

ZBYNĚK ENGEL

## SOUČASNÝ STAV POZNATKŮ O PLEISTOCENNÍM ZALEDNĚNÍ ČESKÉ ČÁSTI KRKONOŠ

Z. Engel: *The Current State of Knowledge of Quaternary Glaciation in the Czech part of the Krkonoše (Giant) Mountains.* – Geografie-Sborník ČGS, 102, 4, pp. 288 – 302 (1997). – An outline of the Krkonoše Mts. in the period preceding the onset of Quaternary Glaciation is presented. The conditions of development and the features of the former mountain glaciation in the Krkonoše Mts. are described. The landforms and the distribution of mountain glaciers in the Czech part of the Krkonoše Mts. are sketched.

KEY WORDS: Geomorphology – Quaternary Glaciation – The Krkonoše Mts.

### 1. Úvod

Nejvyšší pohoří České republiky – Krkonoše – představuje pro studium horského zalednění významnou oblast. V jeho reliéfu se dochovaly nejvýraznější stopy činnosti horských ledovců na území České republiky. V závislosti na expozici svahů hlavního hřbetu probíhala ledovcová modelace v Krkonoších různě intenzivně. Zatímco na strmém severním svahu vznikly morfologicky nápadné kary, v české části pohoří došlo k rozvoji větších údolních ledovců. Tyto horské ledovce svou modelační činností zvýraznily vnitřní výškovou členitost jižního krkonošského svahu.

Prvním badatelem, který se zabýval výzkumem zalednění Krkonoš byl krkonošský rodák Joseph Partsch. Od zveřejnění jeho prací uplynulo již více než sto let. Na dílo tohoto průkopníka navázalo mnoho dalších badatelů, takže obraz kvartérního zalednění Krkonoš, nastíněný J. Partschem, získal přesnější podobu. Cílem této práce je shrnout dosavadní výzkumy a popsat současný stav poznatků o pleistocenním zalednění české části Krkonoš.

### 2. Krkonoše před vznikem horského zalednění

Před nástupem pleistocenního zalednění byla oblast Krkonoš postižena tektonickou činností. Její působení vrcholilo v pliocénu a starším pleistocénu, které P. Migoň (1992) označil za hlavní období tektonické aktivity v oblasti Krkonoš. Pohoří bylo vyzdviženou hrástí, omezenou na SV a JZ paralelními zlomy (Sekyra 1964). Již tehdy existoval výrazný morfometrický rozdíl mezi severním a jižním svahem krkonošského masívu, což se později promítlo do charakteru zalednění hor. Jižní svah Krkonoš měl mírnější sklon a složitěji členěnou údolní síť (Kunský 1948), zatímco charakteristickým rysem severního svahu byl výrazný zlomový stupeň a krátká konsekventní údolí. Tento 500 – 700 m vysoký morfostrukturní stupeň se táhne v délce 25 km podél hlavního krkonošského hřbetu (Migoň 1992). Hlavní krkonošský hřbet a roz-

sochy vybíhající k jihu byly mírně zvlněné a vyznačovaly se malými relativními výškovými rozdíly. Ve vrcholové oblasti Krkonoš se zachovala morfologicky zřetelná zarovnaná úroveň, která vznikla tektonickým vyzdvižením části denudované terciérní paroviny do vyšší polohy (Kunský 1948). V této zarovnané úrovni se zpětnou erozí a zahlubováním říční sítě vytvořila široká a plochá úvalovitá údolí (Macka, Demek 1956), jejichž reliktů je dnes možno pozorovat jako mělké deprese v oblasti Pančavské a Bílé louky.

Jednotlivé hřbety Krkonoš oddělovala říční údolí, jejichž příčný údolní profil měl po celé délce toku charakteristický tvar písmene V a která se ve svých horních závěrech vyznačovala vyrovnanějším spádem. Výzdvih pohoří vyvolal oživení zpětné eroze místních toků, a tedy intenzivní zahlubování údolí (Kunský 1948). Eroze toků působila selektivně v závislosti na typu geologického podloží, což do značné míry ovlivnilo rozmístění krkonošských údolí. To zůstalo zachováno dodnes a i když některá údolí byla později zaledněna, ledovce pouze přemodelovaly tvar těchto údolí.

Podnebí Krkonoš se v období, které předcházelo vzniku horského zalednění, postupně měnilo. Pravděpodobně již ve svrchním miocénu se začalo ochlazovat (Glazek, Szykiewicz, cit. In Migoň 1993) a původně subtropické podnebí (Walczak 1976) bylo koncem pliocénu vystřídáno podnebí chladným. V chladných sezónách roku se v průběhu staršího pleistocénu hromadil sníh v korytech toků a v mělkých depresích. Současně s ochlazováním podnebí klesala výška sněžné čáry. V případě, že její průběh byl před nástupem glaciálu srovnatelný s jejím současným stavem v této oblasti (2 200 – 2 500 m n.m.), činil tento pokles nejméně 1 000 m. Změna klimatu se také projevila působením nových geomorfologických procesů. Hlavními modelačními činiteli se staly procesy periglaciální -kryogenní a nivační.

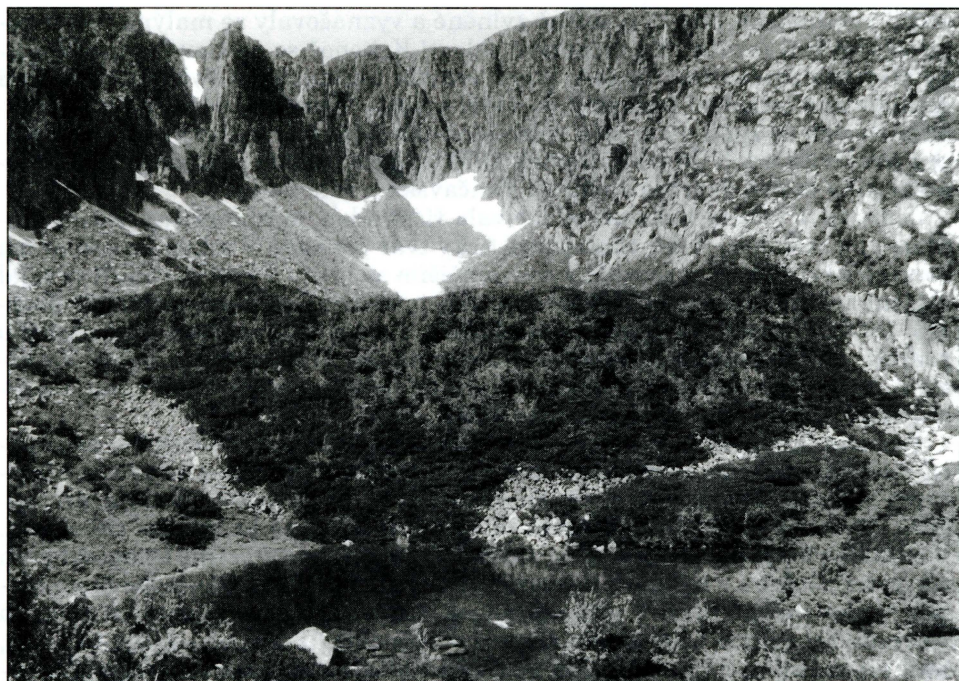
### 3. Zalednění Krkonoš v pleistocénu

O existenci pleistocenního zalednění Krkonoš vypovídají četné tvary ledovcové činnosti. Hlavními důkazy tohoto zalednění jsou kary, trogová údolí, ledovcové akumulace a fluvio-glaciální sedimenty. Za důsledek činnosti ledovců lze označit také nápadné změny příčných a podélných profilů těchto místních toků, v jejichž údolích ledovce vznikly. Další důkazy poskytují jednotlivé údolní závěry přemodelované ledovcem. Výjimečný je v tomto smyslu zejména Labský důl, na němž lze činnost ledovce dokumentovat jednak jeho trogovitým charakterem a jednak vyústěním bočních údolí ve visuté poloze. Přestože v české části Krkonoš se zalednění rozvinulo více než v údolích se severní expozicí, vzhledem k intenzivnějšímu extraglaciálnímu zvětrávání (Kunský 1948) zanechalo zalednění výraznější stopy v polské části Krkonoš (obr. 1).

#### 3.1. Předpoklady zalednění

Na zalednění Krkonoš měly největší vliv klimatické podmínky a geomorfologické poměry krkonošského masívu. Tyto faktory se promítly do poměrně nízké polohy sněžné čáry, na níž mohla v glaciálech působit i existence kontinentálního ledovce v severní části Evropy. V jeho blízkém i vzdálenějším předpolí se totiž regionální změny podnebí projevily zejména změnami proudění vzduchových hmot a poklesem teplot vzduchu.

Z orografických a morfometrických rysů Krkonoš měla na rozvoj pleistocenního zalednění vliv především nadmořská výška pohoří a přítomnost vy-



Obr. 1 – Pasivní moréna z období postglaciálu (F. Králík, J. Sekyra 1969), uzavírající ve výšce 1 275 m n.m. kar Velké Sněžné jámy, Krkonoše. Snímek Z. Engela z roku 1995.

zdvížených zarovnaných úrovní. Jejich vysoká poloha (v současnosti 1 300 – 1 400 m n.m.) je během glaciálů predisponovala jako rozsáhlá akumuláční území sněhu a firnu. V Krkonoších se nacházejí dvě rozsáhlé akumuláční oblasti: západní je v prostoru Pančavské a Labské louky, východní tvoří vrcholová pláň Bílé louky a Úpského rašeliniště. Význam obou oblastí vyzdvihl již J. Partsch (1882), když je označil za výživné plochy ledovců. Z dalších morfoloických rysů se uplatnila orientace údolních systémů, jednak jako iniciální území vzniku ledovců, jednak jako návětrná vodící údolí. Systém údolí měl také velký vliv na odlišný charakter zalednění severního a jižního svahu Krkonoš. Krátké toky severního svahu vytvořily pouze krátká a poměrně mělká údolí (Kunský 1948), méně příznivá pro akumulaci sněhu a rozvoj ledovců. Vyvinuly se zde proto pouze ledovce karové (Sekyra 1964). Lepší podmínky pro zalednění poskytoval pestřejší údolní systém jižního svahu pohoří, kde se vyvinul údolní typ ledovců.

Rozhodující význam pro akumulaci sněhu a vznik ledovců měly vhodné klimatické podmínky, včetně dostatečného množství pevných srážek. Tento faktor vyzdvihl zejména F. Vitásek (1924). Současně připomněl kontinentalitu klimatu, přibývající s růstem vzdálenosti od oceánu, a z ní vyplývající menší množství srážek v porovnání s některými západněji položenými evropskými pohořími. Kromě srážkového úhrnu byla pro vznik a rozsah zalednění Krkonoš podstatná rychlost a převládající směr větrů. Při převažujícím západním proudění docházelo ke svívání sněhu z vrcholových částí hřbetů a náhorních plošin a k jeho ukládání v blízkých terénních depresích. Úlohu větru si uvědomoval již J. Partsch (1882), který naznačil souvislost mezi největšími ná-

horními plošinami v Krkonoších a závětrnou polohou příslušných karů. Vliv reliéfu a větru na ukládání sněhu podrobně vysvětlil J. Jeník (1961). Podle teorie anemo-orografických systémů byly větry v Krkonoších usměrnovány návětrnými vodícími údolními. V prostoru náhorních plošin pak svávaly sněh, který ukládaly v závětrných polohách plošin. Hromadící se sněh se postupně měnil v hmotu ledovců, které svým působením postupně přetvořily závětrné deprese na kary. Vyživování ledovců z náhorních plošin kompenzovalo pro zalednění méně výhodnou jižní expozici české části Krkonoš. Na rozdíl od české části Krkonoš byly náhorní plošiny příslušných ledovců severního svahu po-  
hoří malé a nepříznivě orientované (Králík, Sekyra 1969).

Vliv všech výše zmíněných faktorů se projevil v poloze sněžné čáry. Na jejím průběhu v období posledního zalednění Krkonoš (würm) se badatelé v podstatě shodli a pro jižní svah Krkonoš ji kladou přibližně do nadmořské výšky 1 100 m. Údaje pro výšku sněžné čáry z období případného staršího zalednění se liší v závislosti na metodě, kterou badatelé pro její stanovení použili. Za předpokladu, že sněžná čára probíhala v tomto období níže než při posledním zalednění, lze uvažovat o její poloze na jižním svahu v rozmezí 970 m (Sekyra 1969) a 1 060 m (Šebesta, Treml 1976). Na severním krkonošském svahu probíhala sněžná čára poněkud výše (kolem 1 200 m), na čemž se shodují J. Kunský (1948) a F. Králík s J. Sekyrou (1969).

Jako první odhadl výšku pleistocenní sněžné čáry v Krkonoších J. Partsch (1894), který metodou H. B. de Saussureho a F. Simonyho (podle níž leží věčnosněžná čára v úrovni mezi zaledněnými vrcholy a vrcholy, které již zaledněny nebyly) dospěl k údaji 1 150 m (tab. 1). Podle F. Vitáska (1924) však od této výšky J. Partsch později upustil a tuto linii posunul o 100 m níže. F. Vitásek (1924) se rozhodl pro metodu Höfrovu (polohu sněžné čáry klade doprostřed mezi výšku nejnižší morény a střední výšku okraje karu), kterou pokládal za vhodnou pro hory s malými ledovci. Pro jižní svah Krkonoš tak F. Vitásek získal průměrnou hodnotu 1 144 m. Polohu určil také podle střední výšky karů s pravděpodobným výsledkem nejnižší polohy sněžné čáry 1 041 m. Pro severní svah dospěl F. Vitásek (1924) k hodnotám 1 174 m, resp. 1 232 m.

J. Kunský (1948) stanovil polohu sněžné čáry na základě rekonstrukce rozsahu ledovců (sledováním morénových akumulací a okrajů karů) na 1 050 – 1 200 m. Z rozměrů ledovců vycházel také J. Sekyra (1964), který použil metody Kurowského (sněžná čára probíhá v místě střední výšky ledovce). Na roz-

Tab. 1. – Poloha sněžné čáry v Krkonoších v období maximálního zalednění

Autor	Použitá metoda	Poloha sněžné čáry (m n.m.)	
		Severní svah	Jižní svah
J. Partsch (1894)	H.B. de Saussureho	1 150	1 150
F. Vitásek (1924)	Höfrova střední výška karů	1 174 1 232	1 144 1 041
J. Kunský (1948)		1 200	1 050
J. Sekyra (1964)	Kurowského	1 230	970
J. Šebesta, V. Treml (1976)	Höfrova	–	1 060 – 1 250

díl od svých předchůdců se pokusil na jižním krkonošském svahu rozlišit sněžnou čáru z období maximálního a posledního zalednění a získal údaje 970 m, resp. 1 180 m. V další práci uvádí J. Sekyra (1968) pro dobu posledního zalednění výšku sněžné čáry 1 100 m a pro severní svah Krkonoš usuzují F. Králík s J. Sekyrou (1969) na její výšku 1 230 m. Polohu sněžné čáry pro dvě chladná období pleistocénu se pokusili zjistit také J. Šebesta s V. Tremlem (1976), kteří použili metodu Höfrovu. Pro jižní svah Krkonoš, kterým se zejména zabývali, získali hodnoty 1060 – 1250 m (max. zalednění) a 1 120 – 1 320 m (poslední zalednění). Ve své práci poukázali J. Šebesta s V. Tremlem na úskalí aplikované metody (např. nepřesnosti při určování maximálního dosahu ledovce) a popsali možné příčiny lokálního kolísání sněžné čáry. Mezi významné faktory tohoto jevu zařadili především expozici svahů resp. ledovcových údolí (výhodnější je expozice SV-S) a zásobování firnových polí z deflačních plošin, v jejichž bezprostředním zázemí dochází také k poklesu výšky sněžné čáry.

### 3.2. Charakter a stáří zalednění

Pleistocenní zalednění v Krkonoších zůstalo omezeno na jednotlivá horská údolí. Plošné zalednění (skandinávského typu) vrcholové části Krkonoš nebylo prokázáno. Je ovšem velmi pravděpodobné, že v dobách krkonošského zalednění, zůstával na rozlehlých pláních nad sněžnou čarou ležet sníh (případně firn) po většinu roku. Pleistocenní zalednění jižního svahu Krkonoš lze tedy charakterizovat jako „horského údolního typu s převážným vyživováním ledovců a firnových polí svíváním sněhu z rozsáhlých deflačních plošin v jejich zázemí“ (J. Šebesta, V. Treml 1976). Ledovce severního svahu Krkonoš označil J. Sekyra (1964) za „typické karové ledovce“.

Na skutečnosti, že krkonošský reliéf je výrazně ovlivněn pleistocenním zaledněním, se od konce 19. století shodovali prakticky všichni badatelé. Lišil se však jejich názor na charakter zalednění: jedno pojetí zdůrazňovalo existenci údolních ledovců (alpský typ zalednění), druhé připouštělo pokrytí Krkonoš souvislým ledovcovým štítem (skandinávský typ). Tato otázka se objevila již v první práci věnované krkonošskému zalednění (Partsch 1882). Její autor se přiklonil především k údolnímu typu ledovců, i když nevyloučil zalednění skandinávského typu. Řešení problému přinesla až práce J. Kunskeho (1948), který analyzoval veškeré předchozí práce a porovnal je v terénu s dochovanými stopami ledovců. Tyto údaje prokázaly izolovanost jednotlivých údolních ledovců, u nichž se mohly pouze sloučit splazy z bočních údolí. Kunský tak popřel možnost přetékání ledovce přes okraje plošin do údolí a vyloučil možnost skandinávského typu zalednění (u vysokých plošin předpokládal jejich pokrytí firnem). J. Sekyra (1964, 1968) rozlišil ledovce Krkonoš na karové a údolní, přičemž jižnímu svahu pohoří přiřadil typ údolních ledovců. Vyjádřil tak rozdílný vývoj tvarů reliéfu na české straně pohoří od údolí v polské části Krkonoš, tvarovaných zejména karovými ledovci. Hřbetové části hor vyčlenil jako oblasti extraglaciální, kde působily intenzivní periglaciální procesy (Sekyra 1968).

Otázka počtu a stáří období, v nichž byly Krkonoše zaledněny zůstává otevřená. Na základě dochovaných morfologických stop zalednění lze usuzovat na dvojí zalednění Krkonoš, a to v období glaciálů riss a würm (např. Šebesta, Treml 1976). Svědčí pro ně především dvojstupňové přemodelování některých údolních závěrů v české části Krkonoš. Méně zřetelně je dokládají dvě skupiny čelních morén a jim odpovídající terasové úrovně fluvialních akumulací.

První pokusy o stanovení počtu zalednění vycházely z vyhodnocení dochovaných morénových akumulací. Vzhledem k jejich problematickému vymezení a rozlišení však byla následná interpretace nejednotná. Domněnku o dvojitým zalednění vyslovil ve své druhé monografii J. Partsch (1894, viz Jeník 1980): "Soubor zjištěných stop ledovců v centrálních údolích Krkonoš není produktem jediného zalednění, nýbrž dvou samostatných ledových období, oddělených velkým ústupem ledovců, z nichž prvé období způsobilo rozsáhlejší zalednění vysoko položených údolí nežli druhé". Jinak chápal stopy po zalednění G. Berg (1915, viz Šebesta, Treml 1976) a další badatelé (Vitásek 1924, Kunský 1948), kteří se přiklonili k jedinému zalednění (würmskému) a zjištěné morény rozlišili na würmské a morény ústupových stádií.

Podrobněji se touto problematikou zabýval až J. Sekyra (1964), který zaujal k počtu zalednění jednoznačné stanovisko. Krkonoše byly podle něj zaledněny nejméně dvakrát, na což usuzoval na základě dochovaných stop po ledovcové činnosti (především dvojstupňové přemodelování údolních závěrů Labe a Úpy). Z charakteru ledovcových akumulací pak J. Sekyra odvodil rozsah zalednění, přičemž starší zalednění (riss) považoval za maximální. Zároveň nevyloučil zalednění ještě starší (mindel), jehož případné stopy však zahladila mladší zalednění. Svými závěry tak J. Sekyra potvrdil původní představy J. Partsche o dvojitým zalednění Krkonoš. K těmto názorům se přiklonili také J. Šebesta a V. Treml (1976), i když tuto otázku nepovažují za definitivně vyřešenou.

### 3.3. Tvary ledovcové modelace

Z tvarů ledovcové eroze se v Krkonoších dobře vyvinuly kary a trogy. Morfologicky nápadnými tvary jsou zejména *kary*. V české části Krkonoš jich vzniklo osm, většinou v údolních závěrech preglaciálního původu. Kromě preglaciálního reliéfu měla na rozvoj karů velký vliv nadmořská výška, expozice a poloha vůči vrcholovým plošinám. Vzniku karů mohl také předcházet vývoj nívačních depresí ve starších glaciálech. K nejrychlejšímu vývoji karů docházelo "nad sněžnou čarou, kde mohlo nejdéle působit extraglaciální zvětrávání" (Králík, Sekyra 1969). Dno žádného z karů neleží níže než v 1 050 m n.m. (poloha sněžné čáry v období posledního zalednění 1 100 m, v období maximálního zalednění 970 – 1 060 m), poloha horních karových hran se pohybuje mezi 1 150 m n.m. (Vlčí jáma) a 1 500 m n.m. (Úpská jáma). Při modelaci karů se uplatnilo především mrazové zvětrávání, morfologická činnost vlastních ledovců nebyla tak výrazná (Šebesta, Treml 1976). Geomorfologicky vykazují krkonošské kary značnou variabilitu. Nejlépe vyvinutým karem je v tomto smyslu Úpská jáma, která nese stopy nejméně po dvojitým glaciálním přemodelování (Králík, Sekyra 1969). Zajímavostí jsou dva případy výskytu dvojitých karů (Kotelní a Studniční jámy). Unikátní je též visutá poloha karů Harrachovy jámy a Studničních jam. V polské části Krkonoš jsou kary vyvinuté výrazněji. Při jejich modelaci se totiž v souvislosti se severní expozicí silněji uplatňovalo extraglaciální zvětrávání (Kunský 1948).

Méně zastoupeným tvarem ledovcové eroze jsou *trogy*. Za typický trog lze označit pouze střední úsek Labského dolu (Engel 1996), méně charakteristický je tvar trogu Obřího dolu. V obou případech jsou trogy vloženy do starších říčních údolí, která byla během glaciálů ledovcem přehloubena a rozšířena. Obě údolí mají přemodelovaný příčný profil (U) a glaciální přehloubení údolí je patrné i z nevyrovnaného průběhu podélného profilu. Spodní část svahů je značně strmá a místy skalnatá. Glaciální přemodelování zvyrazňují v obou



Obr. 2 – Karový uzávěr Labského dolu, přecházející karovým stupněm v trog. Strmější část dna údolí v úseku 920 – 1 010 m n.m. překonává Labe kaskádami. Snímek Z. Engela z roku 1995.

případech postranní údolí, která zůstala ve visuté poloze. V případě Labského dolu se jedná o údolí Pudlavy a Dvorského potoka, do Obřího dolu tímto způsobem ústí Modrý důl. V horní části trogy přecházejí do karových úzávěrů údolí (obr. 2). Trogový charakter vykazují i některá další údolí jižního svahu Krkonoš, např. Důl Bílého Labe, Modrý důl a údolí Kotelského potoka pod vyústěním Velké Kotelní jámy. Tato údolí lze charakterizovat jako nedokonale přemodelovaná údolí s některými rysy trogu.

*Tvary ledovcové akumulace* jsou vzhledem k relativně malým rozměrům pleistocenních krkonošských ledovců méně vyvinuté než např. obdobné tvary ve Vysokých Tatrách. Platí to zejména pro morénové akumulace, které byly po ústupu ledovců značně denudovány (Engel 1996). Morény jsou v Krkonoších produktem pravděpodobně dvou glaciálů, přičemž vznik morfologicky lépe dochovaných akumulacních tvarů spadá převážně do období posledního zalednění. Z rozmístění morén vyplývá jejich souvislost s délkou a mocností ledovců a s nadmořskou výškou. *Čelní morény*, jejichž původ nebyl v dosud publikovaných pracích zpochybněn, se nacházejí v rozmezí 810 a 940 m n.m.. Žádná z nich není níže než 300 m pod dnem příslušného karu. Morénové valy čelních morén jsou dnes většinou proříznuté erozí toků (obr. 3) a jejich materiál je částečně odplaven. V některých případech došlo k jejich podstatnému poničení antropogenní činností, např. budováním cest v údolí Úpy a Labe. Čelní morény přecházejí v *morény boční*, které se však dochovaly nesouvisle, většinou jen na mírnějších svazích (Králík, Sekyra 1969). Ve čtyřech údolích jižního krkonošského svahu (údolí Kotelského potoka, Labský, Dlouhý a Obří



Obr. 3 – Odkryv v čelní moréně Labského dolu (825 m n.m.) z období risského zalednění (Králík, Sekyra 1969). Snímek Z. Engela z roku 1995.

důl) se zachovaly *fluvioglaciální akumulace*. Jedná se o přechodné kužely, kterými čelní morény přecházejí do fluviaálních terasových úrovní. Na severní straně Krkonoš jsou fluvioglaciální akumulace nejlépe vyvinuty v údolí Lomnice a Lomničky (Vitásek 1924).

### 3.4. Rozsah pleistocenních zalednění

Krkonoše byly v pleistocénu nejvíce zaledněnou oblastí na území dnešní České republiky. Údolní a karové ledovce se vyvinuly nejméně v šesti údolních závěrech české části Krkonoš a vznik menších firnových ledovců nelze vyloučit nejméně v pěti dalších údolních závěrech jižního svahu (obr. 4).

Na severní straně Krkonoš vzniklo pět ledovců. Ze dvou menších splazů se skládaly ledovce Lomnice a Sněžných jam. Další karové ledovce vycházely z Černé jámy, z pramenné mísy Lomničky a podle F. Králíka a J. Sekyry (1969) také ze Szrenické jámy. Kromě úplně nebo částečně zaledněných údolí zůstala v pleistocénu většina krkonošských údolí bez ledovce. Tato údolí byla v období glaciálů vystavena rozsáhlému působení nivačních a periglaciálních procesů (tab. 2).

Ledovcová modelace se v oblasti jižního krkonošského svahu uplatnila nejvýrazněji ve třech údolních závěrech: v údolí Kotelského potoka, v Labském a Obrím dole. Nejvíce stop po zalednění se zachovalo v Obrím dole ve východní části Krkonoš. V období zalednění zde vznikl největší ledovec celých Krkonoš. Hlavním důvodem jeho rozvoje byla nejrozsáhlejší vrcholová plošina Krkonoš v jeho zázemí, ze které byl během glaciálů vyživován. V době svého



Tab. 2 – Poloha čelních morén v Krkonoších podle F. Králíka, J. Sekyry (1969) a J. Šebesty, V. Tremla (1976)

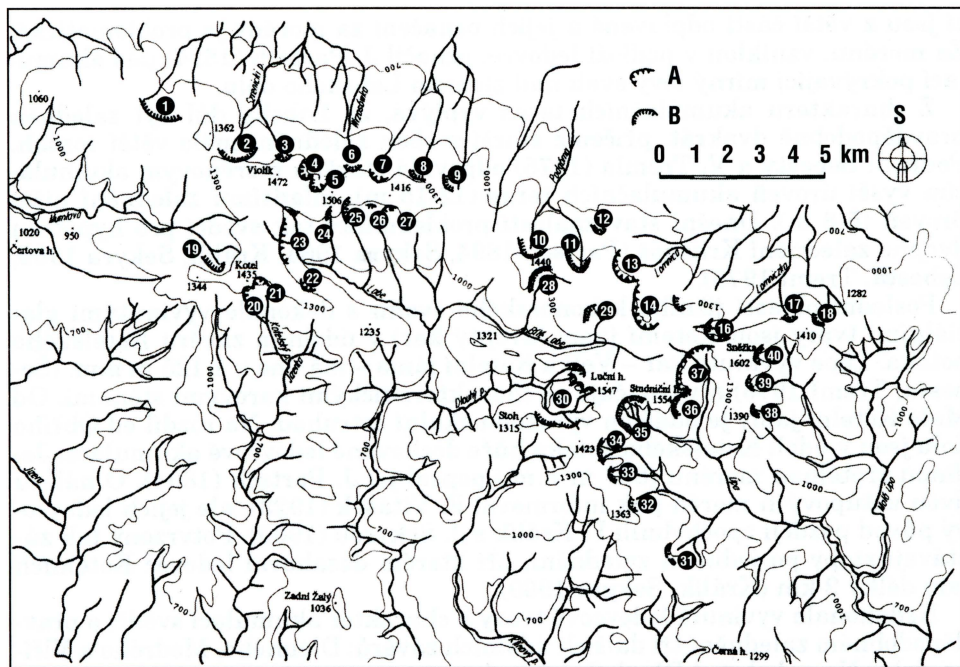
Údolí		Nadmořské výšky morén (m n.m.)		
		Riss	Würm A	Würm B
Severní svah	Malá Sněžná jáma	960	1 155	–
	Velká Sněžná jáma	960	1 155	1 240
	Černá jáma	950	1 080	1 120
	Lomnice	980	1 202?	–
	Lomničky	780	960	–
Jižní svah	Mumlavský důl	960?	1 050?	–
	Kotelní jámy	837	–	–
	Labský důl	825	920?	1 020?
	Důl Bílého Labe	900?	–	–
	Dlouhý důl	820?	960-980?	–
	Zelený důl	948	–	–
	Vlčí důl	825-900?	–	–
	Obří důl	810	895	910-940

Vysvětlivky: pomlčka – polohu morén nelze spolehlivě rekonstruovat, ? – ledovcový původ akumulací není jednoznačný

maximálního rozšíření dosahoval Úpský ledovec délky 4 km a mocnosti 80 – 100 m (Králík, Sekyra 1969). Velikost ledovce se promítla do tvarů, které po svém působení v Obřím dole zanechal. O intenzitě erozní činnosti Úpského ledovce svědčí nejlépe vyvinutý kar v Krkonoších – Úpská jáma. Nese známky nejméně dvojího přemodelování ledovcem a vyznačuje se dokonalým karovitým tvarem. Charakteristickým znakem karu jsou značně strmé karové stěny, vysoké až 400 m. Hlavní karové dno leží v 1050 m n.m.. Z dalších tvarů glaciální eroze jsou v Obřím dole nápadné visuté karovité formy Velké a Malé Studničné jámy, méně zachovaný je trog Obřího dolu.

Úpský ledovec zanechal zřetelné stopy i v podobě poměrně rozsáhlých morénových akumulací. Lze je rozdělit do několika skupin, což naznačil již J. Partsch (1894). K nejstarším ledovcovým akumulacím patří žulové bloky nedaleko ústí Růžového dolu a zbytky pravé boční morény ve výšce 50 – 100 m nad tokem Úpy (Králík, Sekyra 1969). Druhou skupinu tvoří morfologicky nejlépe zachované morény, pocházející z období posledního zalednění. Jedná se o systém čelních a bočních morénových valů v 910 – 940 m n.m. Přestože dosahují výšky až 20 m (Králík, Sekyra 1969), názory na jejich počet se liší. J. Partsch (1894) popsal dvě morény, F. Vitásek (1924) tři, V. Král (1950) a F. Králík s J. Sekyrou (1969) dokonce čtyři. Poslední práce (Šebesta, Treml 1976) považuje za jisté pouze dvě morény. Velký význam mají morénové akumulace v Obřím dole zejména proto, že se je podařilo paralelizovat s fluvialními terasami (Králík, Sekyra 1969). Maximálnímu zalednění pravděpodobně odpovídá terasa do 17 m nad dnešním tokem Úpy, poslednímu zalednění pak stupeň do 5 m nad tokem Úpy.

Druhý největší ledovec Krkonoš se nacházel v Labském dole. Byl vyživován podobně jako Úpský ledovec z mohutné náhorní plošiny. V období největšího zalednění dosahoval mocnosti 70 m (Šebesta, Treml 1976) a délky srovnatelné s Úpským ledovcem. Charakter Labského dolu se od ostatních glaciálně přemodelovaných údolních závěrů české části Krkonoš poněkud liší. Jednou z nejvýraznějších odlišností je značná členitost údolí, kde horní část je tvoře-



Obr. 4 – Přehledná mapa karových depresí v Krkonoších. Sestaveno na základě dostupné literatury. A – vymezení karů; B – vymezení nevýrazných karových depresí. Údolní uzávěry vyznačené v mapě: 1. Kamienczyk, 2. Szrenická jáma, 3. Labská jáma (Bystry Potok), 4. Malá Sněžná jáma, 5. Velká Sněžná jáma, 6. Niedzwiada, 7. Černá jáma, 8. Polski Potok, 9. Sopot, 10. Podgorna, 11. Smogornická jáma, 12. Myja, 13. kar Velkého jezera, 14. kar Malého jezera, 15. Zlotý potok, 16. kar Lomniczki, 17. Czerniawka, 18. Sowia Dolina, 19. Velká Mumlava, 20. Malá Kotelní jáma, 21. Velká Kotelní jáma, 22. Harrachova jáma, 23. Labe, 24. Pudlava, 25. Dvorský potok, 26. a 27. Medvědí potok, 28. Čertova strouha, 29. Stříbrná bystřina, 30. Dlouhý potok (tři deprese v záp. svahu Luční h., dvě deprese v sev. svahu Stohu a Zadní Planiny), 31. Vlčí jáma, 32. Liščí jáma, 33. Vlhký důl, 34. Zelený potok, 35. Modrý důl, 36. Velká a Malá Studniční jáma, 37. Úpská jáma, 38. Slunný důl, 39. Důl pod Koulemi, 40. Jelení potok.

na několika karovými tvary (nejlépe vyvinutým karem je Harrachova jáma) a střední představuje typický trog. Karovitá část Labského dolu (nad 1 025 m n.m.) je od trogu oddělena karovým stupněm (obr. 2), který se projevuje jako nápadná změna ve sklonu labského údolí mezi 920 a 1 010 m n.m.. Zatímco karová část Labského dolu má sklon 1–3°, úsek údolí mezi 920 a 1 010 m n.m. má spád 8–9°. Pod tímto stupněm nepřesahuje průměrný sklon spodní části Labského dolu (920 – 820 m n.m.) 3°. Horní hrana údolního zářezu Labského dolu leží v porovnání s ostatními ledovci přemodelovanými údolními závěry v Krkonoších v nižší nadmořské výšce (1 300 m oproti 1 400 m). Hrana je také více rozčleněná a skalní stěny pod ní dosahují větších rozměrů. Jako důsledek deterzní činnosti ledovce vznikly na pravém svahu Labského dolu skalní ohlazy (Engel 1996).

V Labském dole se vyskytuje pouze jediný, poměrně dobře zachovaný systém morén. Tvoří jej pravá část čelní morény v 820 m n.m. z období maximálního rozsahu zalednění (obr. 3) a na ní navazující boční morény, z nichž zejména levá je dobře zachovalá. Vyšše položené reliktu ledovcových akumulací

cí jsou z větší části odplavené a jejich označení za morény je problematické. Za morénu, vzniklou v podloží ledovce, označil J. Partsch (1894) pás akumulací pokrývající mírný levý svah nad zlomem Labského dolu.

Z charakteru akumulčních teras vyplývá, že Labský důl byl zaledněn pravděpodobně dvakrát, přičemž starší z obou zalednění mělo větší rozsah. Podle J. Šebesty a V. Tremly (1976) odpovídá starším morénovým akumulacím vyšší úroveň akumulčních teras (12-15 m), mladšímu zalednění nižší úroveň (5-8 m). Dnešní stav znalosti problematiky tak svědčí pro hypotézu dvojího zalednění Krkonoš (Partsch 1894, Sekyra 1964, Králík, Sekyra 1969, Šebesta, Tremly 1976).

Poslední oblastí jižního krkonošského svahu s dokonale vyvinutými glaciálními tvary jsou Kotelní jámy (dvojitý kar) v údolním závěru Kotelského potoka. Lépe vyvinutý kar – Velká Kotelní jáma – má dno v 1 125 m n.m. (Šebesta, Tremly 1976) a vyznačuje se charakteristickými karovými stěnami. Od Malé Kotelní jámy je oddělen výraznou skalní ostruhou. Na rozdíl od Obřího dolu jsou v údolí Kotelského potoka hůře dochované ledovcové akumulace. Jedinou zřetelnou morénu (837 m n.m.) popsal již J. Partsch (1894). O nález dvou ústupových morén pak informoval F. Vitásek (1923), ale jejich ledovcový původ později zpochybnili F. Králík s J. Sekyrou (1969). Potvrzeny tak zůstávají stopy po jediném zalednění, při kterém dosahoval ledovec Kotelních jam délky 2 km (Králík, Sekyra 1969).

Nedokonale vyvinuté ledovcové tvary a charakter akumulací svědčí o pravděpodobném zalednění tří dalších údolních závěrů: Dlouhého, Modrého a Vlčího dolu. Na zalednění Dlouhého dolu lze usuzovat z přítomnosti dvou nedokonale vyvinutých karů a z akumulací morénového charakteru. Z několika přemodelovaných prameništ vznikly ledovce pravděpodobně jen v karovité depresi mezi Stohem a Zadní planinou a v závěru údolí Hrazeného potoka. Akumulace v 960 – 980 m n.m., označené J. Partschem (1894) za morénové, jsou podle J. Šebesty a V. Tremly (1976) fluviodeluviálního původu.

Na možnost zalednění Modrého dolu, který ústí ve visuté poloze do dolu Obřího, upozornil J. Kinský (1948). Existenci dávného zalednění dokládá značné přehloubení Modrého dolu (Šebesta, Tremly 1976) a karovitý charakter jeho uzávěru. Akumulace, považované J. Kinským (1948) za morénové, jsou polygenetického původu (Šebesta, Tremly 1976).

Velmi pravděpodobně byl zaledněn také Vlčí důl. Jeho horní část je tvořena nedokonalým karem. O glaciálním původu tohoto tvaru svědčí až 70 m vysoké karové stěny. Mnohými autory přejímaný názor Partschův (1894), že ledovec sestupoval v délce 3,5 km do 825 m n.m., vyvrátili až F. Králík s J. Sekyrou (1969).

Několik dalších údolních závěrů v české části Krkonoš jeví znaky přemodelování nivačními procesy. V těchto údolích se nevyvinuly typické kary, ale pouze mělké karovité formy bez charakteristicky vyvinutých karových stěn (Šebesta, Tremly 1976). Jedná se o nivační deprese. U některých z těchto lokalit (v údolí Velké Mumlavy, Čertovy strouhy, Bílého Labe, Zeleného a Vlhkého potoka) lze s ohledem na karovité závěry údolí, charakter akumulací a některé další faktory (např. nadmořská výška a expozice) usuzovat na možný výskyt firnových ledovců v období risského a würmského glaciálu. Zalednění však nebylo jednoznačně prokázáno.

Údolí Velké Mumlavy má nivačně přemodelovaný uzávěr (Králík, Sekyra 1969) a na dvou místech se nácházejí valy, považované za morénové. Na základě příznivé expozice a nivačního přemodelování horní části údolí Čertovy strouhy připustili J. Šebesta s V. Tremlem (1976) možnost zalednění tohoto

údolí. Nivační přemodelování vykazuje také horní část údolí Bílého Labe (Králík, Sekyra 1969). Ze dvou akumulací označených staršími autory za morény je patrně pouze akumulace v 900 m n.m. ledovcového původu (Šebesta, Tremml 1976). Dva zbývající údolní závěry pod horskými hřbety, uvažované v souvislosti se zaledněním, se nacházejí v povodí Zeleného potoka (dříve nazývaného Richterova p.) lze usuzovat z přemodelovaného údolního profilu, glaciálních a fluvioglaciálních akumulací. Horní uzávěr údolí Zeleného potoka není tvořen karem. Možnost zalednění údolí Jeleního potoka (Vlhkého dolu) naznačili až J. Šebesta s V. Tremlem (1976), kteří tak usoudili na základě určitých geomorfologických indicí. Morénové akumulace se však ve Vlhkém dole nedochovaly.

#### 4. Závěry

Rozsahem a charakterem horského zalednění v pleistocénu patří Krkonoše mezi nejvýznamnější středohorské oblasti Evropy. Rozhodující význam pro vznik zalednění Krkonoš měly vhodné klimatické podmínky, nadmořská výška a orografické poměry. Důležitá byla existence zarovnaných úrovní v 1 300-1 400 m n.m., které plnily úlohu rozsáhlých akumuláčnických a deflačních území sněhu. Z klimatických charakteristik měl kromě srážkového úhrnu klíčový význam směr proudění vzduchu (Jeník 1961). Převažujícím západním prouděním docházelo k převívání sněhu a k jeho zvýšené akumulaci v závětrných depresích.

Pleistocenní zalednění se v Krkonoších vyvinulo v podobě horských ledovců a zůstalo omezeno na jednotlivá údolí (Šebesta, Tremml 1976). Otázka počtu a stáří zalednění Krkonoš dosud zůstává otevřená. Na základě dochovaných glaciálních tvarů lze usuzovat na dvojí zalednění Krkonoš (riss a würm). Svědčí pro ně dvojité přemodelování některých údolních závěrů v české části Krkonoš, dvě skupiny morén a jim odpovídající terasové úrovně fluviálních akumulací (Sekyra 1964). Sněžná čára probíhala v období posledního zalednění (würm) v 1 100 m n.m.. V době maximálního zalednění (riss) se její poloha nacházela v rozmezí 970 m (Sekyra 1964) až 1 060 m (Šebesta, Tremml 1976).

Z glaciálních tvarů jsou na jižním krkonošském svahu nejčetnější kary a morénové akumulace. Celkem osm karů je vyvinuto v typické podobě, a to ve výškách nad 1 050 m n.m. Čelní náporové morény se nacházejí v rozmezí 810 a 940 m n.m. a jsou produktem nejméně dvou glaciálů. Morénové valy jsou většinou značně porušeny erozí toků a antropogenní činností. Méně četnými tvary jsou trogy, např. část Labského a Obřího dolu, případně části tří dalších údolí a dále fluvioglaciální akumulace v údolí Kotelského potoka, Labského, Dlouhého a Obřího dolu.

Zalednění se vyvinulo nejméně v šesti údolích české části Krkonoš a v pěti údolních závěrech na území Polska. V Labském a Obřího dole vznikly až čtyři kilometry dlouhé údolní ledovce, v ostatních případech se jednalo převážně o menší ledovce karové. Vznik menších firnových ledovců je pravděpodobný nejméně v pěti dalších údolních závěrech. V údolích a na hřbetech, které zůstaly v pleistocénu nezaledněny, působily v glaciálech nivační a kryogenní procesy.

Zásadní otázkou, která ještě nebyla uspokojivě dořešena, zůstává problematika stáří a počtu zalednění. Většina dosavadních pokusů o vyřešení této

otázky se opírala především o vyhodnocování morénových akumulací a údolních závěrů. Vzhledem ke skutečnosti, že není znám jejich původní rozsah a mocnost, však autoři nedospěli ke shodným výsledkům. Nepříznivou okolností výzkumu zalednění české části Krkonoš je také nedostatek novějších prací. Také proto chybí zhodnocení pleistocenního zalednění Krkonoš s ohledem na současné poznatky o horském zalednění z dalších pohoří v Evropě.

#### Literatura:

- ENGEL, Z. (1996): Geomorfologie Labského dolu. Magisterská práce, PřF UK, Praha, 66 s.
- CHALOUPSKÝ, J. a kol. (1989): Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Academia, Praha, 288 s.
- JENÍK, J. (1961): Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Teorie anemo-orografických systémů. ČSAV, Praha, 409 s.
- JENÍK, J. (1980): Sté výročí glaciologických objevů J. Partsche v Krkonoších. Opera corcontica, 17, Praha, s. 7-14.
- KRÁL, V. (1950): Stopy činnosti ledovců ve východní části Krkonoš. Ochrana přírody, 5, č. 3, Praha, s. 55-58.
- KRÁLÍK, F., SEKYRA, J. (1969): Geomorfologický přehled Krkonoš. In: Fanta, J. a kol.: Příroda Krkonošského národního parku. SŽN, Praha, s. 59-87.
- KUNSKÝ, J. (1948): Geomorfologický náčrt Krkonoš. In: Klika, J. a kol.: Příroda v Krkonoších. Čes. graf. unie, Praha, s. 54-89.
- MACKA, M., DEMEK, J. (1956): K otázce vzniku úvalovitých údolí v Krkonoších. Sborník ČSZ, 61, č. 1, Praha, s. 35-38.
- MARCINEK, J. (1991): Lodowce kuli ziemskiej. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 220 s.
- MIGOŇ, P. (1992): Tektoniczne formy rzeźby na północnym stoku Karkonoszy. Opera corcontica, 29, Praha, s. 5-24.
- MIGOŇ, P. (1993): Geneza kotliny Jeleniogórskiej. Opera corcontica, 30, Praha, s. 85-115.
- PARTSCH, J. (1882): Die Gletscher der Vorzeit in d. Karpathen u. d. Mittelgebirgen Deutschlands. Wilhelm Koebner, Vratislav, 198 s.
- PARTSCH, J. (1894): Die Vergletscherung Des Riesengebirges zur Eiszeit. J. Engelhorn, Stuttgart, 194 s.
- PROSOVÁ, M. (1963): Periglacial Modelling of the Sudetes Mts. Sb. geol. Věd, A, 1, Praha, s. 51-60.
- SEKYRA, J. (1964): Kvartérné geologické a geomorfologické problémy krkonošského krystalinika. Opera corcontica, 1, Praha, s. 7-24.
- SEKYRA, J. (1968): Geomorfologický vývoj Krkonoš. In: Chaloupský, J.: Geologická mapa Krkonošského národního parku. ÚÚG, Praha.
- ŠEBESTA, J., TREML, V. (1976): Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních závěrů Krkonoš. Opera corcontica, 13, Praha, s. 7-44.
- VITÁSEK, F. (1923): O starých ledovcích na Krkonoších. Sborník ČSZ, 29, Praha, s. 196-199.
- VITÁSEK, F. (1924): Naše hory ve věku ledovém. Sborník ČSZ, 30, č. 1, Praha, s. 13-31, 85-90.
- VITÁSEK F. (1956): Glaciální morfologie našich hor v posledních letech. Práce brněnské základny ČSAV, 28, seš. 3, Brno, s. 135-146.
- WALCZAK, W. (1976): Jak powstawała rzeźba Polski. PWN, Warszawa, 423 s.

THE CURRENT STATE OF KNOWLEDGE OF QUATERNARY GLACIATION  
IN THE CZECH PART OF THE KRKONOŠE (GIANT) MOUNTAINS

The Quaternary glaciation played a major role in sculpting the landscape of the Krkonoše Mts. Probably twice during the Pleistocene Epoch glaciers occupied some of the Krkonoše Mts. valleys, transforming their heads and leaving abundant deposits after ice recession. At least eleven valleys bear evidence of the glacier's degradational work. Though modified by river action, glacial deposits are relatively abundant and have crucial importance for the Krkonoše Mts. geomorphological research.

While the Alps and the Northern Europe were covered by ice in the Lower Pleistocene, the Krkonoše Mts. probably remained ice-free (Šebesta, Trembl 1976). At that time the landscape of the Krkonoše Mts. was sculpted by streams. Valleys were V-shaped and their longitudinal profiles of the rivers were smoother than at present time. During cool periods snow could be accumulated in depressions at higher altitude.

The development of glaciers began during the Middle Pleistocene (Sekyra 1964), when the snow line altitude dropped down. This happened in connection with cooling climate, but high altitude, sufficient precipitation and orographic conditions in the mountains were also important. Plateaus of the peneplaned relief (in present at 1 300 – 1 400 m a. s. l.) served as a supply of snow, which was blown out by the wind and then accumulated at leeward depressions (Jeník 1961). Developing mountain glaciation could be influenced by the nearby edge of the continental glacier, too. While the altitude of the snow line was at 1 100 m (Sekyra 1968) during the last glaciation (the Würm), in the time of last but one glaciation (the Riss) it was situated between 970 m (Sekyra 1964) and 1 060 m (Šebesta, Trembl 1976).

It is undoubtedly a landscape sculpted by mountain glaciers, not by icecap (Kunsky 1948). The succession of glaciations is more complicated. Chronologies were based on knowledge of destruction and accumulation landforms, and above all on of glacial deposits. According to this, the Krkonoše Mts. seem to have been glaciated in the Riss glaciation and the Würm glaciation (Králík, Sekyra 1969).

Destruction landforms of mountain glaciers in the southern (Czech) part of the Krkonoše Mts. are less developed than those in the northern (Polish) part. Major features of glacial erosion are cirques and glacial troughs. The eight typically developed cirques of the south part of the Krkonoše Mts. occur above 1 050 m. Troughs are less developed than the cirques. They occur in valleys of the Labe (Labský důl), the Úpa (Obří důl) and of other three streams, all of them in the southern part of the Krkonoše Mts.

Moraines are the most widespread among accumulation landforms of the southern part of the Krkonoše Mts. Though modified by river action after glacier recession, terminal moraines are of a big importance. They are products of two glaciations, found between 810 m and 940 m a. s. l. Valley train is formed in the valleys of the Kotelský potok, the Labe, the Dlouhý potok and the Úpa.

Mountain glaciers occupied at least six valleys of the Czech part of the Krkonoše Mts. While valley glaciers were developed in the Labský důl and Obří důl valleys, glaciers in remaining valleys (outletglaciers) were limited to valley heads. The existence of small glaciers is confirmed at least in other five valleys of the southern part of the Krkonoše Mts. Ice-free valleys were sculpted by nivation and periglacial processes during the Quaternary glaciation (Sekyra 1968).

A determination of succession of glaciations and interglaciations remains the main problem of the Krkonoše Mts. geomorphological research. This succession is mainly based on rates of moraines and related data (Šebesta, Trembl 1976), which are not known exactly. A topical conclusion on former glaciation in the Krkonoše Mts., based on current knowledge of mountain glaciation in other mountain regions in Europe, is not available.

Fig. 1 – Postglacial passive moraine (Králík, Sekyra 1969) closes the "Velká Sněžná jáma" cirque at 1275 m a. s. l., the Krkonoše Mts.

Fig. 2 – Cirque-shaped closure of the Labský důl valley, passing by rock step to trough valley. The Labe flows down the increased gradient between 920 and 1 010 m a.s.l. in cascades.

Fig. 3 – An uncovered terminal moraine in the Labský důl valley (825 m a. s. l.) from the time of the Riss glaciation (Králík, Sekyra 1969). Photos from 1995 by Z. Engel.

Fig. 4 – Sketch map of the Krkonoše Mts. with indication of cirque depressions. 1. Kamienczyk, 2. Szrenická jáma, 3. Labská jáma (Bystry Potok), 4. Malá Sněžná jáma, 5. Velká Sněžná jáma, 6. Niedzwiada, 7. Černá jáma, 8. Polski Potok, 9. Sopot, 10. Podgorna, 11. Smogornická jáma, 12. Myja, 13. kar Velkého jezera, 14. kar Malého jezera, 15. Zloty potok, 16. kar Lomniczki, 17. Czerniawka, 18. Sowia Dolina, 19. Velká Mumlava, 20. Malá Kotelní jáma, 21. Velká Kotelní jáma, 22. Harračova jáma, 23. Labe, 24. Pudlava, 25. Dvorský potok, 26. a 27. Medvědí potok, 28. Čertova strouha, 29. Stříbrná bystřina, 30. Dlouhý potok (three depressions in the western slope of Luční h., two depressions in the northern slope of Stoh and Zadní Planina), 31. Vlčí jáma, 32. Liščí jáma, 33. Vlhký důl, 34. Zelený potok, 35. Modrý důl, 36. Velká a Malá Studniční jáma, 37. Úpská jáma, 38. Slunný důl, 39. Důl pod Koulemi, 40. Jelení potok.

*(Pracoviště autora: autor je postgraduálním studentem na katedře fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2.)*

*Do redakce došlo 1. 3. 1997*

*Lektorovali Jan Kalvoda a Jan Votýpka*