

JÁN URBÁNEK

ZOSUNY V OBLASTI HORNEJ LEHOTY A SEDLIACKEJ DUBOVEJ,
ICH VYSVETLENIE A KONTROLA

Эта статья занимается оползнями которые возникли во время сильного дождя в области Горной Леготы (Орава). Целью статьи является объяснение этих оползней. Она опирается на нетрадиционную гипотезу. Предполагает что склоновый процесс и газ в закрытом пространстве две аналогические явления. После объяснения оползней из этой точки зрения статья предлагает способ как предупреждать оползни.

1. ÚVOD

1.1

V auguste roku 1970 bola na Orave v oblasti Hornej Lehoty a Sedliackej Dubovej prietrž. Táto bola doprevádzaná vznikom početných zosunov. Zosuny prerušili dopravu na železnici i ceste, čím zapríčinili hospodárske straty. Tento fakt bol impulzom pre vznik predkladanej štúdie.

1.2

Zosunom sa venovalo a venuje veľa pozornosti. Stále ich však nevieme účinne kontrolovať. Preto neustále vznikajú ďalšie hospodárske škody. Sme toho názoru, že neuspokojivá kontrola je bezprostredným dôsledkom nedostatočného pochopenia zosunov. Zdá sa, že zosunom ešte nerozumieme. Nevieme ich uspokojivo vysvetliť a jedine preto ich nevieme kontrolovať, nevieme sa vyhnúť ich negatívnym ekonomickým dôsledkom. Z tohto predpokladu vyplýva štruktúra našej štúdie. V prvej kapitole opíšeme študovanú oblasť. Sústredíme sa na priamo pozorovateľné fakty. V ďalších kapitolách sa pokúsime tieto fakty vysvetliť. V druhej kapitole sa budeme dívať na zosuny z tradičného hľadiska. Z nového, netradičného hľadiska sa pozrieme na zosuny v kapitole tretej. Vo štvrtej kapitole sa pokúsime zosuny vysvetliť. Ak zosuny vysvetlíme, môžeme sa pokúsiť o ich kontrolu. Tomuto problému je venovaná posledná kapitola.

1.3

Rád by som sa napokon poďakoval doc. Dr. E. Mazúrovi, DrSc. za pomoc a kritické poznámky pri práci na tejto štúdií.

2. OPIS ZOSUVNEJ OBLASTI

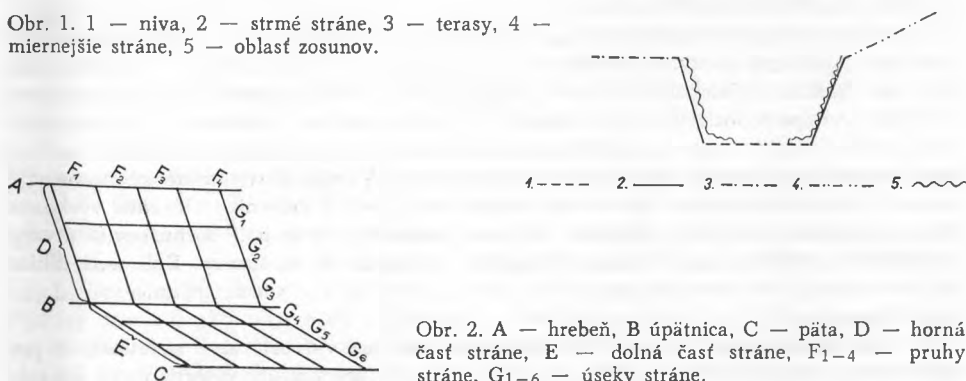
2.1

V oblasti Hornej Lehoty a Sedliackej Dubovej prechádza široká a plochá niva Oravy (obr. 1—1) do strmých strání (obr. 1—2). Tieto zasa prechádzajú do plochých povrchov terás (obr. 1—3) alebo do strání výrazne miernejších (obr. 1—4). Zosuny vznikli na oboch stranách doliny. Na ľavej i pravej strmej stráni. Zosunutý materiál pokrýval aj časť plochého územia na úpätiach týchto strání. Našu pozornosť sústredíme na tento priestor — priestor medzi hornou hranou stránie a spodným okrajom zosuvného splazu (obr. 1—5).

Túto časť územia budujú horniny bradlového pásma — pieskovce a sliene, púchovské vrstvy. Na stavbe územia sa podieľajú i neogénne hliny a kvartérne štrky.

Dnešná tvárnosť študovaného územia je výsledkom kvartérnych procesov. Dominujúcim procesom je tu akumulácia a erózia rieky Oravy. Výsledkom akumulácie sú pokrovy štrkov, nachádzajúce sa nad študovanými strániami (obr. 1). Po tomto období nasledovalo obdobie erózie. Spočiatku pravdepodobne erózie hĺbkovej, kedy Orava sa zarezala približne na dnešnú úroveň. Nasledovalo obdobie bočnej erózie Oravy, kedy sa začala formovať široká niva a strmé podfaté stránie na jej obvodě (obr. 1).

Obr. 1. 1 — niva, 2 — strmé stránie, 3 — terasy, 4 — miernejšie stránie, 5 — oblasť zosunov.



Obr. 2. A — hrebeň, B — úpätnica, C — päta, D — horná časť stránie, E — dolná časť stránie, F₁₋₄ — pruhy stránie, G₁₋₆ — úseky stránie.

2.2

Študované stránie si rozdelíme na časti, úseky a pruhy (obr. 2). V smere spádnic vyčleníme dve časti — hornú a dolnú časť stránie. Hranicou je tu úpätnica oddelujúca strmé stránie od ich pokračovania na plochom území nivy. Každá časť stránie sa skladá z úsekov (v ľubovoľnom počte). V smere vrstevnice vyčleníme pruhy stránie (opäť v ľubovoľnom počte).

2.3

Na strániach nachádzame zosunuté pruhy a pruhy zosunom nedotknuté. Územia zosunmi nedotknuté nazveme nezosuvnými pruhmi. Na územia, ktoré sa zosunuli, sa vzťahujú dva názvy. Dnes, teda po zosune, tu nachádzame iba zosun ako tvar, zosuvný proces tu už neprebíha. Tieto pruhy, t. j. pruhy stránie po zosune, nazveme pozosuv-

nými pruhmi. Na týchto pruhoch stráne prebiehal v období zosunu zosuvný proces. V tomto období to boli zosuvné pruhy. Dnes na stráňach nájdeme striedajúce sa nezosuvné a pozosuvné pruhy.

Horné časti nezosuvných pruhov stráne sú veľmi strmé. Miestami prechádzajú až do stien. Ich sklon sa pohybuje od 20 do 35°. Vysoké sú 20—50 m. Ich profil je priamy. Dolné časti týchto pruhov sú minimálne sklonené.

V hornej časti pozosuvných pruhov sa nachádzajú (vzhľadom na susedné nezosuvné pruhy) depresie. Depresie sú nehlboké, dosahujú hĺbky 0,5—1 m (miestami možno i viac). Ich hĺbka sa nemení ani v smere spádnicie ani v smere vrstovnice. Sklon je v podstate taký ako pri susedných nezosuvných pruhoch. Pozdĺžny profil je ako celok tiež priamy. Je tu však veľa drobných nerovností. V mnohých zosuvných depresiách tečú malé potôčky. Ich tok je na nepravidelnom povrchu depresií spetrovaný početnými nevelkými vodopádmi. V depresiách vychádza na povrch skalné podložie. Väčšina depresií sa tiahne od úpätnice až k hrebeňu. Zriedkavejšie sa vyskytujú depresie, ktoré zaberajú iba nižšie úseky pruhu. V najvyššej časti pruhu je územie zosunom nedotknuté. Zosuvná depresia začína až pod týmto územím a pokračuje až k úpätnici. Nájdú sa aj depresie, ktoré zaberajú iba stredné úseky hornej časti pruhu. Horné a dolné úseky sú zosunom neporušené. V smere vrstovnice je šírka zosuvných depresií rôzna. Zdá sa však, že tu existuje určitý limit. Môžeme ho odhadnúť na 20 m. Širšie depresie tu nie sú alebo len výnimočne. Zosuvné depresie sú širšie ako pruhy nezosunutého územia, ktoré sa nachádza medzi nimi.

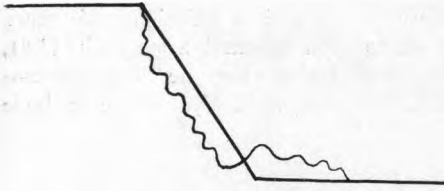
V dolnej časti pozosuvného pruhu nájdeme zosuvné splazy. Do týchto splazov prechádzajú spomínané zosuvné depresie. Tento prechod je väčšinou náhly. Viaz sa spravidla na úpätnicu. Niekoľko splazov začína vyššie, niekoľko metrov nad úpätnicu. V ojedinelých prípadoch depresia neprechádza bezprostredne do splazu ale medzi nimi sa nachádza oblasť zosunom neporušená. Zosuvný splaz predstavuje vzhľadom na susedné dolné časti nezosuvných pruhov vypuklý tvar. V tejto časti stráne sú nezosuvné pruhy v depresnej pozícii. Splazy sa nakopili na cestu a železnicu. V čase výskumu boli už odstránené. Z ich zvyškov sa dá však usudzovať, že to boli bochníkovité útvary bahňitého materiálu. Konce zosuvných splazov schádzali až do Oravy. Boli teda dlhšie ako šírka cesty. Ich mocnosť mohla byť väčšia ako 1 m a v smere spádnicie pravdepodobne klesala.

Po opise pozosuvných a nezosuvných pruhov môžeme vytvoriť vzor zosuvného i pozosuvného pruhu (obr. 3). Tento vzor okrem toho, že predstavuje zidealizovaný a zjednodušený prípad, najpresnejšie odpovedá najčastejšie sa vyskytujúcim typom pruhov. Od menej častých prípadov sa odlišuje viac. V ďalšom budeme výrazy nezosuvný a pozosuvný pruh vzťahovať iba na túto vzorovú situáciu.

2.4

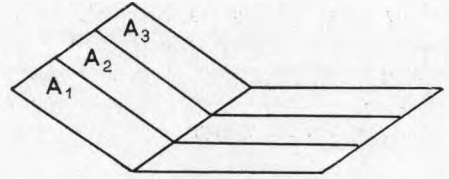
Teraz opíšeme stráň ako celok. Nezosuvné pruhy predstavujú zvyšky pôvodnej stráne. Keďže týchto pruhov je veľa a nie sú od seba vzdialené viac ako 20 m, ľahko môžeme skonštruovať tvar pôvodnej stráne. Túto stráň môžeme znázorniť — opäť zjednodušene a zidealizovane — dvoma rôzne sklonenými geometrickými plochami. Táto stráň sa skladá iba z nezosuvných pruhov (obr. 4).

Po vzniku a zániku zosunov sa stráň rozdelila na nezosuvné a pozosuvné pruhy. Tieto sa pravidelne striedajú. V hornej časti stráne sa striedajú chrbty nezosuvných pruhov so zosuvnými depresiami. V dolnej časti stráne sa striedajú vypuklé zosuvné splazy a v depresnej pozícii sa nachádzajúce nezosuvné pruhy (obr. 5).



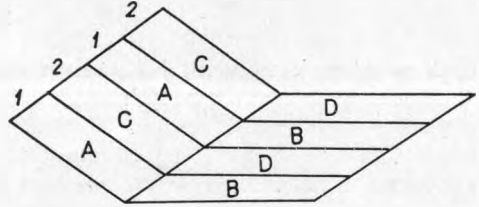
1. — 2. ~

Obr. 3. 1 — nezosuvný pruh, 2 — pozosuvný pruh.



Obr. 4. A₁₋₃ — nezosuvné pruhy.

Obr. 5. 1 — nezosuvný pruh, 2 — pozosuvný pruh, A — horná časť nezosuvného pruhu, B — dolná časť nezosuvného pruhu, C — horná časť pozosuvného pruhu, D — dolná časť pozosuvného pruhu.



2.5

Vyššie sme opísali študovanú oblasť tak ako sa javila pri bezprostrednom terénnom výskume. Pozorovať sme mohli iba terénne tvary. Jediným pozorovateľným procesom boli potôčky v zosuvných depresiách. Z terénnych tvarov môžeme však dedukovať procesy, ktoré prebiehali a ktoré budú prebiehať. Z morfológie pozosuvného pruhu možno usudzovať na samotný proces zosúvania. Môžeme usudzovať na charakter zosuvného pruhu, t. j. na charakter pruhu stráne počas zosuvného procesu. Z oblasti depresie bol materiál odnášaný. Tu prebiehal proces erózie. V oblasti splazu sa materiál akumuloval. Oblasť medzi depresiou a splazom je oblasťou transportačnou. Táto oblasť je spravidla redukovaná na územie v tesnej blízkosti úpätnice. Vyvrátené stromy v depresiách poukazujú na značnú eróziu v tejto oblasti. V oblasti splazu niet ani stopy po erózii. Cesta pod splazom ostáva neporušená. Zosúvajúcí sa materiál ju iba prikryl. Procesy erózie a akumulácie sú v priestore presne ohraničené. Niet priestoru, v ktorom by sa prelínali. Podobne sú tieto procesy ohraničené i v čase. Zosuvné tvary nie sú zložené, je to jednoduchá depresia jednoduchý splaz. Niet náznakov, že by proces nebol jednorázový, že by splaz či depresie boli výsledkom viacerých etáp akumulácie či erózie. Z tohto hľadiska možno študované zosuny klasifikovať ako zosuny bez kontroly (pozri 9). Z tvaru splazov možno usudzovať, že sa aspoň v dolnej časti pruhu pohyboval materiál značne premáčaný, bahnitý, t. j. plastický.

Počas prietžie ale ešte pred vznikom zosunov prebiehali na stráni pravdepodobne procesy pomerne neorganizovaného splachu a ronu. Pri vzniku zosunov tieto procesy prebiehali ďalej, ale iba na nezosuvných pruhoch. Po zániku zosunov sa situácia na stráni odlišuje od pôvodnej. Stráň sa skladá z chrbtov a depresií, ktoré už dnes pretekajú potôčky. Dá sa predpokladať, že zosuvné depresie sa premenia na dolinky oddelené chrbtami.

2.6

V tejto kapitole sme zhromaždili tie fakty, ktoré možno v teréne bezprostredne pozorovať alebo z nich jednoducho a s pomernou istotou odvodiť. Zo zložitej množiny

faktov sme vybrali iba niektoré. Vytvorili sme zjednodušené a zidealizované vzory pozosuvného a nezosuvného pruhu (2.3), vzor stráne pred zosunmi a po nich (2.4), ako aj vzor zosuvného procesu (2.5). Naše doterajšie úvahy vôbec neobsahovali moment vysvetlenia. O toto sa pokúsime v nasledujúcich kapitolách. Vysvetlenie sa bude vzťahovať iba na vzory.

3. TRADIČNÉ VYSVETLENIE

3.1

Dnes máme k dispozícii bohatú literatúru, ktorá sa zaoberá problematikou zosunov (bližšie pozri 7, 9). V mnohých prácach nájdeme zoznam činiteľov, o ktorých sa predpokladá, že ovplyvňujú zosuny. Je nápadné, že sa v tomto zozname vždy opakujú tri činitele, litologicko-štruktúrne vlastnosti hornín, morfológia územia a činitele klimatické, najmä zrážky. Na tieto činitele sme sa sústredili i pri opise študovanej oblasti. Teraz sa pokúsime vysvetliť zosuny v oblasti Hornej Lehoty a Sedliackej Dubovej pomocou týchto činiteľov.

3.2

Zosun sa tradične chápe ako proces mechanický. Pohyb hornín po stráni sa chápe ako mechanický pohyb, teda ako pohyb rešpektujúci zákony mechaniky (pozri 6, 8, 9). Z tohto hľadiska je kľúčovým vzťahom vzťah medzi mobilizačnými a stabilizačnými silami. Pohyb vzniká, keď sily mobilizačné sú väčšie ako sily stabilizačné. Sily mobilizačné reprezentuje gravitačná sila. Táto sila sa rozkladá na zložky v závislosti od sklonu stráne. Morfológia stráne ovplyvňuje teda gravitačnú silu. Sily pôsobiace ako stabilizačné — vnútorné trenie a konzistencia — sú závislé od litologicko-štruktúrnych vlastností hornín a od objemu vody, ktorý obsahujú.¹ Zosun, chápaný ako mechanický pohyb je teda závislý od morfológie stráne, od litologicko-štruktúrnych vlastností hornín a od klimatických činiteľov, menovite od zrážok. Môžeme to zapísať pomocou ekvivalencie:

$$(M > S) \leftrightarrow z$$

Ak mobilizačné sily (M) sú väčšie ako sily stabilizačné (S), potom vzniká zosun (z) a naopak, ak vzniká zosun, potom mobilizačné sily sú väčšie ako sily stabilizačné. Tento vzťah platí za určitých morfologických (m), litologických (n) a klimatických (o) podmienok, teda:

$$(m \& n \& o) \rightarrow (M > S) \leftrightarrow z,$$

z čoho vyplýva

$$(m \& n \& o) \rightarrow z.$$

Čítame: ak platia určité morfologické, litologické a klimatické podmienky, potom vzniká zosun. Tento výrok sa zhoduje s tradičným názorom na vznik zosunov. My sme k jeho obsahu nič nepridali. Vyjadrili sme ho však formou implikácie. Táto forma zaručuje hypotetický charakter výroku. Tento charakter tradičného názoru na zosuny ostával skrytý. Preto sme ho vyjadrili explicitne.

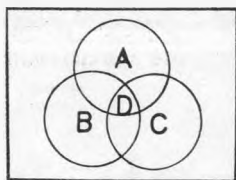
¹ Bližšie sa mechanika zosunu rozoberá v celom rade prác (ich zoznam pozri v 7, 9). Pre naše účely však stačí tento zjednodušený náčrt.

Opierajúc sa o tradičnú hypotézu by sme mohli zosuny v oblasti Hornej Lehoty a Sedliackej Dubovej vysvetliť asi takto: V tejto oblasti sa stretli priaznivé vplyvy morfológické, litologické a klimatické, a preto tu vznikli zosuny.

3.3

Overme si túto hypotézu v našej študovanej oblasti. Skúmame, či skutočne platí, že určité morfológické, litologické a klimatické podmienky podmieňujú vznik zosunov. Negatívne povedané skúmame, či v tejto oblasti nenastal prípad, že spomínané podmienky sú splnené, ale zosun nenastal.

Morfológické, litologické a klimatické faktory sa vzťahujú na určitý priestor. Tieto ich priestorové vplyvy môžeme vyjadriť pomocou tried (obr. 6). Symbolom A označíme triedu tých bodov, lokalít, (x) , ktoré majú vlastnosť P – t. j. určité morfológické vlastnosti. Symbolom B označíme triedu tých lokalít (x) , ktoré majú vlastnosť R – t. j. určité litologické vlastnosti. Symbolom C označíme triedu tých lokalít (x) , ktoré majú vlastnosť S – t. j. určitý objem zrážkovej vody. Symbolom D označíme triedu tých lokalít (x) , ktoré majú vlastnosť Z – t. j. zosúvajú sa. Podľa našej hypotézy je trieda D súčinom tried A, B, C , t. j. $D = A \cdot B \cdot C$.



$$D = A \cap B \cap C$$

Obr. 6.

Oblasť D by mala byť oblasťou zosunov. V študovanom území tejto oblasti odpovedajú už opísané stránne, charakterizované určitými morfológickými, litologickými a klimatickými vlastnosťami (kapitola 2). Tieto vlastnosti sú rovnaké pre celú študovanú oblasť. Napriek tomu zosuny vznikli iba v časti tejto oblasti. Vznikli iba v zosuvných pruhoch. V nezosuvných pruhoch, hoci podmienky sú tu rovnaké ako v zosuvných pruhoch, zosuny nevznikli.² Uvedený hypotetický výrok $(m \ \& \ n \ \& \ o) \rightarrow z$ platí iba pre zosuvné pruhy stránne. Na nezosuvné pruhy sa vzťahuje iný, tiež hypotetický výrok: $(m \ \& \ n \ \& \ o) \rightarrow \bar{z}$. Na celú oblasť D , t. j. na oblasť študovaných strání, sa vzťahujú oba tieto výroky. Pre túto oblasť platí

$$/(m \ \& \ n \ \& \ o) \rightarrow z/ \ \& \ / (m \ \& \ n \ \& \ o) \rightarrow \bar{z}/$$

čo je ekvivalentné

$$(m \ \& \ n \ \& \ o) \rightarrow (z \ \& \ \bar{z})$$

Na oblasť študovaných strání sa vzťahuje tento výrok, ktorý hovorí, že z morfológických, litologických a klimatických podmienok tejto oblasti vyplývajú zosuny práve tak ako nezosuny. Tento výrok je ako hypotéza bezcenný. Jeho konsekvent je kontradikciou. Implikácia potom platí iba za podmienky, že neplatí jej antecedent (že nie sú splnené dané morfológické, litologické a klimatické podmienky). Táto implikácia môže byť splnená iba triviálne.

Tradičná hypotéza, že zosuny ponímané ako mechanické pohyby, sú podmienené morfológickými, litologickými a klimatickými činiteľmi sa v oblasti Hornej Lehoty a Sedliackej Dubovej nepotvrdila.

² Pozosuvné a nezosuvné pruhy sa dnes t. j. po zosune odlišujú. Pred vznikom zosunov sa však nelíšili. Platili tu rovnaké podmienky.

Tradičnú hypotézu sme hodnotili z jedného aspektu. Overovali sme jej správnosť na konkrétnom území. Skúmali sme jej vzťah k predmetnej úrovni. Ostáva nám ešte určiť jej vzťah k úrovni teoretickej, t. j. jej teoretické oprávnenie. Všimnime si k čomu referujú jej symboly. Všetky sa vzťahujú k javom, ktoré sú v teréne priamo pozorovateľné. Nenájdeme v nej žiaden teoretický pojem. Mohli by sme ju označiť za empirickú hypotézu, za hypotézu, ktorá nie je podopretá teóriou (4).

Tu ešte poukážeme na jeden formálny nedostatok tejto hypotézy. Symboly m , n , o , vieme nahradiť presnými pojmami — geometriou, druhom horniny, objemom vody. Symbol z vieme nahradiť iba pojmom, ktorý je veľmi hmlistý, nejasný. V bohatej literatúre o zosunoch nenájdeme pojem zosunu, nenájdeme jeho klasifikáciu.³ Výrok ($m \& n \& o$) $\rightarrow z$ je výrazne nekonzistentný.

Ostáva nám zhrnúť naše úvahy. Tradičná hypotéza predpokladajúca, že morfológické, litologické a klimatické podmienky určujú vznik zosunov, sa neopiera o teóriu. Je to empirická hypotéza, ktorá však nebola potvrdená v študovanej oblasti ani na konkrétnych zosunoch. Pomocou tejto hypotézy nemožno teda zosuny vysvetľovať.

4. NETRADIČNÉ HLADISKO

Predchádzajúca hypotéza referovala iba k empirickej úrovni. Výrazy v nej obsiahnuté sa vzťahovali iba na priamo pozorovateľné fakty. Neopierala sa o žiadnu teóriu. Študovaný jav iba nedostatočne vysvetľovala. Pokúsime sa odstrániť tieto nedostatky. Pokúsime sa formulovať hypotézu, ktorá by referovala k niektorej teórii a ktorá by tak vysvetľovala študovaný jav.

Čo nám môže poskytnúť geomorfológia? Je to niekoľko teórií o stráni. O tieto sa však v prípade zosunov nemôžeme opierať. Ďalej sú to početné štúdie, v ktorých je však teoretická zložka nepatrná (podrobnejšie rozoberáme túto problematiku v našej staršej štúdií, 9). Z týchto dôvodov nemôžeme sa pri formulovaní našej hypotézy opierať o geomorfologickú tradíciu.

Hľadanú hypotézu vytvoríme pomocou analógie. Budeme predpokladať, že medzi ideálnym plynom v uzavretom priestore a stráňou je analógia. To ďalej znamená, že medzi termodynamikou a geomorfológiou platí vzťah podobnosti, presnejšie, že príslušné dve teórie sú spojené vzťahom štruktúrálnej podobnosti. Termodynamika, ako známejšia teória bude modelom⁴ pre menej známu geomorfologickú teóriu.

O túto analógiu sme sa opierali už v našej staršej práci (9). Ak táto analógia platí, potom zosun môžeme definovať ako autonómny systém (4.2). Našu hypotézu môžeme zapísať:

$$A(T, G) \rightarrow / (N \leftrightarrow S) \rightarrow (a \leftrightarrow z) /$$

A — vzťah analógie; T — termodynamická teória; G — geomorfologická teória; N —

³ Odstrániť tento nedostatok sme sa pokúšali v starších štúdiách (7, 8, 9).

⁴ Výraz model budeme používať iba v tomto zmysle (bližšie pozri 3).

nádoba s plynom; S — stráň; a — autonómny systém; z — zosun. Čítame: Ak termodynamika je modelom pre geomorfológiu, potom je stráň ekvivalentná nádobe s plynom a potom je zosun ekvivalentný autonómnemu systému.

4.2

Najskôr si stručne charakterizujeme náš model (bližšie pozri 5). V uzavretom priestore sa pohybujú molekuly ideálneho plynu podľa princípov Newtonovej mechaniky. Každá molekula má určitú pozíciu v tomto priestore a určitú rýchlosť. Je charakterizovaná 6 veličinami. Určením pozície a rýchlosti molekuly je určený jej mikrostav. Molekuly sa pohybujú, vymieňajú si miesto i rýchlosť. Ich mikrostav sa menia. Od tohto mikroskopického hľadiska sa odlišuje hľadisko makroskopické. „Z makroskopického hľadiska je dôležité, či na jednom konci nádoby sa nachádza alebo nenachádza viac rýchlych molekúl ako na druhom konci, takže jeden koniec je teplejší alebo rovnako teplý ako druhý koniec. Inými slovami: makrostav závisí od toho, koľko molekúl sa nachádza na určitom mieste v nádobe v porovnaní s počtom molekúl na inom mieste a závisí tiež od ich vzájomných rýchlostí“ (5).

Každý mikrostav je rovnako pradedpodobný. Ten istý makrostav môže byť reprezentovaný rôznymi mikrostavmi. Makrostavu, ktorý predstavuje stav vysokej entropie, odpovedá najviac mikrostavov. Stav vysokej entropie je tak najpravdepodobnejším stavom. Makrostavu, ktorý predstavuje stav nízkej entropie, odpovedá menej mikrostavov. Z toho vyplýva, že hoci entropia je najpravdepodobnejším stavom, môžu sa vyskytovať i stavy iné, ktoré sú rovnako časté, no trvajú kratšie ako stav s vysokou entropiou. Konkrétne systémy nás však presvedčujú, že rast entropie je častejší ako jej pokles. Na druhej strane je veľa systémov, ktoré ani zďaleka nie sú v stave maximálnej entropie, no ktoré sa k tomuto stavu vyvíjajú. Ako vznikajú takéto systémy, keď vývoj systémov smeruje vždy k entropii? A. Grünbaum (5) hovorí o procese vetvenia sa systémov, resp. o systémoch vetviacich sa (branching systems). Zo systému sa vyčlení izolovaný subsystém. Jeho entropia nie je maximálna, no časom rastie. Neskôr sa znova včlení do nadradeného systému. Mohli by sme tento proces označiť ako proces otvárania a zatvárania sa systému „...ostáva quasi zatvorený v rámci určitého limitovaného časového úseku a potom splýva opäť so širším systémom, z ktorého bol vyčlenený“ (5).

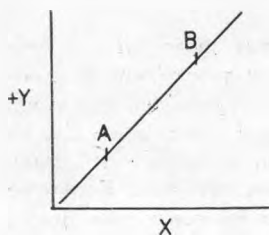
4.3

Náš model je načrtnutý schématicky. Táto jednoduchosť modelu má však svoje opodstatnenie. Ideálny plyn v uzavretom priestore nás nezaujíma z hľadiska fyzikálneho — teda z hľadiska, z ktorého by sa dalo nášmu modelu kde čo vytknúť. Zaujíma nás z hľadiska filozoficko-metodologického. Zaujíma nás, do akej miery možno známejší jav — ideálny plyn — použiť pri vysvetľovaní menej známeho, na prvý pohľad veľmi vzdialeného javu — zosunov. Keďže ide v našej štúdiu o prvý pokus nájsť kontakt medzi stráňovými javmi a termodynamikou, používame zjednodušené pojmy (porov. 2.3, 2.4, 2.5).

V ďalšom budeme pomocou načrtnutého modelu charakterizovať stráň a jej časti. Prvým bude nezosuvný pruh stráne. Predpokladajme, že na každý úsek pruhu padne v čase dažďa rovnaký objem vody. Na najvyššom úseku sa potom v danom časovom intervale pohybuje jedna objemová jednotka vody. V tom istom intervale sa na nižšom úseku budú pohybovať dve objemové jednotky vody. Jedna pochádza zo zrážok, druhá

z vyššieho úseku. Všeobecne: na n -tom úseku sa pohybuje n objemových jednotiek vody.

Mikrostavy tu predstavujú jednotlivé úseky pruhu, charakterizované počtom objemových jednotiek, pohybujúcich sa v danom úseku v danom časovom intervale. Makrostav pruhu je určený organizáciou takto charakterizovaných mikrostavov. Na najvyššom úseku sa pohybuje jedna jednotka, na n -tom úseku sa pohybuje n jednotiek. Vyšší úsek je menej dynamicky aktívny ako úsek nižší. Makrostav nezosuvného pruhu je analogický stavu, v ktorom sa na jednom konci nádoby nachádza viac molekúl ako na konci druhom. Odpovedá stavu, v ktorom je jeden koniec teplejší ako druhý, stavu, ktorý je vzdialený stavu maximálnej entropie, stavu, v ktorom existuje určitý teplotný gradient. Teplejšiemu koncu nádoby odpovedá úsek, na ktorom sa pohybuje viac materiálu — dolný úsek. Tento úsek budeme nazývať dynamicky aktívnejším úsekom. Chladnejšiemu koncu nádoby odpovedá úsek, na ktorom sa pohybuje menej materiálu — úsek horný. Tento nazveme dynamicky menej aktívnym úsekom. Makrostav nezosuvného pruhu charakterizovaný existenciou dvoch rôzne dynamicky aktívnych úsekov



Obr. 7. x úseky nezosuvného pruhu, y — objemové jednotky, A — stredná dynamická aktivita hornej časti nezosuvného pruhu, B — stredná dynamická aktivita dolnej časti nezosuvného pruhu.

odpovedá stavu vzdialenému od stavu maximálnej entropie. My nahradíme výraz entropia výrazom dynamická rovnováha, ktorý lepšie odpovedá pomerom na stráni (5.3). Teplotnému gradientu odpovedá dynamický gradient, reprezentovaný rozdielom v dynamickej aktivite úsekov. Tento smeruje od dynamicky aktívnejšieho úseku k úseku menej aktívnemu.

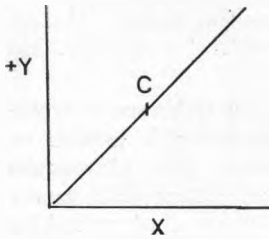
Pruh stránne vieme teda charakterizovať z hľadiska relatívnej dynamickej aktivity jeho úsekov. Môžeme ho však charakterizovať i z hľadiska absolútnych hodnôt. Úsek, v ktorom sa nepohybuje žiadny materiál, označíme číslom 0. Kladnými hodnotami označíme úseky, v ktorých sa dostáva do pohybu pôvodne stabilný materiál (úseky erodované). Zápornými hodnotami označíme úseky, v ktorých sa zastavuje materiál, pôvodne sa pohybujúci (úseky, v ktorých prebieha proces akumulácie).

Pri takomto označovaní sa nachádza každý úsek nezosuvného pruhu v oblasti hodnôt kladných. Jeho makrostav môžeme znázorniť graficky (obr. 7). Nezosuvný pruh je vzdialený stavu dynamickej rovnováhy. Jeho dolný úsek je aktívnejší. Dynamický gradient smeruje od päty pruhu k jeho hrebeňu.

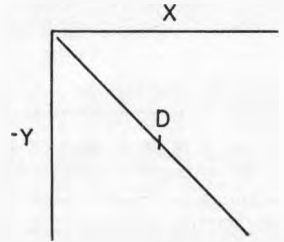
Nezosuvný pruh by bol v stave dynamickej rovnováhy, keby sa na každom úseku pohyboval rovnaký objem materiálu. Za podmienky, že zrážky sú nad celou stráňou rovnomerné, že zrážková voda padá na stráň a tečie po nej, je tento stav vylúčený. S rastúcou intenzitou zrážok sa nezosuvný pruh vzdaluje od stavu dynamickej rovnováhy. Do tohto stavu sa dostane iba ak intenzita zrážok sa rovná nule. V tomto prípade budú všetky úseky pruhu rovnako dynamicky aktívne — ich aktivita bude nulová.

Teraz venujme pozornosť zosuvnému pruhu stráně. Aj mikrostavy tohto pruhu sú určené objemom pohybujúceho sa materiálu v jednotlivých jeho úsekoch za daný časový interval. Makrostav je opäť daný organizáciou, rozmiestnením mikrostavov. Všimnime si teraz túto organizáciu.

V hornej časti pruhu v oblasti depresie prebieha proces erózie. Pôvodne stabilný materiál sa dostáva do pohybu. Tvar depresie (2.3) svedčí o tom, že na každom úseku sa uvoľnil rovnaký objem materiálu. Materiál, ktorý sa uvoľnil na vyššom úseku, prešiel cez všetky nižšie úseky. Nikde sa neakumuloval. Situácia je tu obdobná ako pri nezosuvnom pruhu.⁵ Z každého úseku sa uvoľní v danom intervale jedna objemová jednotka horninového materiálu. V najvyššom úseku sa pohybuje jedna jednotka, v n -tom úseku n jednotiek (obr. 8). Každý úsek sa nachádza v oblasti kladných hodnôt (4.3). Erózna oblasť zosunu sa nenachádza v stave dynamickej rovnováhy. Má dynamicky aktívnejší dolný koniec. Gradient ide od päty k hrebeňu.



Obr. 8. x — úseky hornej časti zosuvného pruhu, y — objemové jednotky, C — stredná dynamickej aktivity hornej časti zosuvného pruhu.

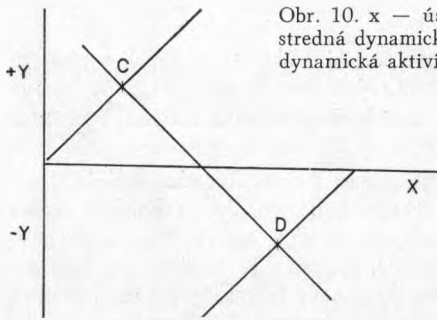


Obr. 9. x — úseky dolnej časti zosuvného pruhu, y — objemové jednotky, D — stredná dynamickej aktivity dolnej časti zosuvného pruhu.

V dolnej časti zosuvného pruhu, v oblasti splazu, prebieha proces akumulácie. Tu sa žiadny materiál nedostáva do pohybu ale naopak. Pôvodne pohybujúci sa materiál sa tu zastavuje. Z tvaru splazu (2.3, 2.5) možno usudzovať, že najviac materiálu sa zastavilo v najvyššom úseku tejto časti zosuvného pruhu (obr. 9). Na najvyššom úseku sa zastaví najviac materiálu. Tento úsek je najmenej aktívny. Na najnižšom úseku sa zastaví najmenej materiálu, preto je najaktívnejším úsekom. Oba úseky sa však nachádzajú v oblasti negatívnych hodnôt (4.3). Akumulačná oblasť zosunu je vzdialená stavu dynamickej rovnováhy. Aktívnejší je opäť dolný koniec. Gradient ide od päty k hrebeňu.

Erózna a akumulačná oblasť zosuvného pruhu sa neodlišujú priebehom gradientu. Neodlišujú sa ani jeho veľkosťou, lebo celý objem materiálu uvoľneného v erózne časti, sa usadil v časti akumuláčnej. Erózna oblasť sa však nachádza v oblasti kladných hodnôt. Oblasť akumuláčnej leží v oblasti záporných hodnôt. Budeme teraz abstrahovať

⁵ Mikrostavy zosuvného a nezosuvného pruhu nemusia byť rovnaké. Makrostav je však rovnaký.



Obr. 10. x — úseky zosuvného pruhu, y — objemové jednotky, C — stredná dynamická aktivita hornej časti zosuvného pruhu, D — stredná dynamická aktivita dolnej časti zosuvného pruhu.

od detailnej štruktúry eróznej a akumuláčnej oblasti. Každú z nich budeme ponímať ako neštrukturovaný celok reprezentovaný strednou dynamickou aktivitou, ktorej odpovedá hodnota C , resp. D . Makrostav zosunu je potom charakterizovaný spojnicou týchto stredných hodnôt (obr. 10). Stredná hodnota eróznej oblasti je vyššia ako stredná hodnota oblasti akumuláčnej. Tieto hodnoty sú označené rovnakým číslom. Odlíšujú sa iba znamienkom. Zosuvný pruh sa nenachádza v stave dynamickej rovnováhy. Má aktívnejší horný koniec. Gradient smeruje od hrebeňa k päte.

Teraz môžeme porovnávať zosuvný a nezosuvný pruh. Gradienty týchto pruhov prebiehajú naopak. Ostáva nám ešte porovnať veľkosti týchto dynamických gradientov. Toto môžeme urobiť iba za predpokladu, že zosuvný a nezosuvný pruh sú rovnako veľké, že sa vzťahujú na rovnaký priestor. Vychádzajúc z grafov, môžeme určiť vzťahy $A < B$, $C > D$. Veličiny C a D sú symetrické podľa osi x . Sú označené rovnakým číslom, iba znamienka majú opačné. V nezosuvnom pruhu sa pohybuje iba zrážková voda. V zosuvnom pruhu sa pohybuje premáčaná zemina, teda zrážková voda a zemina. V zosuvnom pruhu sa pohybuje viac materiálu ako v pruhu nezosuvnom. Veličiny C a D sa preto označia vyššími číslami ako veličiny A a B . Keďže veličina C je označená kladným a veličina B záporným číslom, potom platí vzťah: $D < A < B < C$. Z tohto vzťahu vyplýva, že rozdiel medzi C a D je väčší ako rozdiel medzi A a B , t. j., že dynamický gradient zosuvného pruhu je väčší ako dynamický gradient nezosuvného pruhu. Zosuvný pruh je viac vzdialený od stavu dynamickej rovnováhy.

4.5

Ostáva nám zhodnotiť situáciu v pozosuvnom pruhu. V tomto pruhu sa už zemina nepohybuje. Zrážková voda sa nepohybuje tak plynule ako v pruhu nezosuvnom. Pozosuvný pruh má veľa nerovností, puklín. Zrážková voda vniká do puklín alebo sa hromadí v bezodtokých depresiách. V každom prípade jej pohyb nie je tak organizovaný ako v nezosuvnom pruhu, skôr by sme mohli povedať, že je neorganizovaný, chaotický. Dynamická aktivita jednotlivých úsekov tohto pruhu nebude sa pravidelne meniť v jednom smere. Dynamicky rôzne aktívne úseky sú skôr nepravidelne rozmiestnené. Pozosuvný pruh sa nachádza v stave, ktorý je blízky stavu dynamickej rovnováhy.

4.6

Prebrali sme situáciu jednotlivých pruhov. Teraz obrátíme pozornosť na stráň ako celok. Mikrostavmi z hľadiska stráne sú jednotlivé jej pruhy. Tieto sú určené smerom

a veľkosťou gradientu tak, ako sme to uviedli vyššie (4.3 a 4.4). Makrostav stráne je určený organizáciou, rozmiestením týchto mikrostavov.

Stráň sa skladá z množiny pruhov. Predpokladajme, že sa v tejto množine nachádzajú pruhy nezosuvné a zosuvné. Ak sa striedajú na stráni pruhy zosuvné a nezosuvné, potom sa striedavo mení i smer gradientu (4.3, 4.4). Ak chceme určiť makrostav stráne, musíme poznať ešte veľkosť týchto striedajúcich sa gradientov, presnejšie povedané, musíme poznať ich relatívne veľkosť, musíme ich spojiť vzťahom „byť väčší“.

Gradienty nezosuvných pruhov označíme symbolom g_1 . Gradienty zosuvných pruhov označíme písmenom g_2 . Tieto môžu byť spojené dvoma základnými vzťahmi $g_1 = g_2$ alebo $g_1 \neq g_2$. Ak sa striedajú nezosuvné pruhy so zosuvnými, potom horná časť stráne je charakterizovaná striedaním sa veličín A a C (pozri 4.3, 4.4). Túto časť stráne možno charakterizovať dynamickou aktivitou, ktorej odpovedá stredná hodnota medzi hodnotami A a C . Označíme ju symbolom E . Dolnú časť stráne charakterizujú striedajúce sa hodnoty B a D . Strednej dynamickej aktivite tejto časti stráne odpovedá stredná hodnota medzi hodnotami B a D . Označíme ju písmenom F . Makrostav stráne je potom určený vzťahom medzi veličinami E a F .

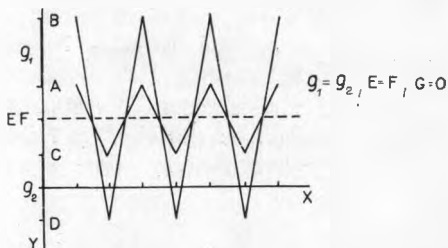
Uvažujme prvý prípad, t. j., že platí vzťah $g_1 = g_2$. Znázorníme si ho graficky (obr. 11). Dynamický gradient g_1 je znázornený úsečkou AB . Úsečka CD znázorňuje dynamický gradient g_2 . Strednú dynamickú aktivitu hornej časti stráne znázorňuje bod E , vzhľadom na ktorý sú body A a C symetrické. Bod F , podľa ktorého sú symetrické body B a D odpovedá strednej dynamickej aktivite dolnej časti stráne. Ak úseky AB a CD sú rovnako veľké, potom body A a C sú vždy symetrické vzhľadom na ten istý bod ako body B a D a bod E je totožný s bodom F .

Ak platí, že gradienty nezosuvného a zosuvného pruhu sú rovnako veľké, potom stráň zložená z množiny týchto pruhov nemá žiadny dynamický gradient. Horná i dolná časť stráne je rovnako dynamicky aktívna. Stráň je v stave dynamickej rovnováhy.

Ostáva nám ešte zvážiť prípad, keď platí vzťah $g_1 \neq g_2$. Tento obsahuje v sebe dve možnosti $g_1 > g_2$ a $g_1 < g_2$. Opäť znázorníme tieto stavy graficky (obr. 12, 13). Ak platí vzťah $g_1 > g_2$, potom platí aj vzťah $F > E$, a ak platí $g_1 < g_2$, potom platí $F < E$, t. j. $\|g_1 > g_2\| \rightarrow \|F > E\|$ a $\|g_1 < g_2\| \rightarrow \|F < E\|$. Alebo všeobecnejšie: ak platí vzťah $g_1 \neq g_2$, potom platí $F \neq E$, t. j. $\|g_1 \neq g_2\| \rightarrow \|F \neq E\|$.

Ak sú gradienty nezosuvných a zosuvných pruhov rôzne veľké, potom má stráň dva rôzne dynamicky aktívne konce. Za tejto podmienky je stráň charakterizovaná určitým teplotným gradientom. Je vzdialená od stavu dynamickej rovnováhy.

Porovnajme gradient stráne ako celku s gradientami jej jednotlivých pruhov. Gradient stráne má ten istý smer ako väčší čiastkový gradient. Inými slovami, ak je



Obr. 11. x — pruhy stráne, y — objemové jednotky, A — stredná dynamická aktivita hornej časti nezosuvného pruhu, B — stredná dynamická aktivita dolnej časti nezosuvného pruhu, C — stredná dynamická aktivita hornej časti zosuvného pruhu, D — stredná dynamická aktivita dolnej časti zosuvného pruhu, E — stredná dynamická aktivita hornej časti stráne, F — stredná dynamická aktivita dolnej časti stráne, g_1 — dynamický gradient nezosuvného pruhu, g_2 — dynamický gradient zosuvného pruhu, G — dynamický gradient stráne.

gradient nezosuvného pruhu väčší (menší) ako gradient zosuvného pruhu, potom gradient stráne má ten istý smer ako gradient nezosuvného (zosuvného) pruhu. Môžeme porovnať i veľkosti gradientov. Gradienty opačných smerov sa navzájom kompenzujú. Treba vari ešte poznamenať, že v podmienke $g_1 \geq g_2$ je obsiahnutý i prípad, že g_1 alebo g_2 sa rovná nule. Je to prípad, v ktorom sa stráň skladá iba zo zosuvných alebo iba z nezosuvných pruhov.

4.7

Uvažovali sme tri základné varianty $g_1 = g_2$, $g_1 > g_2$, $g_1 < g_2$. Každý odpovedá určitý makrostav stráne. Týmto makrostavom odpovedá však i určitá priestorová štruktúra stráne, určitý priestorový vzťah medzi zosuvnými a nezosuvnými pruhmi. Opierajúc sa o predchádzajúce úvahy (4.4) môžeme povedať, že gradienty nezosuvného a zosuvného pruhu sú rovnaké iba vtedy, ak zosuvný pruh zaberá menší priestor ako pruh nezosuvný. Stráň môže byť v stave dynamickej rovnováhy iba vtedy, ak zosuvné pruhy zaberajú menšiu časť jej priestoru, ako pruhy nezosuvné. Ak je stráň v stave dynamickej rovnováhy, potom zosuvné pruhy majú určitú veľkosť, túto veľkosť nazveme optimálnou.

Ak zosuvné pruhy nie sú optimálne veľké, potom stráň nie je v stave dynamickej rovnováhy. Ak zosuvné pruhy nedosiahnu optimálnu veľkosť, potom platí $g_1 > g_2$. Ak túto veľkosť prekročia, potom platí $g_1 < g_2$. Situáciu, ktorá vznikne za týchto podmienok, už poznáme (4.6).

4.8

Načrtnuté tri priestorové štruktúry sa pokúsime spojiť vzťahom následnosti. Môžeme ich spojiť rôznym spôsobom, môžeme vytvoriť niekoľko rôznych radov. Všetky tieto sledy predstavujú z hľadiska zosuvných pruhov jednoduchý rast — ich veľkosť sa mení. Na rast zosuvných pruhov môžeme aplikovať všeobecné zákony rastu. Jedným z nich je, že „... každá z empirických rastových kriviek vykazuje spoločný „oblúkovitý“ tvar, absolútny rast je spočiatku malý, neskôr dosahuje maximum a potom klesá, prípadne až k nule“ (2). Opierajúc sa o tento zákon môžeme pripustiť iba jediný sled priestorových štruktúr. Ako prvý vznikne stav, v ktorom zosuny nedosahujú optimálnu veľkosť ($g_1 > g_2$). V ďalšej etape túto veľkosť dosiahnu ($g_1 = g_2$). V nasledujúcej etape ju prekročia ($g_1 < g_2$). Tu je vrchol rastovej krivky. Za ním už nasleduje negatívny rast. V prvej etape tohto rastu zosuny opäť dosiahnu optimálnu veľkosť. V ďalšej etape ich veľkosť klesne pod optimum. Napokon môžu až zaniknúť, t. j. zmeniť sa na pozosuvné pruhy stráne.

Načrtnutá rastová krivka obsahuje všetky možné etapy. V nej sú však obsiahnuté i jednoduchšie prípady, krivky, ktoré dosiahnu vrchol pred, alebo súčasne s dosiahnutím optimálnej veľkosti, krivky, ktoré nedosiahnu nulový bod.

5. VYSVETLENIE

5.1

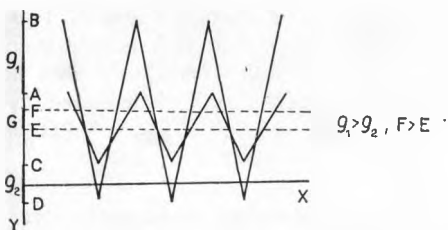
V predchádzajúcej kapitole sme prebrali všetky stavy, ktoré vznikli na študovaných stráňach. Tieto stavy sme zoradili do sledu, takže môžeme zrekonštruovať vývoj stráne.

V tejto kapitole sa pokúsime opísať tento vývoj. Neopíšeme ho však ako sled priamo pozorovateľných javov, ale ako sled javov interpretovaných pomocou našej hypotézy.

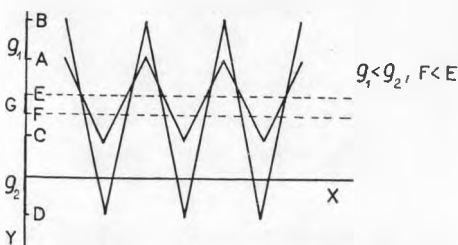
5.2

Zosuny môžeme vysvetľovať z dvoch hľadísk, z užšieho hľadiska, z hľadiska samotného zosunu, z hľadiska zosuvného pruhu a z hľadiska širšieho, z hľadiska stráne ako celku. Začneme užším hľadiskom. Z hľadiska pruhu stráne znamená vznik zosunu, t. j. zmena nezosuvného pruhu na pruh zosuvný, ďalšie vychýlenie sa zo stavu dynamickej rovnováhy (4.4). Toto vychýlenie je doprevádzané inverziou dynamického gradientu (4.4). Zánik zosunu — zmena zosuvného pruhu na pozosuvný pruh — znamená priblíženie sa stavu dynamickej rovnováhy.

Tento proces je ťažko pochopiteľný. Vývoj pruhu by nemal smerovať od stavu dynamickej rovnováhy. Z úzkeho hľadiska pruhu je ťažko vysvetliť vzdalovanie sa pruhu od tohto rovnovážneho stavu. Rovnako ťažko je objasniť zmysel inverzie gradientu. Z hľadiska pruhu stráne zosuny teda ťažko vysvetlíme.



Obr. 12. Vysvetlivky pozri pri obr. 11.

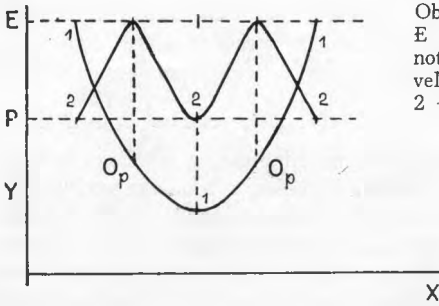


Obr. 13. Vysvetlivky pozri pri obr. 11.

5.3

Všimneme si teraz stráň ako celok. Pred vznikom zosunov a pred začiatkom prietrže bola stráň iba málo vzdialená stavu dynamickej rovnováhy. Počas zrážok sa vzdalovala od tohto stavu, a to úmerne s intenzitou zrážok. Výrazný dynamický gradient smeroval od päty stráne k hrebeňu (4.3). Keď sa stráň vzdialila od rovnovážneho stavu na určitú — bližšie ešte neurčitelnú — prahovú hodnotu, začali sa z jednotnej stráne vyčleňovať pomerne samostatné časti — zosuny. Tieto sú výrazne vzdialené stavu dynamickej rovnováhy a sú charakterizované veľmi výrazným dynamickým gradientom, ktorý prebieha od hrebeňa k päte, teda opačne ako na pôvodnej stráni. Vznikom týchto častí sa stráň priblížila stavu dynamickej rovnováhy, lebo opačne prebiehajúce gradienty sa navzájom kompenzujú. V momente keď zosuvné pruhy dosiahli optimálnu veľkosť, bola táto kompenzácia úplná, stráň sa nachádzala v stave dynamickej rovnováhy (4.6). V tomto stave sa nachádzala stráň v čase prietrže, v čase, keď po stráni stekali prúdy vody a jej časti sa zosúvali. Zdalo sa nám nevhodné hovoriť o zosúvacej sa stráni ako o stráni v stave maximálnej entropie. Nahradili sme tento termín výrazom dynamická rovnováha, ktorý lepšie vystihuje situáciu na stráni.

V študovanej oblasti zosuny prekročili optimálnu veľkosť (2.3, 4.7). V tejto etape sa stráň začala vzdalovať od rovnovážneho stavu, vznikol tu dynamický gradient, ktorý prebiehal od hrebeňa k päte, teda tak ako prebieha pri jednotlivých zosuvných pru-



Obr. 14. x — čas, y — miera dynamickej rovnováhy, E — úplná dynamická rovnováha, P — prahová hodnota, O_p — bod, v ktorom zosuny dosahujú optimálnu veľkosť, 1 — dynamická rovnováha zosuvného pruhu, 2 — dynamická rovnováha stráne.

hoch (4.4, 4.6). Keď sa stráň vzdialila od stavu dynamickej rovnováhy na určitú prahovú vzdialenosť — reprezentovanú na predmetnej úrovni limitom zosuvných pruhov (2.3) — začala sa stráň opäť diferencovať. Zosuny zanikli a na ich mieste vznikali pozosuvné pruhy, zosuny ako tvary (2.3). Tieto pruhy nemajú výrazný teplotný gradient (4.5). Môžeme preto predpokladať, že ich vznikom sa stráň priblížila k stavu dynamickej rovnováhy.

Zosun sa zo systému stráne vyčleňuje ako quasi samostatný čiastkový systém. Tento systém sa spočiatku vzdaluje od stavu dynamickej rovnováhy, potom sa k tomuto stavu vracia. Vzdalovanie sa i opätovné vracanie sa zosuvného pruhu majú vzhľadom na nadradený systém, stráň, rovnakú funkciu. Udržujú stráň v stave blízkom stavu dynamickej rovnováhy alebo presnejšie povedané zabraňujú, aby sa stráň vzdialila od tohto stavu, aby sa vychýlila viac ako po určitú prahovú hodnotu (obr. 14).

Stráň sa udržuje v stave dynamickej rovnováhy, resp. v jeho blízkosti tak, že vyčleňuje quasi samostatné čiastkové systémy. Tieto sú značne vzdialené od stavu dynamickej rovnováhy a majú výrazný gradient, ktorý prebieha opačne ako gradient pôvodný. Vzdialenie sa čiastkového systému od rovnovážneho stavu znamená z hľadiska nadradeného systému priblíženie sa k stavu dynamickej rovnováhy.

5.4

Funkciu zosunu sme vysvetlili. Tento sa približuje a vzdaluje od rovnovážneho stavu preto, aby sa nadradený systém stráň priblížil k stavu dynamickej rovnováhy. Tu sa nám natíska otázka, prečo sa stráň vychýljuje zo stavu dynamickej rovnováhy. Môžeme očakávať analogickú odpoveď. Stráň, ktorá bola pre nás najvyšším systémom je časťou, čiastkovým systémom iných nadradených systémov. Vzdalovanie sa stráne od stavu dynamickej rovnováhy môže znamenať podobne ako u zosunov, približovanie sa nadradeného systému k rovnovážnemu stavu.

5.5

V našej štúdií sme sa pokúsili ukázať, že hypotéza, opierajúca sa o analógiu medzi termodinamikou a geomorfológiou je pri vysvetľovaní zosunov užitočnejšia ako hypotéza, ktorá predpokladá analógiu medzi mechanikou zemín a geomorfológiou. Ak uprednostníme túto hypotézu, potom sa nám zmení i klasifikácia geomorfologických, menovite stráňových procesov. Vychádzajúc z tradičnej hypotézy, musíme stráňové procesy klasifikovať z mechanického hľadiska, deliť ich na pohyby elastického, plastického a teutého materiálu (6). O túto hypotézu sa opiera i klasifikácia stráňových procesov,

podľa ktorej sa tieto delia na dve skupiny, na mass movement a overland flow (bližšie pozri 7, 8, 9).

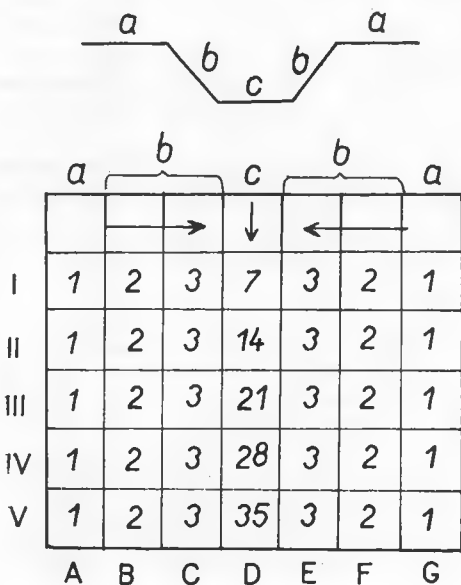
Z hľadiska nami adoptovanej hypotézy je toto delenie bez zmyslu, nemá opodstatnenie. Z tohto hľadiska je nezmyselné odlišovať pohyb vody od pohybu horninového materiálu. Môžeme odlišovať pohyb iba na základe jeho dynamickej aktivity, podľa objemu materiálu, ktorý prejde cez daný priestor, úsek, v danom časovom intervale, teda podľa mikrostavu, ktorý pohybom vzniká. Rovnako môžeme stráňové procesy triediť i podľa makrostavu, ktorý vytvárajú (pozri 9).

Zdá sa, že i empirická úroveň nás presvedčuje o neadekvátnosti tradičného triedenia. Zriedka sa po stráni pohybuje iba voda bez účasti horninového materiálu. Rovnako zriedka sa pohybuje horninový materiál bez účasti vody. Takmer vždy sa pohybuje voda i hornina. Tradičné triedenie sa teda opiera o výnimočné prípady.

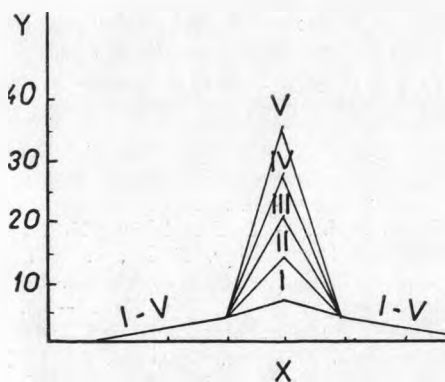
6. KONTROLA ZOSUNOV V OBLASTI HORNEJ LEHOTY A SEDLIACKEJ DUBOVEJ

6.1

Zosuny v študovanej oblasti prerušili dopravu na autoceste i na železnici. Zosunuté stránne i po zosunoch ostali rovnako strmé. Cesta i železnica vedie tesne po úpätí týchto strání. Stále tu ostáva nebezpečie, že najbližšie extrémne zrážky opäť vyvolajú zosuny, opäť vzniknú hospodárske straty. Ako predísť ďalším zosunom? Poukázali sme na to, že zosuny vznikli preto, že počas prietrže sa stráň vzdialila od stavu dynamickej rovnováhy až za prahovú hodnotu. Predísť zosunom, znamená predísť výraznému vychýleniu sa stránne z rovnovážneho stavu, zabrániť, aby sa počas zrážok dolná časť stránne dynamicky zaktivizovala viac ako stráň horná, aby jeden koniec stránne bol aktívnejší ako druhý. Cestu k tomu naznačili samotné zosuny.



Obr. 15. a — chrbty, b — boky doliniek, c — dná doliniek, I—V — úseky stránne, A—G — pruhy stránne, → — smer toku vody.



Obr. 16. x — plošné jednotky, y — objemové jednotky, I—V — úseky stránne.

	b	c	b	b	c	b
I	1	3	1	1	3	1
II	1	6	1	1	6	1
III	1	9	1	1	9	1
IV	1	12	1	1	12	1
	A	B	C	D	E	F

Obr. 17. b — boky doliniek, c — dná doliniek, I—IV — úseky stráne, A—F — pruhy stráne.

Stráň sa dnes skladá z chrbtov a depresí, ktoré sa rytmicky striedajú. V niektorých depresiách už dnes tečú potôčky (2.3). Všimnime si teraz, ako je na takejto stráni zorganizovaný odtok vody počas zrážok. Podelme si stráň na rovnaké plošné jednotky. Budeme predpokladať, že na každú jednotku padne v danom časovom intervale rovnaký objem zrážkovej vody. Stráň sa skladá (obr. 15) z pruhov troch druhov. Väčšina pruhov stráne je rovnako dynamicky aktívna pri päte i v hrebeni (pruhy A, B, C, E, F, G), iba jeden pruh je charakterizovaný dynamickým gradientom (pruh D). Tento pruh je aktívnejší pri päte ako pri hrebeni. Úseky stráne charakterizuje dynamický gradient. Tento pri všetkých úsekoch kolíše — rastie a klesá. Odlišuje sa však veľkosťou výkyvu (obr. 16).

Všeobecne môžeme povedať, že sa striedajú rôzne dynamicky aktívne časti stráne. Striedajú sa menej aktívne chrbty s aktívnejšími bokmi a ešte aktívnejšími dnami. Problémom sú teda dná depresí, ktorých gradient je veľmi výrazný. Vidíme, že tento rastie úmerne so šírkou dolinky, s dĺžkou jej bokov. Všimnime si teraz situáciu, kedy boky doliniek sú krátke (obr. 17). Gradient dna tejto dolinky je menší ako v predchádzajúcom prípade. Stráň zložená z početných, no drobných doliniek je zložená z rytmicky sa striedajúcich menej aktívnych (chrbtov) a aktívnejších (dná doliniek) úsekov. Tieto sú rozptýlené po celej stráni, takže ťažko môžeme stráň rozdeliť na jednu dynamicky aktívnejšiu a jednu menej aktívnu časť. Táto stráň sa nachádza bližšie k stavu maximálnej entropie ako stráň zložená z nepočetných, no veľkých dolín a chrbtov. Ak vytvoríme na stráni systém početných malých doliniek, či presnejšie korýt, potom stráň sa ani počas intenzívnych zrážok nevzdiali výrazne od stavu dynamickej rovnováhy a nevytvorí quazi samostatné systémy — zosuny.

Do redakcie došlo 15. 10. 1970

LITERATÚRA

1. Andrusov D., Matějka A., Kodym O., *Geologická mapa útesového pásma v údolí Oravy*. Praha. — 2. Boulding K. E., *Toward general theory of growth*. General Systems Yearbook (Ann. Arbor. Mich.), v. 1, 1956. — 3. Brodbecková M., *Modely, význam a teória*. Teorie modelů a modelování. Praha 1967. — 4. Bunge M., *Scientific Research I*. Berlin-Heidelberg-New York, 1967. — 5. Grünbaum A., *The nature of time*. Frontiers of Science and Philosophy, London, 1964. — 6. Strahler A. N., *Dynamic basis of Geomorphology*. Bull. Soc. Geol. Am. 63, 1952. — 7. Urbánek J., *Zosuny a teória systémov*. Geografický čas. SAV XX. č. 1., Bratislava 1968. — 8. Urbánek J., *Slide Clasification*. Geografický čas. SAV XX. č. 3., Bratislava 1968. — 9. Urbánek J., *Klasifikácia zosunov*. Kandidátska dizertačná práca, Archiv GÚ SAV, Bratislava 1970.

LANDSLIDES IN THE REGION OF HORNÁ LEHOTA AND SEDLIACKA DUBOVÁ,
THEIR EXPLANATION AND CONTROL

1. INTRODUCTION

1.1

In August 1970, in the Orava region of Horná Lehota and Sedliacka Dubová, there was a cloud-burst. It was accompanied by numerous landslides which interrupted both the railway and road transports. The aim of this study was to explain landslides in view of controlling and preventing them.

I would like to thank Dr. E. Mazúr, DrSc., Lectuer, for his help and critical remarks to my study.

1.2

In the region investigated the plain alluvium of Orava (Fig. 1—1) passes in steep slopes (Fig. 1—2) which, in turn, pass either in plain terrace areas (Fig. 1—3) or in markedly more moderate slopes (Fig. 1—4). The landslides originated on steep slopes and they covered parts of the alluvium (Fig. 1—5). We concentrate our attention on this space. The hillsides studied are built from rocks of the klippen zone — from sandstones and marls.

1.3

We divide the slopes in parts, sections and bands (Fig. 2). Today, we find here two types of bands. The slope bands intact by landslide will be called undisturbed bands. Those affected by landslide will be called disturbed ones, i. e. landslides as landforms. The upper parts of undisturbed bands are steep to 20—35° and 20—50 m high. Their logitudinal profile is straight. The lower parts of these bands decline minimally.

The upper parts of disturbed bands are formed by 0,5—1 m deep slide depressions. Their depth does neither change in the direction of gradient nor contour lines. Their longitudinal profile, as a whole, is straight but in details there is much uneveness. In the depressions small brooklets flow. The depressions extend from the crest to the knickline. The depressions' width is different up to a certain limit, they are no broader than 20 m. Between the depressions there are undisturbed bands, more narrow than the disturbed ones. At the knickline, the depressions abruptly pass in slide tongues which form the lower parts of disturbed bands. The tongues are convex formations of muddy material. They are approximately 10 m long and 1 m thick. The thickness decreases from the knickline to the slope bottom. The actual slope is composed both from undisturbed and disturbed bands which regularly alternate (Fig. 3, 5).

1.4

Today, on the slope we observe terrain forms only. But from them, we can deduce the process which created them. On the undisturbed bands processes of runoff and creep occurred. During landslide process, material was translocated from the slide depression and accumulated in the tongue region. The processes of erosion and accumulation are clearly delimited. The same is valid for the time. During the slide process, the moving slope band is called sliding band. (At the end of this process, it changes in a disturbed band.) After finishing of the slide process, the runoff of precipitation waters, from the hillside, is differently organized than before its beginning. From the convex undisturbed bands, water is concentrated in the disturbed depressions which, in a short time, probably change in small valleys.

So we collected the fubdamental facts and now, we shall try to explain them.

2. THE TRADITIONAL EXPLANATION

2.1

The movement of rocks down the slope is traditionally understood as a mechanical one (6). It is a movement respecting the laws of earth mechanics. From this point of view, the key relation is that between the stabilizing and mobilizing forces. Movement originates when the mobilizing forces are greater than the stabilizing ones. The mobilizing force is represented by the gravitational force. It decomposes in components according to the slope declivity, thus it depends upon the terrain morphology. The stabilizing forces — consistency and internal friction — depend upon the lithological properties of rocks and the volume of water contained. The landslide, considered as a mechanical movement, thus depends on the hillside morphology, lithological properties of rocks and climatic factors, mainly on precipitations. The mentioned relationships can be denoted in the following way: $(M > S) \leftrightarrow 1$. If the mobilizing forces (M) are stronger than the stabilizing ones (S), landslide arises (1) and vice versa. The relation $M > S$ is valid in certain morphological (m), lithological (n) and climatic (o) conditions, thus $(m \& n \& o) \rightarrow (M > S) \leftrightarrow 1$ leads to $(m \& n \& o) \rightarrow 1$. We read: if certain morphological, lithological and climatic conditions persist, landslide arises.

2.2

This sentence corresponds with the traditional opinion on landslides. We did not add anything to its content. We only expressed it in the form of implication. This form guarantees the sentence's hypothetic character. We shall now verify the empirical justification of the traditional hypothesis, in our concrete landslide territory. On our slope, undisturbed bands alternate with disturbed bands. We suppose that this hypothesis was fulfilled in the case of disturbed bands, that the origin of landslides was conditioned by the morphological, lithological and climatic properties of these bands. But though the undisturbed bands had the same properties (at the time of landslide creation) there occurred no landslides. For the disturbed bands the sentence $(m \& n \& o) \rightarrow 1$ is valid, while for the undisturbed ones the sentence $(m \& n \& o) \rightarrow \bar{1}$. For the whole slope, the conjunction of both sentences $(/m \& n \& o/ \rightarrow 1) \& (/m \& n \& o/ \rightarrow \bar{1})$ and followingly $(/m \& n \& o/ \rightarrow /1 \& \bar{1}/)$ could be valid. From equal morphological, lithological and climatic conditions both slides and no-slides ensued. Such a sentence is worthless as a hypothesis (it can be fulfilled trivally only), it does not explain the origin of landslides. Thus, in the territory examined, the traditional hypothesis is not confirmed.

2.3

Let us verify now the theoretical justification of the traditional hypothesis. All its symbols refer to directly observable phenomena only. We find no theoretical concept here. This hypothesis can be considered as an empirical one (4). This hypothesis is inconsistent. While the symbols n, m, o can be expressed relatively accurately (by geometry, rock type, water content), the symbol 1 refers to a very unclear concept. In the rich literature on landslides, we neither find the landslide as a concept nor a suitable classification of landslides. (We attempted to eliminate this insufficiency in our previous works 7, 8, 9.) The traditional hypothesis is then an empirical one, which has not been confirmed in the territory studied.

3. THE NON-TRADITIONAL POINT OF VIEW

3.1

The new hypothesis is constructed by means of analogy. We assume that an ideal gas, in a closed space, and the slope processes are connected by the relation of analogy. In other

words, thermodynamics as a more known theory, will be model for a less known geomorphological theory. We already used this analogy in (9). We defined landslide as a branching system. Our hypothesis can be formulated as follows: $A(T, G) \rightarrow (v \leftrightarrow s / \rightarrow b \leftrightarrow 1/)$. If thermodynamics (T) and geomorphology (G) are connected by the relation of analogy (A), then the slope (s) is equivalent to the gas in closed space (v) and, followingly, the landslide (1) is equivalent to the branching system (b).

3.2

Let us now consider our model (nearer see in /5/). In a closed space molecules of ideal gas are moving. Each of them has a certain position and velocity. The microstate of molecules is determined by these magnitudes. The microscopic standpoint differs from the macroscopic one. From this standpoint it is important whether at one end of the container more molecules occur than at the other, whether one end is warmer or equally warm as the other. From the possible macrostates, the most probable is that of maximum entropy, in which the molecules are regularly distributed over the whole system, when both ends of the container are equally warm. The system develops to this state. But in the system, temporarily, independent subsystems become separated. At the beginning, they are parts of the superior system. Within a certain limit, they remain independent as isolated quasi closed subsystems, distant from the state of maximum entropy which, however, approach to the overall state and finally become included in the superior system. These are branching systems.

Our model is very schematical. But it does not interest us from the physical standpoint, from which it represents an "excessive simplification". It interests us from the philosophical-methodological point of view. We are interested as to what extent it might be possible to use the more known phenomenon — the ideal gas — for explaining the less known one, very distant at the first glance, the phenomenon of landslide. Since this is the first similar contact, we apply very simple concepts. On transforming the slope phenomena in our model, we replace the term of entropy by that of dynamic equilibrium; instead of the term warmer, we use that of dynamically more active. The dynamic activity can be expressed numerically. The activity of slope sections, where erosion occurs, will be denoted by positive numbers. The activity of sections where material is accumulated, will be denoted by negative numbers.

3.3

By means of this model, we shall characterize now the parts of slope. Assume that each section of an undisturbed band receives, in the given time interval, the same volume of precipitation water. In the highest section, one volume unity of water will move. In the second, two volume unities will move — one from the precipitations and one from the higher section. In the n^{th} section, n unities will move. The microstates are here represented by the band's individual sections, characterized by the quantity of volume unities moving in the given section. The macrostate is given by the organization of these microstates. In the highest section, one unity moves, in the n^{th} one, n unities (Fig. 7). The band's lower part is dynamically more active than the upper one. The band is not in a state of dynamical equilibrium. The difference between the activity of the upper and lower parts is called dynamical gradient (analogously with the thermal gradient). It tends from the more active part to the less active one, i. e. from the bottom to the crest.

In the depression region of the slide band, the stabile material got into moving. From the depression shape (1.3) we may conclude that from each section, the same volume of material was released and transferred through all the lower sections. The situation is similar as in the undisturbed band. In the highest section one volume unity moves, in the n^{th} section, n volume unities. Here again, the lower part is more active; neither this system is in a state of dynamical equilibrium, the gradient passes from the bottom to the crest (Fig. 8). In the tongue region, the material stops. Most material stops in the highest section, the least in the lowest one (1.3). More active again is the lower section. The gradient proceeds from the

bottom to the crest, the system is not in a state of dynamic equilibrium (Fig. 9). We make now an abstraction from the structure of the landslide erosion and accumulation parts. Each part is only represented by its mean dynamical activity. The whole landslide band macrostate will then be characterized by the connecting line of these mean values (Fig. 10). Neither the landslide band, as a whole, is in the state of dynamic equilibrium, since its upper (erosion) part is more active, the gradient proceeds here from the crest to the bottom. The dynamic activity of landslide band is greater than that of an equally large undisturbed band because, in this band, only precipitation water moves while, in the landslide band, both water and earth are moving. The dynamic gradient of landslide band is thus greater, this band is more distant from the state of dynamic equilibrium.

In the disturbed band, the precipitation water does not move in organized manner (there are many obstacles). We may suppose that the dynamic gradient here is not so expressive, that the band's state is near to that of dynamic equilibrium.

3.4

Let us now consider the hillside as a whole. From this standpoint, the hillside individual bands, determined by the magnitude and direction of the dynamic gradient, are microstates. The macrostate is given by the distribution of these microstates. If the hillside is composed from alternating undisturbed and sliding bands, then the direction of dynamic gradient in the bands changes as well (3.3). We denote the gradient of undisturbed band by the symbol g_1 , that of the landslide band by g_2 . If the relation $g_1 = g_2$ (Fig. 11) is valid, then the inversely proceeding gradients become fully compensated. The slope, as a whole, has no gradient, it is in the state of dynamic equilibrium. If the relations $g_1 > g_2$ or $g_1 < g_2$ (Fig. 12, 13) are valid, then the slope is not in equilibrium state, but is characterized by a certain gradient which passes in the direction of the partial gradient g_1 or g_2 respectively. The relation $g_1 = g_2$ can only exist when the undisturbed bands are greater than the sliding ones (3.3). In other words, the slope is in equilibrium state, when the sliding bands reach a certain size. This size is called the optimum size. If they do not reach it, the relation $g_1 > g_2$ is true. If the landslides exceed it, the relation $g_1 < g_2$ holds.

At the origin and growth of landslide, the relations mentioned retain the following sequence: $(g_1 > g_2) \rightarrow (g_1 = g_2) \rightarrow (g_1 < g_2)$. After the landslide cease, the sequence is reversed: $(g_1 < g_2) \rightarrow (g_1 = g_2) \rightarrow (g_1 > g_2)$.

4. EXPLANATION

4.1

At the origin of landslide, i. e. at the transformation of an undisturbed in a sliding band, the system departs from the state of dynamic equilibrium. This change is accompanied by inversion of the gradient (3.3). This change is difficult to explain, because the system develops from the probable state of dynamic equilibrium. We shall try to explain this from the standpoint of the slope as a whole.

4.2

Before the origin of landslide, the slope was merely composed of undisturbed bands. Its gradient proceeded from the foothill to the crest and increased proportionally with the intensity of precipitations. When it approached a certain treshold value, when the slope became very removed from the state of dynamic equilibrium, relatively independant parts, sliding bands, began to be separated from the uniform slope. Neither these bands were in the state of dynamic equilibrium, but their gradient passed inversely than in the original slope. By the origin of these dynamically unbalanced parts the slope, as a whole, came up to the state

of dynamic equilibrium (because the inversely passing gradients became compensated). This compensation is complete when the sliding bands attain an optimum size. Then the slope is in dynamic equilibrium (it is a hillside where precipitation water flows, and some parts of which are sliding). When the sliding bands surpass the optimum size, the hillside anew distances the equilibrium state. In the moment when this distance attains a certain threshold value (represented by the limit of disturbed bands — 1.3), the slope begins again to differentiate. The sliding bands disappear and on their places disturbed bands arise. The hillside comes again in equilibrium state.

The origin and decay of landslides have the same function. Their function is to maintain the superior system, the slope, in a state near to dynamic equilibrium or, more precisely, to prevent it from markedly distancing this state (Fig. 14).

5. CONTROL OF LANDSLIDES

5.1

Landslides in the region investigated arose because, during precipitations, the slope removed too far from the state of dynamic equilibrium. Avoiding landslides requires to prevent this process. The way is marked by the landslides themselves. They changed the uniform slope in a dismembered one. Undisturbed convex bands alternate here with concave disturbed bands. When the disturbed bands transform in small dales, the dynamic equilibrium during precipitations will not be markedly affected. Its diminution will be still less expressive, if the hillside exhibits more small parallel dales or, more precisely, stream beds (Fig. 15, 16, 17). Creating of such a system of beds would bring prevention of landslides.

Fig. 1. 1 — alluvium, 2 — steep slopes, 3 — terraces, 4 — moderate slopes, 5 — landslide region

Fig. 2. A — crest, B — knickline, C — bottom line, D — hillside upper part, E — hillside lower part, F₁₋₄ — hillside bands, G₁₋₆ hillside sections

Fig. 3. 1 — undisturbed band, 2 — disturbed band

Fig. 4. A₁₋₃ undisturbed bands

Fig. 5. 1 — undisturbed band, 2 — disturbed band, A — upper part of undisturbed band, B — lower part of undisturbed band, C — upper part of disturbed band, D — lower part of disturbed band

Fig. 6.

Fig. 7. x — sections of undisturbed band, y — volume unities, A — mean dynamic activity of the undisturbed band upper part, B — mean dynamic activity of the undisturbed band lower part

Fig. 8. x — sections of the sliding band upper part, y — volume unities, C — mean dynamic activity of the sliding band upper part

Fig. 9. x — sections of the sliding band lower part, y — volume unities, D — mean dynamic activity of the sliding band lower part

Fig. 10. x — sections of sliding band, y — volume unities, C — mean dynamic activity of the sliding band upper part, D — mean dynamic activity of the sliding band lower part

Fig. 11. x — hillside bands, y — volume unities, A — mean dynamic activity of the undisturbed band upper part, B — mean dynamic activity of the undisturbed band lower part, C — mean dynamic activity of the sliding band upper part, D — mean dynamic activity of the sliding band lower part, E — mean dynamic activity of the hillside upper part, F — mean dynamic activity of the hillside lower part, g_1 — dynamic gradient of undisturbed band, g_2 — dynamic gradient of sliding band, G — hillside dynamic gradient

Fig. 12. Explanations see in Fig. 11

Fig. 13. Explanations see in Fig. 11

Fig. 14. E — complete dynamic equilibrium, x — time, y — measure of dynamic equilibrium, P — threshold value, O_p — point where the landslides attain optimum size, 1 — dynamic equilibrium of sliding band, 2 — dynamic equilibrium of the hillside

Fig. 15. a — ridge, b — dale sides, c — dale bottom, I—V — hillside sections, A—G — hillside bands, \rightarrow — water flow direction

Fig. 16. x — square unities, y — volume unities, I—V — hillside sections

Fig. 17. b — dale sides, c — dale bottoms, I—IV — hillside sections, A—F — hillside bands

From the Slovak translated by J. Belaj