

Mocnost svahovin se většinou pohybuje od 0,5 do 1,5 m, a proto nejsou v mapě znázorněny. Mocnější akumulace byly vymezeny na j. polovině listu na svazích údolí větších toků a v údolních uzávěrech, kde dosahují mocnosti 2-5 m.

V plošším reliéfu na pravém břehu Radouňského potoka mají svahoviny typu písčitojílovitých sutí (Mrázek 1968) mocnost až 10 m. Maximální mocnosti 12,6 m a 13,3 m byly zjištěny v předpolí hliniště cihelny ve Stojčíně (Vilímek-Nitsch 1983).

Litologie svahovin je silně proměnlivá. Vedle obvyklých proměnlivě kamenitých písčitých hlín se v profilech vyskytuje polohy písků (písčité rozpadlé horniny krystalinika) a rulových sutí prakticky bez jemnější mezihmoty a na druhé straně vložky relativně čistých, jemně písčitých hlín zřejmě eolického původu. Překvapující pro místní morfologii i pro charakter podložních hornin je vysoký podíl prachové frakce. V jílovém podílu převládá montmorillonit nad kaolinitem a illitem (Vilímek - Nitsch 1983).

Deluviofluviální sedimenty jsou ve větších mocnostech vyvinuty v morfologicky výraznějších údolích. V údolních uzávěrech a sběrných mísách převládají uloženiny deluviaální. Litologie deluviofluviálních sedimentů je obdobou jiných oblastí krystalinika Českého masivu. Ve svrchních polohách jsou to humózní písčité hlíny (půdní sedimenty), ve spodních pak nehumózní hlinité písky. Bazální části výplní mívají někdy charakter zahliněných sutí, připomínajících kamenné proudy, uložené patrně na sklonku pleistocénu za spolupůsobení soliflukce. Kamenitá příměs byla do deluviofluviálních sedimentů dodávána přívalovými dešti jednak v pozdním glaciálu, kdy povrch nebyl ještě před plošnou erozí chráněn vegetačním krytem, a jednak v recentu, kdy byl povrch rozvolněn orbou. Stratigraficky spadají do pozdního glaciálu (před počátkem tvorby půd) až recentu.

Drobné výskyty organických sedimentů jsou soustředěny do zamokřených částí mělkých, široce otevřených údolí zdrojnic Počáteckého a Dubeneckého potoka a Jihlavy. Kromě jediné typické slatiny u Chadimova mlýna (Horní Dubénky) jsou reprezentovány přechodovými humolity, ve kterých převládají rašelinisko-mechové, mechovo-rašeliniskové a mechovo-ostřicové typy (Polessí, Leskovec, Horní Ves, Kaliště). Lokálně se vyskytuje i rašelinisko-ostřicové a mechové typy (Horní Dubénky, Klatovec) (Fuksa 1968, Krhounek 1969).

Literatura

- Fuksa V. (1968): Zpráva o průzkumu rašelinových ložisek v kraji Jihočeském. - Expediční skupina pro průzkum rud. Praha.
 Krhounek S. (1969): Zpráva o průzkumu rašelinových ložisek v kraji Jihomoravském. - Expediční skupina pro průzkum půd. Praha.
 Marek J. (1971): Inženýrsko-geologická mapa oblasti města Žirovnice. - Stavební geologie. Praha.
 Mrázek P. (1968): Zpráva o geologickém mapování oblasti mezi Starým Bezděchovem, Okrouhlou Radouní a Kostelní Radouní u Jindřichova Hradce. - MS GŘ UP, GP Háje u Příbrami.
 Ševčík A. (1959): Urbanisticko-geologický plán městské oblasti Kamenice nad Lipou. - MS GP, ZSG Gottwaldov.
 Vilímek M. - Nitsch M. (1983): Závěrečná zpráva úkolu Stojčín 01 80 1196, cihlářské suroviny. - MS Geoindustria Praha.

Český geologický ústav, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

KONEC PLEISTOCÉNU - IGCP PROJEKT 253

IGCP PROJECT 253 - TERMINATION OF THE PLEISTOCENE

Jaroslav Tyráček

Late glacial, Depositional changes

IGCP projekt 253 - Termination of the Pleistocene - se zabývá studiem nejmladších geologických pochodů, které ovlivnily po ukončení poslední doby ledové konečné utváření krajiny a přírodního prostředí vůbec. Poznání tohoto krátkého, pouhých 10 000 let trvajícího časového úseku (18 000-8 000 BP) má značný význam nejen teoretický, neboť zjištěné sledy procesů lze aplikovat i na starší přechody pleistocenních glaciálů do interglaciálů, nýbrž i, a to zejména, pro poznání nejmladší historie Země, změn paleoklimatu, migrací flóry a fauny a pro predikci budoucích vývojových trendů.

Studované období zahrnuje ze stratigrafického hlediska konec posledního glaciálu, pozdní glaciál a počátek holocénu. V této době dochází k definitivnímu ústupu skandinávského ledovce z Evropy a k finální degradaci permafrostu, k rychlému šíření flóry a fauny do dříve zaledněných oblastí a k tvorbě půd; dále k nápadné změně dynamiky vodních toků a k výrazným změnám v eolické depozici.

Uvedené období nebylo klimaticky jednotné. Generální trend celkového zlepšování klimatu od poslední doby ledové byl přerušován krátkými teplejšími a chladnějšími výkyvy, z nichž nejvýraznější byly Alleröd a mladší dryas. Zatímco teplejší výkyv Allerödu se projevil celkem ncnápadně hlavně rozvojem vegetace a tvorbou půd a organických sedimentů, chladný výkyv mladšího dryasu výrazně ovlivnil paleogeografický vývoj rozsáhlých regionů. Jeho projekty jsou vázány ve vyšších zeměpisných šířkách na bezprostřední předpolí kontinentálních ledovcových štítů (Severní Amerika, Skandinávie), jinde na lokální ledovce horské (Britské ostrovy, Alpy).

Typickým znakem nástupu a konce mladšího dryasu jsou drastické změny ročních teplot a jejich rychlosť v čase, které činily až několik stupňů v časovém horizontu desítek let. Krátkodobé změny klimatu jsou přičítány odlišné distribuci tepla v terestrickém systému, jejímž nositelem jsou změny cirkulace vod v oceánech. Mladší dryas i přes krátkou dobu trvání znamenal výraznou změnu v systému oceánických proudu, která ovlivnila proniknutí studených arktických vod ze severního Atlantiku daleko k J a ve svém důsledku vyvolala i silné ochlazení v Evropě. Na pevnině podnítila rozsáhlý postup ledovců, který činil řádově desítky kilometrů (ve Skandinávii 40 km) a proběhl v krátké době několika málo set let.

Změna cirkulace oceánických vod byla akcentována i katastrofickým odvodněním jezer hrazených ledovcem (Agassizovo a Baltské jezero, příp. hypotetické západosibiřské). Vznik jezer tohoto typu je vázán na předpolí ledovcových štítů. Agassizovo jezero s plochou 2 mil. km² bylo původně odvodňováno údolím Mississippi na J do Mexického zálivu. Ke změně odvodnění do pánských kanadských jezer a odtud údolím řek Sv. Vavřince, resp. Hudsonu do s. Atlantiku, došlo náhle v období kolem 11 000 let BP přerušením ledovcové hráze mezi oběma megabazény. Počáteční odtok přesáhl 200 000 m³/s⁻¹, tj. 6 300 km³/r⁻¹ (Teller 1990).

K obdobnému katastrofickému odvodnění došlo i u podstatně menšího Baltského ledovcového jezera (objem cca 10 000 km³) hrazeného, na S ledovcem, na Z jihozápadskou vysočinou (Billingen) a na J a V evropským kontinentem. K finálnímu odvodnění došlo v krátké době kolem 10 500 až 10 400 BP ústupem ledovce na sklonku mladšího dryasu. Vliv klimatické oscilace mladšího dryasu v nižších zeměpisných šířkách se zkoumá. Pokud by se dokázala jeho širší platnost, mohl by mladší dryas sloužit, s ohledem na jeho krátké trvání, jako významný chronohorizont pro interregionální korelace.

Na evropském kontinentu v našich zeměpisných šířkách se vliv mladšího dryasu projevuje jen v omezené míře vzhledem ke vzdálenosti od čela ledovce. Podrobnejší údaje chybějí i vzhledem k nedostatku vhodných sedimentů a přesnějšího datování. Nicméně celkový trend vývoje klimatu a změn přírodního prostředí je i ve střední Evropě doložen.

Hlavním úkolem subprojektu č. 5 (změny sedimentace v nezaledněných oblastech), který se týká našeho území a je od nás koordinován, je vysledování změn klimatu a přírodního prostředí a jeho geologického záznamu v uloženích příslušného časového úseku ve střední Evropě. Dále pak stanovit regionální dosah vlivu oscilací čela kontinentálního ledovce a změn oceánických proudu ve dvou na sebe kolmých směrech, a to od S k J a od Z na V. Jelikož je dnes pří a nedostatek konkrétních dat obtížné vysledovat drobné a krátkodobé změny přírodního prostředí typu mladšího dryasu, je vývoj hlavních druhů čtvrtohorních sedimentů studován v celém časovém úseku.

Eolické sedimenty

Zákonitým jevem colické depozice je postupné vyznívání tvorby spraší a naopak nástup a postupná intenzifikace ukládání navátých písků. Spraše z tohoto období v nadloží PK I (tj. mladší než 20 000 let) jsou typicky homogenní, dobře vytříděné a byly akumulovány z dálkově transportovaných prachů. V Polsku byly obdobné spraše, mladší než 15 000 let, akumulovány větry východních směrů (Snieszko 1992).

Z pozice magdalénské kultury ve spraší Moravského krasu (Barová jeskyně - Svobodová 1992) vyplývá, že spraše u nás jsou zhruba stejně staré jako v Polsku a jejich sedimentace vyznívá před Allerödem. Přitom není jasné, zda se datování týká jen lokálních akumulací v některých vápencových oblastech Českého masivu a Západních Karpat, či zda se vztahuje i na plošně rozsáhlé pokryvy nejmladších spraší.

Pro pozdní glaciál je typický rozvoj eolických písků, jehož počátek je v Polsku datován do nejstaršího dryasu (14 000-12 500 BP) a hlavní fáze tvorby přesypů do staršího dryasu 12 100-11 700 BP). Duny byly během teplejšího výkyvu Allerödu (cca 11 700-10 800 BP - Manikowska 1992) zafixovány vegetací, takže v mladším dryasu a na počátku holocénu dochází už jen k lokální redipozici navátých písků.

Fluviální sedimenty

Existence permafrostu v posledním glaciálu a na počátku pozdního glaciálu měla určující význam pro vodní režim řek. Při neexistenci infiltrace a slabé evapotranspiraci se převážná část vody dostávala do řek, které měly značné sezonné výkyvy vodních stavů. Značný přísun materiálu, který převyšoval transportační schopnost toků, podmínil divočící charakter toků a silnou depozici. Postupné oteplování ovlivnilo rozvoj vegetace, která stabilizovala rozvolněný povrch a drasticky snížila poměr dotace materiálu k odtokovým poměrům. Stadium divočící řeky je nahrazeno

meandrujícím typem s jedním korytem (Starkel 1991, Kozarski 1992). Na povrchu štěrků údolní terasy se počínají tvořit akumulace navátých písků. K rozvoji tvorby pelitických nivních sedimentů dochází mnohem později na počátku Svhové sedimenty

Akumulace svahových sedimentů tohoto období se rozpadají na dvě části, lišící se obsahem humusu, resp. organické hmoty vůbec. Spodní část je tvořena zahliněnými ostrohrannými, relativně drobnozrnnými sutěmi, které mají při bázi ještě sprašovou příměs. Vyznačuje se naprostým nedostatkem organické hmoty. Sedimenty obsahují obvykle pozdní magdalénien a odpovídají stratigraficky obecně pozdnímu glaciálu. Krajina v té době má ráz studené pouště až stepi se zcela chybějícím vegetačním krytem. U nás data chybějí, v Polsku je tato fáze datována do období 20 000 až 15 000 BP (Manikowska 1992a).

Mladší část vrstevního sledu je litologicky obdobná s tím rozdílem, že se objevuje v mezihmotě humózní příměs (půdní sedimenty) a klasty jsou hrubší. Klimatické oscilace Allerödu a mladšího dryasu nebyly u nás rozlišeny. První projevy vývoje vegetačního krytu jsou v Polsku kladený do období 15 000 až 14 000 BP; sem spadají i postsedimentární alterace jako odvápnení či hromadění hydroxydů železa. Pěnovce vyskytující se v krasových oblastech jsou již holocenního stáří.

Sladkovodní karbonáty

Do této skupiny zařazujeme travertiny vystrážené z temperovaných i studených pramenů, karbonáty vystrážené ze stagnujících a tekoucích vod a jeskynní sintry. Hlavní rozvoj tvorby karbonátů spadá do počátku holocénu, i když se objevují řidce i starší, odpovídající teplejším oscilacím Böllingu a Allerödu. Pro starší fázi jsou typické karbonáty stojatých vod (sladkovodní slíny, vápnitá bahna), teprve v holocénu se mohutně rozvíjejí jezerní křidy, pěnovce a pevné travertiny (Kovanda 1987).

Tvorba půd

Mladší fáze pozdního glaciálu je spojena s iniciální pedogenezí, jejímž produktem jsou málo vyvinuté půdy. Intenzívní pedogeneze je vázána až na holocén. Na svahovinách vápencových oblastí to jsou rendziny, na navátých píscích rankery a na spraších černozemě. Ve sprašových oblastech Polska je tvorba černozemí datována do období kolem 10 000 BP (Snieszko 1992) a hnědých půd 9 740+100 (resp. 9 300 + 50 BP) (Manikowska 1992a).

Literatura

- Kovanda J. (1987): Zur Bildungsdynamik und Faziesdifferenzierung terrestrischer Quartärablagerungen in extraglazialen Gebieten. - Sbor. geol. Věd, Antropozoikum 18, 103-157. Praha.
- Kozarski S. (1992): Zmiana warunków depozycji w schylkowym pleistocenie na obszarach ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce. - Przeglad geologiczny 10/1992, 597-598. Warszawa.
- Manikowska B. (1992): Gleby kopalne w osadach z okresu 20.000-8.000 lat BP w Polsce. - Przeglad geologiczny 10/1992, 598-600. Warszawa.
- (1992): Procesy eoliczne w okresie 20.000-8.000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydm w Polsce. - Przeglad geologiczny 10/1992, 595-596. Warszawa.
- Snieszko Z. (1992): Główne problemy ewolucji płatów lessowych w okresie 20.000-8.000 lat BP na wyżynach polskich. - Przeglad geologiczny 10/1992, 594-595. Warszawa.
- Svobodová H. (1992): Palaeobotanical evidence on the Late Glacial in the Moravian Karst. - Eder-Kovar J. (ed.): Palaeovegetational Development in Europe and the Regions relevant to its Palaeofloristic Evolution-Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical Conference, 81-85. Vienna.
- Teller J.T. (1990): Volume, routing and chronology of the Late glacial runoff to the Oceans from the Laurentide Ice sheet. - Termination of the Pleistocene, Field Conference Norway-Sweden-Finland 1990, 149-151. Espoo.