

ԼԱՆՁԵՐԻ ԽՈՐԻԱՅԻՆ ԴԱՐԱՎՈՐ ՍՈՂՔԻ ՄԱՍԻՆ*

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

ՌԵԶԵՄԵ: Պրոցեսի աղետային փուլում տեղի ունեցող սողանքային տեղաշարժումները ռեոլոգիկ առումով զուգակցվում են դիվյունկտիվ դիսլոկացիաների որոշ տեսակներով՝ տարեջրների, հորիզոնական տարեջրներով, վրաշարժերով, նրանց տարբերությունը կրում է քանակական բնույթ: Երկու դեպքերում էլ ապարների դիմադրությունը սահմանափակված է ամրոցապես:

Մեծ նշանակություն է ձեռք բերում ես մեկ ռեոլոգիկ զուգահեռ՝ խորքային սողքի փուլում գտնվող սողանքային տեղաշարժումների և պլիկատիվ դիսլոկացիաների միջև, երբ սահմանափակումների դիմադրության մասնակի մոբիլիզացման դեպքում տեղի են ունենում լեռնապարների զանգաղ ձևափոխություններ: Բերվում է լանջերի վրա ապարների խորքային դարավոր սողքի մի քանի տեսակների՝ հարթային սողքի, շերտազուլաների ծոման, S-ակերպ և կոմպենսացիոն խորքային սողքի նկարագրությունը: Առաջարկվում է լանջերի վրա ապարների շերտերի ձևափոխման կազմավորվող տեսակները ընդհանուր կերպով անվանել թեթածին կառուցվածքներ, քանի որ դրանք գեներալի կապված են թեթ տեղամասերի հետ:

Մի շարք արտածին պրոցեսների արդյունքները արտաքինապես ընդհանուր շատ բան ունեն այն ձևերի հետ, որոնք տեկտոնիկ շարժումների հետևանք են: Այս շարքին են պատկանում խզումային խախտումների տարբեր տեսակները, որոնք առաջանում են սողանքների կողմից և նմանվում են դիվյունկտիվ դիսլոկացիաներին՝ տարեջրներին, հորիզոնական տարեջրներին և վրաշարժերին: Լեռնապարների տեղաշարժման այս բոլոր տեսակներին հատուկ են սահանքման մակերևույթները, որոնք համընկնում են այնպիսի հարթակների դիրքի հետ, որոնց համար ապարների դիմադրությունը սահմանափակվում է մոբիլիզացված է (միաժամանակյա կամ, ավելի հաճախ, առաջընթաց քայքայման հետևանքով):

Սողանքների կողմից առաջացած խզումային խախտումները ռեոլոգիկ առումով ոչնչով չեն տարբերվում դիվյունկտիվ ոչ խոր դիսլոկացիաներից և դրանց միջև տարբերությունը գլխավորապես կրում է քանակական բնույթ: Իրոք, նախապատմական խոշորագույն սողանքը Ֆլիմսի մոտ (Շվեյցարիա): որն ուներ մինչև 15 խորանարդ կիլոմետր ծավալ և մինչև 25 կիլոմետր երկարություն (Heim Alb., 1883***), արդեն հասնում է այնպիսի չափերի, որոնք կարող են դիտվել որպես փոքր տարեջր: Նման երևույթների համար ընդհանուր

* 1965 թ. հոկտեմբերին Ալմա-Աթայում կայացած՝ Լեռնային ապարների մեխանիկայի դիտական կոնֆերանսին ներկայացված զեկուցման վերամշակված տարբերակը:

** ՀՍՍՀ ԳԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գեոմեխանիկայի բաժնի վարիչ:

*** Գրականությունը տե՛ս էջ 20—21:

է պրոցեսի աղետային փուլին հասնելը (այսինքն, խորքային սոզքի փուլի վերածումը պլաստիկականի) և, հավանաբար, այդ պրոցեսի համեմատաբար կարճատևությունը:

Խոշորագույն սողանքները, որոնք համեմատելի են իրենց չափերով ոչ խորքային բնույթ կրող տեկտոնիկ խզումային խախտումների արդյունքներին, տեղ են գտել նաև անցյալ երկրաբանական դարաշրջաններում. սակայն դրանք համեմատաբար հազվագեղ էին նկատվում, քանի որ սողանքների պահպանման պայմանները երկրի կեղևի մակերեսային համեմատաբար բարակ շերտում՝ բարենպաստ չեն էրողիայի կամ տրանսգրեսիաների հետագա պրոցեսներում այդ շերտի ունեցած հետևանքով: Նման սողանքների պահպանման նկարագրված սակավաթիվ դեպքերից կարելի է նշել Կաուհեդի կոնգլոմերատը Նյուֆաուդենդի արևմտյան ափին, որն ունի 210 մ հաստություն, կազմված է ստորին օրդովիկյան կրաքարերի և թերթաքարերի բլոկներից, որոնք ներառված են միջին օրդովիկյան կրաքարերում. նրանք առաջացել են վերին օրդովիկյան լեռնաշղթան ծովի մեջ ընկղմվելու ժամանակ (Твенхофел, 1936): Այս ճանապարհով առաջացած ստորջրյա սողանքները հաճախ պահպանում են ոչ միայն կառուցվածքը, այլև սողանքի ուղղակի հետքերը՝ սահեցման հայելիների ձևով, որպիսիք հանդիպել են, օրինակ, Մերձմոսկովյան շրջանի կարբոնի ածխատար շերտախմբում գտնվող ալոֆանային բոքսիտների զանգվածում (Белюсов, 1939): Ստորջրյա սողանքների հետևանքով առաջացող, այսպես կոչված, սողանքային կառուցվածքները շատ բազմաոճակ են. դրանց ներկայացուցիչները կարող են լինել Կանադայում, Կլեբեկի մոտ հանդիպող զրապտոլիտային թերթաքարերում ներմտած վերին քեմբրիյան և օրդովիկյան կրաքարերի միջև 18 մ չափի բեկորներից կազմված խոշոր կոնգլոմերատները (Bailey et al., 1928) և Պենսիլվանիայի կենտրոնական շրջանի օրդովիկյան կրաքարերի կտրացած կոնգլոմերատները, որոնք տեղադրված են ավելի կամ պակաս կանոնավոր անհամաչափ ալիքների ձևով (Brown, 1913):

Սողանքային ծագում ունեցող և դիզոնկտիվ դիսլոկացիաների խզումային խախտումների նման զուգադրման գաղափարն արդեն արտահայտել են մի շարք գիտնականներ: Պետք է ամենայն որոշակիությամբ ընդգծել նշված զուգադրության հատկապես ռեոլոգիկ բնույթը, քանի որ չի կարող դրվել տեկտոնիկ և սողանքային պրոցեսների կամ դրանց առաջացնող ուժերի զուգադրման հարցը:

Ուշադրության արժանի է նաև բնական պրոցեսների մեկ ուրիշ զուգադրություն, որ միաժամանակ զգալիորեն ավելի մեծ տարածում ունի լեռնային երկրներում: Ռեոլոգիկ առումով հնարավոր է զուգադրել կարծր և կիսակարծր ապարներից կազմված լեռնային երիտասարդ կառուցվածքների լանջերը և սողանքային շրջաններում՝ փափուկ գրունտներից կազմված լանջերը: Նրկու դեպքերում էլ շոշափող լարումները լանջի մարմնում առաջացնում են սահքին նյութի դիմադրության միայն մասնակի մոբիլիզացում: Այդ մոբիլիզացումը լանջի մարմնի տարրեր կետերում սովորաբար լինում է անհամաչափ, որի հետևանքով առաջանում են ձևափոխության տարրեր փուլերում գտնվող գոտիներ:

Փափուկ գրունտներն ունեն համեմատաբար փոքր մածականություն. այդ իսկ պատճառով այդպիսի ապարներից կազմված լանջերի մարմնում սոզքի

պրոցեսը համեմատաբար արագ է ընթանում, համադրվող ժամկետներում սովորաբար դիտվում են ձևափոխության բոլոր գոտիները՝ կոշտություն, խորքային դանդաղող և արագացող սողք, իսկ կղզիակերպ տեղամասերում նույնիսկ՝ պլաստիկություն (Տեր-Ստեփանյան, 1965):

Կարծր և կիսակարծր ապարները սովորաբար մեծ մածականություն են ունենում: Այդպիսի ապարներից կազմված լեռնային խոշոր կառուցվածքներում նույնպես առաջանում են ձևափոխության տարբեր տեսակներ, սակայն ապարների ռելիեֆի ալլ հատկությունների հետևանքով գերակշիռ նշանակություն է ստանում խորքային դարավոր սողքը: Այդ ձևափոխությունները տեղի են ունենում, երբ շոշափող լարումների մեծությունը գտնվում է շատ դանդաղ ձևափոխություններին համապատասխանող τ_1 սողքի առաջին շնմի և սողքի τ_0 սահմանային լարման միջև (նկ 1*): Այստեղ նյութին հատուկ է τ_{11} մածականության սկզբնական շատ բարձր արժեքը, որը էապես գերազանցում է Բինհամի մարմնին համապատասխանողին, $\tau_{11} \gg \tau_1$: Դարավոր սողքի սահմաններին համապատասխանում են սահքի մոբիլիզացված դիմադրության արժեքները՝

$$\operatorname{tg} \theta_1 = \frac{\tau_1}{\sigma_0 + \sigma'} \quad \text{և} \quad \operatorname{tg} \theta_0 = \frac{\tau_0}{\sigma_0 + \sigma'},$$

որտեղ $\sigma_0 = c' \operatorname{ctg} \varphi'$ իրենից ներկայացնում է կապակցվածության համակողմանի ճնշումը, իսկ c' և φ' — սահքի τ_1 դիմադրության պարամետրերն են, որոնք արտահայտված են σ' էֆեկտիվ լարման միջոցով՝ $\tau_1 = c' + \sigma' \operatorname{tg} \varphi'$:

Բնական է, որ դարավոր խորքային սողքի գոտին առաջանում է նաև լանջի մարմինը կազմող փուխը ապարներում: Այսուհանդերձ, նման լանջերի գոյության համեմատաբար փոքր տեղություն և լանջերի վրա ալլ, առավել ինտենսիվ պրոցեսներ ընթանալու պատճառով խորքային դարավոր սողքը այնտեղ մեծ նշանակություն չունի: Լեռնային կառուցվածքները կազմող կարծր ապարների դարավոր սողքն ընթանում է չափազանց դանդաղ, սակայն հաշվի առնելով երկրաբանական ժամանակի մեծ տեղությունը, դա կարող է տալ վերջնական զգալի արդյունք:

Լանջերի խորքային դարավոր սողքի առավել ընդհանուր արդյունքը կարծր և կիսակարծր լեռնապարներում ծալքավոր դիսլոկացիաների տարբեր ձևերն են: Շատ առումներով տարբերությունը այդ դիսլոկացիաների և լանջերի վրա փուխը ապարների խորքային դանդաղ սողքի արդյունքների միջև՝ քանակական բնույթ է կրում: Տերցագին ենթադրում է, որ գրունտների սողքը մակերևութային, փոքր մասշտաբով այն բանի արտացոլումն է, ինչ մեծ խորություններում տեղի է ունենում տեկտոնիկ ուժերի ազդեցության տակ. երկու դեպքերում էլ գործում է «էապես միատեսակ մեխանիզմ, չնայած տարբեր է դրանց առաջացնող ուժերի բնույթը» (Терцагин, 1958):

Լանջերի խորքային դարավոր սողքը արտահայտվում է տարբեր ձևերով՝ կապված լանջը կազմող լեռնապարների ռելիեֆի հատկությունների և շերտերի տեղադիրքի տարբերի ու լանջի մակերևութի փոխհարաբերության հետ: Լանջին զուգահեռ տեղադրված կարծր և փափուկ ապարների հերթագայության դեպքում վերջիններում զարգանում է հարթային խորքային սողք. դա հասցնում

* Նկարները տե՛ս էջ 22—23:

է այդպիսի շերտերի ծովանը՝ անկման ուղղությամբ: Կարծր շերտերը կոշտորեն տեղափոխվում են նույն ուղղությամբ: Նման ձևափոխություններ հայտնաբերելը բավականին դժվար է, քանի որ շերտերի տեղադիրքի բոլոր տարրերը պահպանվում են և ամենահավանական արդյունքը կարող է ամփոփված լինել ձևափոխության հարթության երկայնքի թեփուկակերպ մասնիկների կողմնորոշման և սահեցման հայելիների առաջացման մեջ: Առաջին անգամ փորձերի միջոցով հեղինակը գրունտներում մասնիկների նման կողմնորոշում հայտնաբերել է 1936 թվականին (Тер-Степанян, 1948): Այն հետագայում հաստատվեց բենոացնող-մանրադիտակային ճանապարհով (Туровская, 1959). զրա կարևոր նշանակությունը 1964 թվականին մատնանշել է պրոֆ. Սկեմպտոնը (1967), Ռենկինյան շորրորդ դասախոսությունում:

Լանջի ստատիկ պայմանների վատթարացման դեպքում փափուկ շերտերի խորքային սողքը ամբողջ շերտախմբերի սահեցման միջոցով անցնում է աղետային փլուզման փուլին: Նման օրինակ է հանդիսանում 1806 թ. Գոլզաուի հայտնի սողանքը Շվեյցարիայում (Терцаги, 1958):

Միանգամայն այլ պատկեր է դիտվում այն դեպքում, երբ շերտերը գահավեժ ընկնում են դեպի լանջի խորքը: Եթե արմատական ապարները մերկացած են կամ նրանց հպման մակերևույթը թիկնոցի հետ զուգահեռ է լանջին և տեղադրված է խոնավության, ջերմաստիճանի և ջրի ֆազային եղանակային փոփոխության սահմանից ավելի փոքր խորության վրա, ապա գահավեժ անկման շերտերի գլխամասերը դանդաղ ծովում են լանջն ի վայր. այս մերկացած շերտազույգների ծովան մեխանիզմը հանրահայտ է: Եթե հպման մակերեսը տեղադրված է վերոհիշյալ A սահմանից ավելի խոր, ապա տեղի է ունենում ծածկած շերտազույգների ծռումը. դա բացատրություն է գտնում լանջի հարթային խորքային սողքում (նկ. 2): Ալպիական ծալքավորության զարգացման շրջաններում և, մասնավորապես, Հայաստանում կարելի է գտնել խիստ սեղմված անտիկլինալների կամարային մասերում մերկացած և ծածկած շերտազույգների ծռման բաղմամբիվ օրինակներ:

Շերտերի գահավեժ անկման դեպքում լանջերի մարմնի մեջ առաջանում է ձևափոխության ևս մեկ այլ ձև՝ պտտական խորքային սողք՝ սահեցման պտտենցիալ մակերևույթին հարող շրջանում. զրա հետևանքով շերտերը ընդունում են S-ափերպ տեսք: Այս ձևը համադրություն է փոխադարձաբար շրջված երկու ծռումների, որոնք տեղադրված են մեկը մյուսի վրա և արտացոլում են սահեցման պտտենցիալ մակերևույթի երկու կողմերում սահքին մորիլիկացված դիմադրության գործակցի նշանակությունների նվազումը (նկ. 3): Լանջի ստատիկ պայմանների վատթարացման դեպքում տեղի է ունենում սահեցման մակերևույթից վեր տեղադրված ապարների փլուզում: Այդ մակերևույթի տակ շարունակվում են դանդաղ ձևափոխությունները (Тер-Степанян, 1964). ապարների նման ձևափոխության օրինակ նկատվում է ալպյան հովիտներից մեկում (Талобер, 1960):

Գահավեժ անկումով շերտերի նկարագրված խորության վրա S-ափերպ ծռումը կարող է ռեգիոնալ նշանակություն ունենալ: Երկրաբանական ժամանակի ընթացքում դանդաղ ձևափոխված, ծոված շերտերը երբեմն դիտվում են իրեն տեկտոնիկ երևույթներ, չնայած ոչ մի առնչություն չունեն ներածին պրոցեսների հետ: Պրոֆեսոր Ս. Ս. Շուլցը (Шульц, 1947), գիտելով նման ձևափոխություններ Շաբրաթմա գետի հովտում՝ հյուսիս-արևելյան Ֆերգանա

նայում (Կիրգիզիա), դրանք անվանել է «գրավիտացիոն կառուցվածքներ»։ Քանի որ գրավիտացիոն վերջին հաշվով անփոփոխ մասնակցում է ամեն մի բնական պրոցեսի, հնարավոր է առաջարկել «թեքածին կառուցվածքներ» ալտերնատիվ տերմինը, ի նկատի ունենալով դրանց գննետիկ կապը լանջերի հետ, երկրի մակերևույթի հորիզոնի նկատմամբ թեք տեղամասերի առկայությունը։

Գործնական մեծ հետաքրքրություն կարող են ներկայացնել այն դեպքերը, երբ լեռնային երկրներում գետերը հոսում են զահավեթ կամ ուղղաձիգ անկում ունեցող շերտերի տարածման երկայնքով։ S-ակերպ դարավոր սողրի հետևանքով տեղի է ունենում շերտերի դիրքի տեղական փոփոխություն և անկման մեծացում՝ հովտի առանցքի ուղղությամբ։ Զարգանալով հովտի երկու կողմերում այդ ձևափոխությունները կարող են հանգեցնել սխալ հետևությունների՝ տարվեզի երկայնքով անտիկլինալի գոյության մասին, հատկապես եթե շերտերն ունենան կերպով հերթադալող նստվածքային զանգվածաշերտեր են, օրինակ, Ֆլիշ։ Բացառված չէ, որ որոշ անտիկլինալ հովիտների ճիշտ վերլուծությունը այս տեսանկյունով կստիպի վերանայել դրանց անտիկլինալ լինելը։

Այսպիսի վերլուծության դեպքում համեմատաբար հեշտ են որոշվում մերկացած և ծածկած շերտազույսների ծուման երևույթները, այդ ձևափոխությունները մերձավերականացնում ոչ խոր շերտում տեղայնանալու հետևանքով։ Այս հանգամանքի հաշվառման անհրաժեշտությունը նշվում է դաշտային երկրաբանության բազմաթիվ ձեռնարկներում։ Խորքային դարավոր սողքի գոտում զահավեթ անկման շերտերի S-ակերպ ծումը դեռևս մնում է շահագործված։ Իրա վերլուծումը բարդանում է ամենից առաջ մեծ խորության հետևանքով, որտեղ շերտերը նորմալ դիրք են ընդունում։ Այդ խորությունը կարող է դանվել նաև լանջի հատակից վար։ Բարդացումը կարող է առաջ դալ նաև սահեցման մակերևույթից վեր գտնվող շրջանում ապարների տեղաշարժման կամ լեռնացման հետևանքով։ Հետադուր ուղղությամբ սահուն կերպով դեպի լանջի խորքը ծովող շերտերի քննարկման ժամանակ պետք է վերականգնի լեռնացման ժամանակ S-ակերպ ծուման հեռացված վերին մասերը և ներկայացնի դրանց դիրքը՝ մինչև ձևափոխությունը։

Վերևում նշվեց, որ սողանքային ձևափոխությունները պլաստիկության փուլում՝ ռեոլոգիկ առումով զուգադրվում են դիզյունկտիվ դիսլոկացիաների հետ, քանի որ երկու դեպքում էլ տեղի ունեն որոշ սահեցման մակերևույթներով ապարների զանգվածների համեմատաբար արագ տեղաշարժումներ։ Այստեղից երևում է, որ սողանքային ձևափոխությունները խորքային սողքի փուլում, դարձյալ ռեոլոգիկ առումով, կարելի է զուգադրել պլիկատիվ դիսլոկացիաների հետ, քանի որ երկու դեպքում էլ տեղի ունեն լեռնապարների դանդաղ տեղաշարժումներ՝ առանց սահեցման մակերևույթների առաջացման։

Ռեոլոգիորեն տարբերությունը խզումային և ծալքավոր խախտումների միջև կայանում է նրանում, որ պլաստիկության փուլում մոբիլիզանում է սահեցման ապարի լրիվ դիմադրությունը, այն ժամանակ, երբ սողունության փուլում սահեցման դիմադրությունը մոբիլիզանում է միայն մասնակիորեն։

Դրանում կարելի է համոզվել նաև ֆլեքսուրաների և տարեջրների փոխադարձության վերլուծումից։ Հայտնի է, որ տարեջրները սովորաբար ավարտվում են ֆլեքսուրաներով, իսկ հորիզոնական տարեջրները՝ հորիզոնական ֆլեքսուրաներով։ Տարեջրների գծի երկայնքով տեղադրվում են ներքնակողների և

վերնակողների շերտերի ուղղաձիգ ուղղությամբ ծռման գոտիները, իսկ հորիզոնական տարեջրի գծերի երկայնքով՝ շերտերի հորիզոնական ուղղությամբ ծռման գոտիները: Այստեղ, խախտումների միջին մասերում, ուր շոշափող լարումներն ալիքի ինտենսիվ են և սահման դիմադրությունը լրիվ մոբիլիզացված, տեղի է ունեցել խզումային ձևափոխություն, այսինքն տարեջր կամ հորիզոնական տարեջր: Ծայրային և կողային մասերում, որտեղ շոշափող լարումները պակաս ինտենսիվ էին, այդ դիմադրությունը մոբիլիզացված է մասնակի և տեղի է ունեցել սողիկ ձևափոխություն, այսինքն՝ ֆլեքսուրա կամ շերտերի ծռում: Բերածին կառուցվածքների մեկ այլ տեսակ է հանդիսանում նուրբ ծայրավորությունը, որը հատուկ է որոշ ներֆորմացիոն խախտումներին: Դրանք ծագում են չկոնսոլիդացված հզոր կոտակումների դանդաղ սողիքի՝ շեֆերի և մայրցամաքային լանջի պայմաններում: Նման կառուցվածքների օրինակ կարող են ծառայել էնինգենի (Վյուրտեմբերգ-Բադեն) մեծցենային նրբախավ մերգելները, որոնք կազմում են մանրագույն ծալքեր առանց խզման (Heim Arg., 1908) և Օլեկմո-Տոկինյան շրջանի նրբաշերտավոր գոլոմիտային կրաքարերը (Арсеньев и Нечаева, 1947): Դրա հետևանքով առաջացող ֆլյուիդալ կառուցվածքները արտացոլում են դրանց կազմավորման շատ երկար տևողությունը:

Թեբածին կառուցվածքներին են վերաբերում առափուսմներ (bulging), որոնք առաջանում են հովիտների հատակը կազմող կավային ապարներում՝ կողերի լեռնապարների ձնշման տակ դրանց արտամղման հետևանքով: Արտափքման լավ հայտնի պատկեր կարող է հանդիսանալ կենտրոնական Անդլիայում գտնվող Նորթհեմպտոնյան երկաթահանքի ավազանում Հոլուել դե տահովտի կտրվածքը, որտեղ լեյասի (ստորին յուրա) կոշտ կավերում ոչ խոր հովտի (30 և պակաս մետր) ներփորման և դրա հետևանքով հովտի կողերի գերբեռնավորման պատճառով առաջացել է մանր ծալքավորություն (Hollingworth et al., 1944): Հովտի գոյացումն սկսվել է դեռևս մինչառաջաշտային ժամանակներում և հետևաբար, արտափքման զարգացումը կապված է պրոցեսի զգալի տևողության հետ (Терцари, 1958):

Համանման երևույթներ դիտվել են նաև Ռումինիայում (Záruba, 1961), որտեղ դրանք ստացել են «հովտային անտիկլինալ» (Talantiklinale) անվանումը: Արտափքման հետաքրքիր դեպք է դիտվել Չեխոսլովակիայի Օստրավա շրջանում: Այստեղ տեղի է ունենում տեշինիտների դիաբազային ինտրուզիայի բլոկների դանդաղ տեղաշարժում՝ ստորին կավձային մերգելային թերթաքարերի վրայով: Այս տեղաշարժումը կատարվում է առանց սահեցման մակերևույթների առաջացման (Záruba, 1956; Záruba u. Mencl, 1961), այսինքն իրենից ներկայացնում է տիպական լանջերի խորքային սողը:

Եթե հովտի լանջերը կազմող կավային ապարները ծածկված են կոշտ շերտերով, ապա հովտի մեջ խորացող փափուկ ապարների արտամղման դեպքում տեղի են ունենում կմման երևույթներ (cambering): Կոշտ ապարները թեթև դալարվում են լանջով, խզվում են լայնակի ուղղաձիգ ճաքերով և, առանձին բլոկներ կազմելով, դանդաղ իջնում դեպի տալվեդը: Նման ձևափոխությունների օրինակ կարող են ծառայել Բրատսկի ջրամբարի շրջանում դիտված բլոկային խոշոր տեղաշարժումները (Пальшин и Тржибинский, 1963): Այստեղ արմատական ապարների՝ Օրգովիկյան գոլոմիտների ու ավազաքարերի և տրապների խոշոր, մինչև 80 մ հաստության և 3 կմ երկարության

բլուկները դանդաղ տեղաշարժվում են վերին քեմերիյան արգիլիտներով և ալվ-
րոլիտներով՝ առանց սահեցման մակերևույթներ առաջացնելու: Այդ պրոցեսը
սկսել էր վերին պլեյստոցենում և, հավանաբար, շարունակվում է մինչև այժմ:
Լանջի ալվ նույն տիպի խորքային սողք, որը ուղեկցված է տուֆանսովածքային
երրորդական հաստվածքում գտնվող քառորդական սյունաձև բազալտների
խոշոր բլուկների դանդաղ տեղափոխությամբ, լավ է դիտվում Հայաստանում,
Գառնիի մոտով հոսող Աղատ գետի հովտում:

Տարբերությունը արտափքման և կքման միջև ձևաբանորեն կայանում է
նրանում, որ առաջին դեպքում տալվեզի մոտ ծածկող ապարների շերտերը
իրենց սկզբնական դիրքի նկատմամբ բարձրանում են ստորագիծ փափուկ
ապարների շերտերը դեպի վեր ուղղված ճնշման ազդեցության տակ այն ժա-
մանակ, քանի որ երկրորդ դեպքում ծածկող ապարների շերտերը ջարդվում են
ուղղաձիգ ճաքերի միջոցով և հետևողականորեն ցած են իջնում իրենց սկզբ-
նական դիրքից, վերին մասերը թեքվելով դեպի հետ:

Սովորաբար արտափքումը և կքումը գրականության մեջ նկարագրվում են
իրրև ինքնուրույն երևույթներ. սակայն դրանք գենետիկորեն կապված են, քա-
նի որ իրենցից ներկայացնում են կոմպենսացիոն սողքի արտահայտություն-
ներ, որոնք առաջանում են հորիզոնական շերտավորում ունեցող էրոզիոն հո-
վիտներում, երբ կոմպենսնտ շերտերի տակ փոված են լինում ոչ-կոմպե-
տենտները (նկ. 4): Էրոզիայի հետևանքով հովտի թեթևացած հատակը
արտափքվում է դեպի վեր և ոչ-կոմպենսնտ շերտերում երևան է գալիս
մանր ծալքավորություն: Հովիտների կողերը իջնում են, որ ուղեկցվում է կոմ-
պենսնտ շերտերի ջարդումով, առաջացնելով բլուկներ, որոնք թեքվում և
շարժվում են հովտի հատակի ուղղությամբ: Արդյունքը լինում է արտափքման
առաջացումը հովտի միջին մասում, կքման առաջացումը՝ կողամասերում
(Тер-Степанян, 1967):

Մի կողմից հատակային էրոզիայի արագությունից և մյուս կողմից կոմ-
պենսնտ ու ոչ-կոմպենսնտ շերտերի ամրության փոխհարաբերությունից կախ-
ված, արտափքումը կամ կքումը ստանում է գերիշխող նշանակություն. դրա հե-
տևանքով առաջանում են կոմպենսացիոն սողքի ձևաբանորեն տարբեր արտա-
հայտություններ:

Անկասկած, նկարագրված տեսակներով չի սպառվում լանջերի խորքային
դարավոր սողքի ձևերի բազմազանությունը և այն լեռնային երկրներում ունի
դեմոնրֆոլոգիական ոչ պակաս նշանակություն, քան մակերևույթային սողքը
կամ սուլֆուլոգիան, որի դերը անցյալ դարի վերջերին բացահայտվել է Ա.
Պենկի և Վ. Դեխի աշխատություններում:

О ВЕКОВОЙ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ СКЛОНОВ*

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

Реферат. Оползневые смещения, происходящие в катастрофической фазе процесса, в реологическом смысле параллелизуются с некоторыми видами дизъюнктивных дислокаций—сбросами, сдвигами и надвигами; различие в этом отношении носит количественный характер. В обоих случаях сопротивление сдвигу пород мобилизуется полностью.

Большое значение приобретает другая реологическая параллель между оползневыми смещениями в фазе глубинной ползучести и пликтивными дислокациями, когда при частичной мобилизации сопротивления пород сдвигу происходят медленные деформации горных пород. В статье приводится описание условий образования некоторых типов вековой глубинной ползучести пород на склонах—плоскостной ползучести, изгиба голов пластов, S-образной и компенсационной глубинной ползучести. Предлагается образующиеся виды деформации пород на склонах объединенно называть клиногенными структурами, поскольку они генетически связаны с наклонными участками.

Существует ряд экзогенных процессов, результат которых внешне имеет много общего с формами, являющимися следствием тектонических движений. К ним относятся различные типы разрывных нарушений, которые вызываются оползнями и внешне напоминают дизъюнктивные дислокации: сбросы, сдвиги и надвиги. Все эти виды смещений горных пород характеризуются наличием поверхностей скольжения, совпадающих с положением таких площадок, для которых сопротивление пород сдвигу является полностью мобилизованным (одновременно или чаще в результате прогрессирующего разрушения).

Вызванные оползнями разрывные нарушения в реологическом смысле ничем не отличаются от неглубоких дизъюнктивных дислокаций, и различие между ними носит главным образом количественный характер. Действительно, крупнейший доисторический оползень у Флимса в Швейцарии, объемом до 15 куб. км и протяжением 25 км (Heim Alb., 1883***), уже достигал размеров, которые могут рассматриваться как небольшой сброс. Общим для подобных явлений служит достижение катастрофической фазы процесса (т. е. переход фазы глубинной ползучести в фазу пластичности) и, вероятно, сравнительная кратковременность его протекания.

Крупнейшие оползни, сравнимые по своим размерам с результатами тектонических разрывных нарушений неглубинного характера имели место и в прошлые геологические периоды; однако они наблюдаются относительно редко, так как условия сохранения оползней в сравнительно тонком поверхностном слое коры неблагоприятны вследствие уничтожения этого слоя при последующих процессах эрозии или

* Переработанный доклад, представленный Научной конференции по механике горных пород в Алма-Ате в октябре 1965 г.

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

*** Литературу см. на стр. 20—21.

трансгрессий. Среди немногих описанных случаев сохранения таких оползней можно указать на конгломерат Каухед на западном берегу Ньюфаундленда мощностью 210 м, состоящий из глыб нижнеордовикских известняков и сланцев, включенных в среднеордовикские известняки, образовавшийся при опускании в море верхнеордовикского горного хребта (Твенховел, 1936). Подводные оползни, образовавшиеся таким путем, порой сохраняют не только структуру, но и прямые следы оползания в виде зеркал скольжения, встреченных, например, в толще аллофановых бокситов, залегающих в угленосной свите карбона Подмосковского района (Белоусов, 1939). Возникающие в результате подводных оползней так называемые оползневые структуры весьма разнообразны; их представителями могли бы служить крупные конгломераты, состоящие из глыб верхнекембрийских и ордовикских известняков размером до 18 м, внедренных в граптолитовые сланцы, встреченные близ Квебека в Канаде (Bailey et al., 1928), и окатанные конгломераты ордовикских известняков из Центрального округа в Пенсильвании, залегающие в виде более или менее правильных асимметричных волн (Brown, 1913).

Идея подобного сопоставления разрывных нарушений оползневого происхождения и дизъюнктивных дислокаций уже высказывалась рядом ученых. Нужно подчеркнуть именно реологический характер указанного сопоставления, поскольку не может стоять вопроса о параллелизации тектонических и оползневых процессов или вызывающих их сил.

Заслуживает внимания также и другое сопоставление природных процессов, имеющих к тому же значительно большее распространение в горных странах. В реологическом отношении возможно параллелизовать склоны молодых горных сооружений, сложенные твердыми и полутвердыми горными породами, и склоны в оползневых районах, сложенные мягкими грунтами. В обоих случаях касательные напряжения в теле склона вызывают лишь частичную мобилизацию сопротивления материала сдвигу. Эта мобилизация обычно бывает неравномерной в различных точках тела склона, вследствие чего в нем образуются зоны, находящиеся в разных фазах деформации.

Мягкие грунты обладают сравнительно небольшой вязкостью; поэтому процесс ползучести протекает относительно быстро, и в теле склонов, сложенных такими грунтами, в сопоставимые сроки обычно наблюдаются все зоны деформации: жесткости, замедляющейся и ускоряющейся глубинной ползучести, а в островообразных участках даже и пластичности (Тер-Степанян, 1961).

Твердые и полутвердые породы обычно обладают высокой вязкостью. В крупных горных сооружениях, сложенных такими породами, также образуются различные типы деформации, но вследствие иных реологических свойств пород преобладающее значение приобретает вековая глубинная ползучесть. Эти деформации происходят, когда величина касательных напряжений находится между первым порогом ползучести τ_1 , соответствующим началу весьма медленных деформаций,

и предельным напряжением сдвигу τ_0 (рис. 1*). Здесь материал характеризуется весьма высокими первичными значениями вязкости τ_1 , существенно превышающими те значения, которые соответствуют Бингамову телу, $\tau_1 \gg \tau$. Границам вековой ползучести отвечают значения мобилизованного сопротивления сдвигу

$$\operatorname{tg} \theta_1 = \frac{\tau_1}{\sigma_0 + \sigma'} \quad \text{и} \quad \operatorname{tg} \theta_0 = \frac{\tau_0}{\sigma_0 + \sigma'},$$

где $\sigma_0 = c' \operatorname{ctg} \varphi'$ представляет собой всестороннее давление связности, а c' и φ' — параметры сопротивления сдвигу τ_1 , выраженного через эффективные напряжения σ' , $\tau_1 = c' + \sigma' \operatorname{tg} \varphi'$.

Естественно, что зона вековой глубинной ползучести образуется также в мягких грунтах, слагающих тело склонов. Однако, ввиду сравнительно небольшой длительности существования таких склонов и протекания на них других, более интенсивных процессов, вековая глубинная ползучесть на них не имеет большого значения. Вековая ползучесть твердых пород, слагающих горные сооружения, протекает весьма медленно, однако, ввиду большой длительности геологического времени, она может давать заметный конечный результат.

Наиболее общим результатом вековой глубинной ползучести на склонах в твердых и полутвердых горных породах являются различные виды пликативных дислокаций. Во многих отношениях различие между этими дислокациями и результатами медленной глубинной ползучести мягких грунтов на склонах носит лишь количественный характер. Терцаги (1958) полагает, что ползучесть грунтов является отражением на поверхности, в малом масштабе, того, что происходит на больших глубинах под действием тектонических сил; в обоих случаях действует «существенно одинаковый механизм, хотя природа вызывающих их сил различна».

Вековая глубинная ползучесть склонов проявляется различно, в зависимости от реологических свойств горных пород и соотношения между элементами залегания пластов и поверхностью склона. При чередовании твердых и мягких пластов, залегающих параллельно склону, в последних развивается плоскостная глубинная ползучесть; это приводит к перекашиванию таких слоев в направлении падения. Твердые пласты жестко перемещаются в том же направлении. Обнаружить такие деформации довольно трудно, так как все элементы залегания пластов сохраняются и наиболее вероятный результат может заключаться в ориентации чешуйчатых частиц вдоль плоскости деформации и образовании зеркал скольжения. Такая ориентация частиц в грунтах была экспериментально установлена автором в 1936 г. (Тер-Степанян, 1948) и позже подтверждена поляризационно-микроскопическим путем (Туровская, 1959); ее важное значение было показано в 1964 г. проф. Скемптоном (1967) в его четвертой Ренкиновской лекции.

* Рисунки см. на стр. 22—23.

При ухудшении статических условий склона глубинная ползучесть мягких пластов переходит в фазу катастрофического обрушения путем соскальзывания пачек пластов. Примером является известный оползень у Гольдау в Швейцарии в 1806 г. (Терцаги, 1958).

Совершенно иная картина наблюдается при крутом падении пластов в глубь склона. Если коренные породы обнажены или поверхность контакта коренных пород с делювиальным плащом параллельна склону и расположена на глубине, меньшей, чем граница A сезонных изменений влажности, температуры и фазового состояния воды, то головы крутопадающих пластов медленно изгибаются вниз по склону; механизм этого *изгиба обнаженных голов* пластов общеизвестен. Если поверхность контакта расположена глубже указанной границы A , то происходит *изгиб прикрытых голов* пластов; он находит объяснение в плоскостной глубинной ползучести склона (рис. 2). В областях развития альпийской складчатости и, в частности, в Армении можно найти множество примеров изгиба обнаженных и прикрытых голов пластов в сводовых частях сильно сжатых антиклиналей.

При крутом падении пластов в теле склонов возникает также и другой вид деформации—вращательная глубинная ползучесть в области, примыкающей к потенциальной поверхности скольжения; в результате пласты принимают S-образную форму. Эта форма представляет сочетание двух взаимно перевернутых изгибов, расположенных друг над другом и отражающих убывание значений коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу в обе стороны от потенциальной поверхности скольжения (рис. 3). При ухудшении статических условий склона происходит обрушение пород, расположенных над поверхностью скольжения. Под этой поверхностью продолжают медленные деформации (Тер-Степанян, 1964, 1967); пример такой деформации пород наблюдается в одной из альпийских долин (Талобр, 1960).

S-образный изгиб крутопадающих пластов на глубине может иметь региональное значение. Медленно деформированные в течение геологического времени изогнутые пласты иногда рассматриваются как продукт тектонических явлений, хотя они и не имеют отношения к эндогенным процессам. Проф. С. С. Шульц (1947), наблюдавший такие деформации в долине р. Шаркратма в северо-восточной Фергане, в Киргизии, назвал их «гравитационными структурами». Поскольку гравитация, в конечном итоге, неизменно участвует в любом природном процессе, возможно предложить альтернативный термин «клиногенные структуры», подчеркивая их генетическую связь со склонами, с наличием наклоненных к горизонту участков земной поверхности.

Практический интерес могут представить случаи, когда в горных странах реки протекают вдоль простирания крутопадающих или вертикальных пластов. Вследствие вековой S-образной ползучести происходит локальное изменение положения пластов и увеличение падения по направлению к оси долин. Развиваясь на обоих бортах

долин, эти деформации могут привести к неправильному выводу о существовании антиклинали вдоль тальвега, в особенности если пласты представляют собой ритмично чередующиеся осадочные толщи, как, например, флиш. Не исключено, что правильный анализ под этим углом зрения некоторых антиклинальных долин заставит пересмотреть такое их определение.

При подобном анализе сравнительно легко распознаются случаи изгиба обнаженных и прикрытых голов крутопадающих пластов вследствие того, что эти деформации локализуются в неглубоком приповерхностном слое; необходимость учета этого обстоятельства указывается во многих руководствах по полевой геологии. Случай S-образного изгиба крутопадающих пластов в зоне вековой глубинной ползучести остается еще неисследованным. Его анализ усложняется прежде всего большой глубиной, в которой пласты принимают нормальное положение; эта глубина может быть распложена и ниже подошвы склона. Усложнение может быть вызвано также смещением пород в области, расположенной над поверхностью скольжения, или сносом в результате денудации. Исследователь должен будет при рассмотрении плавно изгибающихся от долины в глубь склона пластов восстановить снесенные при денудации верхние части S-образного изгиба и представить их положение до деформации.

Выше указывалось, что оползневые деформации в фазе пластичности в реологическом отношении сопоставляются с дизъюнктивными дислокациями, поскольку в обоих случаях имеют место сравнительно быстрые смещения массивов пород по определенным поверхностям скольжения. Из сказанного видно, что оползневые деформации в фазе глубинной ползучести можно, также в реологическом смысле, сопоставить с пликативными дислокациями, поскольку в обоих случаях имеют место медленные смещения горных пород без образования поверхностей скольжения.

Реологически различие между разрывными и складчатыми нарушениями заключается в том, что в фазе пластичности мобилизуется полное сопротивление сдвигу породы, тогда как в фазе ползучести сопротивление сдвигу мобилизуется лишь частично.

В этом можно убедиться из анализа взаимоотношения флексур со сбросами. Известно, что сбросы обычно заканчиваются флексурами, а сдвиги—горизонтальными флексурами. Вдоль линии сбросов располагаются зоны изгибания пластов висячего и лежащего боков в вертикальном направлении, а вдоль линии сдвигов—зоны изгибания пластов в горизонтальном направлении. Здесь, в средних частях этих нарушений, где касательные напряжения были интенсивнее и сопротивление сдвигу было мобилизовано полностью, произошла разрывная деформация, т. е. сброс или сдвиг. В концевых и боковых частях, где касательные напряжения были менее интенсивны, это сопротивление было мобилизовано частично и произошла деформация ползучести, т. е., флексура или изгиб пластов.

Другим видом клиногенных структур является тонкая складчатость, свойственная некоторым внутрiformационным нарушениям. Она возникает в результате медленной ползучести мощных неконсолидированных осадков в условиях шельфов и материкового склона. Примерами таких структур могут служить тонкослоистые миоценовые мергели Энингена в зем. Вюртемберг-Баден, изогнутые без разрыва в мельчайшие складки (Heim Agr., 1908), и тонкополосчатые доломитовые известняки Олекмо-Токкинского района (Арсеньев и Нечаева, 1947). Возникающие при этом флюидальные структуры отражают весьма большую длительность их образования.

К клиногенным структурам относятся также и *выпучивание* (bulging), возникающее в слагающих дно долин глинистых породах при их выжимании под давлением пород, слагающих борта долин. Хорошо известной иллюстрацией выпучивания является разрез через долину р. Холлоуел в Нортгемптонском железорудном бассейне в центральной Англии, где в жестких глинах лейаса (нижняя юра) возникла мелкая складчатость вследствие врезки неглубокой долины (30 и менее метров) и происшедшей при этом перегрузке бортов долины (Hollingworth et al., 1944). Образование долины началось еще в доледниковое время, и, следовательно, выпучивание связано со значительной длительностью процесса (Терцаги, 1958).

Аналогичные явления наблюдались также и в Румынии (Záruba, 1961), где они получили название «долинные антиклинали» (Talentiklinale). Интересный пример выпучивания наблюдался в Остравском районе в Чехословакии. Здесь происходит медленное смещение блоков диабазовой интрузии тешинитов по нижнемеловым мергелистым сланцам. Это смещение происходит без образования поверхностей скольжения (Záruba, 1956; Záruba и Mencl, 1961), т. е. представляет собой типичную глубинную ползучесть склонов.

Если глинистые породы, слагающие склоны долины, покрыты жесткими пластами, то при выжимании в углубляющуюся долину мягких пород происходит явление *выгибания* (cambering). Жесткие породы слегка изгибаются по склону, разрываются продольными вертикальными трещинами и, образуя отдельные блоки, медленно спускаются к тальвегу. Примером таких деформаций могут служить крупные блоковые смещения, наблюдаемые в районе Братского водохранилища (Пальшин и Тржцинский, 1963). Здесь крупные блоки коренных пород—доломитов и песчаников ордовика и траппов—мощностью до 80 м и длиной до 3 км—медленно смещаются по аргиллитам и алевролитам верхнего кембрия без образования поверхностей скольжения. Этот процесс начался в верхнем плейстоцене и, вероятно, продолжается до настоящего времени. Такого же типа глубинная ползучесть склона, сопровождаемая медленными перемещениями крупных блоков четвертичных столбчатых базальтов, залегающих на третичной туфоосадочной толще, хорошо наблюдаются в долине р. Азат, у Гарни, в Армении.

Различие между выпучиванием и выгибанием морфологически заключается в том, что в первом случае у тальвега пласты покрывающих пород поднимаются относительно своего первоначального положения под действием направленного вверх давления подстилающих мягких пород, тогда как во втором случае пласты покрывающих жестких пород разбиваются вертикальными трещинами и последовательно опускаются от своего первоначального положения, запрокидываясь верхними частями назад.

Выпучивание и выгибание обычно описываются в литературе как самостоятельные явления; однако они генетически связаны, так как представляют собой проявление *компенсационной ползучести*, возникающей в эрозионных долинах с горизонтальным напластованием, когда компетентные слои подстилаются некомпетентными (рис. 4). Вследствие эрозии разгруженное дно долины выпучивается вверх и в некомпетентных слоях проявляется мелкая складчатость. Борты долин испытывают опускание, сопровождаемое разламыванием компетентных слоев на блоки, которые наклоняются и движутся по направлению ко дну долины. В результате возникает выпучивание в средней части долины и выгибание—в боковых частях (Тер-Степанян, 1967).

В зависимости от скорости донной эрозии, с одной стороны, и соотношения между прочностью компетентных и некомпетентных пластов, преобладающее значение получает выпучивание или выгибание; вследствие этого возникают морфологически различные проявления компенсационной ползучести.

Несомненно, что описываемыми видами не исчерпывается многообразие форм вековой глубинной ползучести склонов и что она имеет не меньшее геоморфологическое значение в горных странах, чем поверхностная ползучесть или солифлюкция, роль которой была выявлена работами А. Пенка и В. Девиса в конце прошлого века.

ON SECULAR DEPTH CREEP OF SLOPES*

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

Abstract. Landslide displacements which take place in the catastrophic phase of the process in the rheological sense may be paralleled with some types of faulting tectonics—faults, horizontal faults and thrusts; the difference in this respect has a quantitative nature. In both cases the shear strength is totally mobilized.

A great significance may be attached to another rheological parallel, namely between the landslide displacements in the phase of depth creep and the folding tectonics when slow deformations of rocks proceed by partial mobilization of shear strength of rocks. Conditions of formation of some types of secular depth creep of rocks on slopes are described—that of planar creep, bending of heads of steeply dipping beds,

* Revised paper, presented to the Scientific Conference on Rock Mechanics in Alma-Ata, October 1965.

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

2. S-like and compensating depth creep. It would be advisable to call the clinogenic structures the types of deformation of rocks mentioned above, since they are genetically connected with inclined areas.

There are a number of exogenetic processes the results of which are much in common with forms originated in consequence of tectonic movements. To them refer different types of rupture deformation produced by landslides, which outwardly resemble faulting tectonics—faults, horizontal faults and thrusts. All these types of rock displacements are characterized by the presence of sliding surfaces, coinciding with the position of such elementary planes where the shear strength of rocks is totally mobilized (simultaneously, or more often, as a result of progressive failure).

Rupture deformations caused by landslides in the rheological sense are not distinguished from shallow faults and the difference is mainly of a quantitative nature. Indeed, the largest prehistorical landslide at Flims, Switzerland with a volume of earth masses up to 15 cubic kilometres and with a length up to 25 kilometres (Heim Alb., 1883) reached a size which may be considered as a small fault. What is common in such a phenomenon is the achievement of the catastrophical phase of the process (i. e. the transition from the phase of depth creep into the phase of plasticity) and probably a comparatively short duration of its formation.

The largest landslides which may be compared with the results of shallow tectonical rupture disturbances took place in the past geological periods too; they are observed relatively rare because of unfavourable conditions of preservation of such landslides in the comparatively thin subsurface layer of the crust due to the subsequent processes of erosion or transgression. Among a few cases of conservation of such landslides being described one can point out the Cowhead conglomerate on the western coast of Newfoundland, about 210 metres thick, which consists of blocks of the Lower Ordovician limestones and shales included in the Middle Ordovician limestones, originated by the sinking into the sea of an Upper Ordovician ridge (Twenhofel, 1932). The submarine landslides being originated in this way sometimes conserve not only their texture but the direct traces of sliding, i. e. the slickensides too; such a case was noticed in allophanic bauxites in Carbonian coal-bearing series of Moscow region (Белоусов, 1939). The so-called landslide structures formed as a result of submarine landslides are very diverse; their representatives may be coarse conglomerates, consisting of Upper Cambrian and Ordovician limestones up to 18 metres in size which were inserted into grapholithic schists near Quebec, Canada (Bailey et al., 1928), and the rounded conglomerates of Ordovician limestones from Central county in Pennsylvania, which form more or less regular asymmetric waves (Brown, 1913).

The idea of such comparison of rupture disturbances originated by landslides with faulting tectonics has been expressed by several scientists. The rheological character of this comparison must be precisely stressed since there is no question of collation of tectonic and landslide processes or the forces they are caused by.

Attention may be paid to the comparison of other natural processes too, which are in addition more widespread in highlands. Rheologically one can parallel the slopes of young mountain structures composed of hard or semihard rocks and the slopes in landslide regions, composed of soft soils. In both cases the shearing stresses in the slope body cause only the partial mobilization of shear strength of the material. This mobilization is usually non-uniform in different points of the slope body, and consequently zones of different types of slope deformation are formed.

Soft soils possess comparatively low viscosity; therefore the process of creep proceeds relatively quickly and in slope bodies composed of such soils all zones of deformations may be observed—rigidity, decelerating and accelerating depth creep, and in island-like areas—even plasticity (Ter-Stepanian, 1963).

Hard and semi-hard rocks usually possess high viscosity. Different types of deformation may be observed on large mountain structures, composed of such rocks but because of divergent rheological properties of rocks secular depth creep is of predominant importance. This deformation occurs when the magnitude of shear stresses is between the first threshold τ_1 of the creep corresponding to the beginning of very slow deformation, and the shearing resistance τ_0 (Fig. 1*). Here the material is characterized by very high primary values of viscosity η_1 which essentially exceed values corresponding to the Bingham body, $\eta_1 \gg \eta$. Values of the mobilized shear strength

$$\tan \theta_1 = \frac{\tau_1}{\sigma_0 + \sigma'} \quad \text{and} \quad \tan \theta_0 = \frac{\tau_0}{\sigma_0 + \sigma'}$$

correspond to the limits of the zone of secular depth creep. Here $\sigma_0 = c' \cot \varphi'$ is the all-round pressure, c' and φ' — parameters of shear strength τ_1 with respect to effective stresses σ' , $\tau_1 = c' + \sigma' \tan \varphi'$.

Naturally the zone of secular depth creep is formed also in soft soils, which compose the slope body. However, because of their relatively short duration of existence and due to other more intensive processes which take place on such slopes, the secular depth creep may be ignored in this case. Secular depth creep of hard rocks that compose mountain structures proceed very slowly, but because of long duration of geological time they may give a considerable final effect.

The most general issue of the secular depth creep of slopes in hard or semi-hard rocks are the different types of folding tectonics. The dif-

* Figures see pp. 22—23.

ference between these dislocations and the results of slow depth creep of soft soils on slopes is in many respects only quantitative in character. Terzaghi (1950) suggests that creep is a small-scale and superficial replica of processes taking place at great depth due to tectonic forces and that «the mechanism of both is essentially the same although the driving forces are different».

The secular depth creep of slopes is revealed differently, depending on the rheological properties of rocks and on the relationship between the dip and strike of strata and of surface of slope. If hard and soft strata are lying parallel to the slope, planar or translational depth creep develops in soft rocks; this leads to the warping of such layers in the direction of the dip. Hard rocks are rigidly displaced in the same direction. It is rather difficult to detect such deformation since both dip and strike of strata are maintained; the most probable result may be the orientation of scale-like particles along the surface of sliding and formation of slickensides. Such orientation of particles in soils was experimentally established by the author thirty years ago (Ter-Stepanian, 1936), and later confirmed by means of polarizing microscopy (Туровская, 1959); its great significance was demonstrated by Professor Skempton (1964) in his Fourth Rankine lecture.

By aggravation of the static conditions of the slope the depth creep of soft strata transits into the phase of catastrophic collapse and the gliding of series of strata occurs. The well-known landslide at Goldau in Switzerland in 1806 may serve as an example (Terzaghi, 1950).

Another is the picture when the strata dip steeply into the slope body. If the rocks crop out on the surface of contact between bedrocks and talus is parallel to the slope and if its depth is less than the boundary A of seasonal alterations of moisture, temperature and phase state of water the upper edges of steeply dipping bedded rocks are bended slowly downslopes; the mechanism of this *outcrop bending* of strata is well-known. If this surface of contact is deeper than the above-mentioned boundary A the *terminal bending* takes place; it is explained by the translational depth creep of slopes (Fig. 2). In the regions of alpine folding, particularly in Armenia many examples of both outcrop and terminal bending of strata may be found in arches of heavily compressed anticlines.

Another type of slow deformation is also formed in slopes consisting of steeply dipping beds; it is the rotational depth creep in the region adjoining the potential surface of sliding; as a result of the creep the strata take a S-like shape. This shape may be considered as a combination of two reciprocally-turned bending of beds located one above the other and reflecting the decrease of values of the coefficient of the mobilized shear strength towards both sides from the potential surface of sliding (Fig. 3). As a result of aggravation of static conditions of the slope, rocks located above the surface of sliding fail. Under this surface slow deformation continues (Ter-Stepanian, 1965, 1966); an example of

such a deformation of rocks was observed in one Alpine valley (Talobre, 1957).

S-like bending of steeply dipping strata may have a regional significance. Being slowly deformed during a geological time the bended strata are considered sometimes as a product of tectonic phenomena although they have nothing to do with the endogenous processes. Professor Shulz having observed such deformations in the Sharkratma valley in northeastern Fergana, Kirghizia calls them „gravitational structures“ (Шульц, 1947). Since the gravity in the end invariably participates in any process of nature the alternative term „clinogenous structures“ may be proposed stressing the genetic connection with slopes, with the existence of the inclined areas of earth surface in respect to the horizon.

Cases of flowing of streams in highlands along the strike of beds containing steeply or vertically dipping layers are of practical interest. Due to the secular *S-like* creeping the local alteration of position of strata proceeds and their dip towards the axis of the valley increases. Being developed on both sides of the valley these deformations may lead to incorrect conclusion on the existence of an anticline along the valley bottom, especially if the strata are rhythmically alternating sedimentary rocks, as flysch. It is not excluded that the correct analysis of some anticline valleys from this point of view will make us revise such a definition.

The cases of outcrop and terminal bendings of steeply dipping strata are relatively easy to distinguish by such an analysis because of the location of these deformations in the shallow subsurface layer. The necessity to consider this circumstance is indicated in many text-books on field geology. The case of *S-like* bending of steeply dipping strata in the zone of secular depth creep still remains unexplored. Its analysis becomes complicated because of greater depth of the zone where the strata take their normal position; it may be located even below the toe of slopes. The complication may be due to the displacement of rocks in the area located above the surface of sliding, or to their outwash as a result of denudation. The explorer when considering gently bent strata which deep into the slope body should reconstruct upper parts of the *S-like* bending washed away by the denudation and imagine their position before deformation occurred.

It was indicated above that the landslide deformation in the phase of plasticity in rheological sense may be compared with faulting tectonics since in both cases relatively quick displacement of rock masses along some definite surfaces takes place. We see that the landslide deformation in the phase of depth creep in the rheological sense too might just as well be compared with folding tectonics since in both cases slow displacements of rock masses proceed without formation of surfaces of sliding.

Rheologically the difference between the rupture and bending dislocations lies in the fact that in the phase of plasticity total shear

strength of rock is mobilized while in the phase of creep the shear strength is mobilized only partly.

One may be convinced in the above-said when analyzing the relationship of flexures with faults. It is well-known that the faults are often terminated in flexures, while the horizontal faults—in horizontal flexures. Zones of vertical bending of beds in the hanging wall and footwall sides of faults are located, just as zones of horizontal bending of beds along the lines of horizontal faults. Here in the middle parts of these dislocations where the shearing stresses were more intensive and shear strength was totally mobilized the rupture deformation took place, i.e. faults and horizontal faults. In the terminal and lateral parts, where the shearing stresses were less intensive and shear strength was only partly mobilized creep deformation has occurred, i. e. flexures or bending of strata.

Another type of clinogenous structure is the fine folding peculiar to some intraformational contortions. They come into being as a result of slow creep of thick unconsolidated sediments in conditions of continental shelves and slopes. As examples of such structures may serve the finely banded Miocene marl, from Enlingen (land Württemberg-Baden) which bends into very fine folds without ruptures (Heim Arn., 1908), and finely layered dolomitic limestone from Olekmo—Tokkin region in Siberia (Арсеньев и Нечаева, 1947). Thus originated fluidal textures reflect a very long duration of their formation.

Bulging falls under the category of clinogenous structures also; it originates in clay strata forming the bottom of valleys when squeezed up under the weight of rocks composing the sides of the valley. The well-known illustration of bulging is the cross section through Hollowell valley in the Northampton ironstone field in central England, where intensive folding has originated in stiff Lias clays (Upper Jurassic) due to the formation of shallow erosion valley (30 metres deep and less) and the overloading of the sides of the valley (Hollingworth et al., 1944). The formation of the valley started in the preglacial time and consequently, the process of bulging has a long duration (Terzaghi, 1950).

Analogous phenomena were also observed in Roumania (Záruba, 1961); here they were called „valley anticlines“ (Talantiklinale). An interesting example of bulging was observed near Ostrava in Beskids, Czechoslovakia. Here blocks of teschenites (diabasic intrusion) are being slowly displaced over the Lower Cretaceous marl slates. The displacement took place without formation of surfaces of sliding (Záruba, 1956; Záruba u. Mencl, 1961), i. e. it represents a typical depth creep of slopes.

If the clay rocks on sides of the valley are covered with stiff beds the phenomenon of *cambering* occurs by the squeezing out of soft rocks into the deepened valley. Stiff rocks bent slightly over the slope, break along longitudinal vertical fissures and descend slowly towards the talweg forming separate blocks. Large block displacements observed in the region of Bratsk reservoir in Siberia may serve as an example of such

deformation (Пальшин и Тржцинский, 1963). Here large blocks of bedrocks—Ordovician dolomites, sandstones and traps with a thickness up to 80 metres and a length up to 3 kilometres are displaced slowly over Upper Cambrian argillites and aleurolites, without the formation of surfaces of sliding. The process has begun in the Upper Pleistocene and continues probably up to the present. The same type of depth creep of the slope accompanied by slow displacement of large blocks of the Quarternary basalts lying on the Tertiary tuffaceous sedimentary rocks is well seen near Garni in the valley of Azat river in Armenia.

Morphologically the difference between the bulging and cambering is, that in the first case the covering beds near the thalweg ascend from their initial position under the influence of upward pressure of the underlying soft rocks while in the second case the stiff covering beds break by vertical fissures and descend successively from their initial position throwing back their upper parts.

Bulging and cambering are usually described as independent phenomena; they are genetically connected since they both are a manifestation of *compensating creep*, which is formed in erosional valleys with horizontal bedding, when the competent beds are underlaid by incompetent ones (Fig. 4). Due to erosion the unloaded bottom of the valley bulges upward and the fine folding develops in the incompetent layers. The sides of the valley undergo sinking accompanied by breaking of competent beds onto blocks, which incline and move towards the bottom of the valley. As a result, bulging is formed in the middle of the valley and cambering on the sides (Ter-Stepanian, 1966).

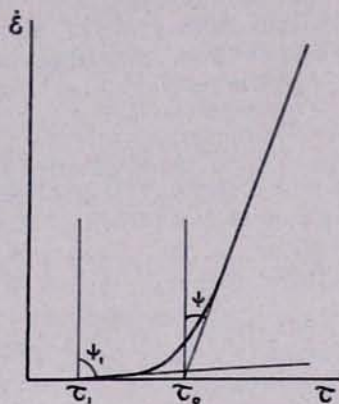
Depending on the rate of bottom erosion on the one hand and the relationship between the strength of competent and incompetent beds on the other, the prevailing significance acquires bulging or cambering; in consequence morphologically different manifestations of compensating creep are originated.

Obviously the varieties of secular depth creep of slopes are not exhausted by the types described and that it has no less geomorphological significance in highlands than the surface creep or solifluction, role of which was revealed in A. Penk's and W. Devis' works at the end of the last century.

Գ Ր Ա Ն Ա Ն ՈՒ Թ Յ ՈՒ Ն — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

- Ավետիսյան Ա. Ռ., 1967. Կավային լանդշեֆի երկարատև կայունություն, *Փամբակահայկյան պարունակներ*, Երևան, 1: 91—146.
- Տեր-Ստեփանյան Գ., 1965. Լանդշեֆի խորքային սողի տեսության դրույթներ, *ՀՀ ԳԱ Տեղեկագիր*, գիտ. երկրի մասին, 18(1): 47—59.
- Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А., 1947. Геологический очерк Олекмо-Токнинского района (Якутская АССР). Тр. Горн. геол. упр. Главсевморпути, М.—Л., 27.
- Белоусов А. К., 1939. Бокситы южного крыла Подмосковного бассейна, Тр. Всесоюз. Инст. минер. сырья. М.—Л., 4(151): 45—101.

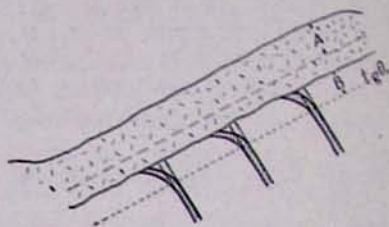
- Иванов Г. Б. и Тржицкий Ю. Б., 1963. Оползни. В сб. «Братское водохранилище. Инженерная геология территории». Изд. АН СССР, М., 130—144.
- Иванов А. У., 1967. Длительная устойчивость глинистых склонов (пер. Г. И. Тер-Степаняна). Проблемы геомеханики, Ереван, 1:91—146; (пер. Р. С. Зиянгирова), Сб. «Проблемы инж. геологии», Изд. «Мир», М., 4:142—176.
- Иванов Ж., 1960. Механика горных пород. ГИТИЛ по горному делу, М.
- Иванов У. Х., 1936. Учение об образовании осадков. Геоиздат, М.—Л.
- Иванов-Степанян Г. И., 1948. О влиянии формы и расположения частиц на процесс сдвига в грунтах. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1(2):167—185.
- Иванов-Степанян Г. И. 1961. О длительной устойчивости склонов. Изд. АН АрмССР, Ереван.
- Иванов-Степанян Г. И., 1964. О механизме загиба голов пластов. ДАН АрмССР, 38(2):93—99.
- Иванов-Степанян Г. И., 1967. Типы глубинной ползучести склонов в скальных породах. Доклады к I Международному конгрессу по механике скальных пород. Национ. ассоц. СССР по мех. грунтов и фундаментостр., М., 102—113.
- Иванов К., 1958. Механизм оползней. Сб. «Проблемы инж. геологии». Изд. ИЛ, М., 1:174—219.
- Ивановская А. Я., 1959. Геотехнические свойства первичных каолинов. Автореф. диссерт., Днепропетровск.
- Иванов С. С., 1947. О гравитационных (массовых) движениях горных пород в Тянь-Шане. Изв. Кирг. фил. АН СССР, Фрунзе, 6:85—96.
- Иванов E. B., Collet L. W. and Field R. M., 1928. Paleozoic submarine landslip near Quebec City. Journ. Geol., 36(7):577—614.
- Иванов T. C., 1913. Notes on the origin of certain Paleozoic sediments, illustrated by the Cambrian and Ordovician rocks of Center county, Pennsylvania. Journ. Geol., 21(3):232—250.
- Иванов Alb., 1883. Der alte Bergsturz von Flims (Graubünden Oberland). Jahrb. d. Schweizer. Alpenklubs., 18:295.
- Иванов Arn., 1908. Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Paläontol., 2:136—157.
- Иванов Hollingworth S. E., Taylor J. H. and Kellaway G. A., 1944. Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field, Geol. Soc. London, Quart. Journ., 100:1—44.
- Иванов Skempton A. W., 1964. Long-term stability of clay slopes. Géotechnique, 14(2):77—101.
- Иванов Talobre J., 1957. La mécanique des roches appliquée aux travaux publics. Paris, Dunod.
- Иванов 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. Eng., Cambridge, Mass., 2:112—116.
- Иванов Ter-Stepanian G., 1963. On the long-term stability of slopes, Norwegian Geotechnical Institute, Publication 52:1—14.
- Иванов Ter-Stepanian G., 1965. Über den Mechanismus des Hackenwerfens. Felsmech. und Ingenieurgeol. 3(2):43—49.
- Иванов Ter-Stepanian G., 1966. Types of depth creep of slopes in rock masses. Proc., First Congress, Intern. Soc. Rock Mech., Lisbon, 1966, 2:157—160.
- Иванов Terzaghi K., 1950. Mechanism of landslides. Geol. Soc. Am., Berkeley vol., 83—123.
- Иванов Twenhofel W. H. and coll., 1932. Treatise on sedimentation. 2 ed. Baltimore.
- Иванов Záruba Q., 1956. Deformace hornin vzniklé vytlačováním podloží; Rozpravy Československé akademie věd, řada MPV, ročník 66, sešit 15.
- Иванов Záruba Q., 1960. Plastische Verformung von Schichten in Tälern und ihre Bedeutung für die Gründung von Bauwerken. Zeitschr. f. angewandte Geologie, 9:425—428.
- Иванов Záruba Q. and Mencil V., 1961. Ingenieurgeologie. Akademie Verlag, Berlin, Prag.



Նկ. 1. Սողորի ε արագությունը, որը տեղի է ունենում τ շոշափող լարումների կիրառումից հետո, t ժամանակ անց: τ_0 —սահքի սահմանային լարում (ըստ Բինգեմի): $\tau_0(t) = \tan \psi$ —մածուցիկության գործակից: τ_1 —սողորի առաջին շեմ: $\tau_1(t) = \tan \psi_1$ —նախնական մածուցիկության գործակից, որը հատուկ է դարավոր սողորին:

Рис. 1. Скорость ползучести ε , достигнутая ко времени t после приложения касательных напряжений τ . τ_0 —пределное напряжение сдвигу (по Бингему); $\tau_0(t) = \tan \psi$ —коэффициент вязкости; τ_1 —первый порог ползучести; $\tau_1(t) = \tan \psi_1$ —первичный коэффициент вязкости, определяющий вековую ползучесть.

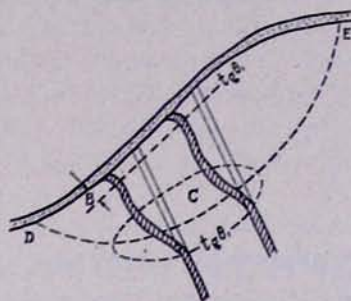
Fig. 1. Rate of creep ε attained at time t after the application of shear stress τ . τ_0 —shearing resistance of soil (after Bingham); $\tau_0(t) = \tan \psi$ —coefficient of viscosity; τ_1 —first threshold of creep; $\tau_1(t) = \tan \psi_1$ —primary coefficient of viscosity determining the secular creep.



Նկ. 2. Փահավեմ անկումով ծածկված շերտազուխների ծոման զարգացման սխեմա: A—սեզոնային փոփոխությունների գոտու խորություն: B—ծածկված շերտազուխների ծոման վայր: Նրա ներքևի սահմանը համապատասխանում է սահքի մոբիլիզացված դիմադրության $\tan \theta_1$ գործակցին: Խաթակ գծեր՝ շերտի նորմալ դիրքը (այն դեպքում, եթե տեղի չունենար դարավոր խորային սողորը): Դարավոր խորային սողորի հետևանքով ձևափոխված շերտազուխների դիրքը ստվերագծած է:

Рис. 2. Схема развития изгиба прикрытых голов крутопадающих пластов. A—глубина зоны сезонных изменений. B—область изгиба прикрытых голов пластов; ее нижняя граница соответствует коэффициенту мобилизованного сопротивления сдвигу $\tan \theta_1$. Тонкие линии—нормальное положение пласта (в случае отсутствия вековой глубинной ползучести). Заштриховано положение голов пластов, деформированных в результате вековой глубинной ползучести.

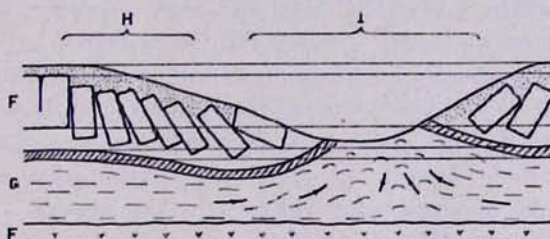
Fig. 2. Scheme of formation of the terminal bending of steeply dipping beds. A—depth of the zone of seasonal alterations; B—zone of terminal bending; its lower boundary corresponds to the coefficient of mobilized shear strength $\tan \theta_1$. Thin lines—normal position of beds (in the case if there would be no secular depth creep). Shaded is the position of upper edges of beds deformed due to the secular depth creep.



Նկ. 3. Դաճավեժ անկումով շերտերի S-ակերպ ձևման զարգացման սխեմա: C—շերտերի S-ակերպ ձևման վայր. DE—պոտենցիալ սահմանի մակերևույթ: Մնացած նշանները տե՛ս նկ. 2:

Рис. 3. Схема развития S-образного изгиба крутонадающих пластов. C—область S-образного изгиба пластов; DE—потенциальная поверхность скольжения. Остальные обозначения—см. рис. 2.

Fig. 3. Scheme of formation of S-like bending of steeply dipping beds. C—zone of S-like bending of beds; DE—potential surface of sliding. Other designations—see Fig. 2.



Նկ. 4. Կոմպենսցիոն խորհային սողի զարգացման սխեմա: F—կոմպետենտ շերտ. G—նշ կոմպետենտ շերտ. H—կրման գոտի, I—արտափրման գոտի: Մնացած նշանները տե՛ս նկ. 2:

Рис. 4. Схема развития компенсационной глубинной ползучести. F—компетентный слой, G—некомпетентный слой. H—зона выгибания, I—зона выпучивания. Остальные обозначения—см. рис. 2.

Fig. 4. Scheme of formation of compensating depth creep. F—competent bed; G—incompetent bed; H—zone of cambering; I—zone of bulging. Other designations—see Fig. 2.