

ԲԱԶՄԱՀԱՐԿ ՍՈՂԱՆՔՆԵՐԸ ԵՎ ՓԱՓՈՒԿ ԿԱՎԵՐԻ ԴԻՄԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆԸ¹

Պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ²,
պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ՄԻՔԱՅԵԼ ԳՈՂԴՇՏՅԱՆ³,
տեխն. գիտ. թեկնածու ԱՍՅԱ ՏՈՒՐՈՎՍԿԱՅԱՆ⁴,
տեխն. գիտ. թեկնածու ՍՈՖԻԱ ԲԱՔԻՅԱՆՅԱՆ⁵*

ՌԵՖԵՐԱՏ. Մի շարք բնական լանջերում սողունակությունը կատարվում է միմյանց վրա դասավորված հարկերով, որոնց շարժումները կարող են լինել տարբեր տիպերի, տարբեր արագությամբ և տարբերվող հետադներով: Մակերեսային կետերի տեղաշարժման արագության վեկտորների վերլուծումը և սողունության հարկերի ուղղադների որոշումը կարելի է կատարել զրաֆիկ եղանակով, հաշվի առնելով սողանքային ճեղքվածքների տիպը և տեղադրումը, կառուցվածքների ձևափոխությունը և երկրաբանական պայմանները:

Փորձերը ցույց տվին, որ մնացորդային ամրությունը տարբեր տիպի ու տարբեր ծաղումով կավերի համար ունի միատեսակ մեծություն և համապատասխանում է միջին ամրությանը, որը հաշվարկված է սահեցման իրական մակերևութների համար: Գրունտի ձևափոխման ժամանակ կատարվում է կավային մասնիկների կողմնորոշման աստիճանական փոփոխություն: Օկտահեղրիկ էֆեկտով լարումներով արտահայտված սահքի զրաֆիկը կախված է փորձարկման պայմաններից և կավային գրունտի սկզբնական վիճակից:

Զեկուցումը պարունակում է վերջին տարիների ընթացքում երևանում և Դնեպրոպետրովսկում սողանքների ուսումնասիրությանը նվիրված հետազոտությունների մի քանի արդյունքները: Զեկուցման առաջին մասը զբղված է պրոֆեսոր Գ. Տեր-Ստեփանյանի կողմից, իսկ երկրորդ մասը՝ պրոֆեսոր Մ. Գոլդշտեյնի և Նրա աշխատակիցների կողմից:

ԲԱԶՄԱՀԱՐԿ ՍՈՂԱՆՔՆԵՐԻ ՄԵԿԱՆԻԶՄԸ

Բազմաճառիկ սողանքների առաջացման պայմանները

Լանջերը ստորաբաժանվում են՝ հասարակի և բարդի: Հասարակ լանջերը կառված են մեկ թևի հարթությամբ միացած երկու հորիզոնական հարթություններից: Հասարակ լանջերը ևս ստորաբաժանվում են կարճ և եր-

¹ Մերսիկայում 1966 թ. կայացած Գրունտների մեխանիկայի և հիմքաշինության Յոթերորդ միջազգային կոնգրեսին ներկայացված զեկուցում: Զեկուցումը հրատարակվել է կոնգրեսի աշխատություններում՝ (G. Ter-Stepanian and M. Goldstein. Multistoried landslides and strength of soft clays. Proceedings, Seventh Internat. Confer. Soil Mech. Found. Engg., Mexico 1969, v. II, p. 693—700). Այդ հրապարակությունից դուրս մնացին երկու հեղինակահիշների ազդանունները՝ Ա. Տուրովսկայի և Ս. Բաբիցկայի:

² ՀՍՍՀ ԳԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գեոմեխանիկայի բաժնի վարիչ:

³ Գրունտների մեխանիկայի լաբորատորիայի վարիչ:

⁴ Գրունտների մեխանիկայի լաբորատորիայի սողանքային բաժանմունքի վարիչ:

⁵ Գրունտների մեխանիկայի լաբորատորիայի ավագ գիտական աշխատող:

* Դնեպրոպետրովսկի երկաթուղային տրանսպորտի ինժեներների ինստիտուտ:

կար լանջերի. այդ ստորաբաժանումը նկատի չունի նրանց բացարձակ երկարությունները, այլ միայն այդ երկարության և փխրուն ապարների հաստության միջև եղած հարաբերությունը:

Կարճ հասարակ լանջերը կազմված են ռեոլոգիական առումով միասեռ գրունտներից. այդպիսի լանջերի Γ բարձրությունը համաչափ է սոլունությունը ներգրավված հողային զանգվածի h բարձրությանը (նկ. 1)⁶:

Նույն կարգին են պատկանում նաև համասեռ գրունտներից կազմված բնական բարձր լանջերը, եթե ունեն հարթ թեք մակերևույթ:

Կարճ հասարակ լանջերի մեծամասնության սահնցման S մակերևույթի ներքևի և միջին մասերի հետ կապված է պտտական խորքային սողքի C գոտիների դիրքը: Այդ գոտիներում սահքին մոբիլիզացված դիմադրության τ_{Σ} դործակցի մեծությունը գերակշռում է $\tau_{\Sigma 0}$ սահմանային մեծությանը, որը համապատասխանում է սահմանային սահքի τ_0 լարմանը:

Նկ. 1, a-ի վրա ցույց է տրված կամայական շառավղային ուղղագիծ KM . ձևափոխությունից հետո նա ընդունում է KM' ձևը: Այստեղ KL' տեղանքի վրա խորքային սողքի հետևանքով կատարվում է շեղածոում, իսկ $L'M'$ տեղանքի վրա՝ կոշտ տեղաշարժում:

Այդպիսի պատկեր տեղի ունի խորքային սողքի սկզբնական փուլում, երբ զանգվածքում լարումների բաշխումների վրա ձևափոխությունների աղբյուրությունը արհամարհելի փոքր է: Հետագայում կատարվում է շոշափող լարումների վերաբաշխում և խորքային սողքի գոտին ձգվում է սահնցման պոտենցիալ մակերևույթի երկարությունամբ:

Եթե սահնցման պոտենցիալ մակերևույթը շոշափում է ստորադիր պինդ արմատական ապարներին, ապա կոնտակտի հետ կապված արմատական ապարների վայրում կարող է դիտվել դարավոր խորքային սողքի գոտին, որը բնութագրվում է դեֆորմացիայի արագության գրադիենտի փոքր մեծություններով (Տեր-Ստեփանյան, 1968)⁷:

Կարևոր է նշել, որ կարճ հասարակ լանջերում կա միայն մեկ սահնցման շրջազանային պոտենցիալ մակերևույթ և նրա հետ կապված միայն մեկ պոտտական խորքային սողքի գոտի: Այդ գոտում լանջի փլմանը նախորդող փուլում կատարվում են սահքի երկարատև ձևափոխություններ:

Երկար հասարակ լանջերը բնութագրվում են լանջին զուգահեռ սահնցման հարթ պոտենցիալ S մակերևույթով (նկ. 1, b), որի դիրքը որոշվում է լանջի երկարաբանական կառուցվածքով (շերտավորման հարթություն, տեկտոնիկ ճեղքի հարթություն, ղեկումլիալ ծածկույթի կոնտակտը արմատական ապարների հետ և այլն): Նկ. 1, b-ի վրա ցույց է տված այն դեպքը, երբ արմատական ապարների U հարթ մակերևույթի վրա գտնվում են ղեկումլիալ T նստվածքները:

Այդպիսի լանջերի H բարձրությունը սովորաբար զգալիորեն գերակշռում է սողացող հողային զանգվածների h հաստությանը: Դա թույլ է տալիս հաշվարկելիս օգտվել անվերջ երկար լանջի մասին պարզեցրած դադարափախից (Тейлор, 1960):

Նշված հարթ սահնցման պոտենցիալ S մակերևույթի հետ կապված է հարթային խորքային սողքի C_1 գոտին:

Արմատական ապարներից կազմված և սահնցման պոտենցիալ մակերևույթից ցածր տեղադրված լանջի մարմնի վայրում դարգանում է դարավոր խորքային սողք: Եթե լանջի այդ մասում գտնվող արմատական ապարների շերտերը զահավեժ ընկնում են դեպի լանջը կամ ուղղահիգ են, ապա այստեղ արմատական ապարների հողմնահատմից թուլացած W տեղամասերում կատարվում է շերտագույնների դանդաղ ծոում:

Դիտելով երկար հասարակ լանջը ամբողջապես կարելի է նկատել, որ խորքում կարող է լինել ևս մեկ սահնցման շրջազանային պոտենցիալ S

⁶ Նկարները տե՛ս էջ 46—48:

⁷ Գրականությունը տե՛ս էջ 44—45:

մակերևույթ, որի երկարությամբ ամբողջ լանջի փլուվը ամենահավանականն է ստատիկ պայմանների վատթարացման դեպքում: Այդ սահեցման մակերևույթի հետ կապված է ավելի խոր տեղադրված պտտական խորքային սողքի C_2 գոտին:

Այդ գոտում կատարվող ձևափոխությունների բնույթը ցույց է տրված նկ. 1, Ե-ի վրա: Կամայական շառավղային KP ուղղագիծը ձևափոխությունից հետո ընդունում է KP' ձևը: Այստեղ KL' մասում տեղի է ունենում շերտերի S -անման դարավոր խորքային սողք, $L'M'$ մասում — ստորագիծ ապարների այդ սողքի կողմից առաջացած արմատական U ապարների կոշտ տեղաշարժում, $M'N'$ մասում — ծածկված շերտերի դարավոր սողքը հողմահարված արմատական W ապարներում և վերջապես, $N'P'$ մասում — գելլովիալ T նստվածքների հարթային խորքային սողքը (Տեր-Ստեփանյան, 1967): Դելլովիալ նստվածքների կոնտակտի վրա ստորագիր հողմահարված արմատական W ապարների միջև դիտվում է ձևափոխված գծի NN' խզում այդ ապարների տարրեր ձևափոխման հատկությունների հետևանքով:

Անհրաժեշտ է նշել, որ երկար հասարակ լանջերում գոյություն ունեն երկու սահեցման պոտենցիալ մակերևույթներ և նրանց հետ կապված երկու խորքային սողքի գոտիներ, հարթայինը՝ լանջի վերևի մասում և պտտականը՝ խորքում: Այդ երկու գոտիների առկայությունը չի վկայում շոշափող լարումների բաշխման անորմալության մասին, այլ միայն այն, որ լանջի մարմնում կան երկու վայրեր, որոնցում սահքին մոբիլիզացված դիմադրության $1g\theta_0$ գործակցի նշանակության և այդ գործակցի սահմանային $1g\theta_0$ նշանակության միջև հարաբերությունը համապատասխան ապարների համար բավարարում է խորքային սողքի առաջացման պայմանին ($1g\theta > 1g\theta_0$):

Խորքային սողքի այդ գոտիները սահքի ընթացքում ձգվում են սահեցման պոտենցիալ մակերևույթների երկարությամբ շոշափող լարումների վերաբաշխման հետևանքով:

Կարձ հասարակ լանջերի, եթե նրանք բարձր շեն (նկ. 1, Զ) և բարձր երկար հասարակ լանջերի մերձմակերեսային մասերի (նկ. 1, Ե, գոտի C_1) խորքային սողքը կրում է պարբերական բնույթ. նրա արագությունը որոշվում է սողանք առաջացնող գործոնների ներգործության ինտենսիվությամբ: Նա կապված է հաստատուն գործող պատճառների հետ, որոնց վրա վերադրվում են սեղոնային երևույթները (ծակոտկենային ճնշման տատանումները, կշռի փոփոխությունները խոնավացումից և այլն):

Ի տարբերություն դրան, կարձ հասարակ լանջերի, եթե նրանք մեծ բարձրություն ունեն (նկ. 1, Զ) և բարձր երկար հասարակ լանջերի խոր մասերի (նկ. 1, Ե գոտի C_2) խորքային սողքը կարող է ունենալ դարավոր բնույթ. նրա արագությունը էապես փոքր է և որոշվում է հաստատուն գործող գործոններով (ծովային ընդհանր, վայրի թևքության փոփոխումը տեկտոնիկ բարձրացման հետևանքով և այլն):

Լանջերը բարդ են, եթե նրանք կաղմված են մի քանի տարրեր թևքված հարթությունների կամ կորագծային մակերևույթների հատումից (նկ. 2), նրանց երկրաբանական կառուցվածքում կարող են մասնակցել խիտ և փրփրոտ զանազան ապարներ շերտավորման տարրեր բնույթով: Այդ խմբին են պատկանում բարձր բնական լանջերի մեծամասնությունը: Այդպիսի լանջերի մակերևույթի վրա հեշտությունը են առանձնանում ավելի պարզ ձև ունեցող ոչ մեծ շեպեր⁸: Այդպիսի շեպերը կամ երկրորդ կարգի լանջերը կապված են փոքր թևքություն ունեցող անցումային տեղանքներով: Առանձին վեցրած ամեն մի այդպիսի շեպը բնութագրվում է նրա մարմնում շոշափող լարումների որոշակի բաշխումով և, հետևաբար, նրա մեջ կարելի է առանձնացնել և սահեցման պոտենցիալ մակերևույթը և դրա հետ կապված խորքային սողքի գոտին: Կախված երկրաբանական կառուցվածքից և չափերից շեպերի վրա կա-

⁸ Այստեղ պայմանականորեն, բարդ լանջի փոքր տարրերն անվանված են շեպեր:

բող են զարգանալ ինչպես *A* հարթային, այնպես էլ *B* պտտական խորքային սողը: Փորձը ցույց է տալիս, որ բարդ լանջերի վրա իրոք ժամանակ առ ժամանակ ակտիվանում են առանձին սողանքային տեղամասեր, ուժեղանում է խորքային սողը, զարգանում է փման փուլը և այլն: Այդպիսով, լանջերի նման տեղանքներն իրենց պահում են այնպես, ինչպես առանձին վերցրած հասարակ լանջերը: Այդ շեպերից մի քանիսը կարող են ձևափոխվել դանդաղ և անընդհատ, մյուսները՝ արագ և թռիչքաձև, կախված այդ յուրաքանչյուր փոքր սողանքի մեխանիզմից:

Սակայն, ընդհանուր առմամբ վերցրած, բարձր բարդ լանջի մարմինը նույնպես բնութագրվում է հատուկ լարված վիճակով, ինչպես և հասարակ կարճ լանջի դեպքում, որին նա ընդհանրապես հիշեցնում է: Այդպիսի բարձր լանջերի խորքում առաջանում է սահեցման մակերևույթը և, կապված նրա հետ, պտտական խորքային սողքի *C* գոտի, որը կարող է կրել դարավոր բնույթ: Այդ դեֆորմացիայի ռեժիմը կարող է էպպես տարբերվել այն դեֆորմացիայի ռեժիմից, որը կատարվում է վերին հարկերում, քանի որ նրանք առաջացել են տարբեր գործոնների կողմից:

Այդպիսի լանջերի վրա ապարների տեղաշարժման գործիքային դիտումները հայտնաբերում են բարդ պատկեր, որը բացատրվում է խորքային սողքի տարբեր գոտիներում կատարվող ձևափոխությունների տարբեր ռեժիմ ունեցող տեղաշարժումների վերագրումով: Դրա վերծանումը անհնարին է առանց այդպիսի բարդ լանջի սողունության մեխանիզմի և խորքային սողքի առանձին գոտիների դասավորման և նշանակության մասին պարզ պատկերացմանը:

Լանջի բարդ սողունության վերլուծման մեթոդը

Բնական լանջերի սողունության պատկերը տարածության և ժամանակի մեջ սովորաբար լինում է շատ բարդ, և իրոք, մենք միայն մոտենում ենք այդ հարցի ձևակերպմանը: Ավելի պարզ և վերլուծման համար մատչելի է այն դեպքը, երբ սողանք առաջացնող գործոնները ազդում են լանջի վրա երկարատև հաստատուն ինտենսիվությամբ: Այդպիսով, աստիճանաբար ստեղծվում են կայունացված սողունության պայմաններ:

Կայունացված սողունությունը ենթադրում է պրոցեսը բնութագրող բոլոր պարամետրերի անփոփոխությունը՝ լարումների բաշխմանը լանջի մարմնում, գրությունների ձևափոխման հատկությունների, սահքի մոբիլիզացված դիմադրության գործակցի մեծությունների բաշխմանը, խորքային սողքի գոտու ձևի, տեղաշարժման արագությունների բաշխմանը և այլն: Այդպիսի վերլուծումն ունի այն թերությունը, որ նա ենթադրում է տեղաշարժման հաստատուն արագություն միշտ բարձր արագությունների ընթացքում, որն, ակնհայտ, տեղի է ունենում ոչ միշտ: Ենթադրությունը կայունացված սողունության մասին ավելի ճիշտ է խորը տեղադրված գոտիների սողքի համար. սողքի մերձմակերևութային գոտիների վերաբերյալ այն պետք է կիրառել զգուշությամբ:

Մերձմակերևութային գոտիների համար ավելի յուրահատուկ է սողունության ոչ կայունացված ռեժիմը, որի ընթացքում ժամանակի հետ միասին փոխվում են բոլոր պարամետրերը: Սակայն այդ հարցի բարդության և անբավարար ուսումնասիրության հետևանքով ոչ կայունացված սողունության վերաբերյալ այժմ կարելի է տալ միայն որակական գնահատականներ:

Սույն աշխատանքում քննվում է կայունացված սողունության դեպքը: Նրան մոտ է տեղաշարժման միջին արագությունների վերլուծումը, որը բազմամյա դիտումների արդյունք է: Սակայն այդ պարզեցրած մոտեցման դեպքում ևս սովորաբար բացահայտվում է բավականին բարդ պատկեր:

Բազմիցս դեպքերում տեղաշարժման (կամ տեղաշարժման արագությունների) վեկտորների քարտեզը ցույց է տալիս մեծ տարանցում ըստ մեծության և ուղղության, որը տալիս է միայն մի ընդհանուր պատկերացում սողունության մասին: Եթե գեոդեզիական շափումների ճշտության մեջ կասկածներ

դանքային շարժումը կրում է հավասարաչափ բնույթ: Գրաֆիկի վրա այդպիսի դեպքը բնութագրվում է H վայրով (նկ. 3, a և c):

9. Նույն դեպքը, ինչպես և նախորդը, բայց սողանքային օջախը, գտնվում է լանջի ներքևի մասում և սողունությունը կրում է ետընթաց բնույթ: Տեղաշարժման արագությունների վեկտորների ծայրերը գտնվում են K վայրում (նկ. 3, a և c):

10. Նույն դեպքը, ինչ որ նախորդ երկուսը, բայց սողանքային օջախը ընկած է լանջի վերին մասում և սողունությունը առաջընթաց է: Տեղաշարժման արագության վեկտորների ծայրերը գտնվում են L վայրում (նկ. 3, a և c):

11. Լանջն ընկնում է դեպի արևմուտք. նա ամբողջությամբ դանդաղ ձևափոխվում է: Խորքային սղջին առաջին հարկում կրում է դարավոր բնույթ: Լանջի երկրորդ հարկում զարգանում է դանդաղ հողահոսք, 8-րդ կետում նկարագրվածի նման: Հողահոսքը լանջի վերին մասում ուղղված է դեպի հարավ-արևմուտք, միջին մասում — դեպի արևմուտք և ներքևի մասում — դեպի հարավ-արևելք. այդպիսով հողահոսքը կազմում է աղեղ, որի զոգավորությունն ուղղված է դեպի հարավ: Այդպիսի դեպքը ներկայացված է N վայրով (նկ. 3, a և c):

Հողահոսքի վրա տեղադրված սողանքային կետերի տեղաշարժման արագության վեկտորների հորիզոնական պրոեկցիաներն ունեն իրենց սկիզբը O կետում և ծայրերը N վայրի 1, 2, ... 5 կետերում: Այդ տեղաշարժման արագության վեկտորներից յուրաքանչյուրը գրաֆիկորեն տարրալուծվում է երկու վեկտորների $\mathcal{V}_M$ վեկտորը, որը բնութագրում է առաջին հարկի (այսինքն, ամբողջ լանջի) խորքային սղջը և $\mathcal{V}_N$ վեկտորը, որը ցույց է տալիս երկրորդ հարկի (այսինքն հենց հողահոսքի) սղջը: Նկ. 3, a և c-ի վրա ցույց է տրված № 4 սողանքային կետի տեղաշարժման արագության վեկտորի տարրալուծումը:

Այդպիսով, լանջի ձևափոխությունն ամբողջապես ներկայացված է M վայրով. հողահոսքի սղջի հարաբերական արագությունը ներկայացված է $\mathcal{V}_M$ վեկտորներով, որոնք իրենց սկիզբն ունեն M վայրում և վերջը N վայրում: M վայրի դիրքը որոշվում է 6, 7 ... կետերով, որոնք համապատասխանում են լանջի վրա հողահոսքից դուրս տեղադրված սողանքային կետերին:

Պարզ է, որ նկարագրված սխեմաները չեն սպառում սողունության բոլոր հնարավոր տիպերը: Նրանց կարելի է ավելացնել լանջի ձևափոխման ուրիշ տիպեր, որոնք հիմնված կլինեն վերլուծման նույն սկզբունքների վրա:

Օգտվելով այդ մեթոդից, կարելի է հեշտությամբ կատարել լանջի սողունության վերլուծումը, օգտագործելով սկզբունքային նույն գործողությունները, որոնք կիրառվում են բարդ տատանողական շարժման տարրալուծմանը մի շարք հարմոնիկ տատանումներ:

Մեքսիկոյի պրակտիկ կիրառումը

Սողանքի մեխանիզմի վերլուծումն սկսվում է նկարագրված երկու գրաֆիկների գծագրումից (նկ. 3): Այդ գրաֆիկներում առանձին սողացող մարմիններին վերաբերվող կետերը կամ տեղադրվում են խմբերի ձևով (եթե սողունությունը հավասարաչափ է), կամ ձգվում են շերտիկների ձևով (եթե սողունությունը հարաճուն է, այսինքն առաջընթաց կամ ետընթաց տիպի է): Վերջ ցույց են տրված սողունության համապատասխան տիպերը և սողանքների մեխանիզմները:

Սողանքի հարկերի հայտնաբերումը կատարվում է լանջի երկրաբանական և գետնաշրջաբանական պայմանների, գեոմորֆոլոգիական հատկությունների ու ռելիեֆի զարգացման պատմության համատեղ վերլուծման արդյունքով (Սկեմպտոն, 1967; Терцаги, 1958; Bjerrum, 1967):

Սողունության առանձին հարկերի ուրվագծումը, քանի որ նրանք արտահայտվում են մակերևույթի վրա, էապես թեթևանում է, եթե հաշվի են առ-

ներվում սողանքային ճեղքերը և կառուցվածքների ձևափոխությունները: Նախ-կինում ցույց էր տրված, որ ճեղքերի տիպերը և դասավորումը սերտորեն կապված են սողանքային մարմնում լարումների բաշխման հետ (Ter-Stepanian, 1958):

Սողանքային ճեղքերի օգտագործումը որոշ դեպքերում չի հաջողվում, քանի որ այդպիսի ճեղքերը կարող են փակված լինել մակերևութային սող-քի (սոլիֆլուկցիայի) հետևանքով, կամ նրանք նույնիսկ չեն կարող զարգա-նալ բարակ մերձմակերևութային շերտում, թեպետ ենթադրում կարող է գոյություն ունենալ անընդհատության խախտում:

Այդ տեսակետից որոշ դեպքերում ստորագրի գրունտի ձևափոխման մա-սին ավելի շատ տեղեկություն կարող են տալ լանջի վրա տեղադրված կա-ռուցվածքները: Սողանքի դինամիկայի վերլուծման համար հատկապես օգ-տակար են ձևափոխված բնտոնյա առունները, ճանապարհների քարե և բե-տոնյա բորդուրները, թեթև աղյուսյա շենքերը և այլն: (Ter-Stepanian и др., 1970) Սողանքային ծագում ունեցող այդպիսի դեֆորմացիաները ցույց տվող քարտեզն ունի անգնահատելի նշանակություն սողունության վերլուծման հա-մար:

Նկարագրված մեթոդի տված հնարավորությունները լուսարանում է նկ. 4-ը. այն պատկերում է Սոչիի սողանքներից մեկը՝ Սև ծովի ափին: Այդ լանջի վրա հայտնաբերված են սողանքի երեք հարկեր. նրանց սահմանները ցույց են տրված 1-ից մինչև 3 թվերով:

Առաջին հարկը պտտական սողանք է, որն ամփոփում է արգիլիտների և ա-վաղաքարերի 4 բլոկներ, մինչև 60 մ խորությամբ: Երկրորդ հարկը ներկա-յացնում է հարթային սողանք. շարժման մեջ ներգրավված են 5 ջարգված ար-գիլիտներ, մինչև 20 մ հաստությամբ: Երրորդ հարկը 6 դանդաղ հողահոսք է, որը զարգանում է կոյուլիալ ծածկույթում, մինչև 6 մ հաստությամբ: Բոլոր սողանքները գտնվում են խորքային սողքի փուլում: Այդ ուսանելի սողանքի ավելի մանրադնին նկարագրությունները տրված են այլ հրատարակություն-ներում (Տեր-Ստեփանյան, 1967; Ter-Stepanian, 1966 a):

Մեկ այլ խոշոր երկհարկ սողանք զարգանում է Հայաստանում՝ Գեղար-դի միջնադարյան վանքի մոտ: Այստեղ, Աղատ գետի խորը ներհատման հե-տևանքով, առաջացել է ժայռային սողանք: Անշարժ զանգվածքի հետ այս սողանքի կոնտակտի գծով անցնում են երկու դանդաղ հողահոսքեր:

Ըստ երևույթին, բազմահարկ սողանքներն արտասովոր երևույթ չեն, հատկապես երիտասարդ լեռնային երկրներում, ծովափնյա շրջաններում և երիտասարդացած գետերի ափերին: Բազմահարկ սողանքների մեխանիզմը որոշվում է լանջերի երկրաբանական կառուցվածքով, դրանց երկրաշափական բնութագրերով և սողանքի պատմությամբ:

Կիրառելով տեղաշարժման տարեկան միջին արագությունների գրաֆի-կական տարրալուծումը բաղադրիչների, որոնք համապատասխանում են սո-ղանքի տարրեր հարկերին, կարելի է վերծանել լանջի դինամիկայի բարդ պատկերը և բացահայտել սողքի մեխանիզմը:

ՓԱՓՈՒԿ ԿԱՎՆՈՐԻ ԱՄՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Վաղորդը նկարագրված (Гольдштейн и др., 1961) մեծ կենտրոնախույս մեքենայի վրա հետազոտվել էր կավային շեպերի մոդելների կայունությունը: Պինդ պլաստիկ թանձրություն ունեցող կավի դեֆորմացիան առաջին հեր-թին կատարվում էր շեպի ներքևի մասում, երբ նրա բարձրությունը կազմում էր 7.5 մ (շեպի անկյունը հավասար է 45°): Շեպի վերին մասում դեֆորմացիա-ներն աննշան էին:

Շեպի բարձրության հետ միասին աստիճանաբար աճում է դեֆորմա-ցիան: Ինտենսիվ սահբի նկատելի բարակ գոտի ունեցող պլաստիկ հոսքի վայրը տարածվում է լանջի ներքը:

Տեղի ունեցավ շեպի փոքր նստում և այն դարձավ ավելի փոքրաթիվ. շե-

պի վերին եզրի մոտ առաջացան ձգման ճաքեր: Շեպի դեֆորմացիան ուղեկցվեց հիմքի դուրս մղմամբ:

Երբ շեպի լարված վիճակը հասավ կրիտիկական կետին, կատարվեց հանկարծակի քայքայում: Սկզբում կատարվեց շեպի ներքևի մասի սահքը, որին հաջորդեց վերևի մասինը (նկ. 5):

Այս փորձերը որոշակի ցույց տվին, որ շեպում պլաստիկ հոսքը սկսվում է իրրե տեղական երևույթ: Առանձին կետերում սահքի դիմադրությունը դառնում է ավելի փոքր, քան սահքի լարումները:

Սկզբնական կապերը գրունտի մասնիկների միջև աստիճանաբար խախտվում են: Տեղի է ունենում կավի մասնիկների վերակողմնորոշում, և դրա հետևանքով ամրության նվազում: Այնուհետև կատարվում է լարումների վերաբաշխում, որը բերում է գրունտի ամրության հետագա նվազմանը և ավելի կոշտ կետերում լարումների կենտրոնացմանը:

Եթե լարումները դերադանցում են այդ կետերում գրունտի երկարատև ամրությանը, ապա պլաստիկ հոսքը տարածվում է ավելի ու ավելի հեռու, այդ պրոցեսը ավարտվում է ամբողջ շեպի բեկումն քայքայումով:

Գրունտի ամրության քանակական նվազումը հետազոտվել է մոդելների վրա, ամեն մի ցիկլի ավարտումից հետո սողանքի լեզվի ենթակտրելով:

Տ. սահքի դիմադրությունը համապատասխան հաշվարկվում էր ընդունելով կայունության դորժակիցը մեկ միավորին հավասար: Կավի սահքի դիմադրությունը նույնպես հետազոտվել է սահքի օղակավոր սպասքի վրա դեֆորմացիաների և ճիգերի ավտոմատիկ գրանցումով:

Սահքի դիմադրության նվազումը պիկային S_f մեծությունից մինչև S_r նվազագույնը (Гольдштейн, 1964; Սկեմպտոն, 1967) դիտվել էր միայն կավային գրունտներում, մինչդեռ ավազա-փոշային միջնաշերտերի դեպքում ամրության նվազումը ձևափոխման ժամանակ բացակայում էր (Гольдштейн, и др., 1968):

Սահքի արագության 1000 անգամ նվազման դեպքում պիկային ամրությունը պակասում էր 1,5—2 անգամ. տարբեր նորմալային ճնշումների դեպքում պիկային ամրությունը պահպանվում էր գործնականորեն անփոփոխ:

Հետևաբար պիկային ամրությունը պայմանավորված է գլխավորապես մասնիկների ներքին փոխներգործությամբ, որը շատ քիչ է կախված արտաքին ճնշումից: Ընդհակառակը, մնացորդային ամրությունը համեմատական է նորմալային լարմանը քայքայման մակերևույթի վրա, բայց կախված չէ սահքի արագությունից: Շատ հետաքրքիր է նշել, որ S_r մեծության նշանակությունը նորմալային նույն ճնշման դեպքում գրեթե միատեսակ է տարբեր պիկային ամրություն ունեցող տարբեր կավային գրունտների համար (մի քանի տասերորդից մինչև 5 կգ/սմ²):

Ավելի քան 200 սահքի փորձարկման արդյունքների հիման վրա ստացվել է հետևյալ կախվածությունը

$$S_r = 0,09 + 0,14\sigma \quad (1)$$

կորելացիայի 0,78 գործակցով:

Բնական սողանքային լանջերի հետազոտությունը ցույց տվեց, որ տեղաշարժման գոտում նույնպես կատարվում է գրունտի ամրության փոքրացում մինչև մնացորդային (կայունացված) մեծություն, որը համարյա հավասար է S_r -ի լարորատորային նշանակությանը (Туровская и др., 1964):

Պլաստիկ կավերում ավելի քան 50 բնական սողանքային լանջերի համար միջին S_f ամրությունը սահեցման մակերևույթի վրա հավասար է

$$S_f = 0,06 + 0,15\sigma, \quad (2)$$

որտեղ σ սահեցման մակերևույթի վրա միջին նորմալային ճնշումն է. կորելացիայի գործակիցը հավասար է 0,82:

Այդ երկու գործակիցների պարամետրերը շատ մոտ են միմյանց:

Հետազոտվել է նույնպես կավերի կապը ամրության և միկրոստրուկտու-

րայի միջև: Կավային մասնիկների կողմնորոշումը ուսումնասիրվել է բեռնաց-
նող մանրադիտակի վրա⁹: Միկրոստրուկտուրան ուսումնասիրվել է կավերի
նմուշների վրա եռառանցքային փորձերից հետո, սաճքի օղակավոր սպասքի
վրա փորձերից հետո և սողանքներից վերցրած նմուշների վրա:

Մասնիկների դասավորությունը ներկայացված է շրջանաձև դիագրամով
(նկ. 6): Ճառագայթի երկարությունը դիագրամի վրա համեմատական է տրվ-
յալ ուղղությամբ կողմնորոշված մասնիկների տոկոսային կազմին (Туров-
ская, 1957, 1964): Մինչև ձևափոխությունը դիագրամը համարյա շրջանա-
ձև էր:

Շառանցքային փորձերում մասնիկների կողմնորոշումը նմուշում սկզբում
գառնում է համարյա հորիզոնական և նորմալային σ_1 ուղղությունը: σ_1 — σ_3
աճին զուգընթաց տեղի է ունենում մասնիկների աստիճանական կողմնորոշու-
մը սուր անկյունով դեպի σ_1 ուղղությունը:

Ավազի հատիկների խառնուրդը արգելակում է կավային մասնիկների
համասեռ կողմնորոշմանը, կազմելով յուրատեսակ երիթներ և մեծացնելով
գրունտի սաճքին մնացորդային դիագրությունը:

Օղակային փորձարկման ժամանակ սաճքի առավելագույն դիագրությամբ
հասնելու պահին բացակայում է մասնիկների կողմնորոշումը: Կավային մաս-
նիկները լավ են կողմնորոշվում տեղաշարժման մակերևույթի երկայնությամբ
սաճքի դիագրությամբ հասնելու պահին: Շրջանային դիագրամը ձգված է
հորիզոնական առանցքի երկարությամբ (նկ. 6):

Կողմնորոշումը թույլ է արտահայտված առավելագույն կողմնորոշման
գոտուց որոշ հեռավորության վրա. մեր փորձերում այդ հեռավորությունը
կազմում էր մոտ 0,3 մմ. Բայց սաճքի գիծը նորից նկատելի է դառնում զը-
խավոր սաճքի գոտուց մոտ 1,5 մմ հեռավորության վրա:

Սողանքի պատման գլխավոր պատից նմուշները բնութագրվում են հա-
մարյա համասեռ միկրոստրուկտուրայով առանց մասնիկների տեսանելի
կողմնորոշմանը: Սողանքային տեղաշարժման գոտուց վերցրված նմուշներին
բնորոշ է կավային մասնիկների պարզ արտահայտված կողմնորոշումը: Այդ
վկայում է նյութի պլաստիկ հոսքի մասին (նկ. 7):

Մասնիկների կողմնորոշման հետևանքով աճում է ներծծման պոտենցիա-
լը, որը սաճքի գոտում առաջացնում է ջրի տեղափոխություն և խոնավության
մեծացում:

Շատ դժվար է պահպանել գրունտի ֆիզիկական անփոփոխ վիճակը սաճ-
քի փորձարկման ընթացքում: Այդ պատճառով սովորաբար սաճքի զրաֆիկը
լինում է թեքված և պարամետրերը կախված են փորձարկման պայմաններից:
Այդ պարամետրերը գրունտի ֆիզիկական հաստատունները չեն (Бабицкая,
1965):

Փորձերը ցույց տվեցին, որ սաճքի դիագրամը էֆեկտիվ ուժանիստային
 σ_0 — τ լարումներով արտահայտված նույնական է ցամաքեցման տարբեր
պայմանների համար (չցամաքեցված, կոնսոլիդացված-չցամաքեցված ու
ցամաքեցված) և տարբեր⁹ սկզբնական խոնավության ու խտության համար
(նկ. 8):

Մակոտկենային ճնշումը գրունտի ֆիզիկական վիճակի փոփոխության
շատ զգալուն ցուցիչն է: Այդ կարելի է տեսնել կավային գրունտի փորձարկ-
ման արդյունքների համեմատությունից, երբ հաշվի չի առնված ծակոտկենա-
յին ճնշումը (նկ. 9, a) և երբ դա հաշվի է առնված (նկ. 9, b): (σ — τ) դիա-
գրամի վրա նկատվում է փորձնական տվյալների մեծ ցրում գրունտի ֆիզի-
կական վիճակի փոփոխության պատճառով, որն անտեսվում էր:

Մորի էֆեկտիվ շրջանների պարուրիչը լրիվ հավաստի է: Կետերով նկ.
9, b-ի վրա ցույց է տրված էֆեկտիվ ուժանիստային σ_0 լարումների միջոցով
արտահայտված դիագրությունը սաճքին: Բոլոր կետերը լավ են տեղավոր-
ված Մորի շրջանների պարուրիչի վրա: Մորի քայքայման չափանիշը լիովին

⁹ Սաճքի ժամանակ կավային մասնիկների կողմնորոշումը անուղղակի մեթոդով հաստատ-
վել է 1936 թ. Գ. Տեր-Ստեփանյանի կողմից (Тер-Степанян, 1948):

համընկնում է էֆեկտիվ ութանիստային լարումների միջոցով արտահայտված քայքայման շափանիշի հետ: Հետևաբար կավերի հետազոտության ժամանակ կարիք չկա հաշվի առնել միջակա գլխավոր լարումը:

Նգրակացություններ

1. Կենտրոնախույս մեքենայի մեջ մոդելացումը հաստատեց Տերցագիի հիպոթեզը շեպերի հարաճուն քայքայման մասին:

2. Երկարատև սահքի պրոցեսում տարբեր տիպի կավերի ամրությունը նվազում է մինչև ավել կամ պակաս մոտ մեծությունների: Այդ կարող է բացատրվել մասնիկների այնպիսի կողմնորոշմամբ, որի ժամանակ դրանց միատեսակ լիցքավորված հիմնային մակերևութները համընկնում են սահքի մակերևութի հետ: Այս պահին նկատվում է ջրի տեղափոխումը դեպի տեղաշարժման միկրոզոնան:

3. Հաշվարկի ժամանակ սահքի դիմադրությունը հարաճուն քայքայման գոտում պետք է ընդունել կավերի մնացորդային դիմադրությանը հավասար:

4. էֆեկտիվ լարումներով արտահայտված գրաֆիկը կախված չէ փորձարկման պայմաններից:

Ջրահագեցված կավային գրունտների ամրության փորձարկումն արագացնելու համար կարելի է հանձնարարել դրանց անցկացնել անավարտ կոնսոլիդացիայի պայմաններում՝ ծակոտկենային ճնշման շափումներով:

МНОГОЯРУСНЫЕ ОПОЛЗНИ И ПРОЧНОСТЬ МЯГКИХ ГЛИН¹.

Профессор, доктор техн. наук Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН²
профессор, доктор техн. наук М. Н. ГОЛЬДШТЕЙН^{3*},
канд. техн. наук А. Я. ТУРОВСКАЯ^{4*} и
канд. техн. наук С. С. БАБИЦКАЯ^{5*}

Резюме. На некоторых природных склонах оползание происходит в несколько ярусов, расположенных друг над другом; эти движения могут быть различными по типу и протекать по разным траекториям с различающейся скоростью. Разложение векторов скорости смещения поверхностных точек и определение очертаний оползневых ярусов может быть произведено графическим путем, учитывая тип и расположение оползневых трещин, деформацию сооружений и геологические условия.

Эксперименты показали, что остаточная прочность имеет одинаковое значение для глин различного типа и происхождения и соответствует средней прочности, рассчитанной для действительных поверхностей скольжения. При деформировании грунта происходит постепенное изменение ориентации глинистых частиц. График сдвига в октаэдрических эффективных напряжениях не зависит от условий испытания и начального состояния глинистого грунта.

Доклад содержит некоторые результаты исследований оползневых явлений, проведенных в последние годы в Ереване и Днепропетровске.

¹ Доклад, представленный VII Международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению в Мексике, август 1969 г. (G. Ter-Stepanian and M. Goldshtein. Multistoried landslides and strength of soft clays. Proceedings, Seventh Internat. Confer. Soil Mech. Found. Engg., Mexico 1969, v. II, p. 693—700). В этой публикации были пропущены фамилии двух соавторов, А. Я. Туровской и С. С. Бабицкой.

² Зав. отделом геомеханики Института геологических наук АН Арм. ССР.

³ Зав. лабораторией механики грунтов

⁴ Зав. оползневым отделением лаборатории механики грунтов.

⁵ Старший научный сотрудник лаборатории механики грунтов

* Днепропетровский институт инженеров железнодорожного транспорта.

Первая часть доклада написана профессором Г. И. Тер-Степаняном, вторая часть — профессором М. Н. Гольдштейном с сотрудниками.

О МЕХАНИЗМЕ МНОГОЯРУСНЫХ ОПОЛЗНЕЙ

Условия образования многоярусных оползней

Склоны подразделяются на простые и сложные. Простые склоны образуются двумя горизонтальными плоскостями, соединенными одной наклонной плоскостью. Среди простых склонов выделяются короткие и длинные; это подразделение имеет в виду не их абсолютную длину, а лишь соотношение между этой длиной и мощностью рыхлых пород.

Короткие простые склоны сложены однородными в реологическом отношении грунтами: высота H таких склонов соизмерима с глубиной h охватываемых оползанием земляных масс (рис. 1, а)⁶. К этой же категории относятся также высокие природные склоны, сложенные однородными грунтами, если они обладают плоской наклонной поверхностью.

К нижней и средней частям поверхности скольжения S большинства коротких простых склонов приурочено положение зон вращательной глубинной ползучести C . В эти зоны значение коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $\text{tg}\theta$ превышает предельное значение $\text{tg}\theta_0$, соответствующее предельному напряжению сдвига τ_0 .

На рис. 1, а показана произвольная радиальная прямая KM ; после деформирования она принимает форму KM' . Здесь на участке KL' происходит перекашивание вследствие глубинной ползучести, а на участке $L'M'$ — жесткое перемещение.

Такая картина имеет место в начальной фазе глубинной ползучести, когда влияние деформации на распределение напряжений в массиве пренебрежимо мало. В дальнейшем происходит перераспределение касательных напряжений и зона глубинной ползучести вытягивается вдоль потенциальной поверхности скольжения.

Если потенциальная поверхность скольжения касается плотных подстилающих коренных пород, то в приуроченной к контакту области коренных пород может образоваться зона вековой глубинной ползучести, характеризующаяся малыми значениями градиента скорости деформации (Тер-Степанян, 1968)⁷.

Важно отметить, что в коротких простых склонах имеется всего одна потенциальная круглоцилиндрическая поверхность скольжения и одна приуроченная к ней зона вращательной глубинной ползучести. В этой зоне в фазе, предшествующей обрушению склона, происходят длительные деформации сдвига.

Длинные простые склоны характеризуются наличием параллельной склону плоской потенциальной поверхности скольжения S_1 (рис. 1, б), положение которой определяется геологическим строением склона (плоскость напластования, поверхность тектонической трещины, контакт делювиального плаща с коренными породами и т. д.). На рис. 1, б показан случай, когда на наклонной поверхности коренных пород U лежат делювиальные отложения T .

Высота H таких склонов обычно существенно превышает толщину h оползающих земляных масс; это позволяет при расчете пользоваться упрощающим представлением о бесконечно длинном склоне (Тейлор,

⁶ Рисунки см. на стр. 46—48.

⁷ Литературу см. на стр. 44—45.

1960). К указанной плоской потенциальной поверхности скольжения S_1 приурочена зона плоскостной глубинной ползучести C_1 .

В части тела склона, сложенной коренными породами и расположенной ниже потенциальной поверхности скольжения, развивается вековая глубинная ползучесть. Если расположенные в этой части склона пласты коренных пород круто падают внутрь склона или вертикальны, то на ослабленных выветриванием участках коренных пород W происходит медленный загиб голов пластов.

Рассматривая длинный простой склон в целом, можно заметить, что на глубине может иметься еще одна потенциальная круглоцилиндрическая поверхность скольжения S_2 , вдоль которой наиболее вероятно обрушение всего склона при ухудшении статистических условий. К этой поверхности скольжения приурочена более глубоко расположенная зона вращательной глубинной ползучести C_2 .

Характер происходящих в этой зоне деформаций показан на рис. 1, б. Произвольная радиальная прямая KP после деформации принимает очертание KP' . Здесь на участке KL' имеет место S -образная вековая глубинная ползучесть пластов, на участке $L'M'$ — жесткое перемещение коренных пород U вследствие этой ползучести подстилающих пород, на участке $M'N'$ — вековая ползучесть прикрытых пластов в выветрелых коренных породах W , и, наконец, на участке $N''P$ — плоскостная глубинная ползучесть делювиальных отложений T (Тер-Степанян, 1967а). На контакте между делювиальными отложениями и подстилающими выветрелыми коренными породами W наблюдается разрыв $N'N''$ деформированной линии вследствие различия деформативных свойств этих пород.

Необходимо отметить, что в длинных простых склонах имеются две потенциальные поверхности скольжения и две приуроченные к ним зоны глубинной ползучести — плоскостная в верхней части склона и вращательная — на глубине. Наличие этих двух зон свидетельствует об аномальности распределения касательных напряжений, а лишь о том, что имеются две области в теле склона, в которых соотношение между значениями коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $\operatorname{tg}\theta$ и предельным значением этого коэффициента $\operatorname{tg}\theta_0$ для соответствующих пород удовлетворяет условию возникновения глубинной ползучести ($\operatorname{tg}\theta > \operatorname{tg}\theta_0$).

Эти зоны глубинной ползучести вытягиваются вдоль потенциальных поверхностей скольжения вследствие перераспределения касательных напряжений в процессе ползучести.

Глубинная ползучесть коротких простых склонов (рис. 1, а), если они являются невысокими, и приповерхностных частей высоких длинных простых склонов (рис. 1, б, зона C_1), носит периодический характер; ее скорость определяется интенсивностью действия оползнеобразующих факторов. Она связана с постоянно действующими причинами, на которые накладываются сезонные явления (колебания порового давления, изменение веса при увлажнении и др.).

В отличие от этого, глубинная ползучесть коротких простых склонов (рис. 1, а), если они имеют большую высоту, и глубоких частей высоких длинных простых склонов (рис. 1, б, зона C_2) может иметь вековой характер; ее скорость существенно мала и определяется постоянно действующими факторами (морская регрессия, изменение наклона местности вследствие тектонического поднятия и др.).

Склоны являются сложными, если они образуются пересечением нескольких различно наклоненных плоскостей или криволинейных поверхностей (рис. 2). В их геологическом строении могут участвовать

различные плотные и рыхлые породы с разнообразным характером напластований. К этой группе относится большинство высоких природных склонов. На поверхности таких склонов легко выделяются небольшие откосы⁸ более простого очертания. Такие откосы или склоны второго порядка связаны переходными участками, обладающими небольшим наклоном. Взятый в отдельности каждый такой откос характеризуется определенным распределением касательных напряжений внутри его тела, и, следовательно, в нем могут быть выделены и потенциальная поверхность скольжения, и приуроченная к ней зона глубинной ползучести. В зависимости от геологического строения и размеров, на откосах могут развиваться как плоскостная *A*, так и вращательная *B* глубинная ползучесть. Опыт показывает, что действительно, на сложных склонах время от времени активизируются отдельные оползневые участки, усиливается глубинная ползучесть, развивается фаза обрушения и т. д. Таким образом, такие участки склонов ведут себя так же, как и отдельно взятые простые склоны. Одни из этих откосов могут деформироваться медленно и непрерывно, другие—быстро и скачкообразно, в зависимости от механизма каждого из этих малых оползаний.

Однако, взятое в целом, тело высокого сложного склона также характеризуется особым напряженным состоянием, как и в случае простого короткого склона, который он в общем напоминает. В таких высоких склонах на глубине образуется потенциальная поверхность скольжения и связанная с ней зона вращательной глубинной ползучести *C*, которая может носить вековой характер. Режим этой деформации может существенно отличаться от режима той деформации, которая происходит в верхних ярусах, поскольку они вызваны различными факторами.

Инструментальные наблюдения за смещением пород на таких склонах обнаруживают сложную картину, объясняемую наложением смещений в различных зонах глубинной ползучести, с разным режимом деформаций. Ее расшифрование невозможно без ясного представления о механизме оползания такого сложного склона, о расположении и значении отдельных зон глубинной ползучести.

Методика анализа сложного оползания склона

Картина оползания природных склонов в пространстве и во времени обычно бывает очень сложной, и действительно, мы только приближаемся к формулированию этой проблемы. Более простым и доступным для анализа является случай, когда оползнеобразующие факторы действуют на склоне с постоянной интенсивностью в течение длительного времени. Таким образом, постепенно создаются условия установившегося оползания.

Установившееся оползание предполагает неизменность всех параметров, характеризующих процесс: распределения напряжений в теле склона, деформативных свойств грунтов, распределения значений коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу, очертаний зоны глубинной ползучести, распределения скоростей смещения и т. д. Такой анализ имеет тот недостаток, что он предполагает постоянную скорость смещения в течение ряда лет, что, очевидно, не всегда имеет место. Допущение об установившемся оползании является более справедливым для глубокорасположенных зон ползучести; в отношении приповерхностных зон ползучести его следует применять с осторожностью.

Для приповерхностных зон более специфичным является режим

⁸ Здесь, несколько условно, малые элементы сложного склона названы откосами.

неустановившейся ползучести, при котором со временем изменяются все параметры. Однако, вследствие сложности и недостаточной изученности проблемы, в отношении неустановившейся ползучести в настоящее время могут быть сделаны только качественные оценки.

В данной работе рассматривается случай установившейся ползучести. Приближением к нему является анализ средних скоростей смещения, определенных в результате многолетних наблюдений. Однако даже при этом упрощенном подходе обычно выявляется достаточно сложная картина.

Во многих случаях карта векторов смещения (или скоростей смещения) показывает большое расхождение по величине и направлению, позволяющее получить лишь общее представление об оползании. Если нет сомнения в точности геодезических измерений, одной из возможных причин могло бы явиться наложение нескольких простых оползаний, совершающихся на различных ярусах. Задачей анализа оползания является разложение векторов скорости смещения оползневых точек на составляющие, относящиеся к различным зонам оползания.

Результаты геодезических измерений обычно даются в виде величин приращения координат Δx , Δy и Δz , соответствующих интервалу времени Δt . По ним могут быть вычислены компоненты векторов скорости смещения $v_x = \Delta x / \Delta t$, $v_y = \Delta y / \Delta t$ и $v_z = \Delta z / \Delta t$ и величина горизонтальной проекции v_h вектора скорости смещения, $v_h = \sqrt{v_x^2 + v_y^2}$.

Вычерчиваются два графика, один из которых изображает горизонтальную плоскость (с осями координат v_x и v_y , рис. 3,а) а другой — вертикальную плоскость, проходящую через полный вектор смещения v (с осями координат v_h и v_z , рис. 3,б и в). Эти графики могут рассматриваться как годографы скорости оползания, если принять, что процесс является непрерывным.

Разложение векторов скорости смещения производится графически на указанных чертежах. Рассмотрим несколько схем оползания и соответствующие годографы; пусть на склоне расположено пять оползневых точек, обозначенных номерами от 1 до 5, считая вниз по склону (рис. 1,а).

1. Плоский склон падает на север. На склоне развивается плоскостная глубинная ползучесть. Движение всех точек склона происходит с равномерной скоростью. В этом случае концы векторов скорости смещения всех оползневых точек располагаются в небольшой области А (рис. 3,а и б). На чертеже показан один вектор для точки № 3. Разброс точек в пределах области А объясняется ошибками наблюдений.

2. Плоский склон падает на северо-восток. На склоне развивается плоскостная глубинная ползучесть. Оползневый очаг расположен в верхней части склона и поэтому оползание носит наступательный характер. Концы векторов располагаются в узкой вытянутой области В (рис. 3,а и б).

3. Плоский склон падает на восток; оползневый очаг расположен в нижней части склона, и оползание носит отступательный характер. Концы векторов располагаются в области С (рис. 3,а и б).

4. Плоский склон падает на юго-восток. Оползневый очаг расположен в районе оползневой точки № 2. В области, расположенной выше этой точки по склону, оползание носит отступательный, а ниже — наступательный характер. На графике такой случай характеризуется областью D (рис. 3,а и б).

5. На склоне не происходит смещения оползневых точек. Такой случай на графике характеризуется областью Е (рис. 3,а и б).

6. Склон падает на северо-запад. В мягких глинах, образующих

тело склона, развивается вращательная глубинная ползучесть. Скорость v всех точек потенциальной поверхности скольжения постоянна (рис. 1,а). Скорость v_i всех оползневых точек получается на основании простого геометрического соотношения; на рис. 1,а показано построение для оползневой точки № 2. Концы векторов скорости смещения расположены в области F (рис. 3,а и с).

7. Тот же случай, что и предыдущий; оползневой очаг расположен в верхней части склона и смещение носит наступательный характер. Концы векторов скорости находятся в области G (рис. 3,а и с).

8. Склон падает на юг. На склоне протекает медленный земляной поток. Благодаря особенностям рельефа, поток образует в плане плавную дугу, обращенную вогнутостью на восток. Оползневое движение носит равномерный характер. На графике такой случай характеризуется областью H (рис. 3, а и с).

9. Тот же случай, что и предыдущий, но оползневой очаг расположен в нижней части склона, и оползание носит отступательный характер. Концы векторов скорости смещения располагаются в области K (рис. 3, а и с).

10. Тот же случай, что и два предыдущих, но оползневой очаг расположен в верхней части склона, и оползание является наступательным. Концы векторов скорости смещения находятся в области L (рис. 3, а и с).

11. Склон падает на запад; он целиком медленно деформируется. Глубинная ползучесть в первом ярусе носит вековой характер. На склоне во втором ярусе развивается медленный земляной поток, подобный описанному в пункте 8. Земляной поток направлен в верхней части склона на юго-запад, в средней части—на запад и в нижней части—на юго-восток; таким образом, земляной поток образует дугу, обращенную вогнутостью на юг. Такой случай представлен областью N (рис. 3, а и с).

Горизонтальные проекции векторов скорости смещения оползневых точек, установленных на земляном потоке, имеют своим началом точку O , а концами—точки 1, 2, ..., 5 области N . Каждый из этих векторов скоростей смещения графически разлагается на два вектора: вектор v_M , характеризующий глубинную ползучесть первого яруса (т. е. всего склона), и вектор v_N , иллюстрирующий ползучесть второго яруса (т. е. собственно земляного потока). На рис. 3, а и с показано разложение вектора скорости смещения оползневой точки № 4.

Таким образом, деформация склона в целом представлена областью M ; относительная скорость ползучести земляного потока иллюстрируется векторами v_N , имеющими свое начало в области M и концы—в области N . Положение области M определяется размещением точек 6, 7, ..., соответствующих оползневым точкам, установленным на склоне вне земляного потока.

Понятно, что описанные схемы не исчерпывают всех возможных типов оползания. К ним могут быть добавлены другие типы деформации склона, основанные на тех же принципах анализа.

Пользуясь этим методом, можно легко производить анализ оползания склона, применяя в принципе такую же процедуру, которая применяется при разложении сложного колебательного движения на ряд гармонических колебаний.

Практическое приложение метода

Анализ механизма оползания начинается с вычерчивания описанных двух графиков (рис. 3). На этих графиках точки, относящиеся к отдельным оползающим телам, либо собираются в виде групп (если

оползание равномерное), либо распределяются в виде полос (если оползание прогрессирующее, т. е. наступательного или отступательного типа). Выше были показаны соответствующие типы оползания и механизмы оползней.

Распознавание ярусов оползания производится в результате совместного анализа геологических и гидрогеологических условий склона, геоморфологических особенностей и истории развития рельефа (Тер-Шаги, 1958; Скемптон, 1967; Vjeggum, 1967).

Оконтуривание отдельных ярусов оползания, поскольку они отражаются на поверхности, существенно облегчается, если учитывать оползневые трещины и деформации сооружения. Ранее было показано, что тип и расположение трещин тесно связаны с распределением напряжений в оползневом теле (Тер-Степанян, 1958).

Использование оползневых трещин не всегда возможно, так как такие трещины могут быть закрыты в результате поверхностной ползучести (солифлюкции), или они даже могут не развиваться в тонком поверхностном покрове, хотя в подпочве может и существовать нарушение непрерывности.

С этой точки зрения в некоторых случаях значительно больше информации о деформации поддерживающего грунта могут дать сооружения, расположенные на склоне. Особенно полезными для анализа динамики оползней являются деформированные бетонные канавы, каменные и бетонные бордюры дорог, легкие кирпичные здания и др. (Тер-Степанян и др., 1970). Карта, показывающая такие деформации оползневого происхождения, имеет неопределимое значение при анализе оползания.

Иллюстрацией возможностей, даваемых описываемым методом, может служить рис. 4; он показывает один из оползней в Сочи, на побережье Черного моря. На склоне было обнаружено три яруса оползания; их границы показаны цифрами от 1 до 3.

Первый ярус представляет собой вращательный оползень; он охватывает блоки аргиллитов и песчанников 4 глубиной до 60 м. Второй ярус представляет собой плоскостной оползень; в движение вовлечены раздробленные аргиллиты 5 толщиной до 20 м. Третий ярус является медленным земляным потоком 6, который развивается в коллювиальном плаще толщиной до 6 м. Все эти оползни находятся в фазе глубинной ползучести. Более детальное описание этого поучительного оползня дано в других публикациях (Тер-Степанян, 1967б; Ter-Stepanian, 1966а).

Другой крупный двухярусный 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, относящиеся к различным ярусам оползания, можно расшифровывать сложную картину динамики склона и выявлять механизм оползания.

О ПРОЧНОСТИ МЯГКИХ ГЛИН

На большой центробежной машине, описанной ранее (Гольдштейн и др., 1961), исследовалась устойчивость моделей глинистых откосов.

Деформация откоса из глины, имеющей тугопластичную консистенцию, происходила в первую очередь в нижней части откоса, когда высота его составляла 7,5 м (угол откоса равен 45°). В верхней части откоса деформации были незначительными.

С увеличением высоты откоса деформация постепенно увеличивалась. Область пластического течения с заметной тонкой зоной интенсивного сдвига распространялась внутрь склона.

Произошла небольшая осадка откоса, и он стал более пологим; у верхней кромки откоса появились трещины растяжения. Деформация откоса сопровождалась выпиранием основания.

Когда напряженное состояние откоса достигло критической точки, произошло внезапное разрушение. Вначале сдвинулась нижняя часть откоса, за которой последовала верхняя (рис. 5).

Эти опыты отчетливо показали, что пластическое течение в откосе начинается как локальное явление. В отдельных точках сопротивление сдвигу становится меньшим сдвигающего напряжения.

Первоначальные связи между частицами грунта постепенно нарушаются. Происходит переориентация глинистых частиц, ведущая к уменьшению прочности. Затем происходит перераспределение напряжений, которое приводит к дальнейшему уменьшению прочности грунта и концентрации напряжений в более жестких точках.

Если напряжения превосходят длительную прочность грунта в этих точках, пластическое течение распространяется все далее и далее; этот процесс заканчивается хрупким разрушением откоса в целом.

Количественное уменьшение прочности грунта исследовалось на моделях путем подрезки языка оползня после завершения каждого оползневого цикла.

Соответствующее сопротивление сдвигу s_r рассчитывалось при коэффициенте устойчивости, равном единице. Сопротивление сдвигу глины исследовалось также с помощью кольцевого прибора на сдвиг с автоматической регистрацией деформаций и усилий.

Уменьшение сопротивления сдвигу от пикового значения s_r до минимального s_r (Гольдштейн, 1964; Скемптон, 1967) наблюдалось только в глинистых грунтах, в то время как в песчано-пылеватых прослойках уменьшение прочности при деформировании отсутствовало (Гольдштейн, и др., 1968).

При уменьшении скорости сдвига в 1000 раз пиковая прочность снижалась в 1,5—2 раза; при различном нормальном давлении пиковая прочность сохранялась практически неизменной.

Таким образом, пиковое сопротивление сдвигу обусловлено главным образом силами внутреннего взаимодействия между частицами, которые мало зависят от внешнего давления. Напротив, остаточная прочность пропорциональна нормальному напряжению на поверхности сдвига, но не зависит от скорости сдвига. Весьма интересно отметить, что значение s_r при одном и том же нормальном давлении оказывается почти одинаковым для различных глинистых грунтов с различной пиковой прочностью (от нескольких десятых до 5 кг/см^2).

По результатам более, чем 200 испытаний на сдвиг получена следующая зависимость:

$$s_r = 0,09 + 0,14\sigma \quad (1)$$

с коэффициентом корреляции 0,78.

Исследование естественных оползневых склонов показало, что в зоне смещения происходит также уменьшение прочности грунта до ос-

оточного значения, почти равного лабораторному значению s_f (Туровская и др., 1964).

Среднее сопротивление сдвигу s_f по поверхности смещения для более чем 50 естественных оползневых склонов в пластичных глинах оказалось равным

$$s_f = 0,06 + 0,15\sigma,$$

где σ — среднее нормальное напряжение на поверхности смещения; коэффициент корреляции равен 0,82.

Параметры этих двух уравнений очень близки между собой.

Исследовалась также связь между прочностью и микроструктурой глин. Ориентация глинистых частиц изучалась с помощью поляризационного микроскопа⁹. Микроструктура изучалась после трехосных испытаний, после опытов на кольцевом приборе на сдвиг и в образцах, отобранных из оползневых склонов.

Расположение частиц представлено круговой диаграммой (рис. 6). Длина луча на диаграмме пропорциональна процентному содержанию частиц, ориентированных в данном направлении (Туровская, 1957, 1964). До начала деформирования диаграмма была почти круговой.

В трехосных испытаниях ориентировка частиц в образце вначале становится почти горизонтальной и нормальной к направлению σ_1 . При увеличении $(\sigma_1 - \sigma_3)$ частицы постепенно становятся ориентированными под острым углом к направлению σ_1 .

Примесь зерен песка препятствует ориентировке глинистых частиц, образуя своего рода шпонки и увеличивая остаточное сопротивление сдвигу грунта.

В быстрых испытаниях на кольцевом приборе на сдвиг отсутствует заметная ориентировка частиц при достижении максимального сопротивления сдвигу. Глинистые частицы хорошо ориентированы вдоль поверхности смещения в образцах, достигших установившегося сопротивления сдвигу. Круговая диаграмма вытянута вдоль горизонтальной оси (рис. 6).

Ориентация слабо выражена на некотором расстоянии от зоны максимальной ориентации; в наших опытах это расстояние составляло около 0,3 мм. Но линия сдвига снова наблюдалась на расстоянии около 1,5 мм от главной зоны сдвига.

Образцы из главной стенки отрыва оползня характеризуются почти однородной микроструктурой без видимой ориентации частиц. Образцы из зоны оползневого смещения характеризуются отчетливо выраженной ориентировкой глинистых частиц. Это свидетельствует о пластическом течении материала (рис. 7).

В результате ориентировки частиц возрастает потенциал всасывания, что вызывает миграцию влаги и увеличение влажности в зоне сдвига.

Очень трудно сохранить неизменным физическое состояние грунта в процессе испытаний на сдвиг. Поэтому график сдвига обычно является наклонным и его параметры зависят от условий испытания. Эти параметры не являются физическими константами грунта (Бабицкая, 1965).

Испытания показали, что график сдвига, выраженный через эффективные октаэдрические напряжения $(\sigma_0 - \tau)$, оказывается одинаковым для различных условий испытаний (НН, КН и КД) и различной начальной влажности и плотности (рис. 8).

⁹ Ориентировка глинистых частиц при сдвиге косвенным методом была установлена в 1936 г. Г. И. Тер-Степаняном (1948).

Поровое давление является весьма чувствительным индикатором изменения физического состояния грунта. Это можно видеть из сравнения результатов испытаний глинистого грунта без учета порового давления (рис. 9,а) и с учетом его (рис. 9,б).

На графике ($\sigma - \epsilon$) наблюдается большой разброс опытных данных из-за изменения физического состояния грунта, которое не принималось во внимание.

Огибающая эффективных кругов Мора является вполне достоверной. Точками на рис. 9,б показано сопротивление сдвигу, выраженное через эффективные октаэдрические напряжения σ_0 . Все точки ложатся на огибающую кругов Мора. Критерий разрушения по Мору полностью совпадает с критерием разрушения, выраженным через октаэдрические эффективные напряжения. Поэтому при исследовании глины нет необходимости учитывать промежуточное главное напряжение.

Выводы

1. Моделирование в центробежной машине подтвердило гипотезу Терцаги о прогрессирующем разрушении откосов.

2. В процессе длительного деформирования на сдвиг прочность различных глин уменьшается до более или менее близких значений. Это может быть объяснено ориентировкой частиц, при которой их одинаково заряженные базальные поверхности совпадают с поверхностью сдвига. При этом можно наблюдать миграцию влаги в микрозону смещения.

3. Сопротивление сдвигу в зоне прогрессирующего разрушения при расчете следует принимать равным остаточной прочности глины.

4. График сдвига, выраженный через эффективные напряжения, не зависит от условий испытаний.

Можно рекомендовать для ускорения испытаний на прочность водонасыщенных глинистых грунтов проводить их в условиях незавершенной консолидации с измерением порового давления.

MULTISTORIED LANDSLIDES AND STRENGTH OF SOFT CLAYS¹

GEORGE TER-STEPANIAN, Prof., Dr.Tech.Sc.²

MICHAEL GOLDSTEIN, Prof., Dr.Tech.Sc.^{3*}

ASYA TUROVSKAYA, Cand.Tech.Sc.^{4*} and

SOPHIA BABITSKAYA, Cand.Tech.Sc.^{5*}

Abstract. Sliding of some slopes proceeds in several stories located one above another; these movements may be of different type and go on along divergent

¹ A paper, presented to the Seventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, held in 1969 in Mexico. The paper was published in the Proceedings of the Conference, vol. II, p. 693—700. Names of two joint authors of the paper, A. Turovskaya and S. Babitskaya have been missed in this publication.

² Head, Dept. of Geomechanics, Geological Institute, Armenian Academy of Sciences.

³ Head, Laboratory of Soil Mechanics

⁴ Head, Dept. of Landslides, Laboratory of Soil Mechanics

⁵ Senior Research Worker, Laboratory of Soil Mechanics

* Dnepropetrovsk Institute of Engineers for Railway Transportation.

trajectories with dissimilar rates. The resolution of vectors of rates of displacement of surface benchmarks and the determination of outlines of different stories of sliding may be made graphically, taking into account the type and distribution of landslide fissures, deformation of constructions and geological conditions.

The experiments have shown that the residual shear strength is almost the same for clays of different type and origin and coincides well with the average shear strength calculated from the slide data along the actual surfaces of sliding. The gradual alteration of clay particles orientation proceeds by deformation of soil. The shear diagram in terms of octahedral effective stresses is the same for different test conditions and initial state of clays.

The paper contains some results of investigations of landslide phenomena performed in recent years in Yerevan and Dnepropetrovsk. The first part of the paper is written by Prof. Ter-Stepanian and the second—by Prof. Goldstein with collaborators.

ON MECHANISM OF MULTISTORIED LANDSLIDES

Conditions of formation of multistoried landslides

Slopes are subdivided into simple and complex ones. Simple slopes are formed by two horizontal planes connected by one inclined plane. Short and long slopes may be distinguished among simple slopes; this subdivision does not imply the absolute length of slopes but rather the relation between this length and the thickness of loose rocks.

Short simple slopes are composed of rheologically homogeneous soils; the height H of such slopes is comparable with depth h of earth masses involved in sliding (Fig. 1,a)*. High natural slopes composed of homogeneous soils belong to this category too if they have plane inclined surfaces.

In the majority of simple short slopes zones C of rotational depth creep are located in the middle and lower parts of the potential surfaces S of sliding. In these zones values of the coefficient $\tan\theta$ of mobilized shear strength exceed the limiting values $\tan\theta_0$ corresponding to the shearing resistance τ_0 .

An arbitrary radial straight line KM is shown on Fig. 1,a; after deformation it takes the shape KM' . Here the contortion due to depth creep takes place on the portion KL' and rigid displacement on the portion $L'M'$.

Such a picture takes place in the initial phase of depth creep when the influence of deformation on stress distribution in massif is negligibly small. The redistribution of tangential stresses occurs further and the zone of rotational depth creep stretches along the potential surface of sliding.

If the potential surface of sliding touches competent rocks, zone of secular depth creep may originate in rocks adjacent to the contact (Ter-Stepanian, 1968); low values of the gradient of strain rate is characteristic for this zone.

* Figures see pp. 46—48.

It should be emphasized that there is only *one* potential circular surface of sliding and only *one* zone of rotational depth creep, attached to this surface. Long-term shear strains proceed in this zone in the phase preceding the failure.

Long simple slopes are characterized by plane potential surfaces of sliding S which are parallel to the slopes (Fig. 1,b); their position is determined by geological features (planes of bedding, of tectonic fissures, the contact of products of weathering with bedrocks, etc.). The case when talus deposits T are lying over the inclined surface of bedrocks U is shown on Fig. 1, b.

Usually the height H of such slopes essentially exceeds the thickness h of the sliding earth masses; this enables to use the simplifying concept of an infinitely long slope (Taylor, 1948). Zone C_1 of planar (translational) depth creep is attached to the mentioned potential plane of sliding S_1 .

Secular depth creep is developed in the slope body located beneath the potential plane of sliding and composed of bedrocks. If the bedrock strata dip steeply into the slope or are vertical, slow outcrop curvature is developed in weathered bedrocks W .

Considering a long simple slope in whole, one can notice the potential circular surface of sliding S_2 too; by deterioration of static conditions the failure of the slope is most probable along this surface. Deeply located zone C_2 of rotational depth creep is attached to this surface of sliding.

The character of deformation in this zone is shown on Fig. 1,b. The arbitrary radial straight line KP after deformation takes shape KP' . Here S -like secular creeping of strata takes place in the portion KL' ; rigid displacement of bedrocks U due to this creeping of underlying rocks in the portion $L'M'$; secular terminal creeping of covered strata in weathered bedrocks W —in the portion $M'N'$, and finally, planar depth creep of talus deposits T —in the portion $N''P'$ (Ter-Stepanian, 1966 b). The gap $N'N''$ of the deformed line is observed on the contact of talus deposits with underlying weathered bedrocks W due to the difference of deformative properties of these rocks.

It should be emphasized that *two* potential surfaces of sliding exist in long simple slopes and *two* zones of depth creep are attached to them, a planar zone in the upper part of the slope and a rotational one in the depth. The existence of these two zones does not indicate the abnormality in distribution of shear stresses but demonstrates that there are two areas in the slope body where the relation between values of the coefficient $\tan\theta$ of mobilized shear strength and the limiting values of this coefficient $\tan\theta_0$ for the corresponding rocks satisfies the condition of depth creep ($\tan\theta > \tan\theta_0$).

These zones of depth creep are stretched along the potential surfaces of sliding due to the redistribution of shear stresses in the process of creeping.

The depth creep of short simple slopes (Fig. 1,a), if they are not high and of the subsurface parts of high long simple slopes (Fig. 1,b, zone C_1) is of periodical nature; its rate is determined by the intensity of slide-producing agents. It is connected with the permanently acting causes, on which seasonal phenomena are superposed (fluctuation of pore pressure, of weight by wetting, etc.).

In distinction to this the depth creep of short simple slopes (Fig. 1, a), if they are high, and of the deep parts of high long simple slopes (Fig. 1,b, zone C_2) may be of secular nature; its rate is essentially low and is determined by permanently acting agents (retreat of the sea, change of inclination of the surface due to tectonic uplift, etc.).

Slopes are complex if they are formed by intersection of several, differently inclined planes or curvilinear surfaces (Fig. 2).

Geologically they may be composed of different dense and loose rocks with diverse type of bedding. The majority of natural high slopes belongs to this group. Small slants⁷ with simpler shapes are easily distinguished on the surface of such slopes. Such slants or slopes of second order are connected by transitional lots having small inclination. Separately taken, each slant is characterized by a definite distribution of tangential stresses in its body and therefore potential surfaces of sliding with attached to them zones of depth creep may be separated. Depending on the geological structure and sizes planar A and rotational B zones of depth creep may develop in slants. The experience shows that indeed separate landslides render more active on complex slopes, the depth creep increases, the phase of failure develops, etc. Thus such lots of complex slopes behaves as separately taken simple slopes. Some of them may deform slowly and constantly while others — quickly and jumplike depending on the mechanism of each of these small slidings.

However, taken in whole, the body of a high complex slope is characterized also by a special stress state as it is the case with a simple short slope, which it generally resembles. In such high slopes potential surface of sliding exists in depth, and an attached zone of rotational depth creep C which may be of secular nature. The regime of this deformation may differ essentially from that of deformation which proceed in upper stories, since they are produced by dissimilar factors.

Instrumental measurements of the displacement of rocks on such slopes reveal a complicated picture, caused by superposition of displacements in different zones of depth creep, with dissimilar regimes of deformation. Its interpretation is impossible unless a true notion of the mechanism of sliding of such a complex slope, the location and significance of different zones of depth creep is formed.

⁷ Here small elements of complex slopes are called slants, the term being somewhat conditional.

Methods of analysis of complex sliding of a slope

Usually the picture of sliding of high natural slopes in space and time is very complicated, and as a matter of fact we are only approaching the formulation of this problem. Simpler and more available for analysis is the case when the landslide-producing factors act on the slope with a constant intensity for a long time. Thus conditions of steady sliding are gradually created.

Steady sliding assumes the invariability of all parameters which characterize the process: the distribution of stresses in the slope body, the deformative properties of soils, the distribution of values of the coefficient of mobilized shear strength, the contours of the depth creep zone, the distribution of displacement rates, etc. Such an analysis fails since it assumes the constant rate of displacement during the years, the assumption being evidently not always valid. The assumption of steady sliding may be just for deeply located zones of secular depth creep; it must be used with care in reference to superficial zones of creep.

The regime of unsteady creep is specific for the superficial zones, all parameters being changed in time. However, due to the intricacy and unsufficient scrutiny of the problem only a qualitative estimation may be made at present regarding unsteady creep.

The case of steady creep is considered in the present work. As an approximation to this case average rates of displacement are commonly used. They are calculated from results of observation of slope deformation made during many years. Even at this symplified approach usually a rather involved picture is revealed.

In many cases the map of vectors of displacement (or rates of displacement) shows great divergence of the magnitude and direction, which permits to get only a general idea on sliding. If there is no doubt on the exactness of geodetic measurements one of the probable causes is apt to be the superposition of several simple slidings, executed in different stories. The aim of analysis is the resolution of displacement rate vectors into components relating to different stories of sliding.

Results of geodetic measurements are usually given as values of increments of coordinates Δx , Δy and Δz , corresponding to the time interval Δt . Then components of displacement rate vector v may be computed $v_x = \Delta x / \Delta t$, $v_y = \Delta y / \Delta t$ and $v_z = \Delta z / \Delta t$, and the magnitude of the horizontal projection v_h of the displacement rate vector, $v_h = \sqrt{v_x^2 + v_y^2}$.

Two diagrams are drawn, one showing the horizontal plane (with coordinate axes v_x and v_y , Fig. 3,a) and the other — the vertical plane passing through the total displacement rate vector v (with coordinate axes v_h and v_z , Fig. 3,b and c). These diagrams may be considered as hodographs of the displacement rates of sliding assuming that the process is continuous.

The resolution of displacement rate vectors is made graphically on

one above-mentioned drawings. Let us consider several schemes of sliding and corresponding hodographs; let five benchmarks are placed on the slope numbered from 1 to 5, counting downhill (Fig. 1,a).

1. A plane slope dips to the north. Planar depth creep takes place on the slope, the motion being uniform. In this case the ends of displacement rate vectors are located in a small area *A* (Figs. 3,a and b). The vector for the benchmark No. 3 is shown on the diagrams. The scattering of points in limits of area *A* is explained by errors of observation.

2. Plane slope dips to the north-east. Planar depth creep develops on the slope. The seat of sliding is located in the upper part of the slope and therefore the sliding is of an advancing type. The ends of vectors are located in a narrow stretched area *B* (Figs. 3,a and b).

3. Plane slope dips to the east. The seat of sliding is located in the lower part of the slope the sliding being of a retreating type. The ends of vectors are located in the area *C* (Figs. 3,a and b).

4. Plane slope dips to the south-east. The sliding seat is located near the benchmark No. 2. In the area which is located uphill from this benchmark, the retreating slide takes place while in the downhill area the advancing one. Such a case is shown on the diagrams by the area *D* (Figs. 3,a and b).

5. There is no displacement of benchmarks on the slope. Such a case corresponds to the area *E* (Figs. 3,a and b).

6. The slope dips to the north-west. Rotational depth creep develops in soft clays composing the slope body. The rate v of all points of the potential surface is constant (Fig. 1,a). The rate v_1 of all surface benchmarks is obtained from a simple geometrical relationship; the construction for the benchmark No. 2 is made on Fig. 1,a. Ends of displacement rate vectors are located in area *F* (Figs. 3,a and c).

7. The same case as the previous one; the sliding seat is located on the upper part of the slope and the displacement is of advancing type. Ends of rate vectors are in the area *G* (Figs. 3,a and c).

8. The slope dips to the south. Slow earthflow proceeds on the slope. Due to features of the relief the earthflow forms a smooth arc in the plane, the concavity being turned towards the east. The sliding is uniform. Such a case is shown on diagrams by area *H* (Figs. 3,a and c).

9. The same case as the previous one, but the sliding seat is located in the lower part of the slope and the process is of retreating type. Ends of rate vectors are in the area *K* (Figs. 3,a and c).

10. The same case as two previous ones, but the sliding seat is located in the upper part of the slope and the process is of advancing type. Ends of rate vectors are in the area *L* (Figs. 3,a and c).

11. The slope dips to the west; it deforms slowly as a whole. Planar depth creep in the first story has secular nature. A slow earthflow proceeds in the second story, as it is described in point 8. The earthflow is directed in the upper part of the slope to the north-west, in the mid-

dle part—to the west and in the lower part—to the south-east. The earthflow forms an arc with concavity turned towards the south. The case is presented by the area N (Figs. 3,a and c).

Horizontal projection of displacement rate vectors v_h for benchmarks placed on the slow earthflow have their beginning in the origin of coordinates and ends in points 1, 2, ..., 5 of the area N . Each vector may be graphically resolved into two vectors: the vector v_1 which characterizes the depth creep of the first story (i.e. of the slope) and the vector v_N illustrating the creep of the second story of the slow earthflow properly). The resolution of the displacement vector for the benchmark No. 4 is shown on Figs. 3,a and c.

Thus the deformation of the slope as a whole is represented by the area M ; the relative creep rate of the earthflow is illustrated by the vector v_N , having their beginnings in the area M and ends in the area N .

The position of the area M is determined by location of benchmarks 7, ..., corresponding to benchmarks placed on the slope outside the earthflow.

It stands to reason that the described schemes do not exhaust all possible types of sliding. Other types of slope deformation may be added to them based on the same principle of analysis.

Using this method one can easily analyze the sliding of a body applying in principle the same procedure which serves for the analysis of a complex oscillating movement into a series of harmonic oscillations.

Practical application of the method

The analysis of the landslide mechanism begins from the construction of two described diagrams (Fig. 3). Points referring to the sliding bodies are located on these diagrams either assembled (if the sliding is uniform) or stretched in strips (if the sliding is non-uniform, i.e. of advancing or of retreating type). Corresponding sliding and mechanisms of landslides are shown above.

Recognition of stories of sliding must be made in course of the analysis of the geological and hydrogeological conditions of the geomorphological features and the history of development of the landslide (Terzaghi, 1950; Skempton, 1964; Bjerrum, 1967).

Outlining of separate stories of sliding as they are reflected on the surface is promoted essentially if the landslide fissures and the location of structures are taken into account. It was shown previously that the type and location of fissures are closely connected with the distribution of stresses in the sliding body (Ter-Stepanian, 1962).

The use of landslide fissures fails sometimes since these may be closed with the time due to the surface creep (solifluction). They can not even develop in the thin superficial sheet, although a discontinuity may exist in the subsoil.

From this point of view in some cases structures located on the slope give much information about the deformation of the supporting soil. Particularly useful for analysis of landslide dynamics are deformed concrete ditches, stone and concrete borders of roads, light brick houses, etc. (Ter-Stepanian et al., 1970). A map showing all such deformation of landslide origin is of invaluable importance for the analysis of sliding.

Fig. 4 may serve as an illustration of possibilities given by the described method; it shows a landslide in Sochi, on the Caucasian coast of the Black Sea. Three stories of sliding were detected on this slope; their boundaries are marked by figures 1 to 3.

The first story is a rotational sliding; it envelopes blocks of argillites and sandstones 4 with a depth up to 60 metres. The second story shows a planar sliding; crushed argillites 5 with a thickness up to 20 metres are involved in motion. The third story is a slow earthflow 6 which deforms in the colluvial cover up to 6 metres thick. All these slidings are in the phase of depth creep. More detailed description of this instructive landslide is given in other publications (Ter-Stepanian, 1966a, 1967).

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

Obviously multistoried 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 geometric characteristics and the history of sliding.

Using the graphical resolution of displacement rate vectors into components, related to different stories of sliding, the involved picture of slope dynamics may be interpreted and the mechanism of sliding recognized.

ON STRENGTH OF SOFT CLAYS

The model studies of the stability of clay slopes were carried out by the big centrifugal apparatus described elsewhere (Goldstein et al., 1961).

Deformation of a clay having stiff consistency appeared at first in the lower part of the slope when the height of the slope was 7.5 m. (the slope angle 45°). The upper part of the slope underwent some settlement.

The deformation increased gradually with the height of the slope. The region of a plastic flow with a marked thin zone of the intensive shear in it began to spread up in the slope.

The slope settled a little more and became more gentle; the tension cracks appeared behind the upper edge of the slope. The deformation of the slope was accompanied with the bulge of the base.

When the stress state of the slope reached the critical point, a sudden failure occurred. The lower part of the slope moved at first; it was followed by the upper one (Fig. 5).

dle part—to the west and in the lower part—to the south-east; thus the earthflow forms an arc with concavity turned towards the south. Such a case is presented by the area N (Figs. 3,a and c).

Horizontal projection of displacement rate vectors v_h for benchmarks placed on the slow earthflow have their beginning in the origin O of coordinates and ends in points 1, 2, ...5 of the area N . Each of these vectors may be graphically resolved into two vectors: the vector v_{w1} which characterizes the depth creep of the first story (i.e. of the whole slope) and the vector v_N illustrating the creep of the second story (i.e. of the slow earthflow properly). The resolution of the displacement rate vector for the benchmark No. 4 is shown on Figs. 3,a and c.

Thus the deformation of the slope as a whole is represented by the area M ; the relative creep rate of the earthflow is illustrated by vectors v_N , having their beginnings in the area M and ends in the area N .

The position of the area M is determined by location of points 6, 7, ... corresponding to benchmarks placed on the slope outside of the earthflow.

It stands to reason that the described schemes do not exhaust all possible types of sliding. Other types of slope deformation may be added to them based on the same principle of analysis.

Using this method one can easily analyze the sliding of slopes by applying in principle the same procedure which serves for the resolution of a complex oscillating movement into a series of harmonic oscillations.

Practical application of the method

The analysis of the landslide mechanism begins from the preparation of two described diagrams (Fig. 3). Points referring to the separate sliding bodies are located on these diagrams either assembled in groups (if the sliding is uniform) or stretched in strips (if the sliding is progressive, i.e. of advancing or of retreating type). Corresponding types of sliding and mechanisms of landslides are shown above.

Recognition of stories of sliding must be made in course of joint analysis of the geological and hydrogeological conditions of the slope, geomorphological features and the history of development of the relief (Terzaghi, 1950; Skempton, 1964; Bjerrum, 1967).

Outlining of separate stories of sliding as they are reflected on the surface is promoted essentially if the landslide fissures and the deformation of structures are taken into account. It was shown previously that the type and location of fissures are closely connected with the distribution of stresses in the sliding body (Ter-Stepanian, 1962).

The use of landslide fissures fails sometimes since these fissures may be closed with the time due to the surface creep (solifluction), or they can not even develop in the thin superficial sheet, although the discontinuity may exist in the subsoil.

From this point of view in some cases structures located on the slope give much information about the deformation of the supporting soil. Particularly useful for analysis of landslide dynamics are deformed concrete ditches, stone and concrete borders of roads, light brick houses, etc. (Ter-Stepanian et al., 1970). A map showing all such deformation of landslide origin is of invaluable importance for the analysis of sliding.

Fig. 4 may serve as an illustration of possibilities given by the described method; it shows a landslide in Sochi, on the Caucasian coast of the Black Sea. Three stories of sliding were detected on this slope; their boundaries are marked by figures 1 to 3.

The first story is a rotational sliding; it envelopes blocks of argillites and sandstones 4 with a depth up to 60 metres. The second story is a planar sliding; crushed argillites 5 with a thickness up to 20 metres are involved in motion. The third story is a slow earthflow 6 which develops in the colluvial cover up to 6 metres thick. All these slidings are in the phase of depth creep. More detailed description of this instructive landslide is given in other publications (Ter-Stepanian, 1966a, 1967).

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

Obviously multistoried 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 geometric characteristics and the history of sliding.

Using the graphical resolution of displacement rate vectors into components, related to different stories of sliding, the involved picture of slope dynamics may be interpreted and the mechanism of sliding revealed.

ON STRENGTH OF SOFT CLAYS

The model studies of the stability of clay slopes were carried out by the big centrifugal apparatus described elsewhere (Goldstein et al., 1961).

Deformation of a clay having stiff consistency appeared at first in the lower part of the slope when the height of the slope was 7.5 m. (the slope angle 45°). The upper part of the slope underwent some settlement.

The deformation increased gradually with the height of the slope. The region of a plastic flow with a marked thin zone of the intensive shear in it began to spread up in the slope.

The slope settled a little more and became more gentle; the tension cracks appeared behind the upper edge of the slope. The deformation of the slope was accompanied with the bulge of the base.

When the stress state of the slope reached the critical point, a sudden failure occurred. The lower part of the slope moved at first; it was followed by the upper one (Fig. 5).

These tests show distinctly that the plastic flow in a slope begins as a local phenomenon. In separate points the shear strength becomes less than the shear stress.

The original bonds between the soil particles are gradually destroyed. Reorientation of clay particles proceeds followed by the strength reduction. Then the stress redistribution takes place leading to the further reduction of soil strength and to the stress concentration in the more rigid points.

If the stresses exceed the long-term strength of the soil in these points the plastic flow spreads out more and more; this process is ended by the brittle rupture of the slope as a whole.

The quantitative reduction of the strength was investigated in the model tests by cutting off the slide tongue after every slide cycle completion.

The corresponding shear strength s_r was calculated proceeding from factor of safety equal to one. The shear strength of the clays was investigated also by means of ring-shear apparatus with automatic record device.

The reduction of the shear strength from the peak values s_t to the lower s_r value (Гольдштейн, 1964; Skempton, 1964) took place only in the clayey soils, whereas in the sandy and silty seams the strength reduction during the deformation was absent (Гольдштейн и др., 1968).

The shear rate decrease in 1000 times results the reduction of peak strength in 1.5–2 times; under the various normal pressure the peak strength remains practically the same.

So the peak shear strength is due mainly to the interparticle forces which is little affected by external pressure. On the contrary the residual strength is proportional to the normal stress on the shear surface, but it is independent on the rate of shear. It is very interesting to note that s_r under the same normal pressure is almost the same for different clayey soils with very different peak strength (from decimals up to 5 kg/cm²).

The following dependence was found from more than 200 shear tests

$$s_r = 0,09 + 0,14\sigma \quad (1)$$

with the correlation factor 0,78.

The investigation of the natural sliding slopes has shown that the decrease of strength of the soil to the residual values almost equal to the laboratory values s_r proceeds also in the zone of displacement (Тыровская и др., 1964).

For more than 50 actual landslides in plastic clays the mean shear strength s_t on the slide surfaces is equal to

$$s_t = 0,06 + 0,15\sigma, \quad (2)$$

where σ — the mean normal stress on the slip surfaces; the correlation factor equals to 0,82.

The parameters of these two equations are very close to each other.

The connection between the clay strength and the microstructure of clay was also investigated. Orientation of clay particles was investigated by means of polarizing microscope⁸. The microstructure was studied after the triaxial shear test, after the ring-shear test, and in samples obtained from the actual landslides.

The particles arrangement was presented by the circle diagram (Fig. 6). The length of the radii of the diagram is proportional to the percentage of particles orientated in this direction (Туровская, 1957, 1964). Before the deformation the diagram is almost circular.

In the triaxial test the particle orientation becomes at first almost horizontal and normal to the σ_1 direction. When $\sigma_1 - \sigma_3$ increases the particles gradually become orientated under the acute angle to the σ_1 direction.

The sand grains admixture prevents from the clay particles orientation forming some kind of dowels and increases the residual shear strength of the soil.

The visible orientation of particles is absent at maximum shear strength in the quick ring-shear tests. The clay particles along the surface of displacement are orientated well in samples reached steady shear strength. The circle diagram have been stretched along horizontal axis (Fig. 6).

The orientation had expressed poorly on some distance from zone of the maximum orientation; in our tests it was equal nearly 0,3 mm. The shear line is observed again on the distance about 1,5 mm. from main shear zone.

The samples from main scarp are defined by almost homogeneous microstructure without visible orientation of particles. The samples from zone of slide displacement are defined by sharply expressed orientation of the clay particles. It testifies to plastic flow of the material (Fig. 7).

The orientation results the increase of the suction potential, which causes the moisture migration and increasing of the water content in the shear zone.

It is very difficult to preserve constant the physical state of soil during the strength tests. Therefore the shear diagram is inclined usually and the parameters of the diagram depend on test conditions. These parameters are not physical constants of the soil (Бабицкая, 1965).

The tests have shown that the shear diagram in terms of octahedral effective stresses (σ_0 versus τ) is the same for different test conditions (UU, CU, CD) and for different initial water contents and densities (Fig. 8).

The pore pressure is a very sensitive indicator of changes of physical conditions of the soil. It can be seen from comparison of the test results when pore pressure is not taken into consideration (Fig. 9,a) and

⁸ Orientation of clay particles at shear was established by G. Ter-Stepanian (1936) using the indirect method.

when it is (Fig. 9,b). A great scattering takes place on the diagram (τ versus σ) because the change of the physical condition was not taken into consideration.

The envelope of the effective Mohr's circles is quite reliable. Points on the Fig. 9,b show shear strength in terms of effective octahedral stresses σ_0 . All points are lying on the envelope of Mohr's circles. Mohr's criterion coincides with the criterion of failure in the terms of the octahedral effective stresses. Then one may not take into consideration the intermediate stress by the investigation of clays.

Conclusions

1. Terzaghi's idea concerning the progressive failure of slopes was confirmed by centrifugal machine tests.
2. In process of long-term shear deformation the strength of different clays is reduced to more or less close values. It can be explained by the orientation of clay particles when their equally charged basal surfaces coincide with the shear surface. One can observe the moisture migration to the microzone of displacement.
3. It can be recommended by calculations to assume the residual strength as the shear strength in the zone of progressive failure.
4. The shear diagram in terms of effective stress does not depend on initial conditions.

For acceleration of tests it can be suggested to test the saturated clays in conditions of uncompleted consolidation with pore pressure measurements.

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ—ЛИТЕРАТУРА—REFERENCES

- Ավետիսյան Ա. Ռ., 1967. Կազմակերպության իրավաբանական կապերի և պայմանագրերի հետազոտություններ, Երևան, 1:91—146.
- Տեր-Ստեփանյան Գ., 1967. Լանջի ձևափոխությունների դիտարկումների օգտագործումը սահմանափակված ժամանակահատվածում համար, Գեոմեխանիկայի և գրունտագիտության հարցերի խորագրով խորհրդակցության արդյունքներ, Երևան, 1:16—51.
- Տեր-Ստեփանյան Գ., 1968. Լանջի զարգացող խորհրդակցության արդյունքներ, Երևան, 2:1—23.
- Բաբիцкая С. С., 1965. О прочности водонасыщенного глинистого грунта. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 9:32—36.
- Гольдштейн М. Н., Бабицкая С. С., 1964. Расчет устойчивости откосов с учетом влияния скользящего сдвига. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 7.
- Гольдштейн М. Н., Лапидус Л. С. и Мизюмский В., 1961. Некоторые вопросы статической механики и реологии грунтов. Доклады к V Международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. Москва, Гостройиздат.
- Гольдштейн М. Н., Туровская А. Я. и др., 1968. Исследование глубоких оползней. Одессы. Сб. «Вопросы геотехники», Киев, 12:7—36.
- Скемптон А. У., 1967. Длительная устойчивость глинистых склонов (пер. Г. И. Степаняна). Проблемы геомеханики, Ереван, 1:91—146; (пер. Р. С. Зиява). Сб. «Проблемы инженерной геологии», Москва, 4:142—176.
- Тейлор Д. В., 1960. Основы механики грунтов. Москва, Гостройиздат.
- Тер-Степанян Г. И., 1948. О влиянии формы и расположения частиц на процесс сдвига в грунтах. Известия АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. н., 1:21—185.
- Тер-Степанян Г. И., 1958. Классификация оползневых трещин. Известия АН Арм. ССР, геол. геогр. н., 11 (5): 29—45.
- Тер-Степанян Г. И., 1967а. Типы глубинной ползучести склонов в скальных породах. Доклады к I Международному конгрессу по механике скальных пород, Тбилиси, НАМГФ, 102—113; Проблемы геомеханики, Ереван, 1969, 3:49—69.

- Тер-Степанян Г. И., 1967б. Использование наблюдений за деформацией склона для анализа механизма оползня. Проблемы геомеханики, Ереван, 1:16—51.
- Тер-Степанян Г. И., 1968. О вековой глубинной ползучести склонов. Проблемы геомеханики, Ереван, 2:1—23.
- Тер-Степанян Г. И. и Тер-Степанян А. Е., 1970. Анализ оползневых деформаций зданий и инженерных сооружений. Сб. «Вопросы инженерной геологии», Доклады советских ученых к Международному конгрессу Международного общества инженер-геологов. Москва, Изд. ВИНТИ, 214—222.
- Терцаги К., 1958. Механизм оползней. Сб. «Проблемы инженерной геологии», Москва, 1:174—219.
- Туровская А. Я., 1957. О влиянии деформации на структуру глинистых грунтов. Днепродзержинск.
- Туровская А. Я., 1964. О структуре грунта в зоне сдвига. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 7.
- Туровская А. Я., Пергаменщиков А. С., 1964. Сопротивление сдвигу глинистых грунтов в зоне сползневого смещения. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 7.
- Vjerrum L., 1967. Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales. Journal, Soil Mech. and Found. Div., ASCE 93(SM5):1—49; Norwegian Geotechnical Institute, Publication 77:1—29.
- Goldstein M. N., Misumsky V. A. and Lapidus L. S., 1961. The theory of probability and statistics in relation to the rheology of soils. Proc., Fifth Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engg., Paris 1:123—126.
- Skempton A. W., 1964. Long-term stability of clay slopes. Géotechnique, 14(2):77—101.
- Faylor D. W., 1948. Fundamentals of soil mechanics. New York: Wiley.
- Ter-Stepanian G., 1936. On the influence of scale-like shape of clay particles on the process of shear in soils. Proc., Intern. Conf. Soil Mech. Found Engg., Cambridge, Mass. 2:112—116.
- Ter-Stepanian G., 1962. Klassifizierung der Erdrutschrisse, Geol. u. Bauwesen, 28 (1): 43—54.
- Ter-Stepanian G., 1966a. Discussion on Earth and Rock Dams, Slopes and Open Excavations. Proc., Sixth Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engg., Montreal 3:283—284.
- Ter-Stepanian G., 1966b. Types of depth creep of slopes in rock masses. Proc., First Congress, Intern. Soc. Rock. Mech., Lisbon, 2:157—160; Problems of Geomechanics, Yerevan 1969, 3:49—69.
- Ter-Stepanian G., 1967. The use of observations of slope deformation for analysis of mechanism of landslides. Problems of Geomechanics, Yerevan 1:16—51.
- Ter-Stepanian G., 1968. On secular depth creep of slopes. Problems of Geomechanics, Yerevan 2:1—23.
- Ter-Stepanian G. et H., 1970. Analysis of landslide deformation of buildings and engineering structures. First International Congress of the International Association of Engineering Geology, Paris, 1:155—162.
- Terzaghi K., 1950. Mechanism of landslides. Geol. Soc. Am., Berkeley vol.: 83—123.

when it is (Fig. 9,b). A great scattering takes place on the diagram (σ versus τ) because the change of the physical condition was not taken into consideration.

The envelope of the effective Mohr's circles is quite reliable. Points on the Fig. 9,b show shear strength in terms of effective octahedral stresses σ_0 . All points are lying on the envelope of Mohr's circles. The Mohr's criterion coincides with the criterion of failure in the terms of the octahedral effective stresses. Then one may not take into consideration the intermediate stress by the investigation of clays.

Conclusions

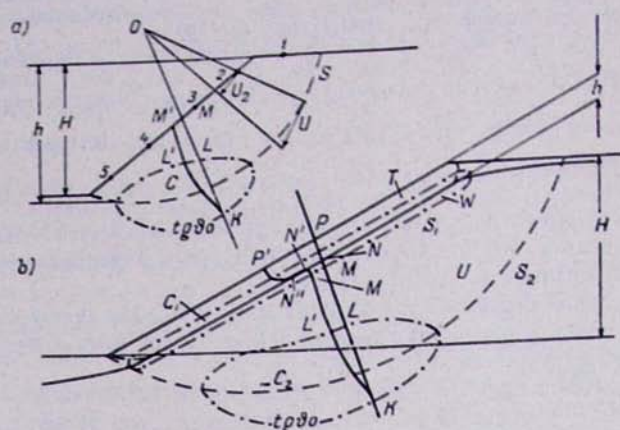
1. Terzaghi's idea concerning the progressive failure of slopes was confirmed by centrifugal machine tests.
2. In process of long-term shear deformation the strength of different clays is reduced to more or less close values. It can be explained by orientation of clay particles when their equally charged basal surfaces coincide with the shear surface. One can observe the moisture migration to the microzone of displacement.
3. It can be recommended by calculations to assume the residual strength as the shear strength in the zone of progressive failure.
4. The shear diagram in terms of effective stress does not depend on test conditions.

For acceleration of tests it can be suggested to test the saturated clays in conditions of uncompleted consolidation with pore pressure measurements.

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ—ЛИТЕРАТУРА—REFERENCES

- Աղևապետյան Ա. Ռ., 1967. Կալային լանջերի երկարատև կայունությունը: Գեոմեխանիկայի պրոբլեմներ, Երևան 1:91—146.
- Տեր-Ստեփանյան Գ., 1967. Լանջի ձևափոխությունների դիտումների օգտագործումը սողանքի մեխանիկայի վերլուծման համար: Գեոմեխանիկայի պրոբլեմներ, Երևան, 1:16—51.
- Տեր-Ստեփանյան Գ., 1968. Լանջերի դարավոր խորքային սողքի մասին: Գեոմեխանիկայի պրոբլեմներ, Երևան, 2:1—23.
- Եաբիцкая С. С., 1965. О прочности водонасыщенного глинистого грунта. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 9:32—36.
- Гольдштейн М. Н., Еабицкая С. С., 1964. Расчет устойчивости откосов с учетом ползучего сдвига. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 7.
- Гольдштейн М. Н., Лапидус Л. С. и Мизюмский В., 1961. Некоторые вопросы статистической механики и реологии грунтов. Доклады к V Международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. Москва, Госстройиздат, 14—21.
- Гольдштейн М. Н., Туровская А. Я. и др., 1968. Исследование глубоких оползней Одессы. Сб. «Вопросы геотехники», Киев, 12:7—36.
- Скемpton А. У., 1967. Длительная устойчивость глинистых склонов (пер. Г. И. Тер-Степаняна). Проблемы геомеханики, Ереван, 1:91—146; (пер. Р. С. Зиянгирова). Сб. «Проблемы инженерной геологии», Москва, 4:142—176.
- Тейлор Д. В., 1960. Основы механики грунтов. Москва, Госстройиздат.
- Тер-Степанян Г. И., 1948. О влиянии формы и расположения частиц на процесс сдвига в грунтах. Известия АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. н., 1(2):167—185.
- Тер-Степанян Г. И., 1958. Классификация оползневых трещин. Известия АН Арм. ССР, геол. геогр. н., 11 (5): 29—45.
- Тер-Степанян Г. И., 1967а. Типы глубинной ползучести склонов в скальных породах. Доклады к I Международному конгрессу по механике скальных пород, Москва, НАМГиФ, 102—113; Проблемы геомеханики, Ереван, 1969, 3:49—69.

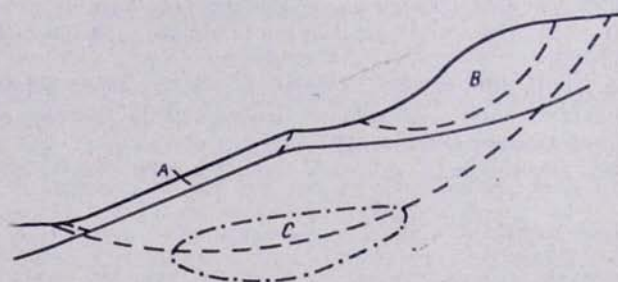
- Тер-Степанян Г. И., 1967б. Использование наблюдений за деформацией склона для анализа механизма оползня. Проблемы геомеханики, Ереван, 1:16—51.
- Тер-Степанян Г. И., 1968. О вековой глубинной ползучести склонов. Проблемы геомеханики, Ереван, 2:1—23.
- Тер-Степанян Г. И. и Тер-Степанян А. Е., 1970. Анализ оползневых деформаций зданий и инженерных сооружений. Сб. «Вопросы инженерной геологии», Доклады советских ученых к Международному конгрессу Международного общества инженер-геологов. Москва, Изд. ВИНТИ, 214—222.
- Терцаги К., 1958. Механизм оползней. Сб. «Проблемы инженерной геологии», Москва, 1:174—219.
- Туровская А. Я., 1957. О влиянии деформации на структуру глинистых грунтов. Днепроропетровск.
- Туровская А. Я., 1964. О структуре грунта в зоне сдвига. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 7.
- Туровская А. Я., Пергаменщиков А. С., 1964. Сопротивление сдвигу глинистых грунтов в зоне сползневого смещения. Сб. «Вопросы геотехники», Москва, 7.
- Ujerrum L., 1967. Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales. Journal, Soil Mech. and Found. Div., ASCE 93(SM5):1—49; Norwegian Geotechnical Institute, Publication 77:1—29.
- Goldstein M. N., Misumsky V. A. and Lapidus L. S., 1961. The theory of probability and statistics in relation to the rheology of soils. Proc., Fifth Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engg., Paris 1:123—126.
- Wickempton A. W., 1964. Long-term stability of clay slopes. Géotechnique, 14(2):77—101.
- Taylor D. W., 1948. Fundamentals of soil mechanics. New York: Wiley.
- Тер-Степанян Г., 1936. On the influence of scale-like shape of clay particles on the process of shear in soils. Proc., Intern. Conf. Soil Mech. Found Engg., Cambridge, Mass. 2:112—116.
- Тер-Степанян Г., 1962. Klassifizierung der Erdrutschrisse, Geol. u. Bauwesen, 28 (1): 43—54.
- Тер-Степанян Г., 1966а. Discussion on Earth and Rock Dams, Slopes and Open Excavations. Proc., Sixth Intern. Conf. Soil Mech. Found. Engg., Montreal 3:283—284.
- Тер-Степанян Г., 1966б. Types of depth creep of slopes in rock masses. Proc., First Congress, Intern. Soc. Rock. Mech., Lisbon, 2:157—160; Problems of Geomechanics, Yerevan 1969, 3:49—69.
- Тер-Степанян Г., 1967. The use of observations of slope deformation for analysis of mechanism of landslides. Problems of Geomechanics, Yerevan 1:16—51.
- Тер-Степанян Г., 1968. On secular depth creep of slopes. Problems of Geomechanics, Yerevan 2:1—23.
- Тер-Степанян Г. et H., 1970. Analysis of landslide deformation of buildings and engineering structures. First International Congress of the International Association of Engineering Geology, Paris, 1:155—162.
- Terzaghi K., 1950. Mechanism of landslides. Geol. Soc. Am., Berkeley vol.: 83—123.



Նկ. 1. Պարզ լանդշեք. a) կարճ լանդշեք. b) երկար լանդշեք:

Рис. 1. Простые склоны: а) короткий склон; б) длинный склон.

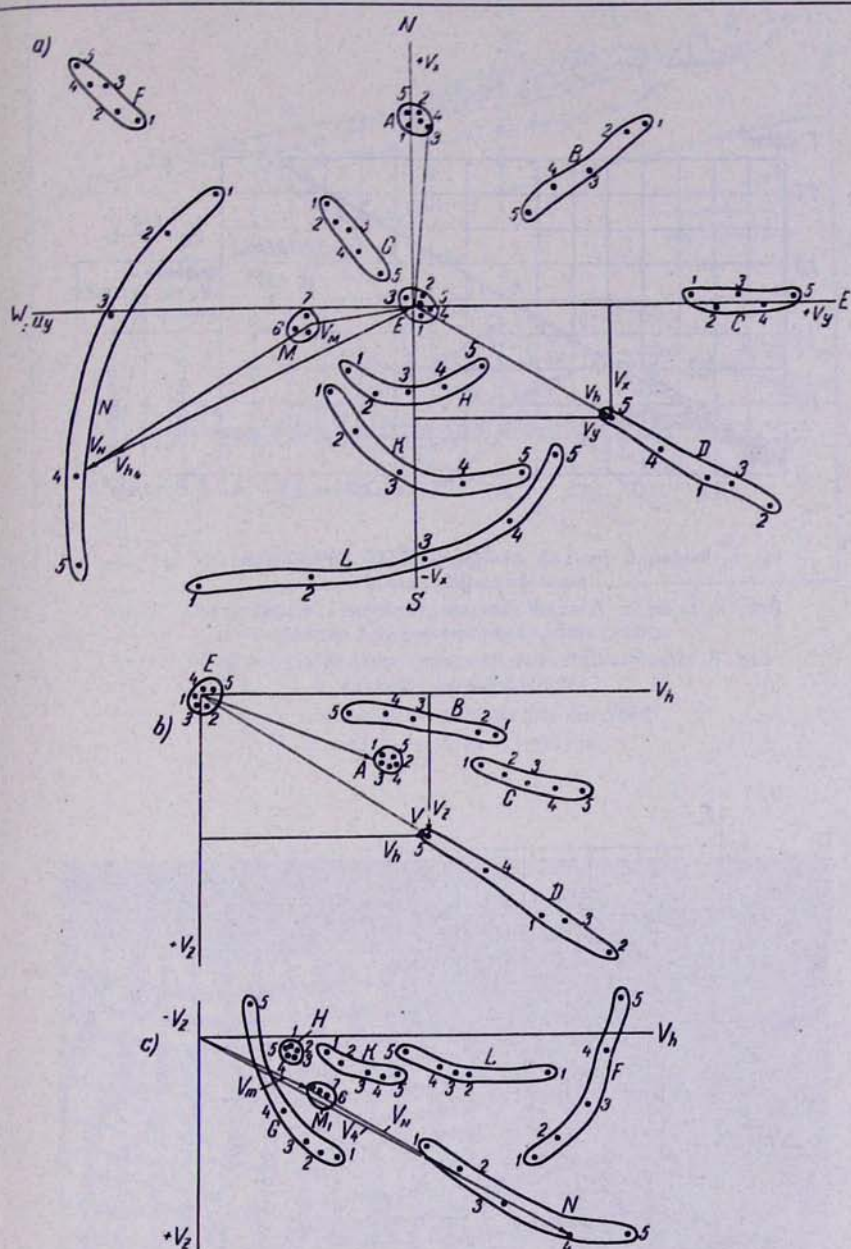
Fig. 1. Simple slopes: a) short slope; b) long slope.



Նկ. 2. Բարդ լանդշեք:

Рис. 2. Сложный склон.

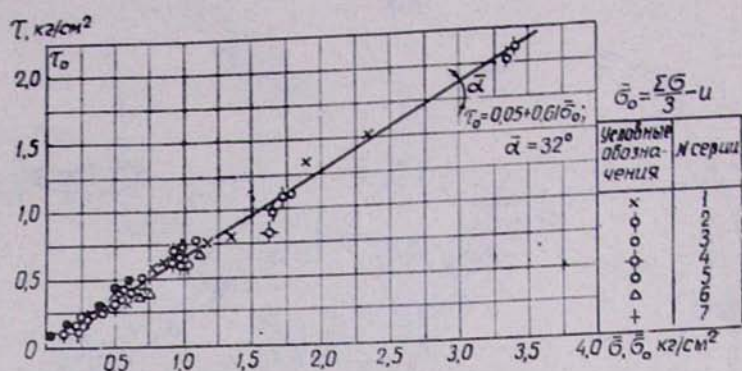
Fig. 2. Complex slope.



Նկ. 3. Սողունորյան հողազբախներ. a) հորիզոնական հարթություն: b) և c) ուղղափն հարթություն:

Рис. 3. Годографы оползания: a) горизонтальная плоскость; b) и c) — вертикальные плоскости.

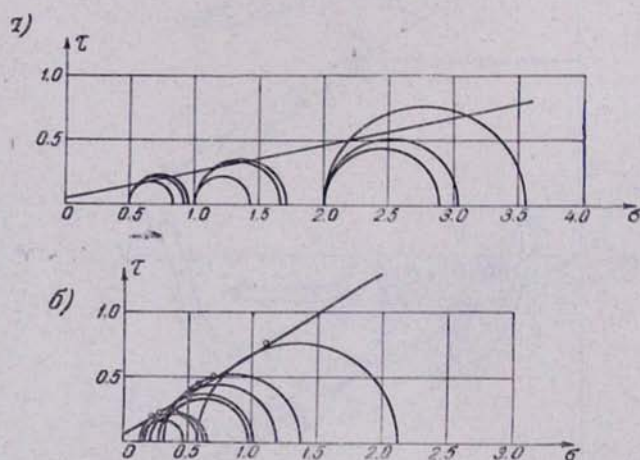
Fig. 3. Godographs of sliding: a) horizontal plane; b) and c) vertical planes.



Նկ. 8. Կավային զրուների սահմի գրաֆիկը արտահայտված էֆֆեկտիվ օկտաէդրիկ լարումներով:

Рис. 8. График сдвига глинистого грунта, выраженный через эффе́ктивные октаэдрические напряжения.

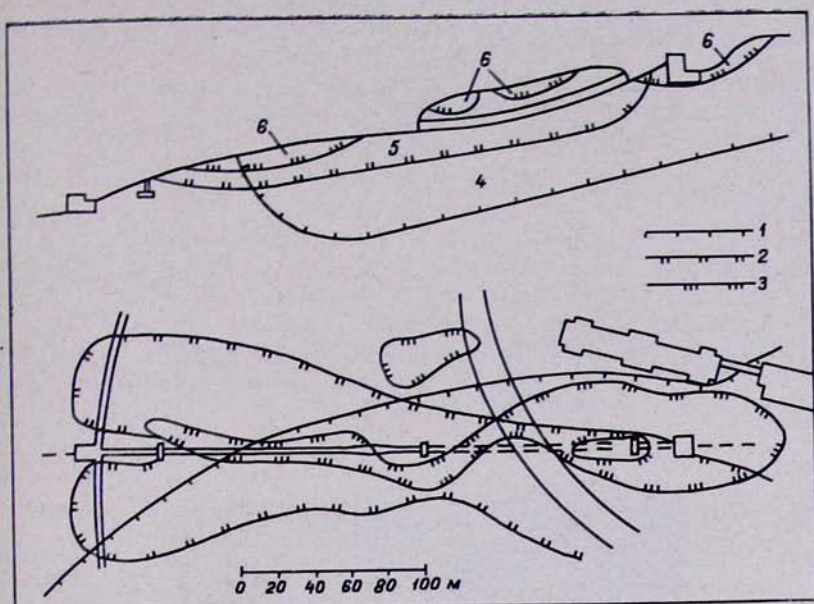
Fig. 8. Shear diagrams of clayey soil in terms of effective octahedral stresses.



Նկ. 9. Կավային զրուների սահմի գրաֆիկ, արտահայտված լրիվ (a) և էֆֆեկտիվ (б) լարումներով:

Рис. 9. График сдвига глинистого грунта в полных (а) и эффе́ктивных (б) напряжениях.

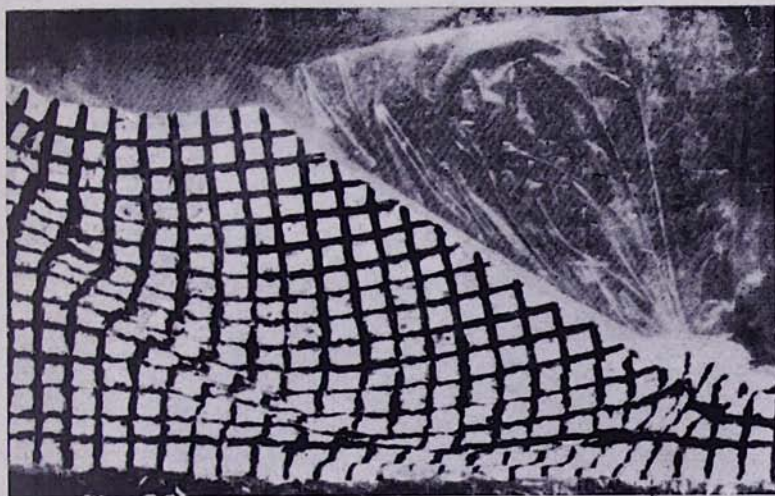
Fig. 9. Shear diagrams of clayey soil in terms of total (a) and effective (б) stresses.



Նկ. 4. Նախնարկ սողանք Սոչիում:
1, 2 և 3-սողունների հարկեր:

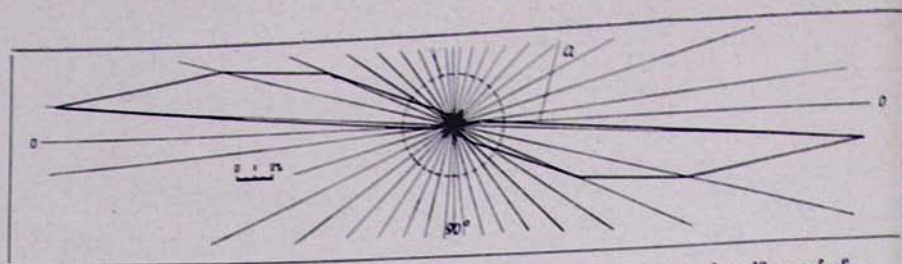
Рис. 4. Трехъярусный оползень в Сочи.
1, 2 и 3—ярусы оползания.

Fig. 4. Three-storied landslide in Sochi.
1, 2, and 3—stories of sliding.



Նկ. 5. Շեղի մոդելի հաջանում քայքայում:

Рис. 5. Прогрессирующее разрушение модели откоса.
Fig. 5. Progressive destruction of the slope model,



Նկ. 6. Օղակաձև սպասում սահմից հետո կավային մասնիկների կողմնորոշման շրջանային դիագրամ. *a*-սահմի ուղղությունը:

Рис. 6. Круговая диаграмма ориентировки глинистых частиц после сдвига в кольцевом приборе; *a* — направление сдвига.

Fig. 6. Circle diagram of the orientation of clay particles after ring-shear test; *a*-direction of shear.



Նկ. 7. Սողանում սահմի գոտուց վերցրած կավային գրունտի միկրոստրուկտուրա:

Рис. 7. Микроструктура глинистого грунта из зоны сдвига в оползне.

Fig. 7. Microstructure of clayey soil from the landslide shear zone.