

# PETROGRAFIE SEDIMENTŮ

doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Katedra geologie PřF UP Olomouc, tř. Svobody 26, 77146 Olomouc,  
tel. 585634533, e-mail: zimak@prfnw.upol.cz

(říjen 2005)

## OBSAH

### Úvod

1. Vznik sedimentů
    - 1.1. Zvětrávání hornin.
    - 1.2. Transport a sedimentace produktů zvětrávání
    - 1.3. Diagenese
  2. Nerostné složení sedimentů a horninotvorné fosilie
  3. Stavba sedimentů
  4. Klasifikace sedimentů
  5. Přehled hlavních typů sedimentů
    - 5.1. Psefity
    - 5.2. Psamity
    - 5.3. Aleurity
    - 5.4. Jílové sedimenty
    - 5.5. Karbonátové sedimenty
    - 5.6. Allity
    - 5.7. Ferolity
    - 5.8. Manganolity
    - 5.9. Fosfority
    - 5.10. Silicity
    - 5.11. Evapority
    - 5.12. Kaustobiolity
    - 5.13. Vulkanoklastické (pyroklastické) horniny
- Literatura doporučená pro další studium

### **Úvod**

Podle způsobu vzniku se horniny dělí na tři základní skupiny, a to na magmatity (horniny magmatické či vyvřelé), sedimenty (horniny sedimentární či usazené) a metamorfity (horniny

metamorfované či přeměněné). Zhruba 95 % objemu zemské kůry připadá na horniny magmatické a metamorfované; zbývajících 5 % objemu tvoří sedimentární horniny. V nejsvrchnějších částech zemské kůry je však zastoupení sedimentárních hornin podstatně vyšší a na zemském povrchu jsou dokonce převažujícím genetickým typem hornin.

Zařazení horniny do jedné ze tří základních skupin a její bližší klasifikace se provádí nejčastěji na základě struktury, textury a nerostného složení horniny, v některých případech však může být jedním z hlavních klasifikačních kritérií chemické složení horniny.

Jako struktura se označuje vzájemný vztah součástí horniny, podmíněný jejich velikostí a tvarem. Textura je dána prostorovým uspořádáním součástí horniny. Strukturu lze jen někdy rozeznat makroskopicky; bezpečné určení struktury je však možné jen na základě mikroskopického studia. Naopak textura horniny se posuzuje především makroskopicky, a to na co možná největších kusech horniny (nejlépe přímo v terénu na výchozu); při detailním popisu textur je však někdy nutno také použít mikroskopu. Znaky hornin, které určují jejich strukturu a texturu, se často označují jako stavební znaky; struktura a textura se potom společně označují jako stavba horniny (někdy je však termínu stavba používáno jen jako synonyma pro texturu!).

Tento učební text se zabývá sedimenty. Jsou v něm stručně popsány procesy vedoucí ke vzniku sedimentů, uvedeny nejzákladnější údaje o jejich nerostném složení a také stavbě a charakterizovány jsou hlavní typy sedimentů.

## 1. Vznik sedimentů

Sedimenty vznikají destrukcí starších hornin, transportem různě velkých úlomků horninového materiálu i vyloužených látek (v podobě roztoků) a usazením materiálu transportovaného v pevném stavu nebo vyloučením látek z roztoku, k němuž dochází při chemických procesech nebo činnostech organismů. K sedimentům jsou často přiřazovány vulkanoklastické horniny (horniny tvořené úlomkovitým sopečným materiálem, jenž je vyvrhován ze sopečných jíců); někteří petrografové mezi sedimenty začleňují i tzv. reziduální horniny (tj. nepřemístěné produkty zvětrávání preexistujících hornin).

Vznik sedimentů tedy probíhá (jak naznačuje jejich definice) v několika etapách, jimiž jsou mechanické rozrušování a zvětrávání výchozích hornin, transport produktů mechanického rozrušování či zvětrávání a dále jejich sedimentace, po níž může následovat diagenese (zpevňování uloženého sedimentu). Jednotlivé etapy vzniku sedimentů jsou podrobněji popsány v následujících státech.

### 1.1. Zvětrávání hornin

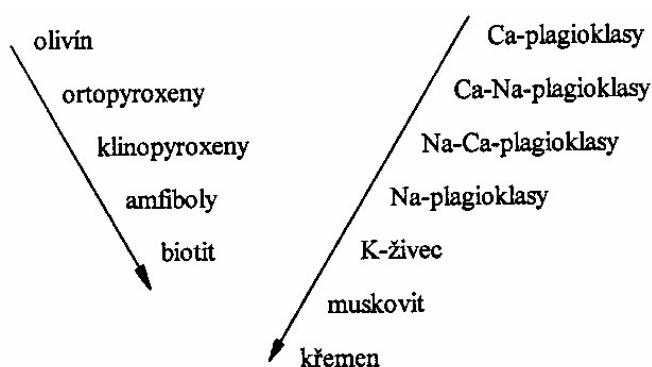
Při zvětrávání se horniny v podstatě přizpůsobují podmínkám panujícím na zemském povrchu, které jsou často výrazně odlišné od podmínek, za nichž se zvětrávající horniny vytvořily. Podle toho, které faktory při zvětrávacích pochodech působily nebo působí, rozlišujeme obvykle mechanické (fyzikální) zvětrávání a chemické zvětrávání (a někdy též biologické zvětrávání).

Jako mechanické (fyzikální) zvětrávání se označuje zpravidla mechanický rozpad hornin na větší nebo menší úlomky až zrna jednotlivých nerostů, jenž je vyvolán tlakem nebo napětím ve zvětrávající hornině. Základní význam při mechanickém zvětrávání mají velké výkyvy teploty spolu s odlišnými fyzikálními vlastnostmi nerostů, z nichž jsou horniny složeny. Změna teploty horniny vyvolává nestejněměrné změny v objemu jednotlivých minerálů (různé minerály mívají odlišný koeficient tepelné roztažnosti), jejichž důsledkem může být vznik trhlin v povrchové

vrstvě horniny. Při přímém ozáření horniny sluncem mohou být změny v objemu jednotlivých minerálů ještě výraznější, neboť minerály tmavé barvy se zahřívají více než minerály světlé barvy. Vzhledem k tomu, že horniny jsou špatnými vodiči tepla, postihují tyto změny jen povrchovou vrstvu horniny. Při prudkém kolísání teploty může docházet k odprýskávání či odlupování tenkých slupek či vrstviček horniny od zvětrávajícího povrchu - jde o tzv. deskvamaci, která je typická pro oblasti s aridním klimatem. V aridních oblastech dochází k mechanickému rozpadu hornin rovněž působením tlaku, jenž je vyvoláván krystalizací solí v trhlinách a pórech hornin. Naopak v oblastech, kde je dostatek vodních srážek a kde teplota alespoň občas kolísá kolem bodu mrazu, je mechanické zvětrávání vyvoláno především přechodem vody ze skupenství kapalného do skupenství pevného - voda přítomná v trhlinách či v dutinách horniny při zmrznutí zvětšuje svůj objem zhruba o 9 %, což vede k tzv. mrazovému tříštění horniny (gelivaci).

K mechanickému rozpadu hornin dochází i při procesech, které jsou někdy souborně označovány jako mechanické rozrušování. Mechanické rozrušování hornin je způsobováno pevnými částicemi unášenými větrem (jde o tzv. větrnou abrazi neboli korazi, která se projevuje hlavně v pouštních oblastech) a v obrovském rozsahu k němu dochází analogickým způsobem při transportu úlomků hornin vodními toky v jejich korytech a též příbojem na mořském pobřeží. Mechanické rozrušování hornin intenzivně probíhá i při činnosti ledovců. Na příkrých svazích dochází k mechanickému rozrušování hornin při jejich řízení (jde především o rozbíjení úlomků hornin při jejich rychlém přemísťování vyvolaném gravitací). Mechanické rozrušování hornin způsobují též kořeny rostlin.

Chemické zvětrávání úzce navazuje na mechanické zvětrávání hornin (včetně jejich mechanického rozrušování) - čím více je určitá hornina postižena fyzikálním zvětráváním, tím snáze na ni působí chemické zvětrávání. Procesy probíhající při chemickém zvětrávání jsou značně komplikované - jde především o hydratační působení molekul vody, hydrolytické působení disociované vody, chemickou aktivitu ve vodě obsažených kyselin (např.  $H_2CO_3$ ,  $H_2SO_4$ ,  $H_2S$ , huminové kyseliny), oxidačně redukční reakce a iontovýměnné reakce.



Obr. 1. Goldichovo schéma.

Rychlost rozkladu jednotlivých horninotvorných minerálů při chemickém zvětrávání je různá. V schematu na obr. 1 (jde o tzv. Goldichovo schéma) jsou nejdůležitější horninotvorné minerály magmatitů sestaveny podle jejich rostoucí odolnosti vůči chemickému zvětrávání do dvou řad, které se nakonec spojují do jediné (čím leží minerály v tomto schematu níže, tím jsou odolnější vůči chemickému zvětrávání). Uvedené schéma se příliš neliší od Bowenova reakčního schematu, což naznačuje, že základní horninotvorné minerály, které vykristalovaly z magmatu dříve (tedy za vyšších teplot), jsou méně odolné vůči chemickému zvětrávání než minerály, které vykristalovaly později (tedy za relativně nižších teplot). Rychlost chemického zvětrávání, jeho

intenzita, průběh a výsledek závisí na nerostném složení zvětrávajících hornin a též na jejich stavbě a na celé řadě geologických faktorů, na morfologii terénu a velmi výrazně na klimatických poměrech (obzvláště intenzivně probíhá chemické zvětrávání ve vlhkých tropech a subtropích).

## 1.2. Transport a sedimentace produktů zvětrávání

Přenos produktů zvětrávání zajišťuje především proudící voda; menší množství tohoto materiálu je přenášeno větrem nebo ledem a lokálně dochází k transportu i samotnou gravitací. K ukládání největších objemů sedimentů dochází ve vodním prostředí.

Při transportu proudící vodou je většina materiálu přenášena v pevném stavu - jemnější částice jsou unášeny v suspenzi, větší částice jsou přemísťovány vlečením, válením či kutálením po dně nebo také saltací (jako saltace se označuje forma transportu na přechodu mezi přemísťováním po dně a transportem ve vznosu). Velikost úlomků přenášných vodním tokem závisí na jeho unášecí schopnosti (na rychlosti proudu). Největší úlomky jsou transportovány na horním toku; na dolním toku jsou přemísťovány zpravidla jen menší částice (toto tvrzení neplatí obecně, odchylky jsou obzvláště v případech, kdy není na dolním toku spádová křivka vyrovnaná). Materiál přemísťovaný tekoucí vodou po dně nebo saltací podléhá postupně omílání neboli abrazi. Intenzita abraze závisí na povaze transportovaného materiálu (na velikosti a tvaru transportovaných částic, na jejich nerostném složení, stavbě apod.), na rychlosti transportu, charakteru dna a samozřejmě na délce transportu. Určitá část produktů zvětrávání je vodními toky transportována v podobě pravých nebo koloidních roztoků. Materiál, jenž je v pevném stavu vodním tokem přinesen až do moře, je na kontinentálním šelfu dále transportován, tříděn a opracováván prouděním mořské vody, avšak tzv. bahnotoky a turbiditními proudy může být přenesen i do hlubších částí sedimentačního prostoru.

Proces sedimentace je nejjednodušší v případě materiálu, jenž je vodou transportován v pevném stavu. Při poklesu unášecí schopnosti proudící vody tento materiál sedimentuje. Pokud se unášecí schopnost proudící vody postupně snižuje, postupně také klesá velikost sedimentujících částic, což znamená, že postupná sedimentace vede ke vzniku zrnitostně vytríděných sedimentů (např. štěrků na horním toku řeky, písků a jílu na jejím dolním toku). Daleko komplikovanější je tzv. chemická sedimentace, při níž probíhá vylučování nerostných látek z pravých či koloidních roztoků. K chemické sedimentaci může docházet při změně pH, oxidačně redukčního potenciálu, chemismu, teploty i tlaku; obrovské objemy sedimentů vznikají při odpařování mořské vody. Ke tvorbě sedimentů vedou i fyziologické pochody (tj. životní pochody probíhající v tělech organismů), jimiž se v okolí organismů hromadí určité látky, které mohou být základem pro vznik chemických (nebo přesněji biochemických) sedimentů - typickým příkladem je srážení  $\text{CaCO}_3$  (např. v podobě travertinu) působením řas. Řada organismů využívá ve vodě rozpuštěných látek ke tvorbě svých schránek či koster, které se mohou po uhynutí těchto organismů hromadit za vzniku tzv. biogenních sedimentů, k nimž patří především vápence a některé silicity.

V pouštních a stepních oblastech, kde je jen málo rostlinného krytu nebo kde rostlinný kryt zcela chybí, jsou produkty zvětrávání a mechanického rozrušování přenášeny zejména větrem. Při poklesu unášecí schopnosti proudícího vzduchu dochází k sedimentaci transportovaného materiálu za vzniku zrnitostně vytríděných eolických sedimentů (např. spraší nebo tzv. vátých písků).

Značné množství materiálu přemísťují kontinentální i horské ledovce. Charakteristickým znakem ledovcových (glacigenních) sedimentů je přítomnost úlomků nejrozličnějších zrnitostních

frakcí (od jílových částic až po balvany), přičemž větší částice jsou zpravidla ostrohranné. Takové ledovcové sedimenty jsou často souhrnně označovány jako till (zpevněné jako tillit).

Samotná gravitace se uplatňuje při přemísťování mechanicky rozrušených a zvětralých hornin na svazích hor a skalisek. Gravitace může vést ke vzniku rozsáhlých suťových kuželů, v nichž je materiál zrnitostně roztříděn v souladu se zákony gravitace - drobnější úlomky horniny se hromadí ve vyšších částech suťových kuželů (tedy nedaleko od místa vzniku), zatímco k hromadění velkých úlomků hornin dochází v nižších částech suťových kuželů.

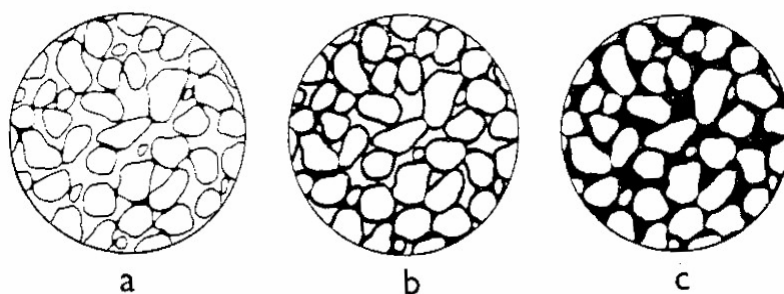
### 1.3. Diagenese

Diagenetické procesy začínají bezprostředně po uložení sedimentu a postupně vedou k jeho zpevnění - v průběhu diagenese se tedy mění nezpevněný sediment na zpevněný sediment (např. zpevněním písku vzniká pískovec). Procesy vedoucí ke zpevnění sedimentu se zpravidla rozdělují na mechanické a chemické.

Mechanické zpevňování sedimentu je vyvoláno kompakcí, při níž se zmenšuje objem sedimentu vlivem tlaku nadložních sedimentů, změnami v uspořádání částic při vibracích zemské kůry apod. Při kompakci se výrazně snižuje porózita sedimentu a s tím souvisí i snižování obsahu průlinové vody; velikost zmenšení objemu sedimentu při jeho kompakci značně závisí na tvaru a velikosti částic tvořících sediment - velmi výrazná je redukce objemu například u jílových sedimentů, zatímco u písčitých sedimentů je redukce objemu jen nepatrná.

Chemické procesy vedoucí ke zpevnění sedimentu jsou daleko komplikovanější. Obzvláště v počátečním stadiu diagenese se na některých chemických pochodech probíhajících v čerstvě uloženém sedimentu podílejí významnou měrou i organismy. Souběžně s chemickými pochody však probíhají i některé procesy čistě fyzikální (např. přeměna amorfních látek v látky krystalické a rekrystalizace). Chemické pochody vedou především ke vzniku autigenních (novotvořených) minerálů, které mají zásadní význam při zpevnění mnoha sedimentů tzv. tmelem, jenž spojuje (stmeluje) jednotlivé částice původně nezpevněné horniny.

Tmel může mít rozdílné chemické složení. Často jde o tmel křemitý (tvořený křemenem, opálem nebo chalcedonem - ve starších zpevněných sedimentech se opál a chalcedon postupně přeměňují na křemen), karbonátový (kalцит, méně často dolomit nebo siderit) nebo železitý (oxyhydroxidy Fe typu limonitu); lokálně může být tmel tvořen sádrovcem, apatitem, barytem a dalšími nerosty. Podle relativního množství tmelu v sedimentu lze rozlišit tři základní strukturální typy tmelu: dotykový (kontaktní) tmel (obr. 2a), obalový (povlakový, krustifikační) tmel (obr. 2b) a pórový tmel (obr. 2c). Dotykový tmel je charakteristický pro jen nedostatečně zpevněné sedimenty a nachází se pouze na styku jednotlivých úlomků. Obalový tmel povléká jednotlivé úlomky v podobě tenkého filmu a značná část pórů v sedimentu tedy zůstává tmelem nezaplňena. Pórový tmel vyplňuje póry úplně. Ale pozor, u sedimentů, které nejsou dostatečně vytříděné, bývají prostory mezi relativně většími úlomky vyplněny jemnozrnnější hmotou, která se označuje jako základní hmota. Diagenézí přeměněná základní hmota může připomínat tmel, avšak na rozdíl od tmelu představuje primární složku sedimentu (vytvořenou před diagenézí). Vzhledem k tomu, že rozlišení tmelu a základní hmoty je někdy značně komplikované, používá se při popisu zpevněných sedimentů často negenetický termín pojivo, jímž se označuje tmel i základní hmota. V geologické literatuře se můžeme setkat s termínem matrix, přičemž někteří autoři kladou rovnítko mezi matrix a pojivo, avšak jiní termín matrix užívají jen jako synonymum základní hmoty.



Obr. 2. Základní strukturální typy tmelu: dotykový tmel (a), obalový tmel (b) a pórový tmel (c).

Při diagenезi dochází k rekrystalizaci některých složek sedimentu (především kalcitu a hmot  $\text{SiO}_2$ ), ke změně struktur jílových minerálů a dehydrataci některých komponent (např. dochází k přeměně sádrovice na anhydrit, dehydrataci limonitu za vzniku hematitu). Při diagenезi může probíhat i tzv. diagenetická metasomatóza, při níž se autigenní minerály formují zatlačováním starších minerálů - jde např. o dolomitizaci nebo silicifikaci (prokřemenění) vápenců (při těchto procesech dochází k zatlačování kalcitu dolomitem nebo hmotami  $\text{SiO}_2$ ).

V průběhu diagenезe se v některých sedimentech tvoří konkrece. Jsou to tělesa přibližně kulovitého, elipsoidálního nebo i nepravidelného tvaru, jejichž rozměry jsou řádově v centimetrech až decimetrech. Konkrece vznikají ponejvíce v porézním prostředí činností difundujících roztoků, rozpouštěním a opětným ukládáním minerálních látek zpravidla kolem určitého centra. Konkrece jsou nejčastěji tvořeny hmotami  $\text{SiO}_2$  (jde o tzv. rohovec) nebo karbonáty (kalcitem, dolomitem, sideritem); hojně jsou i konkrece pyritové, markazitové, limonitové a fosforitové.

## 2. Nerostné složení sedimentů a horninotvorné fosilie

Minerály, z nichž jsou sedimentární horniny složeny, lze rozdělit do dvou skupin: na alotigenní minerály a autigenní minerály.

Alotigenní (alogenní) minerály jsou často označovány také jako úlomkovité (klastické) minerály. Tyto minerály jsou do sedimentačního prostoru přinášeny v pevném stavu a pocházejí z mechanicky rozrušených a zvětralých hornin. Minerálů patřících mezi alotigenní je značný počet. Při dostatečně rychlé desintegraci horniny, při níž se ve větší míře neuplatnilo chemické zvětrávání, a při krátkém transportu lze v sedimentu zjistit prakticky stejnou nerostnou asociaci jako v matečné hornině. Uvedený případ je však netypický. Obvykle při zvětrávání horniny a dále při transportu produktů zvětrávání a mechanického rozrušování dochází k zániku méně odolných minerálů. Asociace alotigenních minerálů se tak stává druhově méně početná a mezi alotigenními minerály začínají převládat nejstabilnější složky (křemen, muskovit, méně draselný živec...) a vzrůstá množství relativně velmi stabilních akcesorických minerálů (zirkonu, rutilu, turmalínu, granátu...).

Autigenní minerály vznikají při chemické sedimentaci současně se sedimentem, jehož jsou součástí, nebo se tvoří až při diagenetických pochodech. K nejrozšířenějším autigenním minerálům patří především karbonáty (kalcit, dolomit), minerály skupiny  $\text{SiO}_2$  (opál, chalcedon a křemen), živce (ortoklas, vzácněji mikroklin, albit, oligoklas a andezin), sulfidy železa (pyrit a markazit), kysličníky a oxy-hydroxidy železa („limonit“, goethit a hematit), oxy-hydroxidy hliníku (hydrargillit, diaspor a boehmit) a lokálně jsou velmi hojné fosfáty typu apatitu, sulfáty (sádrovec a anhydrit), halit a někdy i minerály z třídy borátů.

Z hlediska geneze jsou značně komplikovanou skupinou tzv. jílové minerály, které mohou představovat alotigenní nebo autigenní složku sedimentů. Jde především o kaolinit, halloisit, montmorillonit, illit, glaukonit a několik dalších fylosilikátů.

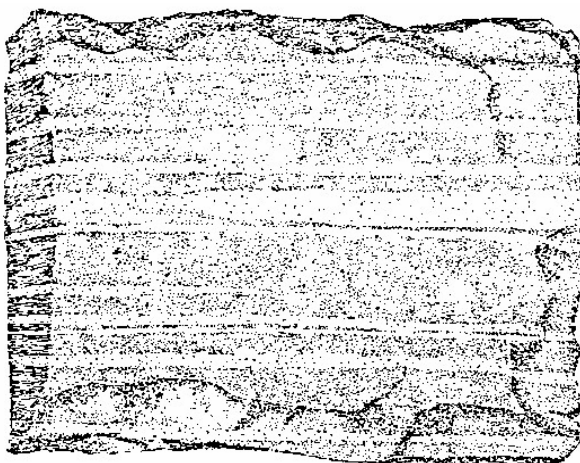
Podstatnou a někdy i zcela převažující složkou některých sedimentů jsou schránky či kostry horninotvorných organismů, které jsou tvořeny karbonátem (kalcitem nebo aragonitem) nebo opálem. Obrovský význam pro vznik karbonátových sedimentů (především vápenců) měli dírkovci (foraminifery), koráli, lilijice, ramenonožci, plži, mlži, hlavonožci a skořepatci (ostrakodi). Mezi horninotvorné organismy podílející se na tvorbě vápnitých sedimentů je nutno zařadit i některé bakterie, sinice a řasy, které způsobují vylučování uhličitanu vápenatého ve svém bezprostředním okolí. Nahromaděním opálových schránek mřížovců (radiolárií) vznikají křemité sedimenty označované jako radiolariová bahna nebo radiolarity. Opálové jehlice, které tvořily oporu těla některých živočišných hub, se významnou měrou podílely na vzniku spongolitů. Nahromaděním opálových schránek rozsivek se vytvořily sedimenty označované jako rozsivková zemina, křemelina, diatomit apod.

Součástí sedimentů se stává i organická hmota uhynulých živočichů a rostlin. Transformací větších akumulací organického materiálu mohou vznikat kaustobiolity.

### 3. Stavba sedimentů

Textury a struktury sedimentů odrážejí podmínky jejich vzniku.

Charakteristickým texturním znakem většiny sedimentů je vrstevnatost, která je podmíněna střídáním vrstev lišících se nerostným složením, zrnitostí nebo barvou. Mocnosti vrstev se nejčastěji pohybují v intervalu od několika milimetrů do několika metrů, výjimečně i desítek metrů - vrstvy o mocnosti do 1 cm se označují jako laminy (obr. 3), vrstvy o mocnosti 1-25 cm jako desky a vrstvy o mocnosti větší než 25 cm se označují jako lavice. Termínem zvrstvení rozumíme způsob uspořádání sedimentárních částic (zrn, valounů apod.) v sedimentu. Zvrstvení se vytváří již v průběhu sedimentace. V závislosti na podmínkách sedimentace vznikají různé typy zvrstvení. Jde například o nepravidelné zvrstvení (částice rozdílné velikosti jsou ve vrstvě rozmístěny nepravidelně), rovnoměrné zvrstvení (částice rozdílné velikosti jsou ve vrstvě rovnoměrně rozmístěny, ale nejsou uspořádány), gradační zvrstvení (částice jsou uvnitř vrstvy uspořádány tak, že jejich průměrná velikost postupně klesá ve směru od báze po strop vrstvy) a laminované zvrstvení (uvnitř jedné vrstvy jsou částice zrnitostně odpovídající pelitům a aleuritům uspořádány do tenkých lamin různé zrnitosti, které se vzájemně střídají).



Obr. 3. Vrstevnatost (laminovaná textura) jílové břidlice s karbonátovou příměsí - karbonátová příměs je přítomna zejména ve světlejších laminách. Rozměr vzorku 12 x 8 cm.

Při posuzování struktur sedimentů, které je často nutno provádět mikroskopicky, má podle povahy sedimentu význam velikost a tvar úlomků alotigenní složky, charakter pojiva, zrnitost sedimentu, přítomnost rozpoznatelných reliktních horninotvorných fosilií a charakter produktů desintegrace horninotvorných fosilií, přítomnost ooidů, pisoidů apod.

U sedimentů, které jsou tvořeny úlomky alotigenních minerálů (resp. úlomky hornin), je rozhodujícím strukturálním znakem velikost úlomků. Podle tohoto kritéria se rozlišují čtyři základní typy struktur:

psefitická struktura (převažují úlomky o velikosti nad 2 mm),

psamitická struktura (převažují úlomky o velikosti 0,063 až 2 mm),

aleuritická struktura (převažují úlomky o velikosti 0,004 až 0,063 mm),

pelitická struktura (převažují úlomky menší než 0,004 mm).

Úlomky alotigenní složky sedimentů mohou mít různý stupeň opracování. Podle stupně zaoblení se tyto úlomky označují jako ostrohranné (angulární) nebo zaoblené (ovální); při detailnějším členění se navíc rozlišují poloostrohranné (subangulární) a polozaoblené (subovální) úlomky. Důležitým strukturálním znakem těchto sedimentů je i množství pojiva a jeho povaha.

Diageneticky rekrystalované sedimenty mají charakteristickou krystalickou strukturu. Podle velikosti zrna lze strukturu těchto sedimentů označit např. jako hrubě, středně nebo jemně zrnitou, příp. mikrokystalickou či kryptokystalickou.

Sedimenty mohou být podobně jako ostatní typy hornin stejnoměrně nebo nestejně zrnité. Nestejně zrnité sedimenty se projevuje jednak lokálním zvětšením nebo zmenšením zrn, jednak stálým rozdílem mezi většími nerostnými zrny, úlomky hornin nebo fosilií a jemnozrnějším pojivem, které je obklopuje.

V některých sedimentech (např. v některých vápencích, ferolitech nebo allitech) se vyskytují útvary vejčitého nebo i kulovitého tvaru s koncentrickou stavbou, které jsou nejčastěji tvořeny kalcitem, aragonitem, hematitem, chamozitem, oxy-hydroxidy železa nebo oxy-hydroxidy hliníku. Pokud jsou tyto útvary menší než 2 mm, označují se jako ooidy (resp. oolity); při velikosti nad 2 mm jde o pisoidy (resp. pisolity). Struktura sedimentů, které obsahují tyto útvary ve větším množství, se označuje jako oolitická struktura nebo pisolitická struktura.

Organodetritická struktura je charakteristická pro sedimenty, na jejichž složení se významnou měrou podílí organogenní detrit (transportem i jinak porušené úlomky schránek či koster různých organismů). Organodetritickou strukturu mají především vápence. Při vyšším podílu jemných částic (o rozměrech pod 0,01 mm) přechází organodetritická struktura do organodetriticko-kalové struktury, která je nejčastější strukturou vápenců, a ta postupně přechází do kalové struktury (jde o tzv. kalové vápence). Pokud jsou ve vápencích přítomny netransportované pozůstatky po horninotvorných organismech, označuje se struktura těchto vápenců jako organogenní struktura (jde nejčastěji o fosilní korálové útesy).

#### 4. Klasifikace sedimentů

Klasifikace sedimentů je značně nejednotná. U nás se často používá Kontova klasifikace v původní nebo poněkud modifikované podobě. V duchu této klasifikace lze sedimenty v nejširším smyslu rozdělit na čtyři skupiny:

a/ reziduální horniny,

b/ klastické (úlomkovité) sedimenty,



- c/ cementační (tmelové) sedimenty,  
d/ vulkanoklastické (pyroklastické) horniny.

Reziduální horniny (nebo zkráceně rezidua) se v geologické literatuře často označují jako eluviální horniny, reziduální zvětraliny či jako reziduální zvětrávací kůra nebo reziduální zvětralinový plašť. Reziduální horniny jsou tvořeny materiálem, který po mechanickém rozrušení a rozvětrání zůstal v původním prostoru matečné neboli zdrojové horniny a nebyl transportován. Z celé řady důvodů se reziduální horniny často řadí podle své povahy k cementačním nebo klastickým sedimentům - jedním z nejzávažnějších důvodů je skutečnost, že u starších sedimentů obvykle nelze bezpečně určit, zda jde o reziduum nebo o klastický či cementační sediment. Proto ani v těchto skriptech nejsou v přehledu sedimentů reziduální horniny vyčleňovány jako samostatná skupina.

Klastické sedimenty jsou sedimenty tvořené úlomky preexistujících hornin, které byly na místo uložení transportovány v pevném stavu. Pro detailnější klasifikaci klastických sedimentů má prvořadý význam jejich struktura. Na základě velikosti úlomků se klastické sedimenty dělí na psefity, psamity, aleurity a pelity (psefity mají psefitickou strukturu, psamity mají psamitickou strukturu, aleurity mají aleuritickou strukturu a pelity mají pelitickou strukturu).

Cementační sedimenty se naopak klasifikují především na základě látkového složení, zatímco jejich strukturální znaky (včetně velikosti stavebních komponent) jsou až vedlejším, i když důležitým kritériem. V cementačních sedimentech převládají tmelotvorné komponenty, které se při poměrně malých tlacích a v poměrně krátké době snadno spojují a tvoří zpevněný agregát. Podle látkového složení se cementační sedimenty dělí především na jílové sedimenty, karbonátové sedimenty, allity, ferolity, manganolity, fosfority, silicity, evapority a kaustobiolity.

Hranice mezi klastickými a cementačními sedimenty není zcela ostrá, neboť pelity a cementační jílové sedimenty mívají velmi podobné vlastnosti a často i velmi podobné látkové složení. Proto se zpravidla pelity a cementační jílové sedimenty sdružují do samostatné skupiny sedimentů na přechodu mezi klastickými a cementačními sedimenty (tato skupina sedimentů se obvykle označuje termínem jílové sedimenty). - Přehled nejběžnějších typů klastických a cementačních sedimentů je uveden v tab. 1.

Tab. 1. Přehled nejběžnějších typů klastických a cementačních sedimentů.

skupina sedimentů	název horniny	
klastické sedimenty	psefity	šterk, slepenec, brekcie
	psamity	písek, pískovec, křemenec, arkóza, droba
	aleurity	spraš, prachovec
-----		
cementační sedimenty	jílové sedimenty	jíl, slín, jílovec, jílová břidlice, slínovec, opuka, slinitá břidlice
	karbonátové sedimenty	vápenec, dolomit, travertin
	silicity	gejzírít, limnokvarcít, jaspilit, , radiolarit, křemitý rohovec, diatomit, spongolit
	allity	laterit, bauxit
	evapority	halit, sádrovec, anhydrit
	kaustobiolity	rašelina, hnědé uhlí, černé uhlí, antracit, zemní plyn, ropa

Vulkanoklastické (pyroklastické) sedimenty jsou horniny tvořené úlomky sopečného materiálu, který byl vyvržen z jícnu sopek do vzduchu a který se uložil buď na souši, nebo ve vodním prostředí. Vulkanoklastické sedimenty se podobně jako klastické sedimenty klasifikují především na základě velikosti úlomků.

## 5. Přehled hlavních typů sedimentů

### 5.1. Psefity

Psefity jsou hrubozrnné klastické sedimenty, v nichž převažují klastické částice o velikosti nad 2 mm. Klastické částice jsou zpravidla různého složení, mívají různou velikost a často i rozdílný stupeň zaoblení. Psefity jsou často nedokonale zrnitostně vytríděné a prostory mezi většími úlomky bývají zčásti nebo i úplně vyplněny základní hmotou, složenou z klastických částic zrnitostně odpovídajících psamitům až pelitům. Mezi nezpevněné psefity patří sutě a šterky, mezi zpevněné psefity patří slepence (konglomeráty) a brekie.

Sutě jsou tvořeny skalními úlomky, které vznikají především mechanickým rozpadem hornin. Úlomky jsou zpravidla ostrohranné (jen při rozpadu slepenců jsou oblé). Suť tvoří součást osypů, suťových kuželů, kamenných moří a kamenných proudů. U nás jsou sutě v Krkonoších, Českém středohoří, Hrubém Jeseníku a Nížkém Jeseníku.

Šterky jsou nezpevněné psefity složené z různě opracovaných úlomků hornin o velikosti nad 2 mm. Jednotlivé úlomky jsou nejčastěji polozaoblené nebo zaoblené (drobné polozaoblené nebo zaoblené úlomky se označují jako oblázky nebo valounky, větší jako valouny a při velikosti nad 25 cm jako balvany). Šterk s převahou částic o velikosti 2-10 mm se někdy označuje jako šterčík; šterk s obsahem balvanů se nazývá balvanitý šterk. Ve štercích je často přítomna příměs klastických částic zrnitostně odpovídajících psamitům až pelitům (jde nejčastěji o písčitou nebo jílovou příměs).

Podle látkového složení se šterky dělí na monomiktní a polymiktní (petromiktní) - monomiktní šterky obsahují úlomky pouze jednoho druhu hornin, v polymiktních (petromiktních) štercích jsou přítomny úlomky různých hornin. Látkové složení šterků závisí na petrografických poměrech v zdrojové oblasti, charakteru zvětrávacích pochodů a na délce transportu. Se šterky se setkáváme především v kvartérních uloženinách, méně často v terciérních sedimentech a zcela výjimečně i ve starších sedimentech. Podle místa uložení se šterky zpravidla dělí na říční, mořské a jezerní. Říční šterky se vyskytují v současných korytech řek, ale i v terasách nad úrovní dnešních toků (např. v Polabí, Pooohří, Pomoraví, Poodří). Mořské šterky se ukládají na mořském dně v relativně úzké příbřežní zóně i na některých plážích (jde o tzv. plážové šterky); někdy mořské šterky sedimentují i v hlubokomořských pánvích, do nichž je materiál tvořící tyto šterky transportován podmořskými skluzy. Jezerní šterky jsou obdobou mořských šterků. Jako glaciofluviální (glacifluviální) šterky se označují šterky, které vznikly z materiálu ledovcových uloženin jeho přemístěním a vytříděním proudící vodou z odtávajícího ledovce - glaciofluviální šterky jsou pozůstatkem pleistocenního zalednění v severních Čechách (na Frýdlantsku), na severní Moravě a zejména ve Slezsku (na Ostravsku, Krnovsku a Javornicku). K šterkům zrnitostně patří i některé morénové uloženiny, označované jako till (často jsou však tímto termínem označovány všechny nezpevněné morénové uloženiny bez ohledu na jejich zrnitostní složení).

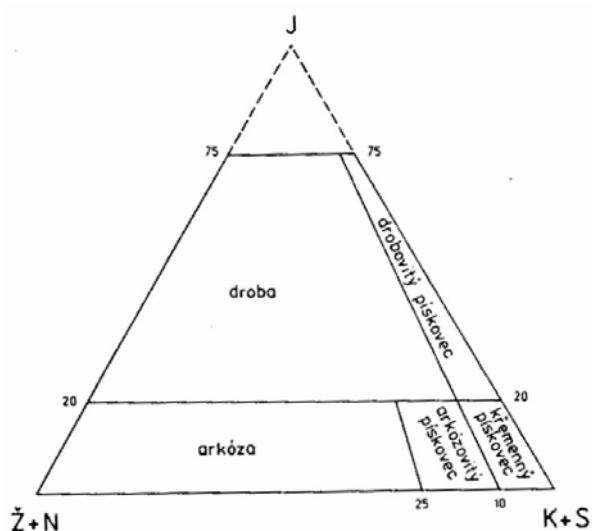
Slepence (konglomeráty) jsou horniny vytvořené stmelěním šterků. Podobně jako šterky lze slepence dělit na monomiktní a polymiktní (petromiktní). Úlomky hornin, které tvoří slepence, jsou převážně zaoblené nebo polozaoblené (na rozdíl od brekií). Základní hmota slepenců je zpravidla psamitická, ale může být i pelitická. Tmel slepenců je nejčastěji křemitý, železitý nebo

vápnlitý. U nás se slepence vyskytují především na české křídové tabuli, v Brdech, Nížkém Jeseníku, Moravskoslezských Beskydech a na Draňanské vrchovině.

**Brekcie** jsou zpevněné psefity tvořené především ostrohrannými nebo poloostrohrannými úlomky. Jsou to horniny nepřilíš rozšířené, které se u nás ve větší míře vyskytují jen na Plzeňsku, Rakovnicku a Kladensku.

## 5.2. Psamity

Psamity jsou klastické sedimenty s převahou úlomků o velikosti 0,063-2 mm. Úlomky jsou tvořeny především křemenem, k němuž někdy ve větším množství přistupují živcová zrna nebo také úlomky různých hornin. Kromě psamitové frakce bývají v těchto sedimentech přítomny také klastické částice, které zrnitostně odpovídají aleuritům až pelitům, ale též psefitům. Nezpevněné psamity se souborně označují jako písky, zpevněné psamity se podle látkového složení klastického materiálu zpravidla dělí na pískovce, křemence, droby, arkózy (v některých klasifikacích sedimentů se všechny zpevněné psamity označují jako pískovce). Jedna z používaných klasifikací zpevněných psamitů je v podobě klasifikačního trojúhelníku uvedena na obr. 4.



Obr. 4. Klasifikace zpevněných psamitů v trojúhelníkovém diagramu s vrcholy J (= objem jílových a prachových částic + drobných úlomků slíd), K + S (= objem křemene + úlomků stabilních hornin, tj. hornin odolných vůči zvětrávání, které jsou tvořeny převážně křemenem nebo jinými hmotami  $SiO_2$ ) a Ž + N (= objem živců a úlomků nestabilních hornin).

**Písky** jsou nezpevněné psamity, v nichž převažují nejčastěji křemenná zrna (jde o křemenné písky), neboť křemen je z běžných horninotvorných minerálů nejodolnější vůči chemickému zvětrávání i mechanickému rozmělnování v průběhu transportu; písky s vyšším podílem živců se označují jako živcové písky (arkózo vité písky). V písčích bývají prakticky vždy v akcesorickém množství přítomny relativně stabilní těžké minerály (zirkon, rutil, turmalín, granát, apatit, ilmenit a magnetit); v písčích na pobřeží moří nebo i velkých jezer se těžké minerály mohou koncentrovat v tzv. černých písčích. Písky se zpravidla dělí podle způsobu vzniku na reziduální (eluvialní), říční, jezerní, mořské, glaciofluvialní a váté (eolické) písky. **Reziduální písky** se tvoří zvětráváním nejrůznějších primárně zrnitých hornin především v oblastech s aridním nebo periglaciálním klimatem. V České republice se reziduální písky vytvořily např. zvětráváním

granitoidů (jde o tzv. „žulové písky“) v oblasti středočeského a moldanubického plutonu a zvětráváním pískovců české křídové tabule. Říční písky se společně s říčními štěrky vyskytují v říčních korytech a v říčních terasách (v technické praxi se nezpevněné sedimenty zrnitostně odpovídající pískům a štěrům označují jako štěrkopísky). Jezerní písky jsou u nás rozšířeny především v Třeboňské a Budějovické pánvi a také v podkrušnohorských pánvích. Mořské písky jsou hojné při východním okraji Českého masivu (v pruhu probíhajícím od Znojemska po Ostravsko). Glaciofluviální písky se společně s glaciofluviálními štěrky vyskytují v severních Čechách, ve Slezsku a na severní Moravě. Váté písky jsou u nás rozšířeny především v Polabí (v okolí Hradce Králové) a Dolnomoravském úvalu (na Bzenecku).

Pískovce jsou zpevněné psamity, jejichž klastické částice jsou tvořeny převážně křemenem. Tmel pískovců je nejčastěji křemitý, karbonátový nebo železitý. Pískovce se hojně vyskytují na české křídové tabuli, v Boskovické brázdě a ve flyšovém pásmu Karpat.

Křemence jsou křemitým tmelem velmi dokonale zpevněné křemenné písky. Vyskytují se v Barrandienu, kde vzhledem k vysoké odolnosti vůči zvětrávání tvoří nápadné vyvýšeniny, označované jako suky (kamýky).

Arkózy jsou produktem zpevnění živcových (arkózových) písků. U nás se arkózy vyskytují především v kladensko-rakovnické a plzeňské pánvi a v Boskovické brázdě.

Droby jsou zpevněné psamity, jejichž klastická složka je tvořena křemenem, živcem a úlomky různých hornin. Ve srovnání s pískovci a arkózami droby obsahují obvykle výrazně vyšší podíl aleuriticko-pelitického pojiva (to je zřejmé i z obr. 4). Droby se vyskytují zejména v Nížkém Jeseníku, na Dražanské vrchovině a též v Barrandienu.

### 5.3. Aleurity

Aleurity jsou klastické sedimenty, v nichž převažují klasy o velikosti 0,004-0,063 mm. Někdy obsahují značný podíl klastických částic zrnitostně odpovídajících pelitům, do nichž aleurity mohou přecházet; obdobně existují přechody mezi aleurity a psamity. Reprezentantem nezpevněných aleuritů je spraš; zpevněné aleurity se označují jako prachovce (siltovce).

Spraše jsou nezpevněné aleurity eolického původu, poněkud modifikované půdotvorným procesem, který se označuje jako zesprašnění. Spraše mají obvykle žlutavou až nahnědlou barvu, nejsou vrstevnaté a mají charakteristickou vertikální odlučnost. Jsou tvořeny zrníčky křemene, živce a jílovými minerály. Obsahují poměrně značné množství uhličitanu vápenatého, jenž tvoří práškovité povlaky na trhlinách nebo konkrece (cicváry). Spraše čtvrtohorního stáří jsou hojně rozšířeny ve středních a severních Čechách a především na jižní Moravě, v Moravské bráně a na Ostravsku. Nejrozsáhlejší uložení spraší jsou známy z Číny, kde spraše pokrývají plochu více než 600.000 km<sup>2</sup> (mocnost spraší zde dosahuje až 600 m) - materiál čínských spraší byl vyvát ze středoasijských stepí a pouští (např. Gobi).

Prachovce (siltovce) jsou zpevněné aleurity. Vyskytují se zpravidla společně s drobami nebo jílovými břidlicemi (např. v Barrandienu, Nížkém Jeseníku, Oderských vrších a na Dražanské vrchovině) nebo provázejí jílovce (např. ve flyšovém pásmu Karpat).

### 5.4. Jílové sedimenty

Jílové sedimenty jsou svým postavením v klasifikaci sedimentů na přechodu mezi klastickými a cementačními sedimenty, neboť jejich složky sedimentují buď jako úlomkovité částice zrnitostně odpovídající pelitům, nebo se tvoří chemickým srážením z roztoků při sedimentaci nebo jsou produktem diagenetických procesů. Jílové sedimenty jsou nejhojnější

skupinou sedimentů (představují zhruba jednu polovinu z celkového objemu sedimentů v zemské kůře). Na složení jílových sedimentů se podílejí především jílové minerály a křemen; v podstatném množství v nich bývají přítomny živce a karbonáty (kalcit nebo dolomit).

Podle stupně zpevnění se jílové sedimenty člení na jíly (nezpevněné), jílovce (středně zpevněné) a jílové břidlice (silně zpevněné). Kritéria pro rozlišení jednotlivých členů uvedené řady jsou značně nejednotná. Hlavním kritériem je rozplavitelnost těchto hornin ve vodě: jíly jsou snadno rozplavitelné, jílovce jen těžce rozplavitelné a jílové břidlice jsou silně zpevněné, prakticky nerozplavitelné sedimenty. Jílové břidlice se od jílovců též liší vyšším stupněm rekrytalizace základní hmoty a s tím související nižší porózitou (pod 5 %) a často i tenkou štípatelností, která se nazývá břidličnatost (břidličnatost jílových břidlic se však projevuje až při jejich zvětrávání). Jílové sedimenty s vyšším obsahem  $\text{CaCO}_3$  tvoří analogickou řadu: slíny - slínovce - slínité břidlice (častěji označované jako vápnité břidlice).

Barva jílových sedimentů je značně variabilní a často je značně ovlivněna jen nepatrným množstvím určitých příměsí. Jíly, jílovce, slíny a slínovce jsou v nezvětralém stavu obvykle světle šedé až tmavošedé, ale mohou být i zelenavé, nažloutlé, hnědé nebo i červené. Opuky (tj. písčité slínovce) jsou nejčastěji bělošedé až nažloutlé, ale též žlutohnědé. Jílové a slínité břidlice jsou v čerstvém stavu modrošedé, zelenošedé, tmavošedé až černošedé, ale mohou být i nafialovělé až červenohnědé.

Jíly jsou nezpevněné jílové sedimenty. Podle způsobu vzniku je lze rozdělit na reziduální jíly (tzv. jílová rezidua) a na přemístěné jíly, které se podle místa uložení zpravidla dělí na deluviální, proluviální, říční, jezerní, ledovcové, glaciofluviální a mořské.

Reziduální jíly se tvoří chemickým zvětráváním hornin za příhodných klimatických podmínek v subtropickém a tropickém pásmu, v místech s dostatečně členitým reliéfem a hojnými srážkami. Takto vznikají reziduální jíly, které obvykle obsahují zvýšený podíl  $\text{Fe}^{3+}$  a  $\text{Al}^{3+}$  a které přecházejí do allitů (stať 5.6). K významným reziduálním jílům patří kaolínová rezidua, tj. rezidua, v jejichž jílové složce převládá kaolinit. Kaolínová rezidua se formují tzv. kaolinickým zvětráváním hornin bohatých živci (jako jsou např. granity, syenity, pegmatity, arkózy nebo ruly). Kaolínová rezidua se zpravidla označují zkráceně jako kaolín - nejde však o synonyma, neboť termín kaolín slouží také k označení produktů kaolinizace, což je hydrotermální přeměna, při níž dochází k rozkladu živců za vzniku kaolinitu.

Deluviální jíly se nacházejí na svazích hor; proluviální jíly se hromadí na úpatích hor (např. v dejekčních kuzelech). Tyto jíly mají většinou malý plošný rozsah a obvykle obsahují příměs hrubě zrnité frakce a větších úlomků hornin.

Říční jíly se ukládají na středním a dolním toku řek a jsou běžnou součástí říčních teras. Podobně jako deluviální a proluviální jíly jsou i říční jíly zpravidla jen velmi špatně zrnitostně vytríděné a obsahují značný podíl především aleuritické a psamitické příměsi. Z jílových minerálů v říčních jílech převládá kaolinit.

Lepší stupeň vytrídění mají jezerní jíly, i když někdy obsahují značný podíl aleuritové frakce. Na rozdíl od předcházejících genetických typů jílu mívají jezerní jíly zřetelnou vrstevnatost. V závislosti na podmínkách vzniku (např. na salinitě vody) jde o jíly s převahou kaolinické, illitické nebo montmorillonitické složky. Sladkovodní jíly mohou obsahovat větší podíl karbonátové příměsi (kalcitu nebo dolomitu) - jde tedy o jíly přecházející do slínů; v jílech slaných jezer bývá přítomen sádrovec, anhydrit, dolomit, příp. i halit.

Ledovcové (morénové neboli souvkové) jíly tvoří špatně zrnitostně vytríděné vložky v jiných ledovcových sedimentech. Glaciofluviální jíly vznikají přeplavením ledovcových jílu vodami z tajícího ledovce (vzhledem k sezónnímu kolísání množství tavných vod jsou

glaciofluviální sedimenty často tvořeny střídajícími se vrstvičkami jílu a písku - tyto vrstvičky se označují jako varvy a horniny jimi tvořené jako varvity).

Mořské jíly se dělí na lagunární a šelfové. Jíly vyslazených lagun značně připomínají jíly sladkých jezer. Jíly lagun aridních oblastí jsou tvořeny hlavně illitem, chloritem, někdy i montmorillonitem a obsahují hojně karbonáty (kalcit nebo dolomit), sádrovec, anhydrit a halit. Šelfové jíly jsou složeny z illitu, chloritu, montmorillonitu a vzácně kaolinitu; mělkovodní šelfové jíly (sedimentující v hloubkách do 50 m) mívají často příměs psefitové, psamitové a aleuritové frakce a mohou obsahovat i větší množství karbonátů. Jílové sedimenty na dně moří či oceánů mohou být také produktem podmořského zvětrávání (halmyrolýzy) hornin vhodného charakteru - např. halmyrolýzou tufů vznikají mořské reziduální jíly s montmorillonitem, označované jako bentonity.

Podle mineralogického charakteru jílové složky se jíly dělí zejména na kaolinické, illitické a montmorillonitické.

Jílovce vznikají částečným zpevněním jílu. Jílové minerály jsou v jílovcích zastoupeny především kaolinitem a illitem.

Na území České republiky jsou jíly a jílovce neobyčejně hojné. Kaolínová rezidua jsou rozšířena na Karlovarsku, Plzeňsku (Horní Bříza) a na Znojemsku (Únanov). Kaolinické jíly se vyskytují v podkrušnohorských pánvích, v Budějovické a Třeboňské pánvi a na jižní Moravě (na Znojemsku). Kaolinické jíly a jílovce se vyskytují na české křídové tabuli; kaolinické jílovce jsou velmi hojné též na Kladensku a Rakovnicku. Illitické jíly se u nás vyskytují především v podkrušnohorských pánvích. Illitické jílovce jsou hojně rozšířeny ve flyšovém pásmu Karpat. Bentonity a jejich přemístěním vznikající montmorillonitové jíly se nacházejí na Mostecku.

Jílové břidlice (dříve jílovité břidlice) jsou silně zpevněné jílové horniny. Jílové minerály jsou v jílových břidlicích zastoupeny především illitem, což je odrazem vyššího stupně rekrystalizace jílové hmoty ve srovnání s méně zpevněnými jílovci. U nás se jílové břidlice vyskytují především v Barrandienu, Nížkém Jeseníku, Oderských vrších a na Dražanské vrchovině.

Slínité horniny, které tvoří přechod mezi jílovými a karbonátovými sedimenty, jsou převážně mořského, méně často jezerního původu. Slíny se vyskytují ve větší míře na jižní Moravě. Slínovce jsou přítomny ve flyšovém pásmu Karpat a na české křídové tabuli. Jako opuky se označují slínovce s psamitovou a aleuritovou příměsí (jde tedy o písčité slínovce); u nás jsou opuky hojně rozšířeny na české křídové tabuli. Slínité břidlice neboli vápnité břidlice se nacházejí ojediněle společně s jílovými břidlicemi např. v Barrandienu.

## 5.5. Karbonátové sedimenty

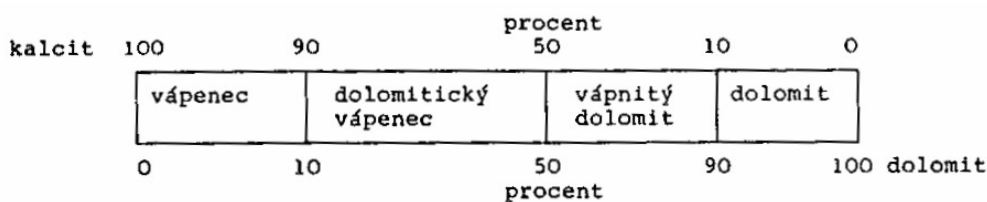
Karbonátové sedimenty jsou tvořeny převážně kalcitem, případně aragonitem nebo dolomitem. Vznikají chemickou nebo biochemickou sedimentací či nahromaděním uhličitanových schránek a koster organismů (na složení karbonátových sedimentů se nejčastěji podílejí produkty všech uvedených pochodů).

Karbonátové horniny jsou velmi rozšířené. Sedimentují převážně v mořském prostředí; sladkovodní karbonátové sedimenty představují jen nepatrný zlomek z celkového objemu karbonátových sedimentů.

K nezpevněným mořským karbonátovým sedimentům patří především mořská bahna, která jsou složena z úlomků vápnitých schránek a koster i z chemicky vysráženého kalcitu.

V současných mořských bahnech jsou v obrovském množství přítomny schránky dírkovců rodu *Globigerina*, a proto se tato bahna označují jako globigerinová bahna.

Vápence jsou zpevněné karbonátové horniny převážně organogenního původu, které vznikají z materiálu schránek a koster různých mořských organismů, z nichž pro vznik vápenců měli největší význam prvoci, jejichž schránky jsou sice drobné, avšak často se nahromadily v obrovských množstvích. Základní typy struktur vápenců již byly uvedeny v kapitole 3. Hlavní nerostnou složkou vápenců je kalcit, jenž v těchto horninách převažuje nad dolomitem, příp. i jinými uhličitany. Při stoupajícím podílu dolomitu přechází vápenec do dolomitického vápence a ten při převaze dolomitu nad kalcitem do vápnitého (kalcitického) dolomitu a nakonec do dolomitu (obr. 5). Vápence i dolomity mohou obsahovat značný podíl jílové příměsi a přecházet tak do slinitých sedimentů.



Obr. 5. Pojmenování a procentuální rozhraní přechodných členů řady vápenec-dolomit.

Dolomity jsou karbonátové sedimenty tvořené převážně dolomitem. Dolomit sice může vznikat chemickou sedimentací z mořské vody (např. společně s evapority), ale drtivá většina dolomitu je produktem zatlačování kalcitu nebo aragonitu, a to buď přímo při ukládání vápnitého sedimentu nebo v průběhu jeho diagenese.

Barva vápenců a dolomitů závisí na jejich složení. Pokud jsou tyto horniny tvořeny jen karbonáty a neobsahují žádnou barvicí příměs, mají bílou barvu. Různými příměsmi však bývají zbarveny v nejrůznějších odstínech šedé barvy (od bělošedé až po černošedou), ale též v různých odstínech žluté a červené barvy, příp. mohou být i nazelenalé. Někdy jsou tyto horniny skvrnité; často jimi pronikají bílé žilky kalcitu.

Na území České republiky jsou vápence a dolomitické vápence velmi rozšířené - vyskytují se např. v Barrandienu, v Moravském krasu, v okolí Hranic a na Pavlovských vrších. Dolomity a vápnité dolomity jsou u nás méně hojné - vyskytují se lokálně společně s vápenci a dolomitickými vápenci v Barrandienu (např. ve Velké Chuchli u Prahy) a v okolí Olomouce (Čelechovice na Hané, Hněvotín, Grygov).

Ke kontinentálním sladkovodním karbonátovým sedimentům patří především travertin, alm a jezerní křída.

Travertiny jsou karbonátové sedimenty, které vznikají chemickým nebo biologickým srážením kalcitu a vzácněji i aragonitu při vývěrech uhličitých vod či ve vodních tocích, jejichž voda má značný obsah  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Travertiny, které se tvoří v okolí vývěrů, se někdy označují jako pramenné (fontinální) travertiny neboli pramenity či pravé travertiny; travertiny ve vodních tocích se nazývají fluvialní travertiny neboli pěnovce. Travertiny jsou zpravidla jemně až hrubě porézní horniny bělošedé nebo šedobílé barvy, avšak často jsou zbarveny žlutě až žlutohnědě. Drobné výskyty fluvialních travertinů se nacházejí na území mezi Prahou a Berounem. Pramenity jsou známy z okolí Přerova (Tučín, Kokory).

Almy jsou jemnozrnné bažinné vápence biochemického původu, které vznikají z chladných roztoků na dnech údolí nebo při úpatí svahů.

Jezerní křída se podle prostředí vzniku označuje často jako sladkovodní křída. Tvoří se srážením  $\text{CaCO}_3$  v podobě jemných povlaků na vodních rostlinách (např. parožnatkách a rdestech). Tyto povlaky se rozpadají na jemné úlomky, které sedimentují na dně za vzniku jezerní křída. Jezerní křída může obsahovat značný podíl jílové příměsi, příp. i značný podíl organické substance. Výskyty jezerní křída jsou známy z okolí Mělníka a Berouna.

### 5.6. Allity

Jako allity se označují reziduální horniny nebo sedimenty s vysokým obsahem hliníku v podobě oxy-hydroxidů. Do skupiny allitů patří laterity a bauxity.

Laterity jsou reziduální horniny, které jsou produktem allitického zvětrávání, při němž dochází k hromadění oxy-hydroxidů železa a hliníku v horní části půdního profilu. Laterity lze tedy považovat za půdy ze skupiny latosolu, k jejichž vzniku dochází v tropických a subtropických oblastech pod savanami. Laterity mají červenou až červenohnědou barvu. Jejich složení závisí především na intenzitě allitického zvětrávání, morfologii terénu a zejména na charakteru matečných hornin. V lateritech převažují oxy-hydroxidy Al (gibbsit, diaspor, boehmit) nad oxy-hydroxidy a kysličníky Fe (amorfními oxy-hydroxidy Fe, goethitem, hematitem); v lateritech dále bývají přítomny jílové minerály (zastoupené zejména kaolinitem) a úlomky matečných hornin. Laterity se u nás vyskytují jen ojediněle na Znojemsku, Letovicku a v jižních Čechách v okolí Křemže.

Bauxity vznikají přemístěním produktů allitického zvětrávání a jejich uložením ve vodním prostředí (vznikají tedy přeplavením lateritů). Mají obdobné nerostné složení jako laterity. Svým vzhledem připomínají celistvé jílovce, někdy však mají pisolitickou stavbu. Jejich barva je obvykle červená až červenohnědá, avšak při velmi nízkém obsahu oxy-hydroxidů Fe a hematitu mohou být téměř bílé. Drobné akumulace bauxitů jsou známy z Lukavice u Rychnova nad Kněžnou.

### 5.7. Ferolity

Ferolity jsou nezpevněné nebo zpevněné sedimentární horniny s vysokým obsahem železa, které je v nich přítomno nejčastěji v podobě oxy-hydroxidů a kysličníků (amorfních oxy-hydroxidů Fe, goethitu, hematitu, magnetitu), ale též v podobě karbonátů (sideritu), silikátů (chamositu) a sulfidů (pyritu). Jsou to sedimenty převážně mořského původu, které vznikají chemickým nebo biochemickým srážením z mořské vody. K ferolitům náležejí např. sedimentární železné rudy Barrandienu a pelosiderity Moravskoslezských Beskyd.

### 5.8. Manganolity

Manganolity jsou nezpevněné i zpevněné sedimentární horniny s vysokým obsahem manganu, jenž je v nich přítomen v podobě kysličníků a oxy-hydroxidů (pyroluzitu a sloučenin typu  $\text{MnOOH}$ ) a též karbonátů (rodochrozitu -  $\text{MnCO}_3$ ). Podobně jako ferolity jsou i manganolity převážně mořského původu. Slabě metamorfované manganolity se vyskytují u Chvaletic v Železných horách.

### 5.9. Fosfority

Fosfority jsou nezpevněné i zpevněné sedimentární horniny, jejichž hlavní složkou jsou amorfní a kryptokrystalické fosforečnany vápníku složením blízké apatitu (např. francolit), které



jsou jednak součástí tmelu, jednak tvoří ooidy, nepravidelná zrnka, hlízky nebo vytvářejí prakticky celou horninu. Většina fosforitů vznikla na šelfech, kde jsou fosforečnany Ca buď produktem přímého chemického nebo biochemického srážení z mořské vody, nebo produktem zatlačování karbonátových sedimentů v průběhu diagenese. Guanové fosfority se tvoří z ptačích exkrementů, lokálně i z exkrementů netopýrů. V České republice se fosfority vyskytují pouze v podobě konkrecí v sedimentech české křídové tabule; v jeskyních Moravského krasu se nalézá netopýří guano.

### 5.10. Silicity

Silicity jsou křemité horniny, které vznikají chemickým nebo diagenetickým vysrážením krystalického či amorfního  $\text{SiO}_2$  nebo nahromaděním křemitých (opálových) schránek různých organismů či jehlic živočišných hub. Z genetického hlediska lze tedy rozlišit tři základní typy silicity: chemogenní silicity, diagenetické silicity a organogenní silicity. K chemogenním silicitům, které vznikají vysrážením křemitých hmot ze studených nebo horkých vod patří především gejířity, limnokvarcity a jaspility. Diagenetické silicity jsou zastoupeny křemitými rohovci. Organogenní silicity se dělí na radiolarity, diatomity a spongolity.

Gejířity se někdy označují též jako křemité sintry. Vznikají v bezprostředním okolí vývěřů (často v okolí gejířů) v oblastech aktivního vulkanismu - v současnosti se gejířity ukládají v Yellowstone národním parku (USA), na Islandu a Novém Zélandu.

Limnokvarcity jsou sladkovodní křemité horniny, které se tvoří v jezerech ve vulkanicky aktivních oblastech. Vedle chemogenních křemitých hmot často obsahují schránky rozsivek (jde o horniny na přechodu mezi gejířity a diatomity).

Jaspility jsou chemicky vysrážené křemité hmoty, červeně zbarvené jemně rozptýleným hematitem. Vyskytují se na hydrotermálně sedimentárních ložiskách železných rud (např. v okolí Šternberka).

Křemité rohovce vznikají diagenetickými pochody nejčastěji v karbonátových sedimentech (proces vedoucí ke vzniku křemitých rohovců se nazývá silicifikace). Tyto horniny mají zpravidla šedou barvu, celistvý vzhled a typický lasturnatý lom. V podobě čoček i souvislých poloh se vyskytují např. ve vápencích Barrandienu a Moravského krasu.

Radiolarity jsou organogenní silicity, které obsahují křemité (opálové) schránky mřížovců (radiolárií) nebo které se vytvořily diagenetickou přeměnou sedimentů s převahou schránek mřížovců. Většinou se termínem radiolarit rozumí jen zpevněná hornina, ale někdy se tento termín rozšiřuje i na horniny nezpevněné. Nezpevněné radiolarity se označují jako radioláριοvé hleny, které jsou typickým hlubokovodním sedimentem Indického a Tichého oceánu, avšak lokálně mohou radioláριοvé hleny vznikat i v mělkovodním prostředí. Za radiolarity jsou někdy považovány buližníky, které vystupují v okolí Kralup nad Vltavou, v západní části Prahy (např. v Šáreckém údolí) a v pruhu probíhající od Kladna přes Plzeň do Klatov; buližníky uvedené oblasti mají téměř černou barvu, často jimi prostupují bílé křemenné žilky.

Diatomity jsou organogenní silicity, které jako podstatnou součást obsahují schránky rozsivek. Nezpevněné diatomity se označují jako diatomové hleny nebo jako křemelina (rozsivková zemina). Zpevněné diatomity se podle svého vzhledu označují jako diatomové břidlice nebo diatomové rohovce (diatomové břidlice jsou jemně vrstevnaté, diatomové rohovce vrstevnatou stavbu nemají). Křemelina se u nás vyskytuje především na Třeboňsku (Borovany) a v okolí Františkových Lázní (Hájek-Soos). Diatomové břidlice se nacházejí v okolí Děčína a Bíliny. Diatomové hleny pokrývají značné plochy dna oceánu, a to zejména ve vyšších

zeměpisných šířkách (především na jižní polokouli v pravidelném pruhu kolem Antarktidy), ale lokálně jsou hojné i v jiných oblastech (např. v Kalifornském zálivu).

Spongolity jsou organogenní silicity, které jsou tvořené především křemitými jehlicemi živočišných hub. Místy jsou spongolity přítomny jako součást sedimentů české křídové tabule (ve starší geologické literatuře, která se zabývá českou křídovou tabulí, jsou spongolity označovány jako spongility, přičemž jsou takto nazývány všechny horniny, které obsahují jehlice hub, a to bez ohledu na jejich množství, což vede k tomu, že mezi spongility jsou zařazovány např. mnohé opuky).

### 5.11. Evapority

Evapority jsou sedimenty, které vznikají krystalizací z koncentrovaných roztoků (ze slaných vod, jejichž vysoká salinita je zpravidla způsobena odpařováním). Jsou mořského nebo kontinentálního původu. V prvním případě dochází k jejich ukládání v solných pánvích, na sebcích nebo salínách. V druhém případě jsou evapority produktem jezerní sedimentace v semiaridní a aridní zóně, ojediněle i v zóně humidní. Na složení evaporitů se podílejí především chloridy a sulfáty (halit, sylvin, carnallit, sádrovec, anhydrit, epsomit a řada dalších) a lokálně též boráty (borax, boracit, colemanit a další). V podobě příměsí bývají v evaporitech přítomny karbonáty (zejména dolomit), jílové minerály a též organické látky.

Jako halit se označuje evaporit, jenž obsahuje minimálně 90 obj.% minerálu halitu. Analogicky se jako sádrovec označuje evaporit obsahující minimálně 90 obj.% minerálu sádrovce a jako anhydrit sediment obsahující nejméně 90 obj.% stejnojmenného minerálu (pokud jsou v evaporitu přítomny společně oba sulfáty v celkovém množství nad 90 obj.%, jde při převaze sádrovce o anhydritický sádrovec a při převaze anhydritu o sádrovcovitý anhydrit). Rozšíření těchto evaporitů již bylo uvedeno v mineralogické části skriptu u příslušných minerálů.

### 5.12. Kaustobiolity

Kaustobiolity jsou hořlavé organogenní sedimenty. Výchozím materiálem pro vznik kaustobiolitů jsou organické zbytky rostlinného nebo živočišného původu (tedy odumřelá organická substance = nekromasa). Organické zbytky významné pro vznik kaustobiolitů se na zemském povrchu nacházejí v podstatě ve třech formách, a to jako humus, rašelina a sapropel (hnilokal). Jako humus se označují organické zbytky převážně rostlinného původu, které se hromadí v půdách a které se tvoří různě intenzivním rozkladem převážně rostlinné tkáně ve vlhku a při jen částečném přístupu vzduchu; jako materiál pro vznik kaustobiolitů nemá humus příliš velký význam. Daleko významnější je rašelina. Ta se tvoří v rašelinistích kvašením a hnitím rostlinné (méně živočišné) nekromasy pod vodou, tedy za nedostatku vzdušného kyslíku; pochod, jímž nekromasa přechází v rašelinu, se nazývá rašelinění (humifikace). Sapropel vzniká ve stojatých nebo slabě se pohybujících vodách v sladkovodních nádržích kontinentálních oblastí (v jezerech, bažinách, mrtvých ramenech řek) a v přímořských oblastech (zálivech, lagunách, deltách) především nahromaděním organických zbytků zooplanktonu a fytoplanktonu a jejich rozkladem za nedostatku atmosferického kyslíku.

Kaustobiolity se dělí na kaustobiolity uhelné řady a kaustobiolity živičné řady. Mezi kaustobiolity uhelné řady patří zejména rašelina, hnědé uhlí, černé uhlí, antracit a plyny provázející uhelná ložiska; ke kaustobiolitům živičné řady náleží především ropa a doprovodné plyny, asfalt a ozokerit. Plyny uhelných a ropných ložisek se zpravidla označují jako zemní plyny (za zemní plyny jsou však někdy považovány všechny plyny nahromaděné v zemské kůře nebo z ní unikající).

Rašelina je organogenní sediment vznikající rašeliněním a obsahující podstatný podíl zbytků vyšších, tj. cévnatých rostlin, a to jejich kmenů, větví, stonků, pylových zrn, spor, plodů apod. Po překrytí rašelinné hmoty jílovými nebo klastickými sedimenty dochází vlivem zvýšené teploty a tlaku nadloží k postupnému prouhelňování rašeliny, které se projevuje mj. postupným růstem obsahu uhlíku v kaustobiolitu při současném úbytku vodíku, kyslíku a dusíku. Podle stupně prouhelňování se zpravidla rozlišuje málo, středně a silně prouhelňované uhlí - málo prouhelňované uhlí se u nás označuje jako hnědé uhlí, středně prouhelňované jako černé uhlí a silně prouhelňované jako antracit.

Ropa je přírodní kapalná živice, složená převážně z uhlovodíků. Má různou viskozitu (je tekutá až velmi viskózní) a různou barvu (od světle žluté až po téměř černou). Podle charakteru převládajících uhlovodíků se rozlišují tři základní druhy ropy: parafinická ropa, která je tvořena převážně uhlovodíky parafinické řady, cykloparafinická ropa, v níž převládají cykloparafinické uhlovodíky a aromatická ropa, složená převážně z derivátů benzenové řady. Nejrozšířenější jsou první dva typy. Ropa vzniká rozkladem nekromasy sapropelu, avšak existují i hypotézy, které předpokládají vznik ropy přímou syntézou uhlíku a vodíku nebo při rozkladu karbidů vodou (tedy při anorganických procesech). Přírodní asfalt je tuhá až plastická (mazlavá) hmota nejčastěji černé, méně často hnědé barvy; vzniká oxidací ropy po úniku těkavých uhlovodíků. Produktem oxidace parafinické ropy může být ozokerit neboli zemní vosk, jenž se skutečně neobyčejně podobá vosku zpravidla žluté, hnědé až černé barvy, může však být i bezbarvý nebo šedobílý.

Zemní plyny provázející uhelná a ropná ložiska jsou tvořeny převážně metanem.

Na území České republiky se relativně hojně nacházejí větší akumulace kaustobiolitů uhelné řady a v menší míře i kaustobiolitů živičné řady. Rašelina se vyskytuje na vrchovištích Šumavy, Krušných hor, Krkonoš, Hrubého Jeseníku a také ve slatinných rašeliništích v Polabí mezi Hradcem Králové a Pardubicemi, v okolí Máchova jezera a na Třeboňsku. Velká ložiska hnědého uhlí se vytvořila v podkrušnohorských pánvích - chebské, sokolovské a severočeské (Mostecké) pánvi. Hnědé uhlí s velmi nízkým stupněm prouhelňování (označované často jako lignit) se nachází na Kyjovsku v tzv. jihomoravské lignitové pánvi a též v budějovické pánvi. Ložiska černého uhlí jsou přítomna v nesouvislém pruhu probíhajícím zhruba od Plzně přes Rakovník, Mladou Boleslav a Trutnov na území Polska - jde především o plzeňskou, žihelskou, rakovnickou, kladenskou, roudnickou, mšenskou, mnichovohradišťskou, podkrkonošskou a dolnoslezskou pánev, jejíž větší část leží na polském území. Černé uhlí se vyskytuje rovněž v okolí Rosic a Oslavan (rosicko-oslavanská pánev). Naše nejvýznamnější ložiska černého uhlí se nacházejí v ostravsko-karvinském revíru (OKR), jenž je součástí hornoslezské pánve, jejíž větší část náleží Polsku. V OKR černé uhlí místy přechází do antracitu. Ropa a zemní plyn se u nás vyskytuje především na Hodonínsku a Břeclavsku.

### 5.13. Vulkanoklastické (pyroklastické) horniny

Vulkanoklastické neboli pyroklastické horniny se podobně jako klastické sedimenty klasifikují podle velikosti úlomků. Nezpevněné vulkanoklastické sedimenty lze rozdělit na vulkanické bloky a balvany (o rozměrech nad 250 mm), vulkanické bomby (63-250 mm), lapilly (2-63 mm), vulkanický písek (0,063-2 mm) a vulkanický popel (o velikosti částic pod 0,063 mm). Zpevněné vulkanoklastické sedimenty se označují jako tufy, které se analogickým způsobem jako nezpevněné vulkanoklastické sedimenty rozdělují na blokové a balvanité aglomerátové tufy (o rozměrech úlomků nad 250 mm), aglomerátové tufy (63-250 mm), lapilové tufy (2-63 mm), pískové tufy (0,063-2 mm) a popelové tufy (o velikosti částic pod 0,063 mm). Ke vzniku tufů z nezpevněného vulkanoklastického materiálu dochází při

diagenetických pochodech, ale někdy též spékáním sopečného materiálu, který se ukládal ve žhavém stavu. Podle příslušnosti tufů k mateřským vulkanitům se rozlišují tufy andezitové, ryolitové, dacitové, bazaltové, fonolitové, trachytové apod. Bazaltové tufy se u nás vyskytují zejména v Doupovských horách, Českém středohoří a na Bruntálsku; v Českém středohoří jsou v menším množství přítomny i fonolitové a trachytové tufy.

### **Literatura doporučená pro další studium**

- Bouška V. a kol. (1980): *Geochemie*. Academia, Praha.
- Dudek A., Fediuk F., Palivcová M. (1962): *Petrografické tabulky*. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Dudek A., Malkovský M., Suk M. (1984): *Atlas hornin*. Academia, Praha.
- Gregerová M., Hovorka D., Suk M. (1995): *Geochemie geologických procesů v litosféře. II. Metody a interpretace*. PřF MU Brno.
- Hibbard M.J. (1995): *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall. Englewood Cliffs.
- Hladil J. (1996): *Karbonátová sedimentární tělesa I. Jejich vznik a vývoj*. PřF MU Brno.
- Konta J. (1973): *Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin*. Universita Karlova, Praha.
- Krist E., Krivý M. (1985): *Petrológia*. ALFA, Bratislava.
- Kukal Z. (1985): *Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů*. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Kukal Z. (1986): *Základy sedimentologie*. Academia, Praha.
- Němec F. (1967): *Klíč k určování nerostů a hornin*. SPN, Praha.
- Petránek J. (1963): *Usazené horniny*. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Petránek J. (1993): *Malá encyklopedie geologie*. Nakladatelství JIH, České Budějovice.
- Růžičková E., Růžička M., Zeman A., Kadlec J. (2001): *Quaternary Clastic Sediments of the Czech Republic*. ČGÚ Praha.
- Skoček V. (1993): *Petrologie sedimentů*. PřF UK Praha.
- Svoboda J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd. 1. svazek (A-M), 2. svazek (N-Ž)*. Academia, Praha.
- Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.