

ANTONÍN BUČEK, JAROMÍR KOLEJKA, ROBERT KOSTKA

VYBRANÉ KRAJINOTVORNÉ PROCESY VE VULKANICKÉM POHOŘÍ PUTORANA (TAJMYR)

A. Buček, J. Kolejka, R. Kostka: *Selected landscape forming-processes in the volcanic Putorana Plateau (Tajmir, Siberia)*. – Geografie-Sborník ČGS, 101, 3, pp. 232–246 (1996). – The development and products of the natural processes present in the hard rock and weak rock areas of the volcanic Putorana Plateau were studied. Intensive frost weathering causes the degradation of glacial land forms and the formation of periglacial forms. A progressive permafrost degradation occurs on valley bottoms, accompanied by alas lake origin, peat mound creation, pingo degradation and periglacial soil development.
KEY WORDS: Siberia – volcanic plateau – periglacial processes and land forms.

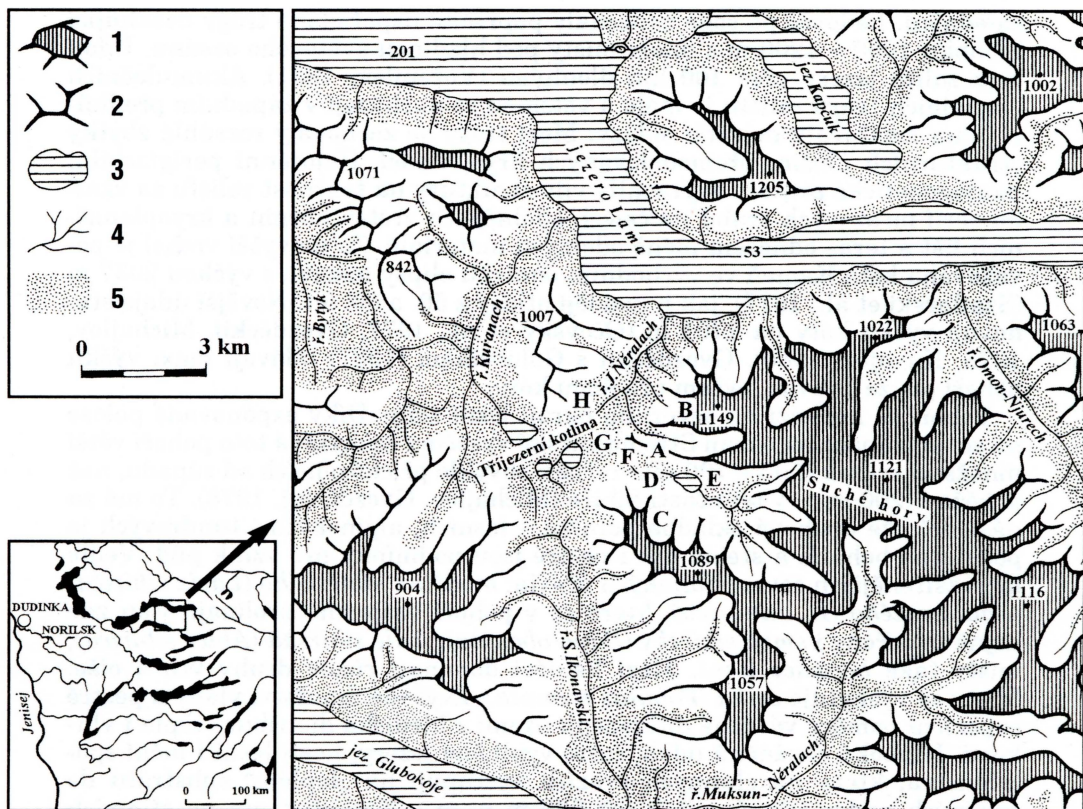
1. Úvod

V červenci 1990 pobývala za polárním kruhem v subarktické jižní oblasti poloostrova Tajmyr česko-rakousko-ruská sportovně přírodovědecká expedice Putorana. Sportovní část expedice v počtu 8 osob v čele s hlavním vedoucím expedice – přerovským profesorem geografie dr. Zdeňkem Zbořilem – si dala za cíl průchod těžkým terénem pohoří Putorana. Přírodovědecká část (7 osob) se věnovala terénnímu výzkumu a sběru materiálu v tomto poměrně málo známém regionu. Expedice se přesunula letecky do Norilsk a odtud lodí asi 120 km do vlastního pohoří. Po výsadbku na břehu jezera Lama se obě skupiny oddělily. Vědecká část expedice si vybudovala základní tábor v „Tříjezerní kotlině“, přibližně 8 km jižně od jezera Lama (Kolejka, 1991), a odtud hvězdicovými pochody prozkoumala široké okolí tábora. Z tohoto území pocházejí zjištěné poznatky, zpracované v letech 1991 – 1995 do níže uvedených výsledků.

2. Poloha a geografické poměry pohoří Putorana

Pohoří Putorana se nachází v jižní části poloostrova Tajmyr ve východosibiřském Krasnojarském kraji Ruské federace, asi 200 km východně od řeky Jenisej a přibližně stejně tak daleko od pobřeží okrajových moří Severního ledového oceánu (obr. 1).

Geologické podloží dnešní Putorany geneticky souvisí s vývojem okrajových částí Aldanského štítu, resp. severosibiřské tabule. Proterozoický krystalinický podklad je pokryt mocnými souvrstvími kambrických klastik, silurských a karbonských vápenců. Na vápence naléhají vrstvy uhlonosného tunguského karbonu. Pravděpodobně již od spodního až středního karbonu začínají výlevy vulkanických hornin (Kuvajev, 1980). Od počátku měla vulkanická činnost pokryvný charakter za vzniku rozsáhlých, prakticky horizontálních tabulových souvrství. S kratšími přestávkami trvala přes perm a trias



Obr. 1 – Studovaná západní část pohoří Putorana (s přehledným vyznačením geografické polohy území a dílčích studijních ploch (A až G); 1 – plošiny, 2 – úzké hřbety, 3 – jezera, 4 – říční síť, 5 – tajga a lesotundra

až do počátku jury. Největší mocnosti dosahují souvrství diabasů, bazaltů, doleritů, tufitů a tufů jižně od pohoří, kde se pravděpodobně nacházel hlavní zdroj sopečných materiálů. Mocnost tohoto tzv. tunguského souvrství činí běžně několik set metrů. Maximální zjištěná tloušťka souvrství je 1500 m. Tato horizontální souvrství jsou označována za tzv. „sibiřské trappy“ (Gvozděckij, Golubčikov, 1987). Jednotlivé vrstvy se díky odlišné odolnosti vůči zvětřování v reliéfu projevují v typickém schodovitém uspořádání. Později, při kopulovitěm vyzdvižení severozápadního okraje vulkanického masívu v prostoru dnešního pohoří Putorana, došlo k rozčlenění této části masívu od okrajů. V pleistocénu, kdy území bylo jedním z jader severosibiřského kontinentálního zalednění, pak došlo k výraznému rozšíření a prohloubení údolí za vzniku glaciálních a glaciolakustrinních sedimentárních formací většinou v předhůří Putorany. Zdvih pohoří měl také za následek vytlačení řeky Jenisej ze západního úpatí pohoří do dnešní odsunuté trasy.

Pohoří je nejvyšší součástí Středosibiřské vysočiny (Sredněsibirskoje ploskogorje) a nachází se v jejím severozápadním cípu. Eliptický masív je protažen v západovýchodním směru v délce cca 600 km s max. šířkou 450 km. Od západního předhůří je pohoří odděleno 300 – 500 m vysokým zlomovým svahem. Neotektonické pohyby pravděpodobně přispěly ke vzniku mohutného

zalednění. Ledovce po sobě zanechaly paprscitě uspořádané trógy dosahující hloubku 1000 – 1200 m s dnem místy pod hladinou světového oceánu. Údolí jsou zalita jezery přes 100 km dlouhými (Voženílek, 1991). Akumulačních glaciálních tvarů reliéfu je málo a většinou se nacházejí v západním předhůří, kam směřovaly největší splazy. Mezi trógy se zachovaly rozsáhlé zbytky strukturních plošin, přemodelovaných kryoplanací. Holocénní periglaciální morfogenetické procesy zvýraznily vliv struktury na tvárnost reliéfu za vzniku serií mrazových srubů na čelech odolnějších vrstev hornin a kryoplanáčnických lišt a teras odnosem méně odolných materiálů. Za nejvyšší vrchol je považována kóta Kameň ve východním ohnisku elipsy masívu s výškou 2037 m (Szaflarski et al., 1977), jak ji uvádějí atlasy z 50. a 60. let. Novější údaje stanovují výšku kóty na 1701 m (Očovský et al., 1977, Gvozděckij, Michajlov, 1978, Kuvajev, 1980). Gvozděckij s Golubčikem (1987) udávají max. výšku pohorí pouze 1664 m, ovšem pro jinou kótu.

Pohoří se nachází na severním okraji lesní zóny. Díky exponované poloze na severozápadním okraji Středosibiřské vysočiny zachytává toto pohoří větší množství srážek (500 – 700 mm ročně), obvykle přicházejících od západu, než je běžné (200 mm) v této části Sibíře (Michajlov, Gvozděckij, 1978). To má za následek, že druhová skladba porostů – lesních, alpínských i tundrových je podstatně bohatší a stejně tak i pestré jsou podmínky pro vznik půd. Vedle nejrozšířenějších severosibiřských dřevin: *modřínu sibiřského* (*Larix sibirica*) a *dahurského* (*L. dahurica*), které se v pohoří vzájemně prolínají, jsou zde hojně rozšířeny i *smrk sibiřský* (*Picea obovata*), *jedle sibiřská* (*Abies sibirica*), místy také *borovice lesní*. Mezi listnáči dominují různé druhy vrb a olše. Místy se vyskytuje *osika* (*Populus tremula*). Zvýšené množství vláhy a pestré expoziční poměry výrazně diferencují území z hlediska distribuce tepla i vlhkosti. Hluboká chráněná údolí, často vyplněná jezery, hostí lesní i luční společenstva, která na slunných svazích vystupují na „teplém“ substrátu do značných nadmořských výšek (až 800 m n. m.). Naproti tomu na stinných svazích sestupuje místy tundra až na přibližně 200 m n. m. Velký vodní objem jezer determinuje jejich tepelnou kapacitu, která mírně „oceanizuje“ klima jezerních údolí. Výsledným efektem účinku pohoří a vysokého plošného podílu jezer je výrazné lokální vyklenutí hranice lesní zóny k severu.

Okraje pohoří jsou velmi bohaté na nerostné suroviny, především na rudy železa, zinku, mědi a niklu a na antracit. Významná jsou i ložiska drahých kovů. Od 16. století byly měděné rudy povrchově sbírány a dodávány do evropské části Ruska. Počátky průmyslové těžby se datují do 30. let tohoto století, kdy začala výstavba Norilského metalurgického kombinátu (1936), který dosáhl projektované výrobní kapacity za 2. světové války v roce 1942. Značná část pracovních sil zde působila nedobrovolně v dlouholetých pracovních táborech při těžbě surovin a výstavbě nejrůznějších objektů. Kvalifikované pracovní síly sem lákaly vysoké výděvky, relativně velmi kvalitní zásobování a četné pracovní a společenské výhody. Norilsk se rozrostl na velkoměsto s asi 250 000 obyvateli koncem 80. let, jeho aglomerace s dalšími průmyslovými městy dosahuje téměř půlmilionové hranice. Město má moderní letiště a železniční spojení s přístavem Dudinka na Jeniseji. Tato dnes elektrifikovaná železnice je jedinou fungující částí kdysi projektované severosibiřské magistrály Ural – Lena a je nejsevernější pasažérskou dráhou světa. Vysoké příjmy (přes 400 % průměru státu), přetrvávající i do současné doby, se promítly do mimořádné úrovně motorizace obyvatelstva, přičemž v případě Norilsku jde o motorizaci jak automobilovou, tak i lodní. Pohoří Putorana se tak v zimě, kdy půdní povrch zamrzá, stává bezprostředně přístupným pro terénní

vozidla. V teplém ročním období je rekreační doprava do pohoří realizována po tocích a jezerech nepravidelnými spojeními loděmi typu Raketa nebo soukromými motorovými čluny. Nejvíce je rekreačnímu tlaku vystavena západní část jezera Lama. Vzdálenější části jezera jsou navštěvovány sporadicky a již jeho nejbližší okolí je prakticky nedotčeno. Průmyslové exhalace norilské aglomerace místy katastrofálním způsobem poškodily řadu západních okrajových údolí Putorany, kde došlo k úhynu lesa na ploše tisíců hektarů a k ústupu citlivých druhů lesní a tundrové bioty (mechy, lišejníky, vlhkomilné dřeviny). Lov zvěře a rybolov je rovněž na hranicích únosnosti vzhledem k omezené produktivitě lesa a oligotrofnímu charakteru vod řek a jezer. V pohoří kočují téměř izolovaně lovecké rodiny Evenků, z jejichž jazyka pochází název pohoří.

3. Vybrané krajinnotvorné procesy

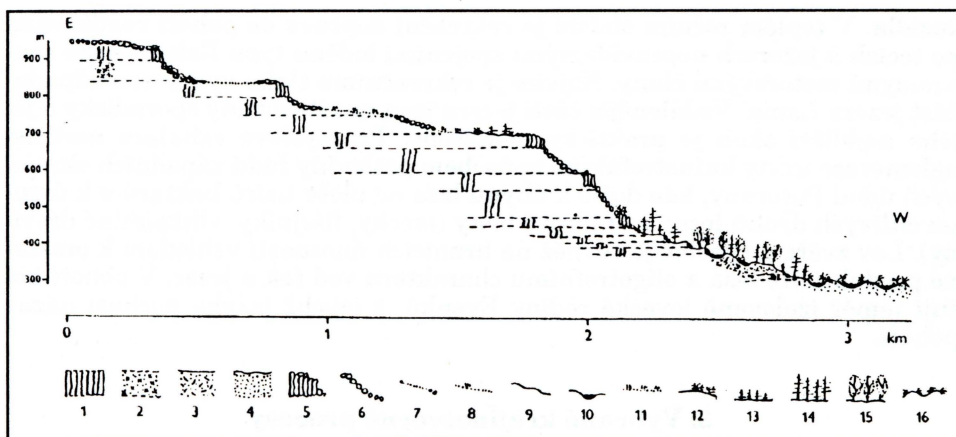
3.1 Fyzikální zvětrávání pevných hornin a tvorba zvětralinového pláště na plošinách a rozvodích

Krátké období polárního léta s četnými fázovými změnami vody a za intenzivního tání sněhu umožňuje poměrně rychlé zvětrávání vulkanických hornin. Fyzikální zvětrávání a s ním spojené procesy v současných změnách krajiny dominují. Nejintenzivněji probíhají v exponovaných místech výchozů hornin s dostatkem vláh. V pohoří Putorana jsou těmto procesům nejvíce vystaveny rozvodní plošiny, stěny karů a trógu, obvykle expozic s nižším příslušením slunečního záření.

Rozvodní plošiny podléhají intenzivní kryoplanaci, která nevytváří ryze sečné povrchy, nýbrž víceméně sleduje geologickou strukturu, tj. téměř horizontálně uložená vulkanická souvrství. Část autorů (např. Gvozděckij, Michajlov, 1978) se domnívá, že kryoplaneční povrchy jsou založeny výhradně na rozdílné odolnosti jednotlivých vrstev a jejich báze sledují v podstatě vrstevní rozhraní. Zarovnaný povrch tak vzniká odnosem méně odolné vrstvy (tufy, tufity, některé porézní čediče), zatímco mrazový srub je na čele výše položené odolnější vrstvy (bazalty, dolerity, diabasy). Jiní autoři (např. Parmuzin in Kuvajev, 1980) soudí, že i uvnitř jednotlivých vrstev existuje stratifikace materiálu. Odolnější je spodní jemně krystalická část vrstvy, střední hrubě krystalická část se vyznačuje již snazší zvětratelností. Svrchní porézní část naopak podléhá zvětrávání snadno.

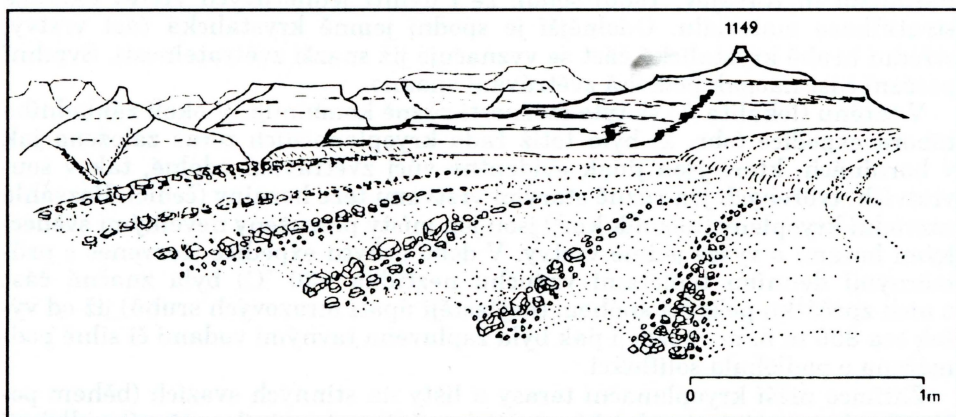
V terénu (lokalita A) se tyto možnosti různě kombinují. V okolí základního tábora expedice (obr. 2) byla totiž řada kryoplanečních teras založena jak v horninách, které jsou jinak evidentně vůči zvětrávání odolné, tak v souvrstvích, tvořených jen různě starými vrstvami těže horniny (čedič). Rozsáhlé rozvodní kryoplány (několik km²) jsou jen místy přerušeny nevelkými svědeckými horami o výšce jediné vrstvy. V době pobytu expedice (červenec s průměrnými denními teplotami vzduchu nezřídka +30 °C) byla značná část z nich zpočátku pokryta sněhem (nejčastěji úpatí mrazových srubů) již od výšek cca 800 m n. m., později pak byla zaplavena tavnými vodami či silně podmáčena a podléhala soliflukci.

Zatímco nižší kryoplaneční terasy a lišty na stinných svazích (během polárního dne zastíněné v období největšího přílivu slunečního záření) podléhají jen menším sezónním změnám a procesy se omezují na produkci hrubšího

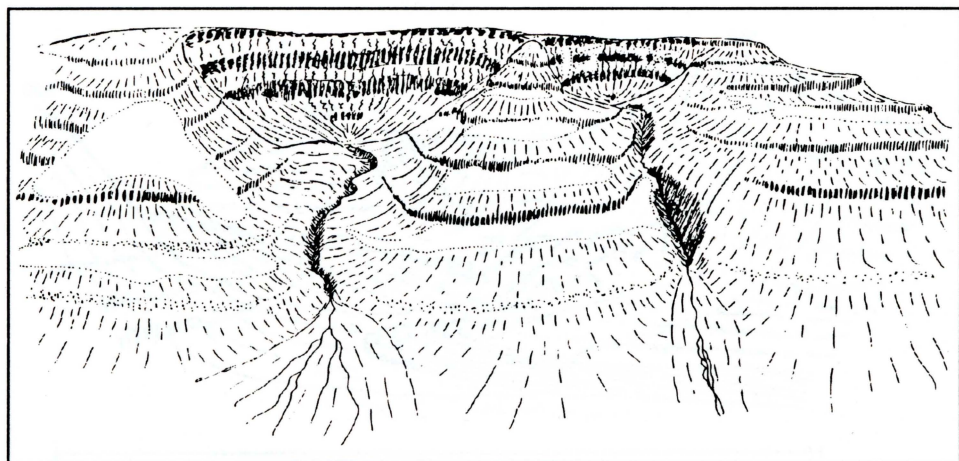


Obr. 2 – Podélný krajinný profil typickým hřbetem (lokality A); 1 – masivní čediče s nepravidelnou sloupcovitou odlučností, 2 – tufiky, 3 – dejekční kužely, 4 – podledovcová sedimentární formace, 5 – mrazové sruby, 6 – balvanová pole, 7 – kryoplanáčnické terasy s kamennou dlažbou, 8 – kryoplanáčnické terasy s lišejníkovou tundrou, 9 – kryoplanáčnické terasy se skalními plotnami, 10 – vodní objekty, 11 – kryoplanáčnické terasy s keříčkovou tundrou, 12 – keřovité polární vrby na horní hranici lesa, 13 – zakrslé modřínky na horní hranici lesa, 14 – vzrostlý modřínový les, 15 – březový les na dejekčních kuželech, 16 – vrbové porosty podél vodních ploch, 17 – ostrůvky olší

úločkovitého materiálu a na jeho částečný transport po povrchu sněžníků, k jihu orientované zarovnané povrchy (lokality B) prodělávají podstatně intenzivnější změny. Ve vyšších polohách, nepříznivých pro rozvoj rostlinstva, působením větru vysychá povrch zvětralínového pláště. Pod povrchem však ve vrstvě zvětralín dochází k intenzivní kryptoturbaci za vzniku polygonálních půd s bahnitými středy „buněk“ (se suchou kůrou) a kamenitými pevnějšími okraji, kde se drží tundrová vegetace. V řadě případů byly pozorovány i brázděné půdy (kamenné pruhy) uspořádané po spádnicích (obr. 3). V některých místech byl přísun materiálu tak vydatný, že tyto „půdy“ téměř překrývaly mrazový srub nebo sráz na odolnější vrstvě a pruhy plynule přecházely z jednoho zarovnaného povrchu na druhý – nižší. Šířka jednotlivých „půdních“



Obr. 3 – Brázděné půdy na rozvodní strukturální plošině modelované kryoplanací (lokality B)



Obr. 4 – Stárnoucí glaciální reliéf bočních karů se zbytky strukturních teras a mrazových srubů na čelech platobazaltů (lokalita C)

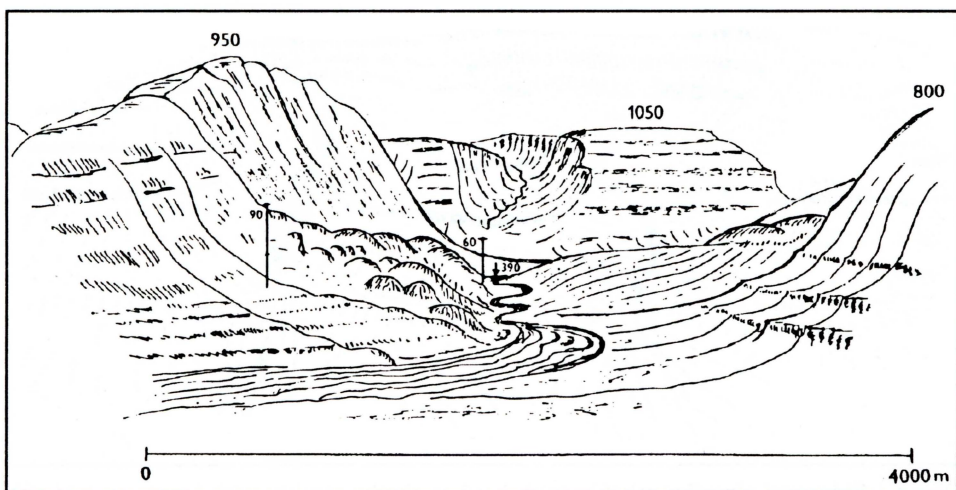
pruhů byla do jednoho metru a tyto byly velmi dobře vyvinuty s hlinito-písčítým sypkým „hřbetem“ (ale se soudržným vlhkým jádrem) a kamenitou „brázdou“ po spádnici.

Tvorba hrubšího úlomkovitého materiálu intenzivně pokračuje i na stinných svazích (obr. 4). Na jedné straně ryze fyzikální zvětrávání zdůrazňuje rozdílnou odolnost jednotlivých vrstev vůči zvětrávání, na druhé straně produkce zvětralin je často tak vysoká, že osypy překrývají i vysoké mrazové sruby na čelech odolnějších vrstev. Tomuto procesu podléhají především starší svahy glaciálních trógu (zejména stinné svahy hlavních údolí) a okrajů karů (lokalita C). Na svěžích stěnách karů zvětrávání udržuje, resp. i zvyšuje jejich sklon, avšak na dnech se hromadí sušové haldy a postupně odspodu zakrývají skalní stupně na odolnějších vrstvách. Místy je tvorba a akumulace zvětralin tak vysoká, že dochází k zasypávání den bočních údolí a toky si musejí hloubit řečiště ve svahovinách nebo dejekčních kuželích, aniž by dosáhly skalního podloží. V údolí Jižního Neralachu pod Komářím jezerem pravděpodobně došlo i k překrytí stadiální morény údolního ledovce (obr. 5) v levém křídle údolí pod kary, které se vytvořily v zastíněném boku trógu.

Poměrně málo podléhají destrukci zbytky stadiální morény v pravém křídle údolí (obr. 5), protože vyvýšeně uložený sypký materiál obsahuje méně vláhy, přísun vláhy z okolních výslunných svahů je rovněž slabý. Díky intenzivní insolaci a účinku údolního větru moréna od povrchu snadno vysychá a relativní suchost tak přispívá ke konzervaci fosilních tvarů reliéfu (lokalita D). O suchosti povrchu svědčí jeho stepní vegetace (místy holá „půda“) jako ostrůvek v okolních lesních porostech.

3.2 Vznik a vývoj terénních tvarů, půd a vegetačního krytu na permafrostu údolních akumulací

Akumulační tvary reliéfu, pokud nejde o jednoduché gravitační a fluviační formy (úpatní haldy, osypy, dejekční kužely), jsou ve sledované části pohoří Putorana poměrně vzácné a jen část z nich vzniká současnými krajnotvorný-

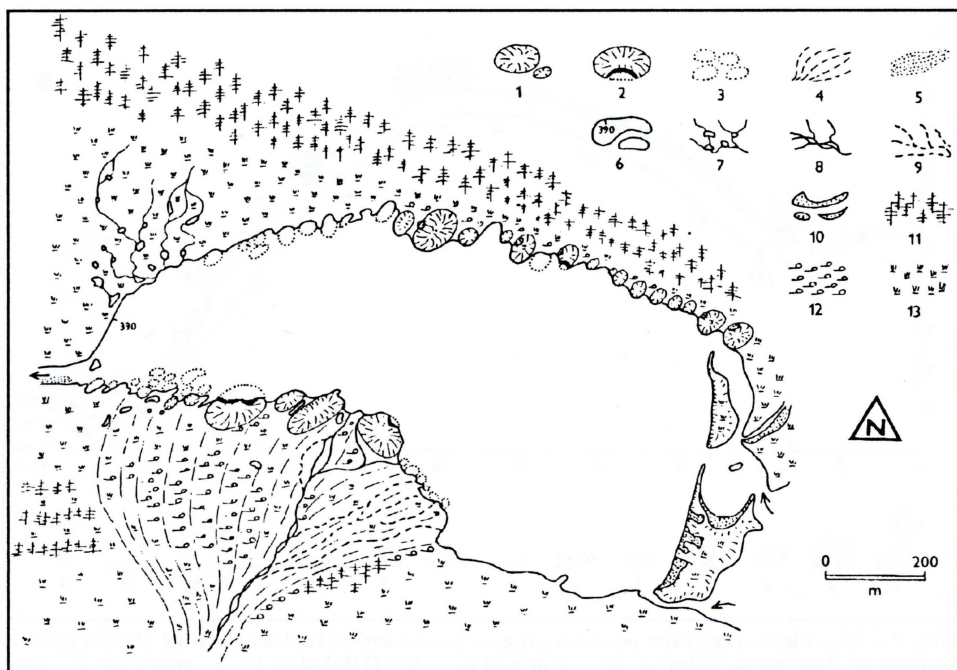


Obr. 5 – Údolí Jižního Něralachu se zbytky stadiální morény pleistocénního údolního ledovce s relativní výškou 60 – 90 m pod kótou 950 m (lokality D). Na protilehlé straně údolí je moréna pravděpodobně překryta fluvioglaciálními uloženinami vycházejícími z bočního karu.

mi procesy. Vedle fyzikálních zvětrávacích procesů na fosilních tvarech se velmi aktivně uplatňuje účinek vody (v pevném i kapalném skupenství) v kryogenních i fluvialních procesech a role vegetace, místy i větru.

Intenzivní tvorba a zánik drobných tvarů reliéfu se soustřeďuje do prostoru Komářského jezera (Komarinnoje ozero) na horním toku Jižního Něralachu (390 m n. m., cca 50 ha). Mělké jezero (obr. 6) vyplňuje pánev vzniklou exarční činností údolního ledovce v odolnější vrstvě bazaltu (lokality E). V minulosti bylo jezero pravděpodobně podstatně větší a bylo hrazeno morénou (viz obr. 5). Po jejím prořezání řekou je dnešní hladina jezera udržována skalním prahem v místě výtoku Jižního Něralachu z jezera cca 500 m od horního okraje morény. Vyjma východní poloviny jižního pobřeží se nikde břeh neblíží k okraji trógu a vesměs je tvořen sedimenty. Horní okraj jezera je tvořen morénovitými elevacemi ve vysokém stupni rozkladu (snad i zbytky delty z doby vyšší hladiny jezera, promísené se zeminou morény).

Nejaktivněji působí současné krajnotvorné procesy v pobřežní zóně – v místě kontaktu volné jezerní hladiny se sedimentárními formacemi (náplavový kužel na j. pobřeží, vodou přemístěné úpatní akumulace na S). V těchto úsecích není pobřeží nízké, ale je naopak tvořeno klenbovitými elevacemi (1 – 5 m) převyšujícími výrazně své okolí. Jsou tvořeny „špinavým“ ledovým jádrem (s velmi nízkým podílem horninové substance) pokrytým drnem. Jde o elevace typu „pingo“, vzniklé injektací a zmrznutím vody pod půdním povrchem, tlakem vyklenutým. Podle stáří vegetace se lze domnívat, že v daném území jde minimálně o dvě generace pingo. Část pingo nese víceleté jedince *modřinu sibiřského* (*Larix sibirica*), část pouze bylinný pokryv (hlavně traviny). Vysoké stromy (5 m a více) rostou sporadicky ve sníženinách mezi klenbami. Aktuální situace nasvědčuje tomu, že nyní jde o periodu převažující destrukce těchto elevací, neboť nebylo pozorováno ani jedno pingo čerstvé. Naopak kolem jezera jsou jen tvary stabilizované nebo v určitém stadiu rozkladu. V podzimním období lze předpokládat intenzivní promrzání půd bez

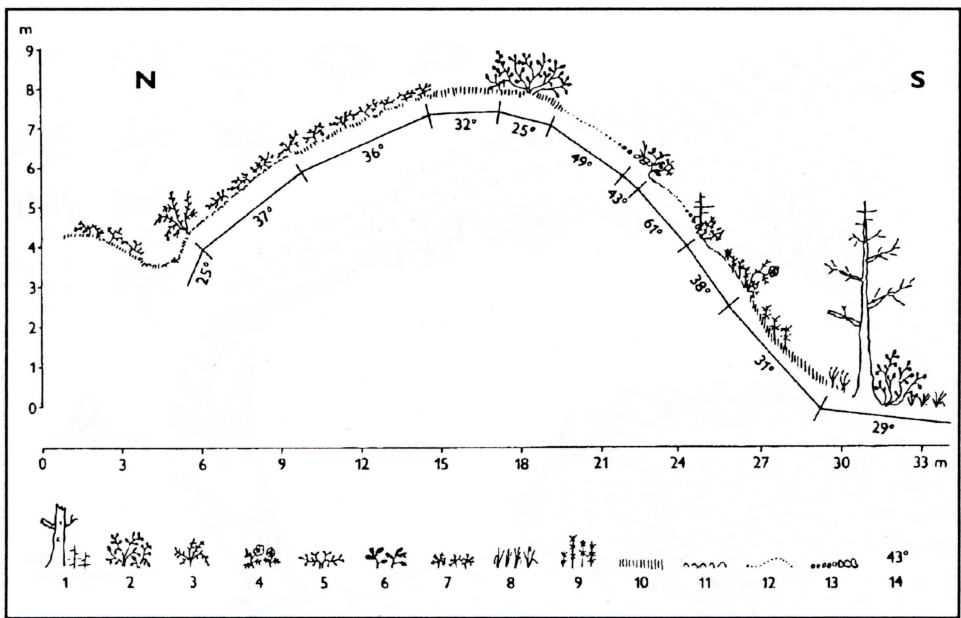


Obr. 6 – Hlavní krajinné prvky v prostoru Komářího jezera (lokality E); 1 – klenby pingo, 2 – pingo narušené termoabrazí jezerních vod, 3 – balvanové kruhy na dně jezera v místech rozpadlých pingo, 4 – dejekční kužely, 5 – písčité lavice v řečišti, 6 – obrysy jezera s nadmořskou výškou, 7 – alasová jezírka, 8 – stálá říční síť, 9 – periodická drenážní síť, 10 – výchozy permafrostu, 11 – modřínové porosty, 12 – porosty keřovitých olší a vrb, 13 – louky

sněhové pokrývky v sousedství jezera, které zamrzá velmi rychle od podchlazených břehů. Zamrzlá voda tak vytváří bariéru případnému podpovrchovému odtoku v zatím nepromrzlé vrstvě mezi permafrostem a zmrzlým půdním povrchem. Tlak vody v této vrstvě je zřejmě způsoben gravitačním podpovrchovým odtokem v náplavovém kuželu či úpatních akumulacích, obzvláště jde-li o dobře izolující hrubozrnnější materiály. Zvýšený tlak v nepropustné vrstvě před bariérou jezerního ledu do dna promrzlého litorálu vede k vyklenutí nadložní zmrzlé vrstvy i s vegetací, k vytvoření klenby a ke vzniku výrazné elevace.

Podle našich pozorování začínají současné destrukční procesy obvykle na severním úpatí pingo, kde je vegetačně-půdně-sedimentární izolační vrstva nejmělkčí. Po narušení se začne trhat po celém povrchu pingo a od pobřeží jezera atakuje odhalené ledové jádro relativně „teplá“ jezerní voda. Během jediné sezóny je ledové jádro rozpuštěno a v jeho místě vznikne okrouhlá zátoka (o průměru do 15 m), lemovaná na dně většími bloky horniny, které sklouzávaly po tajícím ledovém jádře k jeho okrajům. Pozůstatkem po pingo jsou i drobná jezírka při severním pobřeží jezera, dnes vzájemně propojená drenážní sítí, která v minulosti vznikla při vyšší hladině vody v Komáříh jezere.

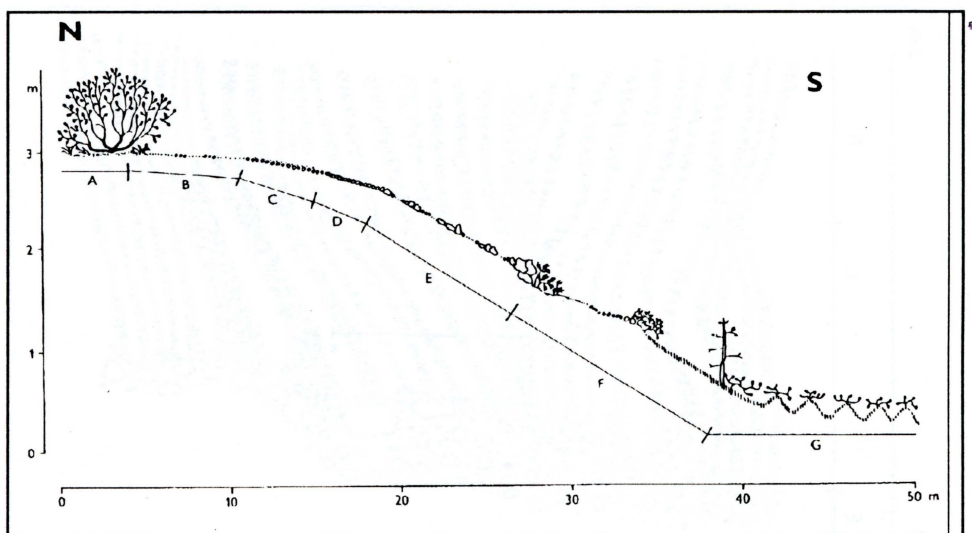
U expedičního tábora na středním toku Jižního Něralachu se ledovcové údolí rozšiřuje a plynule přechází do rozsáhlé „Tříjezerní kotliny“, vázané na křížení několika velkých tróglů, které sledují radiální i příčné poruchové zóny. Nad jinak ploché dno „kotliny“, založené na odolnější vulkanické vrstvě, vy-



Obr. 7 – Charakter aktivního povrchu pinga s povrchovými teplotami ve 12.10 hod místního času při teplotě vzduchu ve stínu 2 m nad zemí 26 °C (lokality F); 1 – modříný, 2 – olše, 3 – vrby, 4 – růže, 5 – břízy trpasličí, 6 – rojovníky, 7 – brusinky, 8 – traviny, 9 – přesličky, 10 – mechy, 11 – lišejníky, 12 – holé písčité půdy, 13 – holé kamenité půdy, 14 – údaje o teplotě povrchu ve °C

stupuje v centru pouze jeden výrazný nunatak a vedle něj členité komplexy drobnějších elevací. Jde o zbytky sedimentární výplně podledovcové drenážní sítě a dutin, případně o elevace typu pingo větších rozměrů, vzniklých vyklenutím uloženin aluvia a subglaciální formace. Sestávají z písčitých až písčito-hlinitých materiálů, dnes s výrazně promrzlým jádrem.

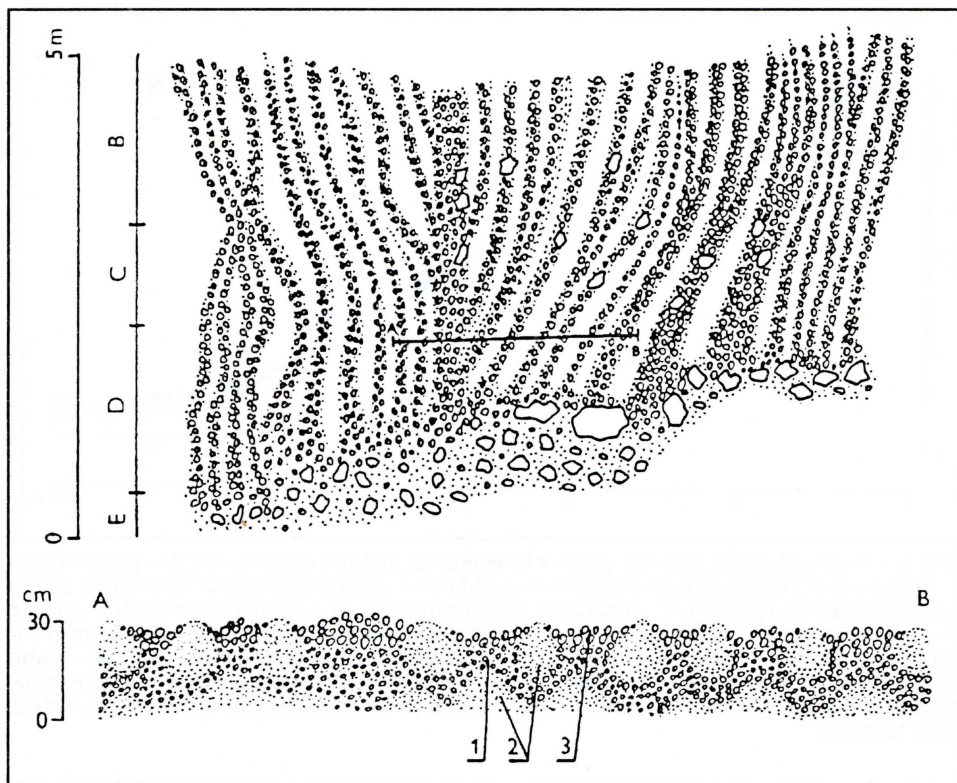
Není bez zajímavosti sledovat teplotní zonaci povrchu (obr. 7) jedné z izolovaných elevací s ledovým jádrem (z permafrostu), která se nacházela přímo v expedičním táboře (lokality F). S 20 cm odstupem během dvou minut měření byl v době maximální insolace a teploty vzduchu (po 12. hod. místního slunečního času) pořízen povrchový teplotní profil elevace v severojižním směru. Rozhodující roli v regulaci teploty půdního povrchu hraje podle očekávání vegetace – její druh, výška a hustota, méně pak tepelná vodivost povrchového materiálu. Vysluněné ukloněné plochy jsou běžně bez rostlinstva a půdní pokryv není prakticky vyvinutý (pouze ostrůvkovitě). Povrch tvoří sypká písčitá až hlinito-písčitá matečná hornina. Tento materiál se maximálně prohřívá, vysychá a stává se tak tepelně izolačním. Permafrost byl zjištěn na svahu jižní expozice až v hloubce 1 m pod povrchem, pod asi 20 cm silným lemem zvlhčené zeminy. Opačná situace je na stinné straně elevace (v poledne). Tam jsou povrchové teploty podstatně nižší, vlhkost vyvinuté půdy vyšší, vegetační pokryv vícepatrový (keře, polokeře, byliny, mechy), avšak i zde je vegetační i půdní pokryv nesouvislý. Lze nalézt hluboké díry sahající až k promáčené zemině nad permafrostem, který se nachází v hloubce od 20 do 40 cm. Zdá se tedy, že povětrnostní podmínky krátkého léta umožňují i při relativním klimatickém nadbytku vláhy vznik polopouštních až stepních (lesostepních) for-



Obr. 8 – Typy aktivního povrchu pinga s brázděnými půdami (lokalita G); A – ploché temeno (sklon cca 0°) s keří olše, B - ploché temeno (do 3°) s „neorganizovanou“ brázděnou půdou s pruhy šikmo ke spádnicí, C – brázděné půdy spojujících se a rozdělujících pruhů (při -6°), D – brázděné půdy s pruhy po spádnicí (při -8°), E – příkrý svah klenby s „dezorganizovanými“ brázděnými půdami, keře medvědice zadržují kamenité terásky (při $+15^\circ$), F – stabilizující se úpatí klenby (při -15°) s keří vřesu, medvědice, vlochyně, modřinu na holé půdě, mezi kameny a v mechu, G – vlhké úpatí klenby s thufury pokrytými na temenech keříky břízy trpasličí

mací v lesním vegetačním stupni za příznivých geologicko-geomorfologických podmínek (píscito-hlinité materiály, příkré jižní svahy).

Místně se udržuje holý povrch bez vegetace i na jižních mírných svazích drobných izolovaných elevací na dně kotliny, přestože dostatek vláhy je blízko pod povrchem. Na jedné takové elevaci přibližně 200 m západně od tábora (lokalita G) byla pozorována jiná kombinace jevů, vedoucích navenek k formování obdobného polopouštního stepního ostrůvku v boreálním lesním pásmu (obr. 8). Spolupůsobením větru a insolace dochází k vysýchání povrchu elevace (zbytek eskeru nebo kamu), budované hlinitým pískem až na výjimky bez větších úlomků horniny. Mírný svah orientovaný k jihu a jihovýchodu je téměř bez vegetace, avšak vlhká zemina se nachází blízko povrchu v celém podélném profilu. V jeho horní části jsou velmi dobře vyvinuty brázděné půdy. Pruhy vytríděné zeminy se táhnou ze vzdálenosti několika metrů od posledních keřů (A) temene z plochého povrchu (B) bez vegetace. Počínají bez zřetelného důvodu v jedné linii. Plynule přecházejí na mírný svah (C), avšak jakmile se sklon svahu zvětšuje (D), pruhy se postupně rozpadávají (E). Pravděpodobně na mírném svahu se dominantně uplatňuje mrazové třídění materiálu, zatímco ve sklonitějším terénu je tento proces ve vnějších projevech silně deformován nepravidelným gravitačním a soliflukčním pohybem úlomků po svahu. Izolované trsy vegetace zadržují úlomky na svahu za vytváření terénních stupňů (E, F). Podmáčené úpatí je charakteristické výskytem thufurů (G). Pásky vytríděné zeminy mají sklon „stékat“ se na povrchu (obr. 9 nahoře), ačkoliv k tomu nejsou zjevně terénní, ani geologické příčiny. V příčném profilu rozvrstvení zeminy připomíná – co se týče mechanického složení a vlhkosti – na sebe naskládané klády nebo trubky (obr. 9 dole).



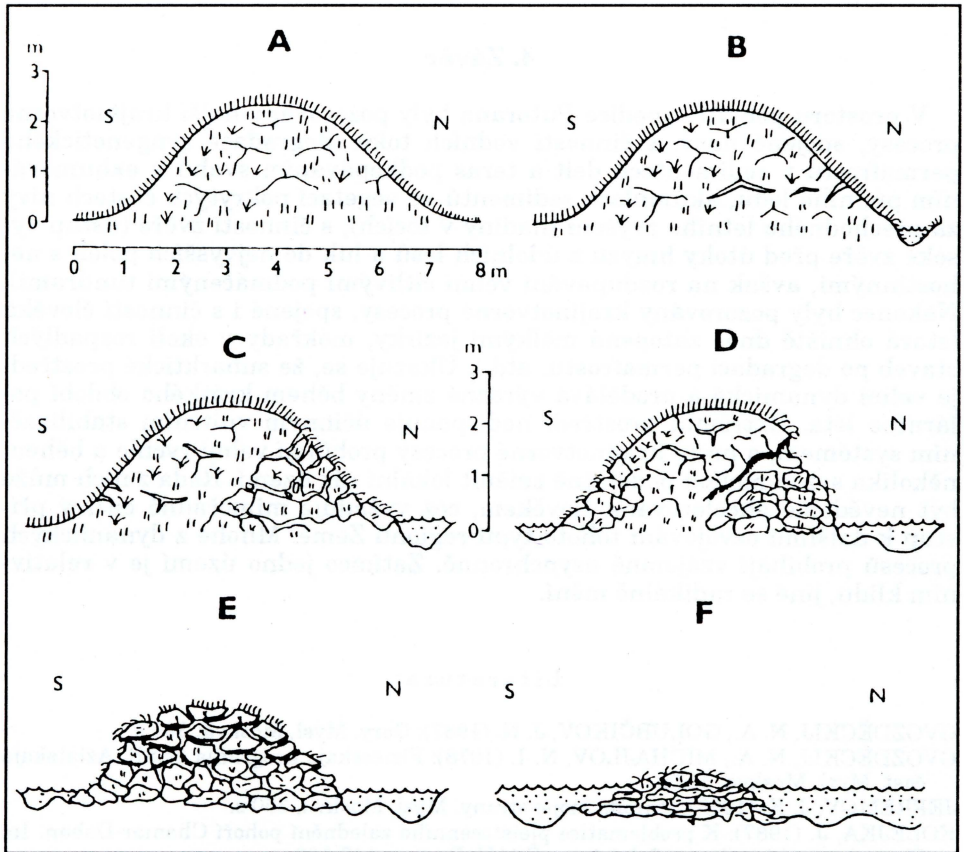
Obr. 9 – Brázdné půdy (z obr. 8): pohled shora (lokality G), pohled z boku (v řezu A-B); 1 – vlhká kamenito-jílovitá báze brázd, 2 – jílovitá vlhká, zčásti promrzlá zemina, 3 – pruhy sypkého suchého skeletu

Hrubší sypký sušší materiál tvoří výplň protáhlých „brázd“, i když místně tyto akumulace mohou svými středy převyšovat i okolní vyvýšené pruhy vlhké, soudržné hlinitopísčité až jílovité zeminy se suchou povrchovou kůrou. I ve směru do hloubky jsou tyto vlhké a relativně soudržné křivolaké „válece“ odděleny hrubším materiálem od zvlněného podloží obdobné konzistence. V podloží hrubších povrchových akumulací „brázd“ se nacházejí protáhlé „hřbety“ (vysoké max. cca 15 cm) ze zrnitostně těžší, vlhké až mokré (místa zmrzlé) zeminy. Mělké podpovrchové „brázdy“ jsou naopak pod „váleci“ nadložní vlhké soudržné zeminy. Po několika centimetrech toto vlhké podloží přechází do kontinuální trvale zmrzlé půdy. Miniaturní „hřbety“ na povrchu permafrostu (ledové klíny ?) se udržují díky lepšímu tepelně izolačnímu účinku hrubšího materiálu povrchových pruhů vytríděných úlomků, zatímco pod vlhkými jemně zrnitými a tepelně lépe vodivými „váleci“ zeminy je sezónní tání permafrostu větší. Úlomky hornin vymrzají na povrch „válců“ a sklouzávají do povrchových „brázd“. Tam se dávají dále do pohybu ve směru po spádnicí jak účinkem soliflukce, tak kongeliflukce, podporované periodickým rozeviráním a zavíráním „brázd“ nad ledovými klíny.

Zvláštním úzce lokálním procesům vývoje podléhá permafrost v rašeliništích. Nad talíkem rašelniště vznikají ostrůvky permafrostu jako nevysoké klenby – palsy (Rubín, Balatka et al., 1986). Zde obvykle příliš nepřevyšují

terén okrajů rašelinišť. V „Tříjezerní kotlině“ nelze hovořit o několika generacích různě starých kleneb, neboť v tomto prostoru jihozápadně od tábořiště (lokalita H) byly palsy pozorovány jen ve stadiích rozkladu a nikoliv geneze. Soudíme tak podle vzhledu vegetace. Pozorování však umožnila sestavení modelu jejich postupné degradace (obr. 10).

Povrch kleneb je přirozeně rozpuťán (obr. 10) a vrstva rašeliny, přes stmelující účinek jinak sporné vegetace, sestává z drobných či větších ker, připomínajících krunýř želvy (A). Jejich degradace je odstartována tehdy, objeví-li se v sousedství volná vodní hladina zpočátku miniaturního jezírka. K rozkladu opět dochází nejprve na severním úpatí (B), kde vlhčí a mělkší vrstva rašeliny hůře tepelně izoluje promrzlé jádro klenby od okolního prostředí. Vznik úpatního jezírka o rozměrech pouhých několika dm² je zřetelným počátkem rozpa-



Obr. 10 – Stadia rozpadu kleneb palsy v rašeliništích „Tříjezerní kotliny“ (H); A – palsa se souvislým rašelinným povrchem krytým mechem s trsy travin, místy trhliny v rašelině, B – vznik drobné vodní plochy na s. úpatí je doprovázen trháním rašeliny a rozevíráním trhlin na boku klenby, C – rozpad povrchu palsy do ker rašeliny na s. svahu a počátek jejich sesouvání k prohlubující se vodě, D – kolaps s. svahu klenby, počátek rozpadu a sesouvání ker rašeliny po celém obvodu k prstenci vodní plochy, E – úplný kolaps klenby palsy doprovázený ústupem ledového jádra z boku a hromaděním sesunuté rašeliny na úpatí, F – finální stadium rozpadu palsy, z rašelinného jezera vyčnívají kry rašeliny zbylé po rozpadu ledového jádra, počátek obnovy vlhkomilné travní pokrývky

du klenby. Během velmi krátké doby (týdny) se nechráněné promrzlé jádro, atakované „teplou“ vodou z jezírka, začne v těchto místech rapidně zmenšovat. Jednotlivé kry rašeliny klouzají dolů (C). Odkrytá plocha promrzlé zeminy se zvětšuje a její tání se zrychluje. Časem se kolem palsy na jejím úpatí vytvoří vodní prstenec (D). Nejdéle relativně neporušeným zůstává vrchol palsy s „čepcem“ soudržné rašeliny. „Čepec“ se pak postupně trhá a sesedává s ubývajícím jádrem do lemu dříve sklouzlych rašelinných ker (E). Současně dochází k prohlubování jezírka úbytkem ledu v jeho podloží v důsledku zvětšení tepelné kapacity vody při postupném růstu jejího objemu. Nakonec z mokřadu vyčnívá nad vodní hladinu plochý pahorek z nejvýše položených rašelinných ker bývalého vrcholu palsy, které jsou i nejdéle chráněny před rozmyvným účinkem vody (F). Vzniklá rašelinná jezera jsou velmi často ohnisky lokálních bifurkací.

4. Závěr

V prostoru pobytu expedice Putorana byly pozorovány další krajinné procesy, spojené např. s činností vodních toků (degradace syngenetického permafrostu v sedimentech delt a teras podkopáváním svahů a exhumováním půdního ledu, akumulace sedimentů ve vegetací pokrytých částech nivy za přechodného letního zvýšení hladiny v tocích), s činností zvěře (ústup vysoké zvěře před útoky hmyzu z údolních lesů a luk do nejvyšších poloh s nehostinnými, avšak na rozdupávání velmi citlivými podmáčenými tundrami). Nakonec byly pozorovány krajinné procesy, spojené i s činností člověka (stará ohniště dnes zatopená mělkými jezírky, mokřady v okolí rozpadlých staveb po degradaci permafrostu, atd.). Ukazuje se, že subarktické prostředí je velmi dynamické a prodělává výrazné změny během krátkého období polárního léta. Extrémní prostředí nedisponuje účinným vnitřním stabilizačním systémem, a proto krajinné procesy probíhají velmi rychle a během několika sezón mohou podstatně změnit lokální ráz území. Řada z nich může být nevědomě akcelerována člověkem, což vyžaduje mimořádně citlivý přístup k dalšímu osvojování tohoto typu regionů Země. Mnohé z dynamických procesů probíhají vzájemně asynchronně. Zatímco jedno území je v relativním klidu, jiné se radikálně mění.

Literatura:

- GVOZDĚCKIJ, N. A., GOLUBČIKOV, J. N. (1987): Gory. Mysl, Moskva, 399 s.
GVOZDĚCKIJ, N. A., MICHAJLOV, N. I. (1978): Fizičeskaja geografija SSSR. Aziatskaja časť. Mysl, Moskva, 512 s.
JEFREMOV, J. K. (1985): Priroda mojej strany. Mysl, Moskva, 350 s.
KOLEJKA, J. (1987): K problematice pleistocenního zalednění pohoří Chamar-Daban. In: Sborník prací 14, Geografický ústav ČSAV, Brno, s. 147-168.
KOLEJKA, J. (1991): Mezinárodní geografická expedice Putorana 1990. Sborník ČGS, 96, č. 1, s. 58-58.
KUVAJEV, V. B. (1980): Vysotnoje raspredelenije rastenij v gorach Putorana. Nauka LO, Leningrad, 262 s.
OČOVSKÝ, S. et al. (1977): Malá zeměpisná encyklopédia ZSSR. Obzor, Bratislava, 855 s.
PFEFFER, P. (1982): Asia. A natural history. Progress, New York/Moskva, 317 s.
RUBÍN, J., BALATKA, B. et al. (1986): Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia, Praha, 388 s.
SZAFIARSKI, J. et al. (1977): Malá encyklopédia zeměpisu sveta. Obzor, Bratislava, 558 s.

Summary

SELECTED LANDSCAPE-FORMING PROCESSES IN THE VOLCANIC PUTORANA PLATEAU (TAYMIR, SIBERIA)

Periglacial landscape-forming processes at the present time run intensively in the Putorana Plateau, 120 km east of Norilsk, Siberia (Fig. 1). During the Pleistocene age the structural terrain of the volcanic tableland was deeply dissected by glacial valleys following a radial network of faults. There are various cryoplanation terraces (Fig. 2) in different stages of development, depending on the weathering resistance of volcanic layers (basalt, diabas, dolerite, thufits, thufs), their internal structure (massive base – porosive surface), and thickness (1 – 50 m) on the slopes of deep valleys (max. 1000 – 1500 m). Remains of structural plains between valleys are being modelled into cryopediments and cryoplains with isolated table mounts and residual rocks. There is a striped ground on the pediment surface (Fig. 3). In many cases large volumes of weathered stony debris are being produced on slopes facing north. The latest (Holocene?) glacial cirques lose the original forms relatively quickly (Fig. 4). The most accumulational glacial land forms are stable under the dense vegetation cover (Siberian larch canopies) or protected by drought on local tops (Fig. 5).

Some dynamic landscape changes are related to the naturally wet conditions. Water, as the main active landscape-forming factor present, causes the periodical origination and decline of pingo domes on the accumulational banks of Mosquito Lake (Fig. 6). The thermal and humidity conditions are strongly differentiated and influence the local vegetation cover and the thickness of the active layer of permafrost on small hills at the valley bottom (Fig. 7). Periods of drought and water surplus lead to the solifluction, followed by desert – like wind effects (Fig. 8) on dried-out pingo surfaces that are facing south and covered by striped soil with an internal pipe-like, structure (Fig. 9). A completed consequence of the peat mounds declination stages was observed on wet bottoms of glacial valleys. The degradation process of turtle-like peat domes with ice cores is triggered by a small water body on the northern foot. During a few seasons a field of domes has been changed into a peat lake (Fig. 10).

- Fig. 1 – Investigated western part of the Putorana mountain range (with a synoptical characterisation of the geographical location of the territory and of the areas of research A to G); 1 – tablelands, 2 – narrow ridges, 3 – lakes, 4 – river network, 5 – taiga forest tundra
- Fig. 2 – Longitudinal landscape profile of a typical range (location A); 1 – Massive basalts with irregular basaltic jointing, 2 – tufits, 3 – dejection cones, 4 – subglacial sedimentary formations, 5 – frost cliffs, 6 – boulder fields, 7 – cryoplantation terraces with boulder pavement, 8 – cryoplantation terraces with lichen tundra, 9 – cryoplantation terraces rock plates, 10 – water bodies, 11 – cryoplantation terraces with bushy tundra, 12 – bushy polar willows on the upper limit of the forest, 13 – dwarf larches on the upper limit of the forest, 14 – mature larch forest, 15 – birch forest on the dejection cones, 16 – willow growth along side the water surfaces, 17 – islands of alder trees
- Fig. 3 – Furrowed soils on water-shed structural plateaus modelled by cryoplaining (location B)
- Fig. 4 – Ageing glacial relief of the side corrie with remains of structural terraces and frost cliffs at the snout of plateau basalts (location C)
- Fig. 5 – The Southern Néralach valley with remains of stadial moraine of Pleistocene valley glacier with relative elevation of 60 – 90 m under a spot height of 950 m (location D). On the opposite side of the valley the moraine is probably covered by fluvioglacial sediments originating from the side corrie.
- Fig. 6 – Main landscape elements in the area of Mosquito Lake (location E); 1 – pingo uplifts, 2 – pingo eroded by thermoabrasive lake-water, 3 – boulder circles on the bed of the lake in the places of mouldered pingos, 4 – dejection cones, 5 – sand bank on the river bed, 6 – oulines of lakes with elevation above sea-level, 7 – alas lakes, 8 – steady drainage pattern, 9 – periodical drainage pattern, 10 – blow-

outs of permafrost, 11 – larch growth, 12 – growth of bushy alders and willows, 13 – meadows

Fig. 7 – Character of active surface of a pingo with surface temperatures at 12:10 local time with warm air in the shade 2 m above sea level 26 °C (location F); 1 – larch, 2 – alders, 3 – willows, 4 – roses, 5 – dwarf birches, 7 – cranberry bushes, 8 – grasses, 9 – horsetails, 10 – mosses, 11 – lichen, 12 – bare sandy soils, 13 – bare rocky soils, 14 – data on air temperatures in °C

Fig. 8 – Types of active surface of a pingo with furrowed soil (location G). A – Flat hilltop (inclination c. 0°) with alder shrubs, B – flat hilltop (up to 3°) with „unorganised“ furrowed soil with stone stripes aslope towards the downward gradient, C – furrowed soil of connecting and separating bands (-6°), D – furrowed soil with bands along the downward gradient, E – scarp of upfold with „disorganised“ furrowed soil, bearberry bushes supporting stone terraces (+15°), F – stabilising foot of upfold (-15°) with bushes of heather, bearberry, larch on bare soil, among the stones and in the moss, G – Damp foot of upfold with thufurs covered on the surface by dwarf birch bushes

Fig. 9 – Furrowed soil (from Fig. 8): view from overhead (location G) view from the side (in section A-B); 1 – Damp stone-clayey base of furrows, 2 – Agrillaceous damp, partly frozen earth, 3 – Bands of loose dry skeleton

Fig. 10 – stages in the collapse of vaults of an earthmond in the peat bogs of the „Three lakes basin“ (location H); A – earthmond with continuous peat surface with a cover of moss and tufts of grass, in places fissures in the peat, B – rise of small area of water at the northern foot is accompanied by break up of the peat and spread of fissures on the side of the vault, C – disintegration of the surface of the earthmond into floes of peat on the northern scarp and the start of their downward slide towards the deepening water, D – collapse of the northern scarp of the vault, start of the disintegration and downward slide of floes of peat around the whole girth towards the ringlet of the water area, E – complete collapse of the vault accompanied by retreat of nucleus of ice from the side and accumulation of peat which has slid down at the foot, F – final stage of collapse of earthmond, from the peat lake protudes floes of peat remaining after the disintegration of the nucleus of ice, start of the renewal of hydrophilous grass covering.

(Pracoviště autorů: Institut ekologie lesa, Lesnická fakulta Mendelovy zemědělské a lesnické univerzity, Zemědělská 3, 616 00 Brno; Katedra chemie životního prostředí a ekotoxikologie Přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity, Kotlářská 2, 611 37 Brno; Institut für Angewandte Geodäsie und Photogrammetrie, Technische Universität Graz, Steyrergasse 30, A-8010 Graz, Österreich.)

Do redakce došlo 16. 12. 1995

Lektorovali Václav Král a Václav Příbyl