

MILOŠ KUŽVART

PROBLÉMY ZVĚTRÁVÁNÍ HORNIN V ZEMĚPISU

Abstract: THE WEATHERING PROCESSES IN GEOGRAPHY. — The weathering processes, fossil as well as recent, are of vital importance for the origin of the forms of earth's surface. Physical weathering is mentioned shortly in this paper, chemical and biochemical weathering is discussed more in detail. Hydrolysis, oxidation, carbonatisation and hydration are characterised in forms of chemical properties of various elements and compounds. Other important items discussed here are biogene, water and air migration of chemical compounds and examples of various types of weathering (laterization, kaolinisation).

Ve svrchní části litosféry vzniká fyzikálním, chemickým a biochemickým zvětráváním hornin zvětralinový plášť, který buď může zůstat na místě (reziduální typ), nebo může být přeplaven (přeplavený typ). V raných stádiích zvětrávání nebo v chladných oblastech převládá mechanické zvětrávání, jež časem nebo v podmínkách teplejšího až tropického klimatu přechází ve stadium vápenatých zvětralin, zbavených vyluhováním síry a chloru, až ve stadium kyselých sialických (kaolinových — viz níže) zvětralin, po případě ve stadium alitových (lateritových — viz níže) zvětralin. Přeplavením, vytříděním a usazením těchto zvětralin vznikají různé typy říčních, jezerních a mořských sedimentů. Jejich složení závisí na povaze zvětralinového pláště, na vlivech prostředí při transportu a při sedimentaci a na proměnách při zpevňování.

Fosilní i recentní pochody zvětrávání hornin mají velký vliv na tvary povrchu zemského a na osídlení.

Zvětrávací pochody mají pro vznik reliéfu selektivní význam: *pozitivní tvary reliéfu* (hřbety, elevace) vznikají na horninách odolných mechanicky i chemicky, zvláště je-li jejich minerální parageneze ve fyzikálně rovnovážném stavu v podmínkách zemského povrchu (žula, pegmatit, barytové žíly, křemenec, ortorula), *negativní tvary reliéfu* (údolí deprese) vznikají na mechanicky málo odolných horninách (na všech tektonicky drcených horninách, dále např. jílech, píscích), na chemicky rozpustných horninách (např. na solích, sádrovci) a na horninách, jejichž minerální parageneze není v podmínkách zemského povrchu v rovnovážném stavu (např. na peridotitu, diabasu, zelených břidlicích).

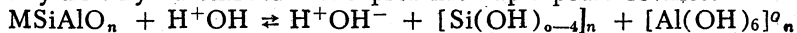
Od pólu k rovníku a od velehor k nížinám přibývá významu chemického a zvláště biochemického zvětrávání na úkor pouhého zvětrávání mechanického, jehož hlavními činiteli jsou mrznutí vody, gravitace, pohybující se ledovec a voda (v studeném pásmu), insolace, krystalizace solí, pronikání kořenů rostlin a pohyb vzduchu (zvláště v pouštních oblastech podél obratníků).

Chemické a biochemické zvětrávání

Nejdůležitější pochody chemického zvětrávání jsou hydrolyza, oxidace, karbonatizace a hydratace, při biochemickém zvětrávání se účastní kyslíčník uhličitý organického původu a organické kyseliny působící při hydrolytickém zvětrávání (viz

níže). Činiteli těchto pochodů jsou fyzikálně chemické podmínky a koncentrace iontů vodíků. Při zvětrávání probíhá většinou několik pochodů za působení několika činitelů najednou.

H y d r o l ý z a silikátu může probíhat např. podle rovnice:



nebo $\text{Al}(\text{OH})_3 + (\text{M}, \text{H}) \text{Al}^o\text{SiAl}^t\text{O}_n$ (jílový minerál nebo zeolit nebo troska silikátové mřížky),

kde exponenty o a t znamenají oktaedrickou nebo tetraedrickou koordinaci, M je kovový kation, Al mezi Si a O zastupuje Si v tetraedrické koordinaci. Čím vyšší valenci mají kovy, tím méně rozpustné sloučeniny vytvářejí a tím mají menší migrační schopnost. (Např. rozpustnost sloučenin a migrační schopnost klesá od K^+ přes Ca^{2+} k Fe^{3+} .)

Výsledkem hydrolyzy minerálů a disociace vody v geologické minulosti Země je na jedné straně obohacení mořských vod kovovými ionty a ionty OH se současným vznikem alkalické reakce, na druhé straně vznik jílových minerálů na pevnině, v nichž jsou vázány ionty vodíka.

Rychlost hydrolytického zvětrávání je přímo úměrná jednak rychlosti odstraňování jeho produktů cirkulující vodou, jednak přísunu vodíkových iontů, které mají tendenci nahrazovat v silikátech slabě vázané kovové kationty. Zdrojem vodíkových iontů může být dešťová voda (pH7 až 4), podzemní voda, v níž je rozpuštěn kyslíčnick uhlíčitý z půdní atmosféry, silné kyseliny, vznikající oxidací sírníků, jíl s adsorbovanými ionty H , pokrývající úlomky zvětrávajících silikátů, a v neposlední řadě i životní pochody rostlin. Kořínky rostlin mají na povrchu negativní náboj a jsou obklopeny iontovou atmosférou, která se skládá hlavně z iontů vodíku. Tyto ionty uvolňuje rostlina za vyměnitelné ionty Ca , K , Mg aj., vázané v koloidním jílu a v organické hmotě v okolí kořínku. Koloidní jíl bohatý vodíkem se stává chemicky agresivním. Nahrazuje úbytek svých vyměnitelných kationtů z úlomků silikátových minerálů v půdě. Tak dochází ke kontaktní výměně iontů mezi rostlinou a zvětrávajícími minerály prostřednictvím koloidního mostu. Kromě toho rostliny uvolňují látky, které způsobují vyluhování hornin. Patří sem kyselina citrónová, jablečná, mléčná, vinná a některé aminokyseliny.

O x i d a c e je pochod, při němž prvek nebo sloučenina ztrácí elektron. Z toho je zřejmé, že kyslík nemusí být hlavním oxidujícím činitelem. Z hlediska Fe je FeS_2 oxidovanou sloučeninou, z hlediska Fe_2O_3 je však FeS_2 sloučeninou redukovanou. S oxidací se nejčastěji setkáváme u sulfidů. Např. z markazitu může oxidací vzniknout melantherit nebo limonit (tj. goethit, lepidokrokit a hydratovaný oxid železa) se současným uvolněním kyseliny sírové, která působí další změny. Oxidačním činitelem může být kromě kyslíku též trojmocné železo, čtyřmocný mangan nebo šestimocná a čtyřmocná síra, které jsou schopné přijímat elektrony od oxidované sloučeniny. Redukčními činidly jsou ionty, které mohou elektrony předávat redukované sloučenině, například dvojmocné železo, dvojmocná síra, dvojmocný mangan a ryzí kovy — železo, měď a jiné. Schopnost prvků uvolňovat nebo přijímat elektron se charakterizuje jako oxidačně-redukční potenciál (E_h) a měří se ve voltech, přičemž potenciál reakce $\text{H}_2 \rightarrow 2\text{H} + 2e$ se považuje za nulu. E_h se určuje ve vodných roztocích. Závisí na vlastnostech atomu, teplotě, pH a koncentraci roztoku. V kyselém prostředí je např. E_h reakce $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+} = 0,771 \text{ V}$, v zásaditém prostředí je E_h reakce $\text{Fe}(\text{OH})_2 \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 = -0,56 \text{ V}$. Znamená to, že při E_h nižším, než jsou uvedené hodnoty, probíhá zprava doleva redukce, při hodnotách vyšších zleva doprava oxidace. V silně

kyselém prostředí, např. v železném klobouku sulfidických ložisek, je oxidačně-redukční hranice pro železo mezi +0,4 a +0,6 V (ještě při 0,5 V Fe může existovat ve dvojmocné formě), v zásaditém prostředí, např. v pouštní zvětrávací kůře, je nižší než 0 (při 0,5 V probíhá oxidace $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$).

Indikátorem Eh jsou např. minerály železa. Červené a hnědé zbarvení trojmocných sloučenin železa ukazuje na oxidační prostředí, zelenavé nebo šedé zbarvení dvojmocných sloučenin ukazuje na prostředí redukční.

Karbonatizace je slučování karbonátových nebo bikarbonátových iontů s kovovými ionty uvolněnými ze zvětrávající horniny. Karbonátový a bikarbonátový iont vznikají reakcí H_2O a CO_2 . Kromě těchto iontů vzniká též kyselina uhličitá, která je mnohem účinnější, než přísluší její poměrně malé aciditě. Dokonce i tak odolný minerál jako zirkón je atakován roztoky s ionty CO_3^{2-} .

Hydratace často doprovází hydrolyzu, oxidaci a karbonatizaci. Při hydrataci minerál přijímá vodu. Příkladem může být hydratace anhydritu, při níž vzniká sádrovec.

Geochemicky definovaná území

Jsou tři typy základních geochemicky definovaných územních celků: 1. eluviální — ploché vodní předěly s hladinou podzemní vody v hloubce, hmota i energie jsou dodávány prostřednictvím atmosféry; v půdním profilu vznikají iluviální horizonty, půdní profil „přirůstá“ směrem dolů na úkor matečné horniny; 2. subakvální — říční nebo jezerní sediment, zvl. jíl, „přirůstající“ směrem vzhůru, nezávisí na podložní hornině; 3. superakvální — přechodný typ s hladinou podzemní vody mělce pod povrchem.

Produkty zvětrávání vznikající v eluviu se dostávají povrchovou i podzemní vodou do superakválních a subakválních územních celků a zúčastní se jejich vzniku.

Základní geochemicky definované celky spojené mezi sebou migrací prvků a vázané na jeden typ reliéfu jsou souhrnně označovány jako *geochemická oblast* („geochimičeskij landšaft“ ve smyslu A. I. Perelmana 1961).

Migrace prvků v geochemické oblasti

Migrační schopnost se vyjadřuje jako rychlost přechodu 1 g látky do roztoku:

$$P_x = \frac{1}{B_x} \cdot \frac{dB_x}{dt} \quad (x - \text{daný prvek, } P_x - \text{jeho migrační schopnost, } B_x - \text{množství jeho atomů, které přešly do roztoku za nekonečně malý časový úsek } dt).$$

Migrační schopnost prvku závisí na stavbě elektronkových obalů atomu příslušného prvku, na iontovém poloměru, ionizačním potenciálu, polarizovatelnosti atomů a iontů aj. Hlavními vnějšími činiteli migrace jsou teplota, tlak, koncentrace látek, oxidačně-redukční podmínky, pH vody, sopečné a biologické procesy. Podle prostředí, v němž prvky migrují, lze migraci rozdělit na biogenní, vodní a atmosférickou.

Biogenní migrace

Rostlinný pokryv zeměkoule každoročně spotřebuje 170 miliard tun kysličníku uhličitého z atmosféry a hydrosféry (tj. 3 t/ha povrchu Země). Za miliardu let vytvořila fotosyntetická asimilace zásobu uhlíku (ropy a uhlí) 10 000 miliard t (tj. 200 t/ha povrchu Země) a uvolnila 280 000 miliard t kyslíku, jenž byl pů-

vodně vázán v kysličníku uhlíčitým. Rostlinná hmota se po odumření organismu rozkládá v různé organické kyseliny a kysličník uhlíčitý, jež mají prvořadý význam pro rozklad hornin.

Vliv organismů na migraci prvků spočívá též v tom, že některé koncentrují ve svých kostrách, skořápkách apod. určité prvky, jež se po jejich odumření hromadí (korálové vápence, křemelina, rašelina, uhlí aj.), jiné koncentrují prvky různě intenzívně: *koeficient biogenní koncentrace* A_x ($= \frac{l_x}{n_x}$; l_x — procento prvku v popělu rostliny, n_x — procento prvku v hornině substátu) pro P, S, Cl je 10 až 100, pro Ca, K, Mg, Na, Sr, B, Zn, As, Mo, Mn je 1 až 10, pro Si, Fe, Ba, F, Rb, Cu, V, Ge, Ni, As, Co, Li, Y, Cs, Ra, Se, je 0,1 až 1, pro Al, La, Tl; Pb, Sn, U, Cr, je 0,01 až 0,1. Koeficient A_x menší než 1 znamená, že ke koncentraci nedochází).

Vodní migrace

Většina chemických prvků migruje ve vodních roztocích (iontových, molekulárních nebo koloidních), které jsou nositeli velké energie a způsobují v geochemických územích velké chemické změny.

Koeficient vodní migrace lze vypočítat podle vzorce $K_x = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x}$ (m_x — obsah prvku ve vodě v g/l; a — minerální látky rozpuštěné ve vodě v g/l; n_x — obsah prvku v horninách nebo klark — pro velká území).

Tento koeficient je pro Cl a SO_4 10 až 100, pro Ca, Mg, Na, F, Sr, Zn, U 1 až 10, pro Si, P, K, Cu, Ni, Mo, V, Mn 0,1 — 1. Do značné míry závisí koeficient vodní migrace prvku na rozpustnosti jeho sloučenin. Velmi důležitým faktorem, jež ovlivňuje rozpustnost, je koncentrace vodíkových iontů (pH), určující kyselost nebo zásaditost roztoku. Slabě kyselé vody (pH 6 a méně) jsou příznivé pro migraci Ca, Sr, Ba, Ra, Cu, Zn, Cd, Cr^{3+} , Mn^{2+} , Fe, Co, Ni. V zásaditých vodách (pH nad 7) jsou tyto prvky nepohyblivé, snadno však migrují V^{5+} , As^{5+} , Cr^{6+} , Se^{6+} , Mo^{6+} . Jiné prvky jsou pohyblivé v zásaditém i kyselém prostředí (Li, Na, K, Rb, Cs, F, Cl, Br, I, B aj.). V počátečních stadiích zvětrávání (např. po vyzdvihu oblasti nebo poklesu erozní báze, jež umožňuje lepší odvodnění), se do vod dostává mnoho silných kationtů, které v kombinaci se slabými anionty způsobují slabě alkalickou reakci. Proti ní působí vývoj rostlinného pokryvu, který produkuje mnoho kyselinotvorných sloučenin (O_2 , organické kyseliny). V rovinnatých oblastech s hojnými srážkami a dobrým odvodněním může reakce podzemních vod dosáhnout pH 4 až 5, tj. kyselosti příznivé pro kaolinizaci a některé fáze lateritizace (např. ve vlhkých tropech a subtropích). Pozdní stadia vývoje reliéfu jsou charakteristická převahou koloidních látek v povrchových i podzemních vodách. Vedle hodnoty pH roztoku jsou důležitým činitelem migrace též redukčně-oxidační podmínky (viz výše).

Výsledkem migrace prvků je vyluhování a *chemická denudace zemského povrchu*, jež postupuje na souši průměrnou rychlostí 12 mikronů za rok (max. 16 mikronů, tj. 40 t/km² ve stepi, min. 4 mikrony, tj. 10 t/km² v tundře). Mechanická denudace postupuje více než 6,5krát rychleji.

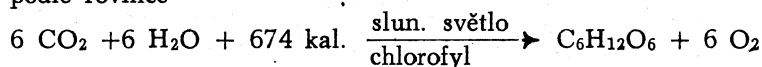
Atmosférická migrace

Podzemní atmosféra se účastní zvětrávání intenzívněji než nadzemní. Má vyšší obsah vodní páry a CO_2 (0,15 až 0,65 %, max. 2 %, ve srovnání s 0,03 % v ovzduší). V atmosférických srážkách bývají rozpuštěny ionty HCO_3' , SO_4'' , Cl' ,

Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . V dešťové vodě na mořském pobřeží je až 100 mg/l Cl^- , ve vnitrozemí 2–3 mg/l. Látky migrují atmosférou v suspenzi při prашných bouřích. Vítr může v poušti způsobit odnosem prachových a pískových částic i vznik kotlin o hloubce až 100 m a ploše desítek čtverečních kilometrů. To je usnadněno zvláště v rozpustných klenbových částech antiklinál tvořených solinosnými horninami. Migrace živých organismů, které po svém odumření mohou ovlivnit geochemický režim místa, kam byly zaneseny, dosahuje často obrovských rozměrů. Váha sarančí, která proletěla za jediný den nad Rudým mořem, byla vyčíslena na 44 mil. t. Jejich mrak zaujímal plochu téměř 6 tisíc km^2 .

Příklady geochemických oblastí

V zemské kůře probíhá biologický koloběh, spočívající v neustálém vznikání a zanikání organické hmoty. Tento koloběh nevede k úplnému obnovování stavu již jednou dosaženého. Prolíná se s postupným vývojem. Hlavním pochodem, při němž vzniká organická hmota, je fotosyntetická asimilace, probíhající zhruba podle rovnice



Stavby organické hmoty se zúčastní též relativně malá, ale z biologického hlediska důležitá množství solí vápníku, hořčíku, draslíku, fosforu a dalších prvků. Některé organismy hromadí ve svých tělech určité prvky, např. měď, zinek, mangan, železo a jiné, které jsou za normálních okolností obsaženy v živé hmotě jen v nepatrných množstvích.

Nejvíce rostlinné hmoty produkuje dešťový prales (100 až 200 t na 1 ha za rok na rozdíl od 8–10 tun v našich podmínkách). Zvyšující se teplota je příznivá hromadění humusu jen do určitého stupně. Pak převládne rušivá činnost mikroorganismů a rychlý rozklad organických látek. Při pH 4 bakterie humus rozkládají, vzniká rašelina. Při teplotě okolo 20°C, typické pro tropické nížiny, je obsah humusu konstantní (přrůstek se rovná úbytku mineralizací). V tropické pahorkatině (200–1000 m n. m.) při průměrných teplotách mezi 19–24°C humusu přibývá. V tropických horách (1000 až 1900 m n. m.; 13–18°C) je situace podobná jako v mírném pásmu, ve velehorách (nad 1900 m n. m.; 12°C) je řídkší vegetace, která produkuje poměrně málo humusu.

Po odumření rostliny se složité organické sloučeniny rozkládají v chemicky vysoce aktivní kyseliny, které se nakonec oxidují v jednoduché výchozí látky fotosyntetické asimilace — v kysličníh uhlíčitý a vodu (zbývají minerální soli). Přitom se uvolňuje energie obsažená v organické molekule. Rozkladu organické hmoty se významně účastní mikroorganismy, kteřých obsahují některé půdy až několik miliard v 1 g a některé podzemní vody až několik miliónů v 1 cm^3 .

Ve vlhkých tropech s průměrnou roční teplotou 20–25°C a srážkami 1500–3000 mm rozklad organické hmoty a zvětrávání probíhá velmi rychle. Horniny jsou atakovány nejen kysličníkem uhlíčitým rozpuštěným ve vodě a organickými kyselinami, ale též kyselinou dusičnou, které při bouřích vzniká podstatně více v tropech (2–3 mg/l atmosférické vody) než v mírném pásmu (0,42 mg/l). Z hornin vyluhované kationty K, Na, Ca, Mg nestačí neutralizovat tyto kyseliny, proto je konečná reakce podzemních vod kyselá. Výsledkem je vznik lateritového nebo kaolinového profilu.

Kaolinizace je chemický proces, při němž z horninotvorných alumosilikátů, hlavně ze živců, vzniká vnitřní přestavbou molekuly za odnosu alkálií,

alkalických zemin a části SiO_2 a za přítomnosti a působení vody minerál kaolinit. Tento proces vyžaduje speciální chemické, klimatické a geomorfologické podmínky. Hlavním znakem kaolinizace je uvolnění částí SiO_2 a zvláště silný odnos bází. Těmto pochodům předchází většinou vybělení, tj. odnos železa.

Hloubka rozkladu závisí na obsahu živců v hornině a na tektonické připravenosti horniny. Rozklad většinou dosahuje do hloubky asi 30 m. Podél rozpuštěných mylonitových nebo fylonitových zón sahá kaolinizace hlouběji. Maximální hloubka kaolinizace vzniklé zvětráváním je 200 m. Mylonitizované horniny se sericitem, popř. rozdrčenými živci podléhají kaolinizaci snáze než horniny nemylonitizované. Sericitové šupinky a drobné úlomky rozdrčených živců mají větší povrch schopný reagování s roztoky než neporušené živce. Obsah kaolinitu v kaolinu závisí na intenzitě rozkladu a na obsahu živců v matečné hornině. Nemůže být proto klasifikačním znakem, jak chybně předpokládá J. P. Bakker (1967).

Povrchová klimatická kaolinizace probíhá při kyselé reakci podzemních vod zhruba při pH 4. Kyselou reakci způsobuje ve většině případů kysličník uhličitý, který vzniká rozkladem organických látek anebo je obsažen v ovzduší, vzácněji způsobuje kyselou reakci kyselina sírová z pyritu. Kysličník uhličitý z ovzduší se rozpouští v dešťové vodě, která má pH 5,5–6,5, max. až 4.

Lateritizace. Laterit je v původním smyslu Buchananově červená pórovitá hornina obohacená seskvioxydy, z níž se v Indii zhotovovaly cihly na stavbu domů (later = latinsky cihla). Později se ukázalo, že tato hornina neobsahuje hydroxidy hliníku. Přesto se jako laterit označují produkty alitického zvětrávání.

Lateritizace začíná při nepříliš velké změně podmínek vhodných pro kaolinizaci (např. při zvýšení roční teploty o 2,5–3°), takže teplota je většinou nad 25°C a průměrná roční teplota je okolo 20°C. Důležité je periodické střídání období velkých srážek a vsaku o obdobími sucha a výparu. Lateritizace navazuje často časově na kaolinizaci, jež působí v hlubších zónách lateritového profilu, i když při povrchu vznikají ality. Teplota 20 až 21°C je důležitým bodem zvratu při vzniku volných hydratovaných oxidů hliníku při ročních srážkách okolo 750 mm. Optimální podmínky pro vznik lateritu jsou charakterizovány dvěma dlouhými obdobími dešťů, která se střídají s dvěma krátkými obdobími sucha, např. mezi 10–14° s. š. v Africe.

Při vzniku lateritu se současně se střídáním srážek a sucha mění i chemické podmínky. V dobách sucha je reakce podzemních vod alkalická, protože nejsou odstraňovány uvolněné alkálie. Za hluboké pozice hladiny podzemní vody dochází při pH 7–9,5 k vyluhování bází a k desilicifikaci. Kysličník hlinitý a železitý zůstávají na místě. Vznikají siality a ality. V době dešťů, kdy se povrch pokryje vegetací, vzniká rozkladem rostlinných zbytků kyselina uhličitá, která při vysoké poloze hladiny podzemní vody způsobuje vynášení sloučenin železa a hliníku. Tyto sloučeniny se vylučují na povrchu při změně pH podzemní vody na začátku dalšího suchého období. Vzniká zvětrávací kůra bohatá seskvioxydy. Laterit se vyvíjí postupně z rudé tropické zvětralině a ta z půdního typu období našeho hnědozemí. Při tomto vývoji projde zvětrávací kůra postupně nižšími vývojovými stadii od stadia mechanického zvětrávání přes vyloužené půdní typy, hnědozemě, rudé tropické zvětralině až k lateritu, podobně jako vývoj embrya savce opakuje v krátkosti celou fylogenezi druhu.

Lateritické půdy (červenozemě, rudozemě ve smyslu sovětských a anglosaských autorů) jsou zpočátku většinou složeny z částic pod 0,5 μ (30–55 %). Stárnu-

tím rekrystalizují hydratované oxidy železa v krevel. Tím se zvětšuje zrno (maximum součástek je ve frakci 0,1–50 mm). Zároveň se mění i barva z hnědočervené v rudou.

Lateritový profil se může vertikálně několikrát opakovat. Příčinou je otevření cesty pro roztoky do hlubších zón, např. zemětřesením (mladší profil vzniká pod starším) nebo překrytí starého profilu vrstvou sopečného popela (mladší profil vzniká nad starším).

Mocnost lateritového profilu závisí na době trvání lateritizace a kolísá od několika metrů do prvních stovek metrů, průměrně činí 20–30 m. Mocnost červeného pevného pórovitého lateritu činí několik málo metrů, pestře skvrnitý horizontu 3–10 m, vyběleného horizontu 20–30 m. Mocnost obou posledních zón, jimž je společná přítomnost kaolinitu, záleží zčásti též na povaze matečné horniny. Na bezkřemenných horninách je jejich mocnost nepatrná, na horninách s křemenem značná.

Stepní a pouštní oblasti jsou 10×–100× menším zdrojem rostlinné hmoty než lesní oblasti. Celková váha rostlinné hmoty nepřevyšuje 30–40 t/ha. Biologický koloběh je rychlý, protože prvky nejsou zadržovány ve víceletých dřevinách. Hmota kořenů je větší než hmota nadzemních částí rostlin. Zvětrávání je značně intenzivní. Časté jsou *křemité kůry* (silcrete – J. A. Mabbutt 1965), vzniklé z SiO₂ utvořeného při zvětrávání alumosilikátů za alkalické reakce. Mohou se později stát pevnou vrcholovou polohou, která chrání měkké podložní horniny a způsobuje vznik stolových hor a svědeckých pahorků s jednotnou hladinou vrcholů. Podobný význam mají též lateritové kůry.

Tundry jsou charakteristické malým rozvojem živé hmoty. Biologický koloběh je pomalý a zahrnuje méně látek než v lesích a stepích. Mezi rostlinami převládají mechy, lišejníky a řasy.

Geochemická činnost člověka

Na celé Zemi se ročně těží miliardy tun ropy a uhlí, stovky miliónů tun železné rudy, milióny tun rud Cu, Zn, Al, Ca, P, K, Cl, Na, S aj., stovky tisíc tun Sn, Cr, Ni, desítky tisíc tun Ag, Mo, W, Sb. Ročně člověk přemístí 1 km³ hornin a zemin (roční odnos z pevnin řekami činí 15 km³). V úpravách rud, při stavbě cest aj. vznikne ročně 1 km³ prachu. To vše má pro geochemické pochody na Zemi význam celoplanetárního přírodního jevu.

Geochemické oblasti v minulosti Země

Povaha koloběhu prvků v abiogenním období vývoje Země (začátek prahor) byla určována bezkyslíkatou redukční atmosférou s vodní párou, metanem, kyslíčkem uhlíčitým, čpavkem, dusíkem a vodíkem. Reakce vody byla alkalická. S největší pravděpodobností probíhalo v teplém pásmu zvětrávání dnešního tropického typu, při němž vznikala zvětralina s minerály hliníku, jinde vznikala hydroslidová zvětrávací kůra.

Objevení prvních rostlin neznamenovalo ještě zásadní změnu zvětrávání, neboť jejich hmota byla příliš malá. Teprve na konci proterozoika se atmosféra změnila zásluhou fotosyntetické asimilace zelených řas v oxidační. Vcelku měla předkambrická krajina ráz pouště.

Staropaleozoické nížinné psilophytové a mangrovové oblasti byly zdrojem rostlinné hmoty, jež se uplatňovala při vzniku černých břidlic. Tím se

při břehu moře vytvářela redukční geochemická bariéra, která způsobovala vysrážení Mo, V, Cu při břehu, jež tvořily v anaerobním prostředí s H₂S sulfidy. Kaledonské vrásnění způsobilo výškovou klimatickou diferenciaci a dodání nových mas vyvřelin a rud do koloběhu látek na Zemi. Od kambria vznikají červené tropické zvětraliny. Na šelfech moří se ukládají fosfority, v lagunách soli.

Mladopaleozoické souvislé porosty psilophyt a kapradin byly před variským vrásněním stále ještě spíše výjimkou. Převládaly pouště. Teprve po tomto vrásnění došlo k obrovskému kvalitativnímu i kvantitativnímu rozvoji rostlinstva v důsledku značného obohacení atmosféry a kontinentálních vod kyslíčkem uhličitým. Reakce vod se změnila v kyselou. Naplno a na velkých plochách začalo probíhat kaolinické zvětrávání i vyluhování železa z kaolinu v důsledku redukce špatně rozpustných sloučenin trojmocného železa v lépe rozpustné sloučeniny dvoumocného železa působením vod s organickými látkami v podloží bažin. Vznikly prvé krajiny typu tropického dešťového pralesa. Na konci období se klima změnilo v aridní.

V mesozoiku bylo klima většinou opět příznivé pro kaolinizaci. V kenozoiku, zvláště po alpinském vrásnění, dosahují velkého rozvoje, srovnatelného s rozvojem tajnosrubných rostlin, již krytosemenné rostliny, které ve srovnání s nahosemennými předešlého období obsahují více P, Ca a popelovin. Celkovou tendencí v současnosti je progresivní vyluhování hornin a půd, které je kompenzováno umělým hnojením.

Kolísání klimatických podmínek v geologické minulosti určité oblasti je způsobeno vedle celoplanetárních vlivů stěhování rovníku (M. Kužvart, J. Konta 1968) a s ním i klimatických pásem.

Literatura

- BAKKER J. P. (1967): Weathering of granites in different climates, particularly in Europe. — Symposium internationale de géomorphologie, vol. 1, 51—68, Liège.
- KUŽVART M. (1965): Problémy zvětrávání hornin. — Věstník ÚÚG, 40, 55—69. Praha.
- KUŽVART M. — KONTA J. (1968): Kaolin and laterite weathering crust in Europe. — Acta Univ. Carol., Geol. 1—2, 1—19, Praha.
- MABBUTT J. A. (1965): The weathered land surface in Central Australia. — Ztschr. f. Geomorphologie, Neue Folge, 9, 81—114. Berlin.
- PERELMAN A. I. (1961): Geochimija landšafta. 496 str. Gosud. izd. geogr. liter., Moskva.