

Vnější geosféry – atmosféra a hydrosféra

Stavba planety Země se v současné době vyučuje jako systém přibližně soustředných geosfér, v hrubých rysech uspořádaných podle svojí hustoty. Jádro a zemský plášť jsou relativně ostře ohraničené a až na drobné výjimky jsou pro náš výzkum a využití nedosažitelné. Vnější geosféry – zemská kůra, atmosféra a hydrosféra – tvoří naše životní prostředí a navzájem se více či méně překrývají.

Ponechme stranou zemskou kůru a její stavbu, i když se k ní budeme dále v textu neustále vracet. Pro tyto účely definujme pojem horninové prostředí, které můžeme chápat jako část zemské kůry, do které zasahuje činnost člověka.

Z vnějších (neživých) geosfér pak zůstávají atmosféra a hydrosféra. Obě tyto geosféry mají zásadní význam pro existenci života na Zemi a ovlivňují celkový ráz životního prostředí na Zemi – teplotu, klima, počasí – a to větší měrou, než si jí lidská společnost často ochotna připustit. Zatímco voda je látka, jejíž přítomnost je jinde ve vesmíru pravděpodobná a na některých planetách sluneční soustavy prokázána, vzduch, jak ho známe v současnosti na naší planetě, je látkou zcela unikátní.

Jak bylo uvedeno, dochází mezi geosférami k mnoha vzájemným interakcím, které mají dopad na fyzikálně-chemické podmínky prostředí na povrchu naší planety. Hlavní složka atmosféry – vzduch – je obsažen nejen ve vlastním plynném obalu planety, ale také je rozpuštěn ve vodě a je rovněž součástí horninového prostředí. Jeho některé složky (zejména kyslík a oxid uhličitý) pak běžně reagují se svým okolím. Podobně je to s vodou, jako hlavní složkou hydrosféry. Kromě vodních rezervoárů (oceány, jezera, řeky) je nedílnou součástí atmosféry a naprosto nenahraditelnou složkou horninového prostředí a to i do hloubek větších, než dosahuje zemská kůra. Variabilitu jejího uplatnění ještě umocňuje fakt, že může existovat ve všech třech skupenských stavech. Unikátní ukázkou kombinace horninového prostředí, atmosféry, hydrosféry a ještě biosféry je pedosféra – půdní obal Země.

Atmosféra – vzduchový obal Země

Ze všech geosfér má atmosféra nejnižší hustotu, takže tvoří skutečně zcela vnější obal naší planety. Vzduch, který jí skládá, má zcela unikátní složení, které však vzhledem k neustálým interakcím s hydrosférou a horninovým prostředím není konstantní. V následujícím textu se budeme zabývat zejména fyzikálně – chemickými vlastnostmi vzduchu a jeho významem pro živé organismy.

Vývoj atmosféry

Postupný vývoj složení atmosféry od vzniku planety Země až do současnosti je jedním z důležitých faktorů ovlivňující vývoj života na Zemi. Organismy žijící na planetě se po celou historii vývoje musely změnám ve složení atmosféry přizpůsobovat a někdy i velmi zásadním způsobem.

Těsně po vzniku planety před 4,6 miliardami let se vytvořila prvotní **protoatmosféra** složená zejména z vodíku, hélia, amoniaku a metanu. Lehké prvky jako vodík a hélium nebyla gravitace schopna udržet, a tak postupně difundovaly do meziplanetárního prostoru.

Během dalšího vývoje planety (archaikum) se předpokládá rozsáhlé odplynění horninových tavenin a vznik **deuteroatmosféry**. Díky ultrafialovému záření docházelo k mnoha reakcím a ve složení atmosféry převládal oxid uhličitý, dusík a vodní páry. Tato atmosféra měla silně redukční účinky a neobsahovala téměř kyslík. Ten se do atmosféry dostal až později fotosyntetickými procesy organismů.

Přibližně před 3,5 miliardami let se objevily organismy schopné fotosyntézy a volný kyslík se začal hromadit v atmosféře. Jeho nárůst byl pozvolný a o atmosféře dnešního typu (**aktualistická atmosféra**) můžeme mluvit až na počátku kambria – tedy před asi 540 milióny let. V tomto období bylo již v atmosféře dostatek volného kyslíku, aby mohla vzniknout ozónová vrstva chránící před účinky UV záření a organismy mohly využívat procesy lépe využívající energii živin (dýchání). Během dalšího vývoje směrem do současnosti zůstal charakter atmosféry zachován, ale její složení neustále kolísalo. V některých obdobích byl vyšší obsah kyslíku, v jiných výrazně narostl obsah CO₂, což byly podněty, na které vývoj organismů neustále reagoval.

Fyzikálně-chemické vlastnosti dnešní atmosféry

Atmosféra je směsí plyných prvků nebo sloučenin, vody a pevných částic. Z hlediska globálního vývoje klimatu planety má svoji nezastupitelnou roli v přenosu vody a tepla. Mezi složením atmosféry, její teplotou, vlhkostí, hustotou, obsahem vodních par a tlakem jsou velmi komplikované vztahy, přičemž všechny složky jsou v dynamické rovnováze.

Složení atmosféry odpovídá 78,08 % dusíku, 20,95 % kyslíku a 0,93 % argonu. Všechny ostatní plyné složky jsou obsaženy ve stopovém množství, včetně CO₂ zastoupeného 0,04 % (400 ppm).

Atmosféra se skládá ze čtyř vrstev, které se liší svojí výškou nad povrchem, teplotou, tlakem a hustotou vzduchu:

- Troposféra je vrstva vzduchu do výšky 7 km v oblasti pólů a 17 km v oblasti rovníku. Je to ta část atmosféry, ve které vzniká většina meteorologických jevů a představuje asi 90 % veškeré atmosférické hmoty. Je v ní obsažena většina atmosférické vody a také pevné součástky (prach, popel, plísňe, pyl, viry a další). V horní části vykazuje teploty kolem $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ a je ukončena tropopauzou.
- Stratosféra zasahuje do výšky asi 50 km nad povrchem a s rostoucí výškou roste teplota na asi $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tento jev je spojen s existencí ozónové vrstvy a absorpcí UV záření, které vzduch ohřívá. Horní hranici tvoří stratopauza.
- Mezosféra se rozkládá ve výšce zhruba 50 – 80 km nad povrchem a je ukončena mezopauzou.
- Termosféra je poslední vnější vrstvou plynného obalu Země a v závislosti na intenzitě slunečního svitu a roční době se pohybuje horní hranice mezi 500 – 1000 km.

Průměrný tlak vzduchu na hladině moře je 101,325 kPa a s nadmořskou výškou exponenciálně klesá. Hustota atmosféry výrazně souvisí s její teplotou. Teplý vzduch má nižší hustotu a tendenci stoupat vzhůru vůči chladnějšímu vzduchu s vyšší hustotou. Tento systém konvekčních buněk dobře funguje v rámci troposféry (viz pojmy Hedleyova a Ferrellova cela). Rovněž obsah vodních par ve vzduchu souvisí s jeho teplotou. Vodní páry ve vzduchu jsou v dynamické rovnováze vzhledem k plynnému a kapalnému skupenství vody, vyšší teplota posunuje tuto rovnováhu směrem k plynnému stavu (vyšší podíl vodní páry ve vzduchu).

Pohyb vzduchových mas v troposféře je řízen teplotou, hustotou a tlakem vzduchu. Vzduchové masy se pohybují z míst s vysokým tlakem do míst s nízkým tlakem, ale díky rotaci Země (Coriolisův efekt) není tento pohyb přímočarý. Zjednodušeně lze říci, že na severní polokouli rotuje teplý vzduch v tlakové níži směrem vzhůru proti směru hodinových ručiček, v tlakové výši klesá studený vzduch ve směru otáčení hodinových ručiček.

Význam atmosféry pro biosféru

Složení atmosféry je rozhodujícím faktorem, který určuje teploty na naší planetě. Průměrná celosvětová teplota Země v troposféře je asi $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, kdyby atmosféra byla prostá od vodní páry, oxidu uhličitého a dalších plynů, snížila by se tato teplota na pouhých $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$. Celý princip, udržující na Zemi teploty v přijatelných hodnotách, se označuje jako skleníkový efekt.

Většina sluneční energie dopadá na Zemi v oblasti viditelného světla a krátkovlnného záření poblíž UV oblasti. Část tohoto záření projde atmosférou a je pohlcována zemským povrchem (voda, horniny). Určitá část této energie je emitována zpět do atmosféry ve formě

infračerveného (tepelného) záření a některé plyny jako CO₂, vodní pára, metan nebo oxid dusný je částečně pohltí a teplo tak zůstává v atmosféře. Jde o zcela přirozený proces, ve kterém hlavní roli „skleníkového plynu“ hraje vodní pára, jakožto přirozená součást atmosféry.

Z ostatních plynů jsou do určité míry přirozenou součástí atmosféry ještě oxid uhličitý a metan. Oxid dusný, troposférický ozón nebo freony však byly do atmosféry dodány lidskou činností. Dodejme ještě, že molekula metanu pohltí 25 krát více infračerveného záření než molekula CO₂, u oxidu dusného je to již 200 krát více a troposférický ozón je 2000 krát „výkonnější“. Je prokázáno, že za posledních 200 let (od průmyslové revoluce) narostl obsah CO₂ v atmosféře z 280 ppm na současných 400 ppm.

Význam atmosféry ve změnách globálního klimatu je nezastupitelný. Atmosféra je médium, které velmi rychle (řádově hodiny a dny) absorbuje nebo předává teplo a distribuuje ho na velké vzdálenosti. Dopad zvyšujících se teplot atmosféry v globálním měřítku je velmi široký:

- více se ohřívá mořská voda, což negativně ovlivňuje mnohé vodní organismy
- teplejší oceánská voda umožňuje snazší vznik tropických cyklón
- teplejší povrch oceánů může narušit přirozený běh mořských proudů (viz v části o hydrosféře)
- úbytek srážek v určitých oblastech
- nadbytek srážek v určitých oblastech a častější vznik povodní
- jednodušší šíření epidemií (malárie, žlutá zimnice horečka dengue)
- delší a intenzivnější vlny veder
- změny v geografickém rozšíření některých rostlinných a živočišných společenstev
- tání polárních ledových pokryvů a navyšování mořské hladiny.

Není zcela jasné, zda navyšování obsahu CO₂ v atmosféře je přirozený vývoj v rámci doby meziledové nebo se jedná o přímý důsledek bezohledného počínání rodu Homo. Velmi pravděpodobně je to kombinace obou možností, proto Spojené národy pod vahou vědeckých argumentů začaly konat. Jedním z výsledků je tzv. Kjótský protokol z roku 1997, kde se většina států zavázala ke snížení emisí skleníkových plynů.

Interakce atmosféry, hydrosféry a horninového prostředí

Procesy označované jako globální změna klimatu jsou velmi komplikované a to hlavně díky interakcím v systému atmosféra – voda – horninové prostředí. Na některé z nich zde můžeme upozornit.

První interakcí je atmosféra – hydrosféra, kterou můžeme zjednodušit na atmosféra – světový oceán. Atmosféra a vody světového oceánu si vzájemně nepřetržitě vyměňují oxid uhličitý, který je ve vodě velmi dobře rozpustný (ve studené lépe). Většina CO_2 v tomto systému je vázána v oceánu, kde je část díky fotosyntéze začleněna do organické hmoty a část je využita na vápenné (CaCO_3) schránky živočichů. Po odumření se tento oxid uhličitý stává součástí mořského sedimentu, ropy, zemního plynu – tedy horninového prostředí. A jak se tedy dostává oxid uhličitý do atmosféry? Přirozeně díky vulkanické činnosti, přírodním požárům, dýcháním organismů a nad tento rámec nejrůznější průmyslovou činností člověka.

Druhou interakcí je atmosféra – horninové prostředí. Vrátime-li se ještě k problému CO_2 , uveďme, že oxid uhličitý z atmosféry ukládají do svých těl rostliny během fotosyntézy. Po jejich odumření se stává část uhlíku součástí horninového prostředí (viz ložiska uhlí). Největší interakce atmosféry s horninovým prostředím probíhá na zemském povrchu. Obecně se jedná o procesy zvětrávání, kdy atmosféra způsobuje nejen oxidaci minerálů (nebo je součástí jiných chemických reakcí), ale i odnos produktů zvětrávání a někdy i opětovné usazení (eolické sedimenty). Nezastupitelnou roli hraje vzduch v půdách, kde udržuje podmínky pro život půdotvorných organismů.

Interakci mezi hydrosférou, atmosférou a horninovým prostředím nelze samozřejmě omezit jen na koloběh uhlíku, jak bylo popsáno výše. Stejně tak mezi jednotlivými sférami dochází k redistribuci mnoha dalších prvků – dusíku, síry, kyslíku nebo fosforu.

Hydrosféra – vodní obal Země

Zatímco složení atmosféry prodělalo během vývoje Země značné změny, hydrosféru lze považovat za prakticky konstantní. Jejím základem je molekula vody – sloučenina jednoho atomu kyslíku a dvou atomů vodíku. Převládající silou v této molekule je kovalentní vazba, založená na sdílení společných elektronů mezi atomy. Vzhledem k lomenému tvaru molekuly vody, vykazuje tato významnou polaritu, a výsledkem je vznik vodíkových můstků, které jsou zodpovědné za kohezi – soudržnost molekul vody.

Vzhledem k fyzikálním a chemickým vlastnostem vody se tato sloučenina stala zcela zásadní pro vývoj naší planety. Rovněž fakt, že v zemských podmínkách se voda objevuje ve všech třech skupenstvích – pevném, kapalném a plynném, má zásadní význam pro energetickou bilanci naší planety. Změny skupenského stavu jsou doprovázeny výměnou obrovského množství tepelné energie, která může být vázána např. v oceánech, a podílí se tak na utváření příhodného klimatu na naší planetě (viz koloběh vody na planetě).

V další části bude text zaměřena na vybrané procesy, které jsou zásadní především v systému neživé přírody, ale mají samozřejmě silný dopad na živou přírodu a tedy i na lidskou společnost.

Vlastnosti a koloběh vody v oceánech

Zatímco z pohledu člověka a živé přírody obecně je důležitá voda „sladká“, většina zásob vody na planetě je uložena v oceánech a její složení je k naplnění životních funkcí větší části rostlin a živočichů nevhodné.

Salinita mořské vody

Tzv. slanost, tedy salinita mořské vody je její základní vlastností. Mořská voda kromě vlastní vody obsahuje plyny, pevné látky (suspenze) a také rozpuštěné látky. Právě tyto rozpuštěné látky určují její salinitu, která je ve světovém oceánu proměnlivá. Jako průměrná hodnota se uvádí 3,5 % rozpuštěných látek. Vezmeme-li 1 kg mořské vody, připadá 965 g na čistou vodu, 29,5 g na sodík a chlor (rozpuštěný halit), 2,5 g na síranový aniont, 1 g na hořčík, necelý jeden gram na vápník a draslík a posléze jsou ve stopovém množství obsaženy ještě další látky (CO₂, uhličitany, bróm, jód, dusík a další).

Proměnlivost salinity je ve světovém oceánu značná. Průměrných hodnot dosahuje v otevřených mořích a oceánech, nadprůměrné hodnoty má v okrajových nebo uzavřených mořích. Naopak v některých okrajových mořích může být hodnota rozpuštěných solí jen kolem 1 % z důvodu velkých přítoků říční sladké vody. Taková voda se někdy označuje jako brakická. Množství rozpuštěných solí se také mění podle ročních období (větší odpar zvyšuje salinitu) a také s hloubkou vody pod mořskou hladinou.

Hlavním zdrojem rozpuštěných látek v oceánské vodě jsou řeky přinášející materiál z kontinentů. Jelikož tento systém funguje už stovky miliónů let, je ustavena rovnováha v koloběhu materiálu. Různé prvky mají navíc různou dobu setrvání v oceánském bazénu, např. pro sodík je to 260 miliónů let. Část přinesených látek se z oceánu dostává do atmosféry, část v příbřežních oblastech zpět na pevninu (mořský příboj) a značná část se ukládá do mořských sedimentů (litosféra).

Připomeňme ještě procesy, které mohou ovlivňovat salinitu mořské vody. K procesů, které zvyšují salinitu patří zejména zamrzání mořské vody – vznik mořského ledu ve vyšších zeměpisných šířkách. Do ledu totiž přechází pouze 30 % solí. Dalším významným procesem je odpařování v nízkých zeměpisných šířkách, kdy ubývá vody, ale soli zůstávají v oceánu. Naopak k procesům snižujícím salinitu mořské vody můžeme zařadit atmosférické srážky, přítoky z kontinentů a tání ledovců.

Hustota mořské vody

Voda má nejvyšší hustotu při 4 °C, kdy dosahuje hodnoty 1 g.cm⁻³. Mořská voda vzhledem k rozpuštěným látkám dosahuje hustoty 1,022 až 1,03 g.cm⁻³ v závislosti na salinitě. Hodnoty hustoty mořské vody vzrůstají až k bodu mrazu, který je -1,9 °C.

Na hustotu vody v oceánech mají vliv zejména tyto faktory:

- teplota – s rostoucí teplotou klesá hustota vody
- salinita – se stoupající salinitou stoupá hustota vody
- tlak – se zvyšujícím se tlakem stoupá hustota vody

Rozdílná hustota vody v oceánech vede samozřejmě k její cirkulaci, podobně jak to funguje se vzduchem v atmosféře. Vody s vyšší hustotou klesají do větších hloubek a naopak.

Pohyby mořské vody

Oceánská voda je v neustálém pohybu. Napříč světovým oceánem se pohybují masy vody, které označujeme jako oceánské nebo mořské proudy. Některé se pohybují při hladině, některé jsou hlubokomořské, některé transportují teplou vodu, jiné studenou. Celý systém funguje podobně jako atmosférické proudění vzduchu, ale výrazně pomaleji. Hlavním dopadem tohoto proudění je přenos tepla a vliv na klimatické podmínky v různých částech světa.

Pohyb oceánských mas vody je vyvolán především větrem a rozdíly v hustotě vody. Větrné proudění je zodpovědné za pohyb vody v oblasti blízko mořské hladiny – mluvíme o tzv. povrchových proudech. Teplota a salinita ovlivňuje hustotu vody, kdy „těžší“ voda klesá směrem k oceánskému dnu a podílí se na cirkulaci tzv. hlubinných proudů.

Povrchové proudění je dobře vidět v oblasti rovníků. Pasáty vanou na jižní polokouli od jihovýchodu, na severní polokouli od severovýchodu a uvádějí tak do pohybu masu vody mezi obratníky. Tyto rovníkové proudy se pohybují směrem k západu, nicméně jejich pohyb je výrazně ovlivněn rozložením kontinentů, Coriolisovou silou a Ekmanovým posunem. Mezi 30. a 60. rovnoběžkou převládá na severní polokouli proudění atmosféru od jihozápadu a v oblasti Atlantiku tak dává vzniknout Golfskému proudu putujícímu severovýchodním směrem. Celému systému proudění se říká proudový koloběh a je specifický pro každý oceán. Proudění teplé vody z tropických a subtropických oblastí směrem do vyšších zeměpisných šířek musí samozřejmě vyvolat i přesun chladných vod (studené proudy) zpět směrem k rovníku.

Proudění však v oceánech neprobíhá pouze v horizontálním směru, ale i ve vertikálním. Prvním příkladem jsou divergentní proudy, které vytváří oblasti (často kolem rovníku) odkud se voda pohybuje ve více směrech. Vznikají za přispění výstupných proudů, které jsou

tvořeny studenou, na živiny velmi bohatou vodou. Naopak konvergentní povrchové proudy vznikají v místech, kde se stéká voda z různých směrů a klesá zvolna k mořskému dnu. Příkladem může být oblast střetu Golského, Labradorského a východního Grónského proudu.

Z klimatického hlediska jsou povrchové oceánské proudy velmi významné. Teplé mořské proudy způsobují větší odpar vody, takže přinášejí na kontinent vlhčí vzduch s více srážkami. Studené proudy okolní vzduch ochlazují, ten se stává sušším a přilehlé kontinenty pak mají suché klima.

Hlubinné proudění oceánské vody, jak už bylo zmíněno, je způsobeno teplotou a salinitou vody, které mají přímý vliv na její hustotu. Proto se někdy tato cirkulace označuje jako termohalinní. Systém zpravidla začíná ve vyšších zeměpisných šířkách, kde se povrchová voda ochladí a začne klesat směrem ke dnu a naopak voda ze spodních částí začne vystupovat k povrchu. Je třeba si uvědomit, že zatímco povrchové proudy se pohybují v rychlostech řádově jednotky kilometrů za hodinu, hlubinné proudění je výrazně pomalejší – první desítky kilometrů za rok. Celý systém cirkulace hlubinné vody je ovlivněn rozmístěním kontinentů, středoocéánských hřbetů a Coriolisovým efektem. Zjednodušený model pásové cirkulace předpokládá pohyb hlubokých oceánských proudů ze severního Atlantiku směrem na jižní polokouli, kde se pohybuje směrem do Indického a Tichého oceánu přibližně podél 60 °j.š.

Z hlediska klimatu celé planety jsou hlubinné proudy zcela zásadní. Jejich pomalá cirkulace zajišťuje teplotní stabilitu v systému atmosféra – hydrosféra. Studené hlubinné proudy mohou rozpouštět nejen více kyslíku, a tak představují významný mořský zdroj živin (planktonu), ale také rozpouští mnohem více skleníkových plynů, zejména CO₂. Kdyby byl tento cyklus narušen, znamenalo by to jednak zvýšení teploty hladiny oceánů (= vyšší teplota kontinentů) a zároveň pokles kyslíku v mořské vodě a tím snížení populace rostlin (slabší fotosyntéza!) a živočichů. Taková situace může nastat, při zvyšující se globální teplotě atmosféry, která způsobí tání polárního ledu a vzniklé množství sladké vody bude blokovat sestupné proudy.

Voda na kontinentech

Oceánská voda má v rámci hydrosféry naprosto dominantní postavení, nicméně součástí hydrosféry je i voda obsažená ve vodotečích (potoky, řeky), jezerech, ledovcích, půdě, horninovém prostředí a atmosféře. Voda v těchto prostředích má svoji nezastupitelnou úlohu, podílí se na mnoha chemických i fyzikálních procesech a je zcela nezastupitelná pro rozvoj živých organismů.

Voda v ledovcích

Voda je v ledovcích vázána v pevném stavu ve formě ledu. Ledovce vznikají ve vhodných klimatických podmínkách, kdy voda mění své skupenství na pevné a vzniká oceánský ledovec. Druhou možností je postupné hromadění sněhových srážek a jejich postupná přeměna ve firn a ledovcový led tak, jak to probíhá u kontinentálních a horských ledovců.

Rozhodující význam pro klima naší planety mají oba polární ledovce. Na severní polokouli je to Grónský ledovec a zalednění Severního ledového oceánu. Mocnost Grónského ledovce je asi 3 km a tání veškerého ledu v Arktidě by způsobilo nárůst hladiny světového oceánu o 7 m. Antarktický ledovec má mocnost asi 4,5 km a jeho táním by světový oceán stoupl o 60 m.

Přírozená regulace klimatu planety pomocí ledovců spočívá například v tom, že:

- sněhové a ledové plochy mají velké albedo a odráží většinu slunečního záření (povrch planety se méně zahřívá)
- ledovce udržují hladinu světového oceánu na současné úrovni
- ochlazují oceánskou vodu, která pak účinněji rozpouští CO₂
- v ledovcích je vázáno více než 75 % pitné vody na naší planetě.

Uveďme ještě, že míra zalednění naší planety se v historii jejího vývoje výrazně měnila. V posledním období čtvrtohor dochází k pravidelným výkyvům a střídání dob ledových a meziledových (poslední doba ledová skončila před 12 000 let). V historii však byla i období mohutnějších a delších zalednění a nebo i období (druhoohory), kdy polární ledovce na planetě zcela chyběly.

Voda v řekách a jezerech

Řeky jsou součástí koloběhu vody v přírodě a zajišťují návrat části srážkové vody do světového oceánu. Celý proces je zároveň spojen se zvětrávacími procesy, zejména s odnosem materiálu z kontinentů do mořského sedimentačního bazénu. Můžeme to chápat jako součást exogenních procesů, které mají tendenci zrovnávat zemský povrch. Voda nejen přenáší materiál, ale v podobě vodních toků sama eroduje zemský povrch, takže výrazně přispívá k mechanickému zvětrávání hornin.

Jako transportní médium je voda v říčních tocích velmi účinná. Silnější proudy dokáží přesouvat balvany a bloky hornin, slabší proud pak přemísťuje částice velikosti písku, prachu nebo jílu. V okamžiku vyústění řeky do sedimentačního bazénu (jezero, moře) klesá její unášecí schopnost a dochází k sedimentaci transportovaných částic.

Objem přemístovaného materiálu vodou je ale mnohem větší. Musíme rovněž připočítat materiál, který je ve vodě ve formě koloidních částic a také veškerý materiál ve vodě rozpuštěný.

Sečteme-li množství plaveniny (suspenze) opouštějící naši republiku (povodí Labe, Moravy a Odry), dostaneme v hrubém odhadu hodnotu 870 tis. tun materiálu (cca 58 tis. nákladních aut). K tomuto číslu je potřeba přičíst materiál, který voda odnáší rozpuštěný v roztoku. Jeho množství se odhaduje na 1 milión tun materiálu. Obě čísla se významně zvýší v případě rozsáhlých povodňových událostí. Pokud přepočteme hmotnost na objem materiálu, dostaneme ročně hodnotu 2 mil. m³. Rozpočteno na plochu České republiky odstraní vodní eroze ročně vrstvu 0,025 mm horninového materiálu, tj. 2,5 cm za 1000 let.

Z pohledu lidské společnosti hraje povrchová voda nezastupitelnou roli ve všech oblastech lidské činnosti. Na jedné straně může představovat určitá rizika a vytvářet tzv. geobariéry. Příkladem mohou být trvale zamokřená území vznikající přirozeným vývojem reliéfu (a z pohledu krajinné ekologie jsou i žádoucí) nebo nevhodným zásahem člověka. Takové situace jsou pak řešeny dalšími umělými zásahy jako melioracemi, výstavbou ochranných hrází a regulací říčních toků. Dalším rizikem bývají pravidelné události v hydrologickém režimu – povodně, které často dosahují katastrofických následků. Tzv. stoleté vody mohou devastovat rozsáhlá území, často je jejich účinek výrazně podpořen nevhodnou činností člověka. Nejen přebytek vody může být významnou společenskou geobariérou. Nedostatek vody omezuje rozvoj lidské společnosti a často je spojen s hladomorem, strádáním a šířením infekčních onemocnění.

Povrchová voda je samozřejmě nenahraditelnou látkou z pohledu živých organismů. Z hlediska lidské společnosti představuje řadu tzv. geopotenciálů. Patří k nim veškeré zdroje pitné nebo minerální vody, tekoucí voda má obrovský energetický potenciál, pozitivně působí na mikroklima jednotlivých oblastí, využívá se jako dopravní cesta, neobejde se bez ní žádná průmyslová výroba a dalo by se najít mnoho dalších využití lidskou společností.

Voda v horninovém prostředí

Voda v horninovém prostředí může být vázána různým způsobem. Ponecháme stranou veškerou vodu obsaženou v magmatu a v některých horninotvorných minerálech a budeme se věnovat vodě, která se do horninového prostředí dostává z povrchu. Je vázána do puklin a pórů různých typů hornin a obecně ji označujeme jako vodu podzemní.

Voda v pórech a puklinách hornin se označuje jako zvedeň a její horní omezení tvoří hladina podzemní vody. Ta může být v různých oblastech různě hluboko pod povrchem, většinou je přímo propojena s vodou v říčních korytech nebo vodních nádržích (jezera,

rybníky). Povrchová a podzemní voda jsou v dynamické rovnováze. Podzemní voda se v podobě pramenů dostává na zemský povrch, naopak povrchová voda vsakuje do horninového prostředí a stává se součástí zvodně. Tento režim je ovlivněn řadou faktorů: morfologií terénu, propustností hornin nebo klimatickými poměry na povrchu.

Stejně jako povrchová voda, je i podzemní voda ve vztahu k lidské společnosti spojena s mnoha geobariéry a geopotenciály. Komplikace může přinášet vysoká hladina podzemní vody z hlediska zakládání staveb, podzemní voda může chemicky napadat podzemní konstrukce, některé režimy podzemní vody mohou přispět k rozsáhlým sesuvům půd a nedostatek podzemní vody může vést k nestabilitě horninového prostředí. Naopak kvalitní podzemní vody jsou pro nás zdrojem pitné vody a při kontaktu s horninovým prostředím do vody přecházejí některé ionty a mohou vznikat minerální vody.