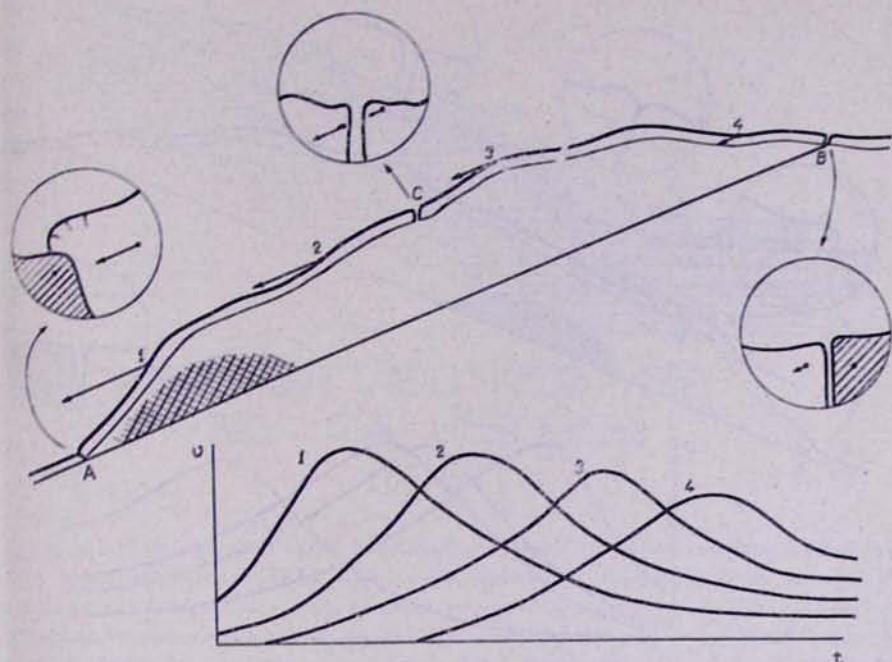
Fig. 5. Landslide in Dilidjan, Armenia; an example of displacement along a complex surface. The main scarp C is formed at the right side of the landslide. The full arrows—vectors of displacement, dotted arrows—trajectories of the displacement of earth masses.



նկ. 6. Տեղաշարժումը AB ընդ հարթությամբ՝ զարգացող սողանքի դեպքում: Սողանքի օջախը գտնվում է լանջի վերին մասում և առաջընթաց զարգացումով տարածվում է լանջն ի վայր: Նշանները տե՛ս նկ. 1: Սողանքի օջախը ստվերագծված է: C — հորիզոնական սեղմման ճեղքվածքն է լանջի միջին մասում, սողանքի օջախից ցած: Վերին հենանիշերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրեմումներ:

Рис. 6. Смещение по наклонной плоскости AB при прогрессирующем оползании. Очаг оползания находится в верхней части склона и наступательно распространяется вниз по склону. Обозначения—см. рис. 1. Очаг оползания заштрихован. C —горизонтальная трещина сжатия в средней части склона, ниже очага оползания. Верховые реперы показывают более ранние экстремумы.

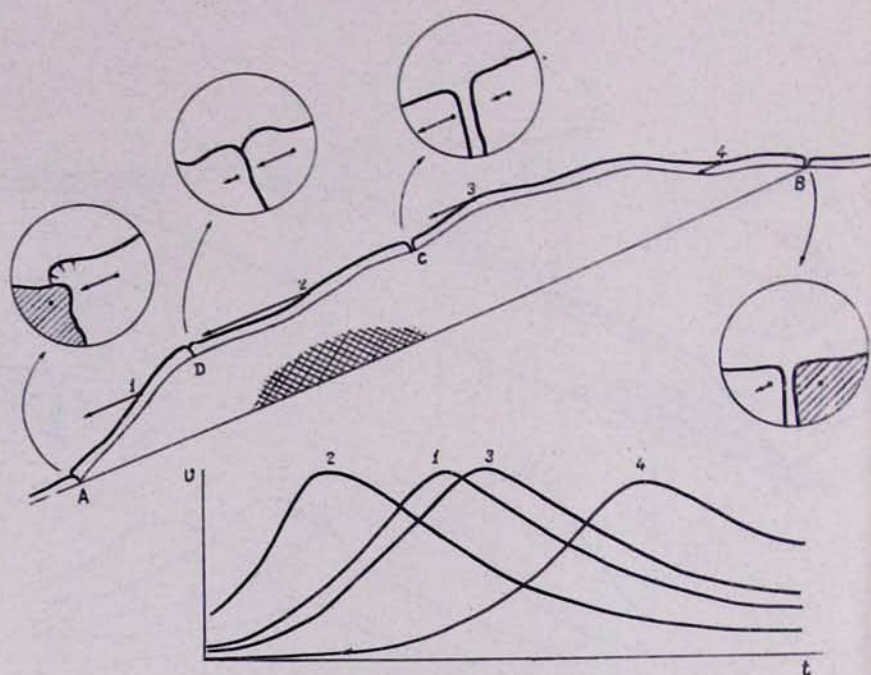
Fig. 6. Displacement along an inclined plane AB by progressive sliding. The landslide seat is located in the upper part of the slope and extends advancing downslopes. Denotations—see Fig. 1. The landslide seat is shaded. C —horizontal fissure of compression in the middle part of the slope, downslope the landslide seat. The upper bench marks show earlier extremums.



Նկ. 7. Տեղաշարժումը AB ընկ ճառքուրյամբ՝ զարգացող սողանքի դեպքում: Սողանքի օջախը գտնվում է լանջի ստորին մասում և հետքերաց զարգացումով տարածվում է լանջն ի վեր: Նշանները աճ'ս նկ. 1: Սողանքի օջախը ստվերագծված է: C — հորիզոնական ձգման ճեղքվածքն է լանջի միջին մասում, սողանքի օջախից վեր: Ստորին հենանիշերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրեմումներ:

Рис. 7. Смещение по наклонной плоскости AB при прогрессирующем оползании. Очаг смещения находится в нижней части склона и отступательно распространяется вверх по склону. Обозначения—см. рис. 1. Очаг оползания заштрихован. C —горизонтальная трещина растяжения в средней части склона, выше очага оползания. Низовые реперы показывают более ранние экстремумы.

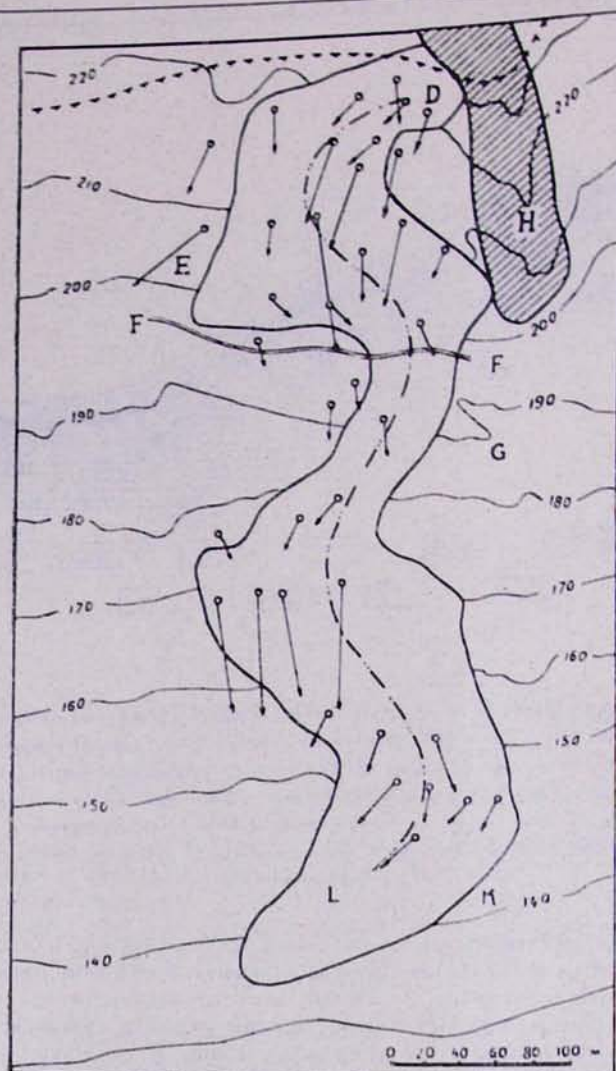
Fig. 7. Displacement along an inclined plane AB by progressive sliding. The landslide seat is located in the lower part of the slope and extends retreating upslopes. Denotations—see Fig. 1. The landslide seat is shaded. C —horizontal fissure of tension in the middle part of the slope, upslope the landslide seat. The lower bench marks show earlier extremums.



Նկ. 8. Տեղաշարժումը AB բևե հարթության՝ զարգացող սողանքի դեպքում: Սողանքի օջախը գտնվում է լանդի միջին մասում և առաջընթաց զարգացումով տարածվում է լանդի վայր և հետընթաց զարգացումով՝ լանդի ի վեր: Նշանները տե՛ս նկ. 1: C —հորիզոնական ձգման ճեղքվածքն է լանդի վրա, սողանքի օջախից վեր և D —հորիզոնական սեղմման ճեղքվածքն է, այդ օջախից ցած: Միջին հենանիշերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրեմումներ:

Рис. 8. Смещение по наклонной плоскости AB при прогрессирующем оползании. Очаг оползания находится в средней части склона и распространяется наступательно вниз по склону и отступательно вверх по склону. Обозначения—см. рис. 1. C —горизонтальная трещина растяжения на склоне, выше очага оползания и D —горизонтальная трещина сжатия на склоне ниже этого очага. Средние реперы показывают более ранние экстремумы.

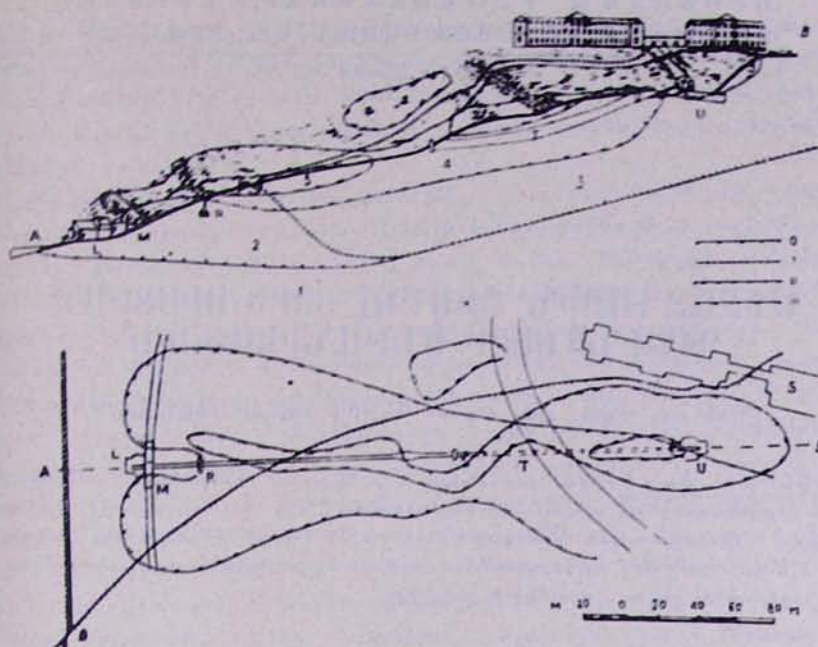
Fig. 8. Displacement along an inclined plane AB by progressive sliding. The landslide seat is located in the middle part of the slope and extends advancing downslopes and retreating upslopes. Denotations—see Fig. 1. C —horizontal fissure of tension on the slope upslope the landslide seat, and D —horizontal fissure of compression on the slope downslope this seat. The middle bench marks show earlier extremums.



Նկ. 10. Ուլյանովսկի դանդաղ հոդանուժը. հողային զանգվածների շարժման ուղղության վրա սողանունի ազդեցության օրինակ: Սլարեները՝ տեղաշարժումների վեկտորներն են, գծիկներով և կետերով դիմը՝ դանդաղ հոդահոսի առանցքային գիծը:

Рис. 10. Медленный земляной поток в Ульяновске; пример влияния оползневой ложи на направление движения земляных масс. Стрелки—векторы смещения, штрих-пунктирная линия—осевая линия медленного земляного потока.

Fig. 10. Slow earthflow in Ulianovsk; an example of the influence of the landslide bed on the direction of movement of earth masses. Arrows—vectors of displacement; dot-and-dash line—centre line of the slow earthflow.



Ֆնկ. 11. Սոչիի Բիտխի սարի եռահարկ սողանք: Վերևում—ֆունիկուլյորի AB առանցքով արված
 պլանովածք, ներքևում—սողանքի պլանը: U —ֆունիկուլյորի վերին կայանն է, L —ստորին կայա-
 անը, T —փառուղին. S —առողջարանի շենքը, Q —ջրափնյա պատը, R —հենապատը (ատամք),
 M —կամուրջը, 1—Օլիգոցենյան արմատական ավազաքարերը և արգիլիտները, 2—խոշոր սողանք-
 ների հեռաներով տեղաշարժված ավազաքարերի և արգիլիտների մեծ բլոկներ, որոնք ներկայումս
 անշարժ են, 3—նույն բլոկները, որոնք հիմա էլ շարունակում են շարժվել սողանքի առաջին հարկը,
 4—շատ կտրատված արգիլիտների՝ սողանքի երկրորդ հարկը, 5—շանդաղ հողահոսք՝ սողանքի
 երրորդ հարկը, O —տեղաշարժված, ներկայումս անշարժ ապարների տեղաշարժման սահմանը,
 I, II և III—համապատասխանաբար առաջին, երկրորդ և երրորդ հարկերի սողանքների
 սահմանները:

Рис. 11. Трехъярусный оползень горы Бытхи в Сочи. Вверху разрез по оси AB
 фуникулера, внизу план оползня, U —верхняя станция фуникулера, L —нижняя
 станция фуникулера, T —туннель, R —подпорная стенка (зуб), M —мост, S —здание
 санатория, Q —набережная стенка; 1—коренные песчаники и аргиллиты олигоцена;
 $B2$ —большие блоки песчаников и аргиллитов, смещенные в результате крупных
 оползней, в настоящее время неподвижные; 3—то же, в настоящее время продол-
 жающие смещаться,—первый ярус оползания; 4—сильно раздробленные аргиллиты,—
 второй ярус оползания; 5—медленный земляной поток,—третий ярус оползания;
 6—нижняя граница смещенных, в настоящее время неподвижных пород; I, II и
 III—границы оползней первого, второго и третьего ярусов соответственно.

Fig. 11. Three-story landslide on the Bytkha mountain in Sochi. Above—section
 along the axis of the funicular; below—plan of the landslide. U —upper station of
 the funicular, L —lower station of the funicular, T —tunnel, R —short retaining wall, M —
 bridge; 1—Oligocene sandstone and argillite bedrocks, 2—big blocks of sandstones and
 argillites displaced as a result of huge landslides, at present immovable; 4—strongly
 crushed argillites,—second story of sliding; 5—heavily crushed argillites,—
 third story of sliding; 6—lower boundary of displaced, at present immovable rocks;
 I, II and III—boundaries of the first, second and third stories of the landslide, correspondingly.