

GEOMORFOLOŠKI RAZVOJ KANINSKEGA POGORJA S POSEBNIM OZIROM NA GLACIOKRAŠKE POJAVE

(Z 2 TABELAMA, 13 PODOBAMI, 27 FOTOGRAFIJAMI V BESEDILU IN 2 KARTAMA
V PRILOGI)

GEOMORPHOLOGY OF THE KANIN MOUNTAINS WITH SPECIAL REGARD TO THE GLACIOKARST

(NORTHWESTERN SLOVENIA)

(WITH 2 TABLES, 13 FIGURES, 27 PHOTOGRAPHS IN TEXT AND 2 MAPS IN ANNEX)

JURIJ KUNAVER

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 20. MAJA 1982

Uredniški odbor
Svetozar Ilešič, Ivan Gams, Drago Meze, Milan Orožen Adamič, Milan Sifrer

UREDIL
AKADEMIK SVETOZAR ILEŠIČ

Izvleček

UDK 551.44 (234.323.6)
551.89 (234.323.6)

Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja s posebnim ozirom na glaciokraške pojave

Razprava je celovit prikaz reliefa Kaninskega pogorja in razlaga njegovega razvoja skupaj s sistematično obravnavo najpomembnejših reliefnih oblik. Sestavni del razprave je barvna geomorfološka karta v merilu 1 : 25.000, ki je prvi poskus predstavitve visokogorskega reliefa pri nas. Tekst pojasnjujejo številne ilustracije. V razpravi je pokazana značilna genetska, oblikovna in dimenzijska kompleksnost reliefa visokogorskega apnenčevega masiva. Posebej osvetljuje morfološke značilnosti pliocenske uravnave in genetske zveze pogorja z neposrednim sosedstvom. Posebno pozornost vzbujajo osamljeni skednji, ki jih avtor razlaga kot erozijske ostanke med pasovi, kjer so delovali močnejši preoblikovani procesi. Med manjšimi in mlajšimi oblikami izstopajo s svojo množično udeležbo učinki ledeniškega preoblikovanja in kraške oblike ter oblike poligenetskega nastanka. Podrobno je obravnavan tudi vpliv petrografskih in kemičnih lastnosti kamnine v njihovem razvoju, prav tako pomen vpada skladov za sistem laštov in vpliv razpakanosti pri kraškem razčlenjevanju skalne podlage.

Abstract

UDC 551.44 (234.323.6)
551.89 (234.323.6)

Geomorphology of the Kanin Mountains with special Regard to the Glaciokarst — (Northwestern Slovenia)

The study is a complete review of the geomorphological development of the Kanin Mountains together with the systematics of the landforms. A geomorphological map in colours in the scale 1 : 25.000 is added as a first attempt to represent a high mountainous landscape in our country. There are numerous illustrations which explain the subject. In the foreground of the study is the evolutionary, morphological and dimensional differentiation of the high mountainous landscape. Also the morphology of the pliocenic plateau is discussed and the connections of the massive with the neighbouring country. The skednji — divides are believed to be the erosional rests between the slopes. Numerous are erosional and accumulation proofs of strong glacial transforming of the surface. But dominant are karst and poligenetic depression landforms. Altogether, a good example of the glacial karst in which also a great deal of the geological influences have been established, first of all different degrees of dolomitisation of the limestone, influence of the dip of strata on the pavements and the influence of the jointing system on karstic dissection of the rock.

Naslov — Address

Dr. Jurij Kunaver, docent
Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani
Pedagoška akademija, Kardeljeva ploščad
61000 Ljubljana
Jugoslavija

1. UVOD

Kaninsko pogorje je bilo kot del Zahodnih Julijskih Alp precej časa na obrobju geografskega zanimanja zaradi svoje mejne lege in neugodnih razmer za raziskovanje v preteklosti. Ilesič je v Planinskem vestniku (1948, str. 6) takole slikovito označil pogorje: »Tik severozahodno nad Bovcem se svet strmo vzpne v najskrivnostnejšo, najodljudnejšo našo gorsko pokrajino. To je široko plečata, razrita in pusta gorska planota, s katere se dviga vrsta skalnatih vrhov od Prestreljenika z znamenitim oknom do Babanških Skednjev nad Učjo. Njihov glavar je Kanin (2573 m), po katerem se navadno imenuje ves ta nepregledni svet skalnatega žlebičja in kotličja«.

Kaninsko pogorje je vzbujalo pozornost raziskovalcev zaradi svojih obsežnih podov in priostrenih Skednjev, izjemno obilnih padavin na njegovem območju in močnih kraških studencev na podnožju. Melikovi geomorfološki prispevki so opozarjali na ključne geomorfološke probleme in vabili k podrobnejšemu proučevanju. Avtorja je Kaninsko pogorje najbolj privlačilo zaradi pričakovanja, da imamo opravka z enim najbolj značilnih območij visokogorskega krasa v Južnih apeniških Alpah, ki obeta zanimiva odkritja tako o površinskih kot tudi o podzemeljskih kraških pojavih.

Izkazalo se je, da pogorje ni samo območje razvitega kraškega fenomena temveč, da je celovita pokrajina, čeprav gorska, ki zasluži vsestransko proučitev. Kaninsko pogorje torej ni samo geomorfološki ampak je tudi geografski pojav, v katerem se je kot njegov preoblikovalec že v prejšnjih stoletjih pojavil tudi človek. Kot tak pa stopa posebno močno v ospredje prav danes. To omenjamo zato, ker je pogorje, bolj kot se zdi na prvi pogled, povezano z Bovško kotlino oziroma z njenimi ljudmi. Vezi s širšim zaledjem so se sicer močno razrahljane, saj so propadle vse kaninske planine. Toda v pogorju se poleti še pasejo osamljene skupine ovac, ki jih lastniki poženejo na visokogorske pašnike in jih prepustijo same sebi. Zadnja desetletja to ni več življenjska potreba Bovčanov, temveč izraz in nadaljevanje tradicije. Človek je v Kaninskem pogorju zapustil presenetljivo veliko sledov in to dela še danes z razvojem smučarskega turizma. Najbolj preseneča velika gostota krajevnih in ledinskih imen, ki jih je mogoče s pomočjo poznavalcev odkriti v še tako odmaknjenih krajih. Od vsega so krajevna imena najboljša priča o stalni prisotnosti človeka v tem sicer močno skalnatem svetu. So pa tu tudi številne steze, ki omogočajo prehode v vseh smereh. Najbolj so se pomnožile v prvi svetovni vojni, ko je tu čez potekala avtrijsko-italijanska fronta. Ostanke nekdanjega intenzivnega pašništva so med drugim tudi podpisi pastirjev v živi skali na Kačarjevi glavi, ki smo jih nekoč že omenjali v zvezi z iznosom korozije in zniževanjem površja. Morda pa se pozna vpliv te dejavnosti tudi v vegetaciji, posebno v zgornji gozdni meji.

Našo največjo pozornost je seveda vzbujalo površje, katerega obravnavava je predmet te razprave. V tem navidez nepreglednem skalnatem svetu je bilo treba najprej ugotoviti vlogo geoloških dejavnikov in sistematično obdelati posamezne reliefne oblike in pojave. Današnji videz površja je posledica številnih dejavnikov, med katerimi so v ospredju tektonska in litološka zgradba, razvoj reliefa v pliocenu ter klimatski vplivi na ta razvoj v pleistocenu in holocenu. Geološki vplivi so v tem delu Julijskih Alp zelo pomembni za razlago današnjega reliefa. Zato se je bilo treba marsikje nasloniti na ustrezne podatke in pri tem razmejiti in tehtati pomen posameznih dejavnikov. To velja tako za velike kot tudi za drobne reliefne oblike. Med poglavitnimi geomorfološki preoblikovalnimi dejavniki pa so danes v površju najbolj vidni učinki poledenitve in holocenskega zakrsevanja. To je poleg podov in skednjeve najbolj iztopajoča geomorfološka posebnost Kaninskega pogorja. Ob tem je treba poudariti velik pomen ledeniškega preoblikovanja, ki je zapustilo zelo številne in preprečljive sledove v površju. Poleg zelo zastopane zaobljenosti skalnega površja so najbolj pogosta posledica ledeniške erozije gladke skalne plošče, ki so nastale z luščenjem apnenčevih skladov. To so že znani lašti, ki so v tem pogorju zares prevladujoč tip površja. Različnost odnosov med nagnjenostjo skladov in splošnimi značilnostmi površja se kaže v sistemu laštov, ki se med seboj razlikujejo po velikosti, nagnjenosti in drugih lastnostih. Lašti opozarjajo nase tudi kot najbolj pogosta podlaga drobnih korozijskih kraških oblik. Tako je torej površje Kaninskega pogorja, predvsem njegovi višji deli, v znamenju prepletanja ledeniških in kraških procesov, pojavov in oblik. To velja še zlasti za mikro in mezoreliefno območje. V isti dimenzijski in vzročno-posledični okvir spada tudi razpokanost apnenčevih skladov, katerega vpliv na vrsto in učinkovitost kraškega razčlenjevanja površja je mogoče zasledovati na vsakem koraku.

Kaninsko pogorje je nadvse zanimivo tudi v hidrološkem pogledu, kar dokazujejo rezultati meritev in barvanj v nekaterih njegovih območjih (Kunaver, 1968, Novak, 1977). Zato si lahko obetamo v prihodnosti zanimiv razplet vprašanj o horizontalni in vertikalni razporeditvi podzemnega vodnega odtoka.

Pogorje je bilo tudi že predmet proučevanja iznosa zniževanja površja s pomočjo različnih metod. Te rezultate upoštevamo tudi pri proučevanju današnje podobe površja in dinamike njegovega preoblikovanja (Kunaver, 1978, 1979). Podobno je z dosedanjimi raziskavami pleistocenskega razvoja Zgornjega Posočja, ki so se tudi že dotaknile Kaninskega pogorja (Kunaver, 1975, 1980).

Ob zaključku tega uvoda lahko ugotovimo, da se je v poznavanju tega dela Julijskih Alp od nekdanje anonimnosti do danes že veliko spremenilo. Kaninsko pogorje bo kmalu med najbolj proučenimi gorskimi skupinami pri nas.

Ta študija je nastajala dalj časa. Ob tem sem posebej hvaležen akademiku prof. dr. S. Ilešiču za vzpodbudo in za trud povezan z objavo tega teksta. Ko se je odvijalo terensko delo še v razmerah brez kaninske žičnice, je bila dragocena pomoč in prisotnost članov Društva za raziskovanje jam Ljubljana ter domačinov, slednjih predvsem pri ugotavljanju krajevnih in ledinskih imen. S kartografskimi podlogami me je takrat opremil Alpski turistični cen-

ter in ing. Marijan Debeljak z Urbanističnega inštituta. Strokovno pomoč pa so mi nudili tudi prof. dr. A. Ramovš, pokojni prof. biologije J. Lazar in geolog ing. F. Drobne.

1.1. Glaciokras, visokogorski kras ali alpski kras?

Ta monografija ima med drugim namen postaviti Kaninski kras ob stran drugim že dalj časa znanim alpskim kraškim območjem in s tem prispevati k regionalni in primerjalni geomorfologiji Alp. Prav primerjalna metoda naj bi v bodoče še bolj pojasnila vzroke za razlike med alpskimi in drugimi glaciokraškimi območji. Pri tem moramo opozoriti, da je najbližje visokogorsko kraško območje že onstran mejnega grebena, na italijanski strani, kjer so prav tako močno napredovali v kraških raziskavah. Posebno velike uspehe je doseglo raziskovanje tankajšnjih brezen, ki spadajo med najbolj globoka na svetu. Tako je na primer Abisso Gortani z globino 912 m. Speološka raziskovanja na naši strani v doseženih globinah niso bila tako uspešna, zato pa ni razloga, da ne bi dosegli v prihodnosti še zanimiva odkritja (Kunaver, 1968, Lesjak, 1977).

Ko tako skupaj z večjimi in starejšimi kraškimi reliefnimi oblikami zagledamo celoto, se vprašamo, kako imenovati ta tip reliefa. Ker je najbolj znan in razširjen v Alpah, ga nekateri imenujejo alpski kras (karst alpine, alpine karst kot sinonim za visokogorski kras, Slovenska kraška terminologija 1973, 17, tudi nivalni in subnivalni alpski kras, Kunaver, 1976). Habič se zavzema za najširši pomen termina alpski kras, zaradi razločevanja od dinarskega krasa (Habič, 1975). Drugi termini se mu zdijo preozki, ker ne obsegajo tudi speleološkega in hidrogeološkega vidika, to je ne obsegajo celote. Habičovo mnenje o potrebi po »redu« v tej terminologiji je morda upravičeno. Vendar naslednji pregled uporabljenih terminov kaže, da to ni samo vsebinsko vprašanje, ampak tudi vprašanje jezikovnih značilnosti, terminološkega razvoja, vprašanje znanstvenega pristopa itd. Uporabimo za primer termina gorska poledenitev in gorski ledeniški relief, za kar ponekod v tujini uporabljajo splošen termin alpska ledeniška erozija, alpski relief in celo alpski tereni za območja, ki so Alpam samo podobna, sicer pa so od njih oddaljena (Ford, 1979, 53, 60; Ilešič, 1967, 123—124). Ford dosledno uporablja v tem smislu tudi termin alpski kras v pomenu alpski tip krasa. Menimo, da imata v slovenščini oba termina vendarle različen pomen, kajti alpski kras je tudi geografski pojem in ne samo morfološki, speleološki in hidrogeološki kompleks. Ford govori celo o alpski jami (Alpine cave) kakršna je Castleguard Cave v smislu alpskega tipa jame (o. c., 65). Ta terminologija je razumljiva predvsem z ameriškega oziroma kanadskega stališča.

Pogosta so tudi druga imena kot visokoalpski kras (karst haut-alpine, Corbel, 1970; karst alpin d'altitude, Julian, 1967; hochalpiner Karst). Pri nas je bil doslej najbolj v rabi visokogorski kras, kar srečamo pogosto tudi v francoski literaturi (karst du haut montagne, R. Maire, 1980). Bistvu tega tipa kraškega reliefa pa se skušajo nekateri avtorji približati z genskim označevanjem, kajti ne najdemo ga samo v velikih višinah, ampak tudi nižje. Boegli je med prvimi začel uporabljati termin glaciokraški ali le-

deniško-kraški relief, s čemer je hotel posebej poudariti njegove najbolj značilne poteze. V ospredje je s tem postavil predvsem laštasto strukturni značaj visokogorskega kraškega površja (Boegli, 1964). Tudi v najnovejši anglosaški literaturi je pogosta raba tega termina zaradi razširjenosti tega reliefa v nekdanj poledenelih pokrajinah izven Alp, na primer v Peninih in na Irskem (Sweeting, 1973, 263). Ford v okviru alpskega tipa krasa doslej najbolj podrobno razlikuje med postglacialnimi, subglacialnimi, kraško-glacialnimi, glacio-kraškimi, predglacialnimi in mešanimi površinskimi oblikami. Terminu glacio-kraški pa je s tem zožil prvotni pomen na ledeniško preoblikovane kraške oblike, kar ne ustreza njegovemu bolj pogostemu pomenu (Ford, 1979, 53). Ta termin smo vedno razumeli tako, kot da gre za tip krasa v najširšem pomenu besede, ki je zaradi poledenitve doživel specifičen razvoj površja in podzemlja in se pojavlja lahko v večjih kot tudi v manjših višinah.

Ko se odločamo za rabo najbolj ustreznega imena, ne vidimo utemeljnega razloga za spreminjanje dosedanjega slovenskega termina visokogorski kras, kajti tudi pojem visokogorskega sveta je v Sloveniji dovolj jasno opredeljen. Kljub temu pa je treba upoštevati razvojne tendence v terminologiji in se novim ali prečiščenim terminom kot sta glaciokras in alpski kras ni mogoče izogniti. Zato bomo med tekstom uporabili termine glede na njihovo uporabnost oziroma pomen ali zaradi primerjave.

1.2. Regionalni pregled

Kaninsko pogorje je najobsežnejši gorski masiv v Zahodnih Julijskih Alpah. Začne se na zahodu med dolinama Režije in Reklane ter sega od Kanalske doline do Predela in Predelice na vzhodu — tja med dolino Koritnice in Jezersko dolino (Melik, 303). Zahodna polovica pogorja ima smer SZS—VJV, ki pa se prav okoli vrha Kanina spremeni, tako da se vzhodna polovica obrne v smer VSV. Na pregibu je pogorje najbolj obsežno, saj je med dolino Učje in Nevejskim sedlom 9 do 10 km zračne razdalje. Iztegnjena razdalja pogorja med Kanalsko dolino in Predelom znaša okoli 28 km.

Jugoslaviji pripada le jugovzhodni del Kaninskega pogorja tostran glavnega grebena; ima obliko pravokotnika s povprečno širino 4—5 km in dolžino 16,5 km.

V naše raziskovanje smo vključili osrednji del Kaninskega pogorja in njegova pobočja na naši strani (brez doline Možnice), tako da je obravnavano območje omejeno na spodnji strani z desnim bregom Koritnice in severnim robom Bovške kotline tja do Žage. Vse ozemlje obravnavanega pogorja s pobočji vred obsega približno 50 km².

Za topografsko in reliefno orientacijo v Kaninskem pogorju je pomembno, da se od glavnega grebena v značilni jugovzhodni in ponekod vzhodni smeri cepijo številni ozki stranski grebeni, t. i. skednji.* Začenjajo se tik pod osred-

* Na terenu so bila zbrana in preverjena številna krajevna in ledinska imena, ki so se pozneje deloma pojavila v Krajevnem leksikonu Slovenije in na novejših topografskih kartah. Najpopolnejši prikaz imen nudi temeljni topografski načrt 1:10.000, ki se je močno približal dejanskemu stanju imen, kolikor jih prenese to merilo. Ta karta je podlaga geomorfološke karte; kjer smo na terenu ugotovili drugačno ime kakor je zabeleženo na njej, uporabljamo obe imeni.

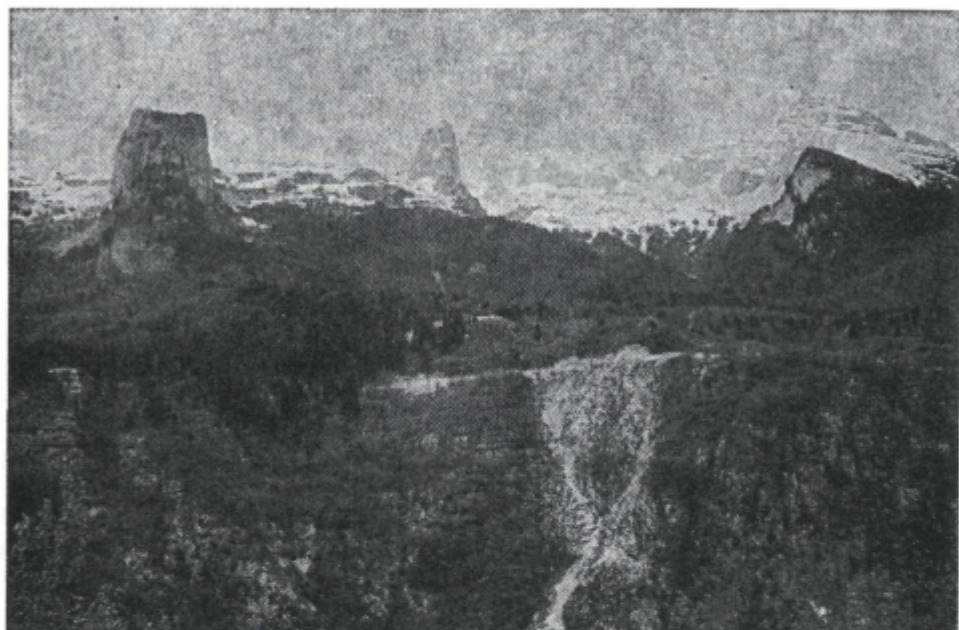
njim grebenom in paralelno prečkajo pode, običajno v ozki progi prečno na smer pogorja, ter segajo daleč po pobočjih navzdol, kjer so najbolj izraziti. Med njimi so nastali bolj ali manj široki vzporedni pasovi podov in pobočij. Od zgornjih položnejših podov pod grebenom (od okrog 2300 m v zahodnem in od 2250 m v vzhodnem delu pogorja) se površje spušča v stopnjah do spodnjega roba podov (med 1800 m v zahodnem in 1500 m v vzhodnem delu). Tam nastane pregib v strmejša pobočja, ki se bolj ali manj strmo in v stopnjah spuščajo proti podnožju. Strma pobočja ponekod segajo neposredno do dna doline npr. nad Koritnico ali med Boko in Zago. Drugod pa prehajajo v nekoliko položnejše flišno in morensko podnožje že v višinah okrog 800 m kot je primer nad Zavrzelnim. Menjajoč strmec pa je značilen za osrednji del pobočij, ki so doživela največ preoblikovanja. Značilna usmeritev stranskih grebenov ali skednjev ter znižanih vmesnih pobočij med njimi ustvarja videz amfiteatralne oblike Kaninskega pogorja, najbolj seveda v osrednjem in vzhodnem predelu.

Zaradi lažje preglednosti in bolj sistematične obdelave lahko Kaninsko pogorje razdelimo na več enot. To so vertikalni pasovi pogorja, ki segajo od vznožja do najvišjih vrhov v mejnem grebenu. Tak način razdelitve narekuje reliefna izoblikovanost, kakor tudi potreba po medsebojnih primerjavah posameznih višinskih pasov v različnih delih pogorja.

Najjužnejši in hkrati najzahodnejši del Kaninskega pogorja, ki meji na Skutnik (1720 m), je g r a p a P o t o k a. Nad njo je planina Globoka, še višje pa pobočje Male Babe (1976), Velike Kuhinje (1892 m) in Mostičev (1882 m). Naslednji pas pogorja je B a b a n, nad in pod istoimensko planino. Na zgornji strani sta dva prehoda tega pobočnega pasu na Kaninske pode na obeh straneh Velikega Babanskega Skednja (napačno Škedenj). Tako je tudi Baban razdeljen na dva pobočna pasova, ki sta se preoblikovala bržkone tudi pod vplivom ledeniških tokov od zgoraj.

Za prvim nizom skednjev, Velikim in Malim Babanskim Skednjem, se širi osrednji del Kaninskega pogorja. To so K a n i n s k i p o d i, razgibana visokogorska planota s stranicami okrog 3 krat 2 kilometra. Osrednji del podov predstavlja velika konta Veliki Dol, iz katere se v višje dele dvigajo podolja in suhe doline kot so Spodnja Osojnica, Za Skalo in Zadnji Dol. Med njimi pa se dvigajo nizki hrbti in vzpetine kot so Mali Talir, Veliki Talir in Visoka Glava. Nekoliko samosvoj je južni del podov, ki je močno razgiban z več globokimi depresijami in suhimi dolinami. Območje podov med 2000 in 1800 m, to je vzhodno od Velikega Dola pa do stare kočice P. Skalarja, pomeni zaradi svoje nagnjenosti že prehod v pobočja. Imenujemo jih spodnji Kaninski podi. Pod njimi se spušča navzdol široko pobočje Gozdec, ki pa ima zaradi omejenosti z obeh strani od skednjev obliko zelo širokega in plitvega žleba. Skoraj enako obliko imajo tudi drugi sosednji pobočni pasovi, pa tudi usmeritev v jugovzhodno smer je skupna lastnost.

Med Kaninskimi podi in dolino Krnice se izgubi planotasti značaj površja. Površje razpade v dva pobočna pasova, ki imata svoje začetke tik pod vršnim grebenom. Prvi se začne pod Škrbino (2420 m) oziroma v krnici pod Prestreljeniškim oknom in se spušča po laštih in suhih dolinah (med njimi je največja Veliki graben) do pregiba na 1850 metrih. Tu je izrazitejša uravnava, pod njo pa se nadaljujejo strmejša pobočja Razorja med Malim in Ve-



Sl. 1. Pogled na del pobočij Kaninskega pogorja z Velikim (levo) in Malim Skednjem

likim Skednjem. Naslednji pas so Š k r i p i, ki se pričnejo na Prestreljeniških podih. Njihov strmec je enakomernejši, čeprav se tudi tu menjavajo strmejši in položnejši odseki. V Škripah je podobno kot v prejšnjem pasu lepo videti, kako zelo sta geološka zgradba in površje skladna, najbolj seveda tam, kjer so veliki gladki lašti* (sl. 1).

Posebna pokrajinska enota v pogorju je dolina Krnica, ki ima na eno stran zvezo na Prestreljeniško sedlo, na drugo pa po skladnih pobočjih proti planoti Goričica. Ta globoka zarez s fluvialno zasnovo in ledeniško preoblikovanostjo je posledica dolomitne podlage, ki je v tem delu pogorja pogledala izpod apnenčevega pokrova. Dolomitna so tudi pobočja daleč navzgor. V spodnjem delu Krnice spet prevlada apnenec in pobočja spominjajo na sosednja s to razliko, da so tu pogostejši in bolj globoki suhi žlebovi.

Naslednji veliki sestavni del pogorja je planota Goričica. Površje se pod mejnimi vrhovi najprej zravnava v Črnelah, nato pa se po razdrapanem svetu spusti v osrednji del planote okrog depresije v Jami (1750 m). Od tam se planota spušča postopoma proti spodnjemu robu na višini okrog 1550 m. Planota je razčlenjena v težko pregleden svet kraških jarkov, depresij, suhih dolin in vmesnih nizkih z rušjem poraščenih laštastih hrbtov. Pobočja pod planoto so strmejša od do sedaj omenjenih in jih le redko prekinjajo police. To je posledica izrazite skladnosti površja s strmo vpadajočimi skladi.

* Termin skladna in neskladna pobočja oziroma relief uporabljamo v smislu odnosa med nagibom površja in apnenčevih skladov, pri Meliku (1963, 90) vzporednost skladov s pobočjem, pri Ilešiču skladnost reliefa z gubanjem (1967, 107).

Najvzhodnejši del pogorja so pobočja Rombona, ki se odlikujejo po svoji skromni razčlenjenosti. V vrhnjem delu sta še najbolj globoko zajeđeni ledeniško oblikovani strmi dolini Stojnikov Dolič in Veliki Dolič, ki se končata nad planino za Robom.

Na višini okrog 1750 m je več pomolov, ki tudi tu pomenijo prehod iz nekoliko položnejšega zgornjega dela pobočij Rombona v strmejša in še manj razčlenjena spodnja pobočja.

2. GEOLOŠKA ZGRADBA IN NJENA VLOGA V RELIEFU

Poznavanje geološke zgradbe Kaninskega pogorja in Bovške kotline se je v zadnjem času bistveno izpopolnilo, kar je zasluga geoloških raziskav v zvezi z načrtovanjem hidrocentral in sistematičnega geološkega kartiranja (Kuščer et al., 1974, Buser, 1976, 1978). Starejše raziskovalce geološke zgradbe omenjamo zato predvsem kot začetnike in nosilce osnovnih predstav o nastanku te pokrajine.

Kosmat (1913) je bil med prvimi temeljitejšimi raziskovalci. Marsikatera od njegovih ugotovitev je še vedno veljavna. Tako je domneval, da je Bovška kotlina sinklinala s krednim flišem v jedru, ki leži normalno na jurskih apnencih in spodaj ležečih triasnih kamninah. Kaninsko pogorje je severno krilo te sinklinale, ki ima prek Nevejskega sedla zvezo s skupino Montaža in Viša. Ker je Reklana po njegovem mnenju nastala v jedru antiklinale (v njenem dnu prihajajo na dan rabeljski skladi, enako tudi v Reziji), je mogoče razumeti, da je tudi Nevejsko sedlo v osi antiklinale. Kosmat omenja tudi to, da ima severni del Kanina severovzhodno smer, skladi pa so nagnjeni proti Bovški kotlini v jugovzhodni smeri. Tako ima zgradba pogorja značaj fleksure.

Winkler (1924) je prišel glede zgradbe Julijskih Alp in še posebej Bovške kotline in njene okolice do drugačnega dognanja. Predvsem je menil, da so bile apnenčeve gmote Kanina in sosedstva narinjene od severa proti jugu prek kredne podlage, ki je pozneje pogledala na dan v obliki bovškega tektonskega okna. To so potrdila tudi geološka raziskovanja za HE Trnovo (Grad, 1964).

Buser (1976, 1978) je s podrobno stratigrafsko analizo dognal, da je treba Winklerjeve trditve ovreči. Kajti na južnih pobočjih Kaninskega pogorja je odkril številne dokaze, da gre v resnici za normalen stratigrafski razvoj od zgornjega triasa do krede. V podlagi pogorja je masivni dolomit svetlosive do bele barve, ki prehaja navzgor v skladoviti debeložrnati do mikritni dolomit. Tak dolomit je v dolini Možnice in v dolini Krnice. Navzgor prehaja postopoma v dachsteinski apnenec. Apnenec je skladovit in loferitnega razvoja z debelino plasti od 20 cm do 2 m, le redko do 10 metrov. Višje ležeči skladi dachsteinskega apnenca so večinoma iz mikritnega apnenca. Najvišji deli tega oddelka so sestavljeni iz masivnega mikritnega apnenca. Vidna debelina dolomita v Možnici je 400 m, od tega je 200 m masivnega apnenca (Buser, 1976, 12—14).

Buser je na južnih pobočjih Kaninskega pogorja odkril, potrdil in določil obseg jurskega in krednega apnenca ter drugih kamnin (Selli, 1953, Kuščer et al., 1976) te starosti, ki so velikega pomena za potrditev sinklinalne

zgradbe tega območja. Razvoj teh plasti je zelo pester, vendar malo obsežen v primerjavi z zgornjetriasnim razvojem (Buser, 1976, 14—25).

Dalje je Buser raziskal tudi tektonsko zgradbo. Bovško kotlino označuje kot jedro velike sinklinale, Kaninsko pogorje pa kot kaninsko sinklinalno območje. Plasti vpadajo v zahodnem delu proti jugozahodu, v vzhodnem delu Kaninskega pogorja proti vzhodu, na Rombonu pa proti jugu. To je povezano s skledasto obliko sinklinale. V pogorju samem je še nekaj značilnih struktur kakršna je antiklinala na območju Rombona (mišljena je verjetno Goričica) in sicer severno od Vratnega vrha. Ta antiklinala je bila ob kasnejših prelomih večkrat prelomljena in je zato njena os (V—Z) horizontalno premaknjena. Severno od nje je sinklinala. V zahodnem delu pogorja sta antiklinala Skutnika in sinklinala Babanskega Skednja.

Številni geologi so opisovali prelome, ki potekajo bodisi vzdolž pogorja oziroma prečno nanj. Najpogostejše imajo smer SZ—JV. Buser jih našteje kar enajst. Za nas so zanimivi predvsem tisti, ki so vplivali na razvoj in današnjo podobo reliefa. Tako je za nastanek doline Krnice pomemben ne samo tamkajšnji dolomit, ampak tudi zelo dolg prelom, ki poteka po njeni osi. Zanimiva je tudi Buserjeva trditev o navezanosti Velikega in Malega Skednja na prelome, ki ju obdajajo z obeh strani in se nadaljujejo mimo Plužen v dolino Slatenka. Tudi v vzhodnem delu pogorja je veliko prelomov. Kaninsko pogorje obdaja z južne strani nadaljevanje mojstrovškega preloma, ki se nadaljuje prek Poljanice do Loga Čezsoškega.

Geološko je bila proučena tudi okolica izvira Boka, kjer Buser navaja, da je tam dachsteinski apnenec spremenjen v dolomit (1976, 13). Ta dolomitizirani pas primerja s podobnimi na območju Babanskega Skednja. To območje je še posebej raziskoval Krivic, ki razlaga pojav tako visoko ležečega izvira s tem, da je bilo pogorje po prelomih razkosano v posamezne bloke. Prelomi so hidrogeološke pregrade. Dolomit je po Krivicu zgornjetriasne starosti. Tudi glavni rov izvira Boke je v tem gradivu (Krivic, 1976, 2—4).

Geološke značilnosti Bovškega omenjata tudi Rakovec (1956) in Melik (1961).

Pri terenskem delu, na katerem sloni ta študija, smo se še pred Buserjevim proučevanjem morali povečini nasloniti na lastne izsledke, kjer so bili potrebni podatki o vpadu skladov, o sistemu prelomov ter razpok in o nekaterih petrografskih lastnostih karbonatnih kamnin. Analize so bile opravljene v laboratoriju Pedagoško-znanstvene enote za geografijo na filozofski fakulteti, deloma pa jih je napravil ing. geol. F. Drobne.

2.1. Lega skladov in relief

Lega skladov je v visokogorskem apnenčevem svetu pomemben element in dejavnik pri oblikovanju današnjega reliefa, njegovih makro, mezo ali celo mikro oblik. Zlasti razločen je ta vpliv v Kaninskem pogorju. Iz tektonskega pregleda je razvidno, da so v celoti geološke plasti Kaninskega pogorja bolj ali manj nagnjene proti Bovški kotlini in sicer pretežno v smereh med južno in vzhodno. Ob pogledu na pobočja, posebno pa na skednje, kjer so skladi vidni v profilu, je ta splošna tendenca prav dobro vidna. Zaradi te lastnosti ima po-

gorje z bovške strani obliko velikega gorskega amfiteatra, katerega pobočni pasovi se precej koncentrično spuščajo proti flišnemu in morenskemu podnožju nad Plužnami in Bovcem. Takšna zgradba je bila odločilnega pomena za izoblikovanje in značaj pobočij in skednjev na vsej dolžini pogorja od Skutnika do Rombona. Zato ni čudno, da je med posameznimi pobočnimi pasovi veliko podobnosti, še posebno če se nad njimi dviga bolj ali manj enako obsežno zaledje podov. Pobočja Kaninskega pogorja so zato dober primer, morda eden najboljših v Julijskih Alpah, za skladen gorski relief. Zato so tudi tipičen primer strukturnega reliefa v velikem merilu. Do podobnega zaključka je prišel tudi A. Desio (1927, 213—214).

V smeri vpada skladov se izvršijo v pogorju določene spremembe od zahoda na vzhod. V najvišjem delu podov pod vrhom Kanina vpadajo skladi pretežno proti JJZ. Tudi okoli Malega Dola imajo podobno smer. V srednjem delu je vpad usmerjen proti jugu, pod Prestreljenikom pa se smer že obrača proti JJZ in v Stadorju celo proti JV (glej tudi Desio, 1925, Fig. 5).

Na pobočjih Goričice slika ni tako enostavna, ker se položaj skladov precej spreminja od območja do območja. Če gledamo od spodaj ali pa posamezne grebene kot je Plešivec ali pobočja Rombona, so skladi tam v celoti nagnjeni proti dolini in to v glavnem v jugo-jugovzhodni smeri, nekoliko višje po pobočju pa v južni smeri. Vpad skladov je na teh pobočjih še posebno velik in znaša od 15 do 20° v zgornjem delu pobočij pod planino Goričico; do 46° in več v predelu zgornje grape Globokega potoka nad Zavrzelnim. Vpad se navzdol torej povečuje. Tam so pobočja marsikje izoblikovana tako izrazito skladno z geološko zgradbo, da je površina skladov identična s površino pobočja. Tu so ob straneh planinske poti oziroma omenjene grape nastali v pobočju manjši grebeni ali celo luske iz skladov, ki niso bili tako močno znižani oziroma erodirani kot v osrednjem delu pobočja. Te vzpetine so pravzaprav nadaljevanje skednjastega Plešivca oziroma Rombona in Čukle. Ta del pobočij je tudi eden najbolj skladnih v pogorju, kajti drugod je skladnost pravzaprav le delna. Z drugimi besedami, skladnost pobočij z geološko zgradbo je takšna, da so pobočja lahko bolj ali pa manj nagnjena od skladov. Kaninsko pogorje nudi v tem pogledu celo vrsto različnih zanimivih primerov.

V višjih delih kaže Goričica približno enako tendenco, kot smo jo ugotovili doslej. V Črnelah vpadajo skladi proti severozahodu. Podobno smer smo ugotovili tudi v Ribežnih in v Zeleni Glavi, vendar se tam smer že obrača proti jugu in čim nižje gremo, tem bolj JV smer imajo skladi.

V osrednjem delu Goričice se pojavijo drugačne smeri vpadov kot drugod v pogorju. Predvsem je značilno, da smo na več krajih okrog Vrha Lašt tja do Vratnega vrha ugotovili vpad skladov v smeri proti severovzhodu. Takšen vpad imajo torej apnenčevi skladi očitno v precej obsežnem območju južno od Jame. Ves ta predel je močno prelomljen z vzporednimi prelomi v smeri jugovzhod—severozahod. Zahodno od Velike Smrdetonove glave se skladi zravnajo v skoraj vodoravno lego, kar je v pogorju tudi redkost. Nato pa se pod Jelenkom že nagnejo v jugozahodno smer. Spremembe v naklonu skladov imajo več kot očitne posledice za razvoj drobnejših površinskih kraških oblik, kajti različna nagnjenost laštov in zaporedje lahko bistveno odločata o vrsti in intenzivnosti kraških pojavov.

Glede nagnjenosti skladov na Kaninskih podih velja skoraj dosledno, da je komaj kje mogoče naleteti na vodoravne sklade in s temi povezane vodoravne lašte. Skladi so praktično povsod bolj ali manj nagnjeni, z njimi vred pa tudi gladke laštaste plošče, ki se vrstijo v različnih kombinacijah ena nad drugo kot strešne opeke. Zaradi različnega odnosa med nagnjenostjo površja in vpadom skladov nastajajo različni tipi strukturnega površja, ki pa vsak na svoj način vplivajo na mikro in mezoreliefno podobo površja. Temu smo posvetili posebno pozornost.

Nagib skladov na Kaninskih podih je najpogosteje med 15° do 22° . Navidezno se naklon skladov proti mejnemu grebenu počasi manjša, vendar merjenja na najvišjih podih pod Kaninom tega ne morejo potrditi. Okrog vrha Velikega Skednja in vzhodno od tod se vpad poveča do 28° ali celo na 30° . Najmanjše izmerjene naklone imajo skladi v zahodnem delu podov pod obema Babanskima Skednjema, posebno pod Velikim. Tam je naklon komaj 10° , ponekod celo manj. Vzdolž grebena tega skednja, navzgor v Zelenih Čukljah, se namreč lokalno izvrši popolna sprememba v naklonu, tako da skladi na jugozahodni strani tega grebena, oziroma na severovzhodnih pobočjih nad zgornjo Babansko dolino že vpadajo v severovzhodno smer. Takšen položaj skladov ima tudi tam značilne posledice za značaj površja.

Na pobočjih planine Baban so skladi povečini nagnjeni proti dolini Učje, oziroma Soče v smeri jug in jugovzhod. Naklon pobočij pa je tu večinoma povsod večji od naklona skladov, razen povsem pri dnu ob grapi Boke. Tam se na desnem bregu v odrezanih skladih lepo vidi hiter prehod iz manj nagnjenih skladov z naklonom 16° v zelo strme sklade z vpadom do 70° in to proti vzhodu. Podobna situacija je na levem bregu, kjer smo na Gradovi karti zasledili v južnih pobočjih Kope vpad 75° proti jugu.

Med posameznimi pobočnimi pasovi med Gozdecem in Za Škripi ni velikih razlik v vpadu in njegovi smeri. Skladi so nagnjeni povsod proti jugovzhodu in v grebenu Kope celo proti vzhodu, (G r a d, 1964, geološka karta). Splošna skladnost med največjim naklonom pobočij in smerjo vpada skladov je tako presenetljivo velika. Pobočja Gozdeca se celo obrnejo iz jugovzhodne v vzhodno smer, podobno kot se spreminja smer vpada.

Skladnost med strmino vpada skladov in reliefom nastopa manj pogosto, kar je razumljivo, ker so se pobočja oblikovala pod vplivom različnih morfo-genetskih dejavnikov. Konkordanca nastopa le v posameznih gladkih pobočnih odsekih, kjer gre za enak naklon obeh elementov, kar smo že omenili v primeru pobočij Goričice. Takšni odseki pa so redkejši na bolj poglobljenih pobočjih kot je npr. Gozdec in pogostejši na manj prizadetih od eksogenih procesov kot sta npr. Razor in Za Škripi. Prav posebno lepo pa skladnost opazujemo na pobočjih pod Slemenom, ki so bila brez dvoma najmanj prizadeta od glavnih preoblikovanih procesov v kvartarni preteklosti. V srednjem delu pobočij je nastalo nekaj gladkih, močno nagnjenih laštastih plošč, ki s svojo golo belino, razjedeno le z žlebiči, na daleč izpričujejo, kako so pobočja v tistem delu enakomerno strma in nadvse skladna z naklonom in smerjo skladov. Skladi tam vpadajo proti jugovzhodu z naklonom 29° .

2.2. Laštasto površje kot tip strukturnega reliefa

Podrobneje se je z oblikami in nastankom skladovnih plošč v Severnoapneniških Alpah ukvarjal Bögli (1961, 1964). Kakor je razvidno iz opisa, posebno pa iz fotografij (1961, sl. 7), so stopničasto razvrščene skladovne plošče le površine odkritih skladov quintnerskega apnenca. Takšne plošče v enako jasni obliki in podobno na gosto nastopajo v naših Alpah. To so z drugimi besedami naši lašti, kakor jih najpogosteje imenujejo domačini. O tem pričajo pogosta krajevna imena v Julijskih Alpah (Kunaver, 1961, 106, 113, 119).

Bögli je že l. 1960 (20) s fotografijo in kratko notico opozoril na laštaste površine, kot na individualne pojave, ki predstavljajo določen značilen kompleks glacialnih in kraških oblik. Zato je Schichttreppenkarst uvrstil med takoimenovane oblikovne komplekse (Formkomplexgruppen). Pozneje (1961, 187—188) je še podrobneje morfološko in genetsko označil to vrsto visokogorskega kraškega reliefa. Za nas je pomembna ugotovitev, da nastajajo takšni lašti (Bögli je pokazal le vodoravne stopničaste lašte) v prvi vrsti pod vplivom zmerne delovanja ledeniške erozije. Ledeniška erozija je mogla tem bolj temeljito delovati, čim bolj globoko je segla korozijska razčlenjenost vrhnjih slojev v predhodnem obdobju. Delovanje ledu se najbolj pozna v čelih skladov, ki so zaobljena.

S problemom nastanka laštastih strukturnih polic, večinoma ravnih ali malo nagnjenih, se ukvarjajo tudi na Britanskem otočju. Skoraj povsod, kjer se pokažejo na dan plasti karbonskega apnenca, so te izoblikovane v vrsto stopničasto se dvigujočih polic, ki so različno široke. Nekatere med njimi so precej široke, druge pa so lahko zelo ozke. Pojav teh ravnih laštov je praviloma navezan na območja, ki so bila v pleistocenu pod ledom. Glede na nahajališča karbonskega apnenca so lašti lahko v različnih legah in nadmorskih višinah. Ekstremni primeri laštastega površja so gladke skalne ploskve s površino nekaj hektarov, kjer se stopničasta razporeditev laštov uveljavlja le na robovih. Tak je npr. »limestone pavement«, kakor imenujejo laštaste plošče na Britanskem otočju, pri Lough Allenaun v County Clare na zahodnem Irskem (P. W. Williams, 1966, fotografija I).

Williams je v proučevanju tega strukturnega reliefa prišel do podobnih zaključkov kot Bögli v Alpah. Predvsem je zavrnil nekatere starejše razlage, ki niso upoštevale učinkov poledenitve. Zanimivo je namreč, kako trdovratno so razlagali nastanek laštov avtorji pred njim na različne druge načine.

Williams jasno zagovarja ledeniški nastanek laštov in med drugim tudi s primeri pokrajin (Dalmatinski kras), ki niso bila nikoli pod ledom in zato ne kažejo takšnega razvoja površja. Delovanje morja ima pre-majhen obseg, da bi mu mogli pripisovati takšne učinke, ki jih, med drugim, najdemo različno visoko. Pomemben je tudi litološki značaj apnenčastih skladov, kajti v nečistih, tanko skladovitih ali mehkejših apnenčastih kamninah lašti prav tako niso nastajali. Podroben študij skladov karbonskega apnenca je pokazal, da je cela vrsta faktorjev, ki odločajo o mehaničnih lastnostih apnenčastih skladov in posredno pri izoblikovanju laštov. To so predvsem debelina skladov (čim debelejši so, tem višje so stopnje med lašti) in litološki cikel (kjer ni cikličnega razvoja skladov, oziroma kjer so skladi s povsem nespremenjenimi litološkimi lastnostmi, tam ni laštastega razvoja).

M. J. Clark je ugotovil, da so v bazi scars — strukturnih stopenj, vedno plasti nečistega apnenca, slabo cementiranega in detritičnega, ki ni zelo odporen. Čistost in s tem tudi odpornost apnenca narašča navzgor ob strukturni stopnji tako, da je vrhnja ploskev lašta — pavementa, vedno sestavljena iz najbolj odpornega, tj. čistega in kompaktnega apnenca. Slednjič je med litološkimi lastnostmi pomembna tudi čim manjša razpokanost (o. c. 161—163).

Williams omenja dognanja A. Farringtona o odvisnosti velikosti laštov glede na smer premikanja ledu. Na izpostavljenih straneh, kjer je led imel največjo moč, je relativno najmanj laštasto stopnjevitega površja, dosti več pa ga je v nekoliko bolj zaščiteneh legah.

Za naravo in velikost laštov je pomemben tudi odnos med položajem skladov in površjem. Williams loči štiri glavne vrste laštastega površja glede na položaj skladov: vodoravne, nagnjene, vzbočene in stopničaste (o. c. 160, 162, 168).

Williamsova in Böglijeva dognanja veljajo tudi za nas, le da nastopajo razlike v litološki zgradbi in v odnosu med površjem in položajem skladov. Zato je bilo mogoče izločiti še dodatne tipe laštov, ki smo jih nekoč že predstavili (K u n a v e r, 1973, 221).

Dominacija laštastega površja je značilna posebno v osrednjih in zgornjih delih podov. To so npr. zelo razširjeni kvestasti in stopničasti laštasti podi. Grobo lahko ocenimo, da je takšen relief značilen za več od polovice površja podov, kajti prisoten je tudi v dnu nekaterih depresij in na reliefnih vzpetinah. (Pod. 1).

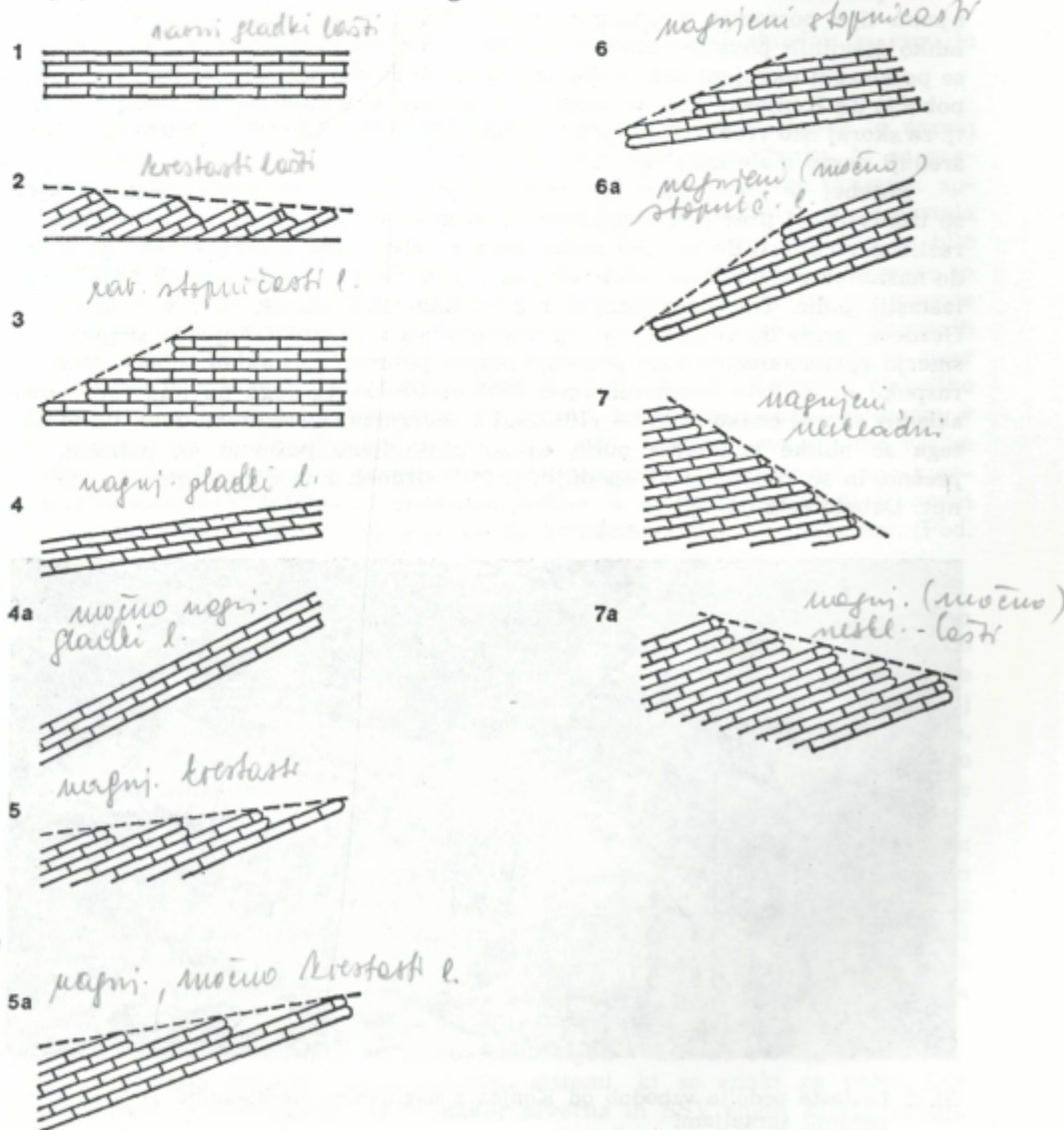
Pod. 1. Osnovni tipi laštov v Kaninskem pogorju
Fig. 1. Basic types of pavements in Kanin Mts.

LEGENDA
LEGEND

Lašti na ravnem površju Pavements on flat surface	Površje Slope of surface	Skladi Dip of strata
1 ravni gladki lašti (laštaste plošče), flat smooth pavement	≈ 0° ≈ 0°	≈ 0° ≈ 0°
2 kvestasti lašti, cuesta like pavement	≈ 0° ≈ 0°	< 25° < 25°
3 ravni stopničasti lašti, flat stepped pavement	0°—20° 0°—20°	≈ 0° ≈ 0°
Lašti na nagnjenem površju Pavements on inclined surface		
4 nagnjeni gladki lašti, inclined smooth pavement	< 10° < 10°	< 10° < 10°
4a nagnjeni (močno) gladki lašti, inclined (very much) smooth pavement	> 10° > 10°	> 10° > 10°
5 nagnjeni kvestasti (čelasti) lašti, inclined cuesta — like pavement	< 10° < 10°	< 20° < 20°
5a nagnjeni (močno) kvestasti lašti, inclined (very much) cuesta like pavement	> 10° > 10°	> 20° > 20°
6 nagnjeni stopničasti lašti, inclined stepped pavement	< 20° < 20°	< 10° < 10°
6a nagnjeni (močno) stopničasti lašti, inclined (very much) stepped pavement	> 20° > 20°	> 10° > 10°
7 nagnjeni neskladni lašti, inclined scarp slope pavement	< 20° < 20°	> 10° > 10°
7a nagnjeni (močno) neskladni lašti, inclined (very much) scarp slope pavement	> 20° > 20°	> 10° > 10°

V tabeli je podan pregled najbolj izrazitih in najbolj razširjenih vrst strukturnega reliefa. V površju so najbolj pogoste ter najbolj značilne različne oblike bolj ali manj skladnega strukturnega reliefa. Tendenca k tvorbi gladkih skladovnih plošč je živa povsod, kjer skladi niso bistveno drugače usmerjeni kot pa so se premikale ledeniške gmote. V Kaninskem pogorju pa so le na redkih krajih skladi v nasprotnem položaju. Takšna so le pobočja na spodnjih straneh večjih depresij ter v vrhnjem delu pobočij Babana.

Višina in pogostost skladovnih čel ter velikost laštov je zunanji izraz stopnje skladnosti med reliefom in zgradbo.



V ravnem reliefu se je led premikal vzdolž zgradbene osi in luščil s površja manj odporne zgornje sklade. Tako je nastalo kvestasto laštasto površje. Od smeri in naklona vpada skladov v odnosu do smeri gibanja ledu in splošne tendence nagiba reliefa je odvisno, ali so takšni lašti manj obsežni in strmi, z visokimi skladovnimi čeli, ali so širši in daljši, skratka obsežnejši, manj nagnjeni in so med njimi skladovna čela nižja, ali pa so celo gladki in ravni.

V nagnjenem reliefu Kaninskih podov in Goričice je pogostejša tista varianta strukturnega reliefa, kjer je naklon skladov večji od strmine reliefa. V teh primerih so skladovna čela vedno obrnjena navzgor. Prehod k naslednjemu tipu pomenijo seveda povsem skladna pobočja. Razen manjših, čeprav lahko številnih povsem skladnih ploskev, na splošno ne moremo govoriti, da se posamezni nagnjeni deli podov močno približujejo skladnosti. Tak primer so pobočja Za Konjcem, kjer so skladi v srednjem delu nagnjeni za okrog 20° – 22° , tj. za skoraj isto vrednost kot pobočja. Slednja imajo nad višino 1950 m in 2150 m srednji nagib malo manj kot 23° .

Posebej je treba opozoriti tudi na primere, ki so precej pogosti, kjer se usmerjenost prevladujočega strmcu reliefa in vpada skladov razlikujeta za različne vrednosti do 90° . Pri maksimalnem odstopanju obeh (do 180°) pa pride do nastanka poševnih ali, glede na pobočje, navznoter nagnjenih ali neskladnih laštastih polic. Tik pod spodnjim robom Kaninskih podov, tj. v vrhnjem delu Gozdeca, pride do veljave prav ta interferenca med prevladujočim strmcem in smerjo vpada skladov. Tam potekajo močno poševno na naklon pobočij številne razpoke in prelomi v smereh med 350° in 10° . Poleg tega pa ima tudi vpad skladov skoraj enako smer — 170° , vsaj v severnem in srednjem delu. Posledica tega so oblike nekaterih polic, ki so postavljene poševno na pobočja, ne prečno, in se končujejo na spodnjih južnih straneh z ven molečimi glavami — npr. Debelo čelo (sl. 2).



Sl. 2. Laštasto podolje vzhodno od Konjca z nagnjenimi neskladnimi lašti in vzporodnimi škrapljami

Na podoben način se izraža takšna interferenca še marsikje na podih in jo je čutiti predvsem v obliki laštov. Lašti so tudi pri popolni skladnosti redkokdaj pravilno oblikovani. Interferenca jim daje zelo različne, večinoma podolgovate, pa tudi povsem nepravilne oblike. Pogosti so lašti, ki imajo na spodnji strani, tj. ob skladovnem čelu, ravno stranico, medtem ko je zgornji ali zunanji rob nepravilno oblikovan. Posebno na zgornjih straneh so lašti pogosto širši in od ledeniškega preoblikovanja zaokroženi, navzdol pa se trikotniško zožijo.

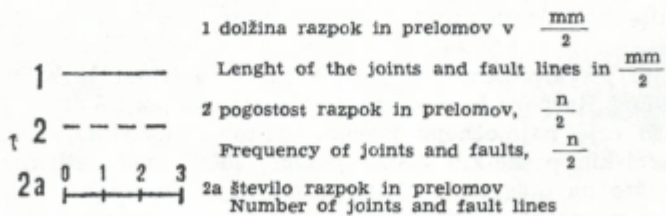
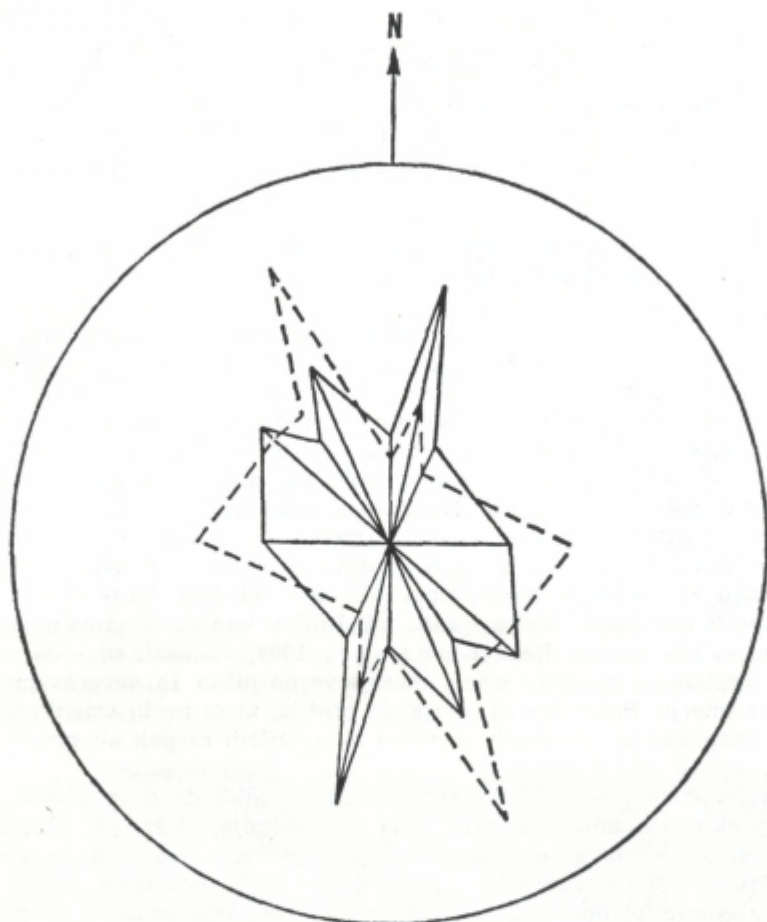
2.3. Vloga in pomen razpokanosti in prelomljenosti skladov v razvoju površinskih kraških oblik

Pogosto je bilo že poudarjeno, kako pomembne so za nastanek in razvoj površinskih kraških oblik razpoke različnih dimenzij in nastanka, ki so praviloma vedno prisotne v karbonatnih kamninah. Celó v nepremaknjenih apnenčastih plasteh opazujejo osnovno drobno razpokanost kamnine, ki je nastala zaradi diagenetskih procesov (Mihalov, 1956). Čim bolj živahno je bilo tektonsko dogajanje nekega območja, tem bolj pogoste so različne razpoke in prelomi v določenih skladih. Na golem visokogorskem površju je mogoče opazovati najraznovrstnejše vplive razpokanosti apnenčastih in dolomitnih skladov. Razpoke in prelome smo ugotavljali neposredno na terenu in sicer na površju in v kraških jamah. Uporabili smo tudi letalske posnetke. Nekoliko podrobnejši podatki o uveljavljanju teh linij v kaninskih jamah, večinoma v brezni, so bili že objavljeni (Kunaver, 1969). Zapisali smo, da ima velika večina prelomnic različne smeri med severno-južno in severovzhodno-jugozahodno smerjo. Praktično ni jamskega profila, ki se ne bi orientiral po enem ali več razpokah ali prelomih, posebno na križiščih razpok ali prelomov. (Pod. 2 in 3).

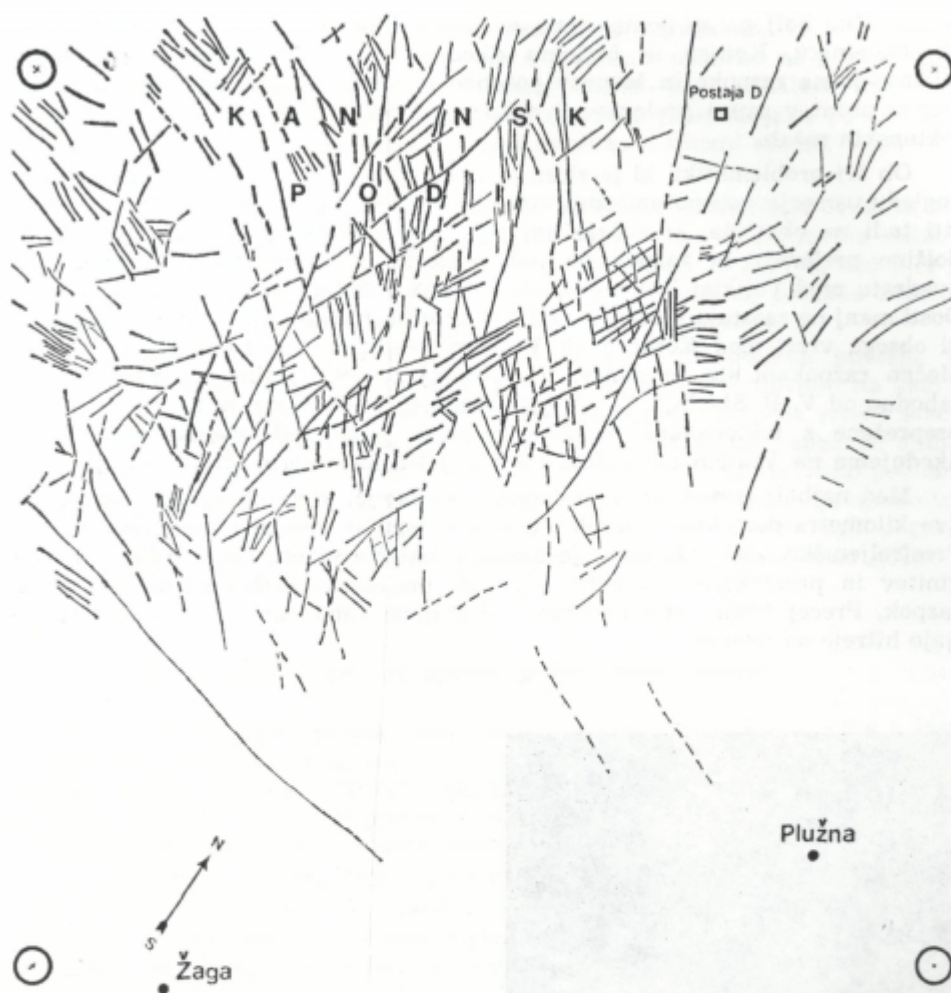
Na letalskih posnetkih najbolj izstopajo veliki, dolgi in globoki prelomi, kot neprekinjene, dolge in razmeroma široke linije, ki sta jih vzdolž pretrtih con razširila korozija in mehanično preperevanje. Goričica je videti tako močno preprežena s tektonskimi linijami, kot bi jo pokrivala mreža. Podobno velja za Kaninske pode, le da je značaj površja tam nekoliko drugačen. Naj že tu opozorimo na razliko med obema glavnima območjema, ki je v tem, da je površje Goričice poledenitev verjetno manj preoblikovala in so zato strukturne linije bolj dominantne. Kaninski podi so v tem pogledu močnejše preoblikovani.

Na pobočjih je razpokanost težje opazna, še posebno če so poraščena z rušjem ali gozdom. Razpoke in prelome skoraj povsem pogrešimo v dolomitnem terenu, kjer so celo najmočnejši prelomi oziroma dislokacije komaj dobro opazne. Na letalskih posnetkih nismo posebej ločili med različnimi vrstami razpok in so zato na diagramih oboji prikazani enakovredno. Poleg tega se menjava merilo posnetka v različnih višinah in so zato tektonske linije na 1800 m povprečno za 13 % krajše od linij na 2200 m.

Na tektonskih rožah je razvidno, kako kljub velikemu številu smeri vendarle nastopajo nekateri karakteristični sistemi, ki so enaki za večje dele podov. Najbolj dominantni sta vsekakor severna in SSV smer, ki sta vodilni



Pod. 2. Primer tektonske rože v zgornjem delu Gozdeca
 Fig. 2. Tectonic rose of upper Gozdec slopes



Pod. 3. Sistem razpok in prelomov v zahodnem delu Kaninskega pogorja (po letalskem posnetku)

Fig. 3. System of joints and fault lines in Kanin Mts. (after aerial photo)

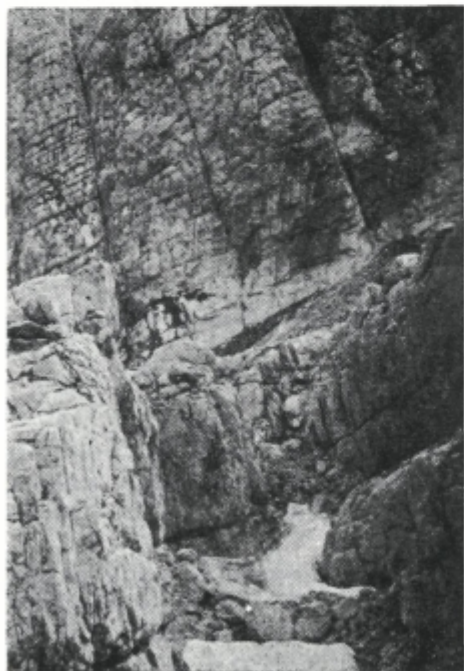
tako po izmerjenih dolžinah prelomov kot po pogostosti teh smeri. Tem sledi severozahodna smer in SSZ smer, pogosta pa je tudi zahodna. Tudi v jamah v istem predelu v največji meri prevladujejo prelomi s severno smerjo, medtem ko je zahodna za več kot polovico manj pogosta.

Značilna je razporeditev pogostosti in dolžina posameznih smeri po območjih. V predelu Zadnjega Dola in doline Za Skalo so najbolj prevladujoče zahodne oziroma predvsem SZ smeri prelomov. Značaj tektonskih linij je takšen tudi v vsem ostalem zahodnem oziroma jugozahodnem delu Kaninskih

podov. Čim bolj pa se pomaknemo v severovzhodni del podov v smeri proti Prestreljeniku, Konjcu in Malemu Skednju, postajajo vedno bolj pogoste severno-južne razpoke in še prav posebno severo-severovzhodne razpoke. Postopen obrat v smeri prelomov v nakazani smeri je posebno dobro viden na tektonskih rožah.

Ob tej problematiki, ki je sicer za površinsko morfologijo pomembna le v pogledu usmerjenosti posameznih vrst oblik vzdolž linij pretrtosti, velja opozoriti tudi na območja, ki kažejo največjo gostoto prelomov. Največjo skupno dolžino prelomov in razpok pa tudi pogostost, je bilo mogoče izmeriti v kvadratu med Velikim Dolom, Malim Dolom, Kriščem in vrhom Gnile Glave. Dosti manj ne zaostaja sosednje območje severovzhodno od koče Petra Skalarja, ki obsega vrzel med Konjcem in Velikim Skednjem tja do Malega Skednja. Močno razpokani sta še območji v osrednjem delu doline Za Skalo in pa zahodno od V. B. Skednja. Manjšega obsega so še površine, ki so videti močno preprežene s tektonskimi linijami in sicer podi med obema Babanskima Skednjema na Vratcih ter vzdolž obeh vzpetin na severni strani (sl. 3).

Med najbolj izrazitimi je vsekakor dislokacija, ki je ob njej nastal skoraj dva kilometra dolg kraški jarek Rupa. Po njem je speljana planinska pot na Prestreljeniško sedlo. Ob njem je mogoče najlažje videti, da je povzročil prekinitev in premaknitev skladov kot tudi prelomov obeh sistemov starejših razpok. Precej široko milonitizirano zdrobljeno cono zunanji procesi poglobljajo hitreje od okolice.



Sl. 3 Prelomi vzdolž kraškega jarka in v ostenju Malega Skednja

Izrazita je tudi drsna ploskev s tektonskim ogledalom, ki kaže, da je prišlo v tej tektonski fazi do horizontalnih premikov poševno na prevladujočo smer pogorja in sicer v prevladujoči smeri sever—jug. Nekateri indikacije kažejo, da je dislokacija Rupe prekinjena in rahlo premaknjena po še enem mlajšem prelomu. V tem primeru bi imeli opravka s štirimi sistemi tektonskih linij.

Največjo udeležbo razpok in prelomov smo na Goričici ugotovili na območju severno od zgornje Rupe tja do Zelenega Lašta. Maksimalna dolžina tektonskih linij pa je južno od Rupe med višinami 1400 m in 1650 m, tam kjer je največ kraških jarkov. Takšna območja najdemo še drugod, posebno severno in južno od Jame, tj. v predelu Krniških in Goriških Ribežnov.

Nekateri močnejši prelomi odločajo tudi o makro oblikah površja, ki imajo s tem jasno tektonsko zasnovo. V tej zvezi lahko opozorimo na skoraj zanesljiv obstoj velikega preloma vzdolž sten Jelenka in Vratnega vrha v smeri sever—jug. Ob njem nenadoma preneha močno dolomitizirani apnenec doline Krnice. Vzhodno od Jelenka, čeprav v istih višinah, nikjer ne najdemo podobne kamnine. To bi bil lahko precej zanesljiv znak za vertikalno premaknitev vzdolž omenjene prelomnice. Sploh se zdi vzhodni del Kaninskega pogorja precej bolj tektonsko premaknjen in deloma razkosan v posamezne grude v primerjavi s Kaninskimi podi.

2.4. Petrografske razmere in njihovi geomorfološki učniki

Že površen pregled petrografske sestave pokaže, da so spremembe v lastnostih apnenca razmeroma pogoste in geomorfologu ne more biti vseeno, na kakšni podlagi nastajajo različne korozijske in druge oblike. Drobne petrografske, tj. kemične in mehanične značilnosti lahko odločajo o intenzivnosti njihovega razvoja in morfoloških značilnostih.

A. R a m o v š je leta 1973 ugotovil, da zgornji trias, predvsem noriškoretska stopnja, niti biostratigrafsko, niti petrografsko, še ni dovolj razčlenjen (R a m o v š, 1973, str. 385). V tem pogledu je nastala sprememba z Buserjevim litološkim profilom na Skutniku, ki je verjetno osnova za bodoča stratigrafska raziskovanja te stopnje. Žal teh podatkov ne moremo v celoti primerjati z našimi izsledki, ker nam manjkajo paleontološke analize (B u s e r 1976 priloga).

Petrografske analize nekaterih značilnejših vzorcev je izvršil dipl. ing. geolog F. Drobne (geol. odsek, odd. za montanistiko FNT). V laboratoriju Pedagoško znanstvene enote za geografijo pa je bil v 18 vzorcih karbonatnih kamnin določen delež kalcijevega in magnezijevega karbonata po metodi Bisque-a (1961). Rezultati so razvidni v priloženi tabeli.

Za določitev apnencev in dolomitov je služila klasifikacija Folka (1962), modificirana po Greensmithu (1965). Za razlikovanje med apnenci in dolomiti in njihovimi variantami pa je bila uporabljena klasifikacija Pettijohna (1949) in Greensmitha (H a t c h - R a s t a l, 1965, 186, 222).

Z rezultati opazovanj in preizkusov je bilo mogoče sestaviti enostavno petrografske karte pogorja. Iz pregleda nabranih vzorcev karbonatnih kamnin

in iz terenskih opazovanj je razvidno, da se v površju pogorja uveljavljajo predvsem naslednje vrste karbonatnih kamnin:

1. najvišji deli mejnega grebena kot tudi nekateri skednji, ki se dvigajo iz podov, so zgrajeni večinoma iz zelo svetlo sivih do povsem marmornato belih apnencev, ki imajo večinoma mikritsko, tu in tam pa tudi biomikritsko strukturo. Pravzaprav opazujemo pojavljanje najsvetlejših, verjetno tudi najčistejših vrst apnenca v najvišjih nadstropjih kot npr. pod Škrbino v Prestreljeniški skupini in pa v ostenjih Lope (vzorca K 43 in K 59).

2. Naslednjo značilno serijo apnencev tvorijo belkasto sivi mikritski in dismikritski apnenci, ki nastopajo v vršnem grebenu Konjca (vzorec K 42), dalje tik pod Prestreljeniškimi podi v Rupci (vzorec 36) ter severno od Visoke Glave pod vrhom Kanina (vzorec K 37) ter v krnici med Črnim voglom in Vrhom Laške Planje (vzorec K 51) in v ostenju V. Babanskega Skednja (vzorec K 16). S tem pa ni povsem potrjena stratigrafska enotnost vsega visokega obrobja Kaninskih podov, kjer nastopajo opisani apnenci.

3. Dalje sledi kot zelo značilna in pogosto nastopajoča litološka skupina cona belo sivih pasnatih močno dolomitiziranih biomikritskih apnencev. Večinoma jih srečujemo v višjih nadstropjih podov, najbolj pogosto nekako od 2100 m navzgor. Ta njihov položaj je še posebno značilen, ker se tako pojavljajo v najvišjih delih podov, kjer so učinki mehničnega preperevanja najmočnejši. Drobna pasovitost, pa tudi tanka plastovitost, ki je pogosta, povzročata v glavnem splošno manjšo odpornost tega litološkega tipa na mehanske vplive. Ponekod so zelo ostri prehodi med malo gruščastim in pretežno korozijsko oblikovanim površjem ter površjem, ki kaže ravno nasprotno podobo. To je malo korozijskih oblik ali nepravilno in slabo oblikovanih, pač pa z obilo gruščnatega materiala. Samo s poostritvijo klimatskih razmer ali z daljšim trajanjem snežne odeje jih ne bi mogli zadovoljivo razložiti. Lep primer za takšno petrografska spremembo v površju je prehod med uravnavo Gnile Glave v Gorenjo Osojnico na zahodni strani grebena Konjca (sl. 4).

Po navedbah nekaterih avtorjev (Grad, 1964), se lahko takšni bolj dolomitizirani vložki pojavijo večkrat v dachsteinskem apnencu. Ni pa povsem jasno ali jih lahko primerjamo z dolomitiziranimi plastmi, ki jih za spodnje dele dachsteinske formacije navaja Selli (1962, 74). Ne vemo namreč zanesljivo, katere dele t.i. dachsteinske formacije predstavljajo pretežno apnenci in dolomitizirani apnenci na podih, čeprav se dozdeva, da spadajo k zgornjim nadstropjem. To bi lahko boljše pojasnile jurske plasti z limonitnimi ooliti, ki so razkrite severno od Bovca na stiku s flišem (Grad, 1964, 9). Vendar je položaj jurskih plasti še problematičen.

Belopasnatemu dolomitiziranemu apnencu so po lastnostih podobni razmeroma pogosti tanki, do nekaj decimetrov debeli dolomitizirani vložki med apnenčevimi skladi, ki izstopajo zaradi izrazite nagnjenosti k mehničnemu kršenju.

4. V nižjih delih pogorja in podov je bilo težje zasledovati potek stratigrafskih oziroma facialnih horizontov. Zato imamo od tod le posamezne vzorce, ki pa večinoma kažejo apnenčast izvor. Na splošno velja, da postanejo apnenci v globino bolj sivkasti, čeprav svetlosivkasti. Zelo pestro petrografska oz. stratigrafska podoba kaže dno Velikega Dola. V njegovem severnem robu v



Sl. 4. Petrografski vzroki botrujejo različni odpornosti kamnine na mehanično razpadanje

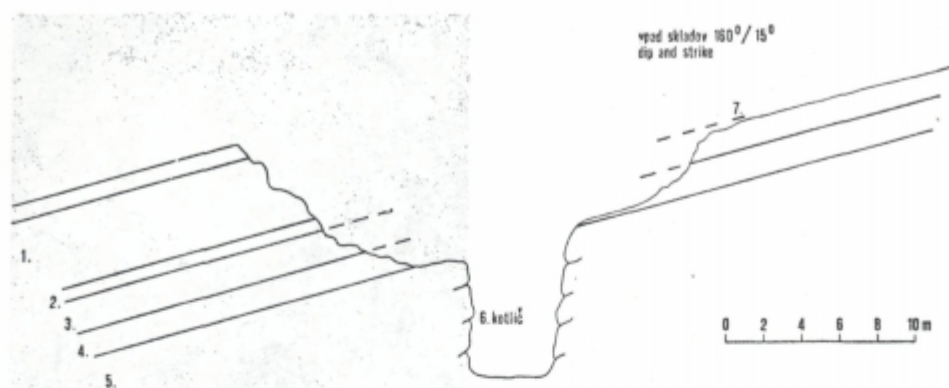
bližini brezna nastopata belosivi dismikritski, pa tudi biomikritski apnenec skupaj z dolomitiziranim apnencem v petih petrografskih conah.

Pri poskusu razlage nastanka in razvoja te velike poligenetske oblike je treba upoštevati prav to kamninsko pestrost. Poglobljenost Velikega Dola pa je tudi verjetno vzrok, da se kažejo na dan omenjeni skladi, ki drugod niso razgaljeni. V smeri navzgor so proti Velikemu Talirju odstranjene s površja, v smeri navzdol pa izginejo v večjo globino (pod. 4).

5. Na Kaninskih podih so še posamezne proge ali zaplate močno dolomitizirane bele porozne ali kavernozone kamnine, ki se pojavljajo na nekaterih krajih, predvsem na južnem delu podov. Takšne proge nimajo posebno velikega obsega, čeprav se lahko vlečejo od 600 m v dolžino ter od nekaj metrov do 20 metrov v širino.

Izrazito se razlikujejo od sosednjega korozijsko razjedenege apnenčastega ali morenskega površja zaradi popolne prevlade plitvih gruščnatih vrtač ali plitvih kotličev kot edinih kraških oblik. Površje teh pasov je verna podoba reliefa, ki ga običajno srečujemo drugod v golem dolomitnem ali močno dolomitiziranim apnenčastem svetu Julijskih Alp. F. Drobne je določil to kamnino kot belkast zelo drobnozrnat dolomit s paralelopipedno krojitvijo z imenom dolomikrit.

6. Nekaj besed tudi o drugem največjem območju dolomitiziranega apnenca oz. dolomita, ki sovпада z dolgim prelomniškim žlebom Rupa na Goričici. Vzorec G 19 je belkast gost dolomit s paralelopipedno krojitvijo. Kamnina je drobno razpokana in razpoke so obarvane rdečkasto-rjavo z železovimi



- 1 kompakten mikritski apnec
Compact micrite
- 2 stromatoliti dolomitizirani apnec
Stromatolitic dolomitic limestone
- 3 kompaktnejši stromatoliti dolomitizirani apnec
More compact stromatolitic dolomitic limestone
- 4 krušljiv biomikritski apnec
Fragile biomicrite
- 5 kompakten apnec
Compact limestone
- 6 kotlič
Schachtdoline
- 7 meandrski žlebiči
Meanderkarren

Pod. 4. Značilno zaporedje geoloških plasti v dnu Velike Dole

Fig. 4. An example of strata succession in the bottom of Veliki Dol

in drugimi primesmi, česar ni bilo opaziti v takšni meri pri drugih dolomitnih vzorcih. Drobljivost kamnine je velika, toda reakcija na HCl pa tudi na bromfenol modro ni pokazala prav posebno močne dolomitiziranosti. Kljub temu so učinki takšne mineralne sestave dovolj različno vidni v površju, saj je med rušjem prav malo ali pa sploh nič drobnejših korozijskih oblik oz. škrapelj. Vpliv dolomitizirane litološke podlage je posebno močan v zgornjem delu Jelenje Rupe, kjer se ta stika prek Konče z Rupo. Konta, tako ji pravijo domačini, je obsežna, močno razjedena kotanja s številnimi vrtačami v dnu.

Nekatere imajo v premeru več kot 40 m. V teh pa so v dnu še sekundarne vrtače. Na značilno razpadanje dolomitiziranega apnenca v tem območju opozarjajo ostri piramidasti grebeni in vršički med posameznimi vrtačami, kar ni običajno v apnencu ali v morenskem gradivu.

7. V Kaninskem pogorju in sicer v njegovem osrednjem delu je velika krpa dolomita, ki zavzema ves srednji in zgornji del doline Krnice. Na zahodnih pobočjih Krnice dolomit sega nekako do polovice pobočij navzgor, medtem ko na vzhodnih še višje, tja pod Lopo do višine ca. 2050 m. V smeri proti Prestreljeniškemu sedlu dolomit preneha ca. 2100 m visoko. Zaradi dolomita je zagotovo nastala tudi globoka vrzel Prevale v mejnem grebenu. Apnenčevi skladi so verjetno še nedavno tod predstavljali le ozek most med zahodno in vzhodno polovico pogorja. Prevala je v dolomitne plasti vrezana že za dobrih 50 metrov, k čemur je prispevalo hitrejše poglobljanje dolomitne grape

na obeh njenih straneh. Kajti isti pas dolomita se sklenjeno nadaljuje tudi na italijanski strani in sicer v smeri proti zahodu-severozahodu. Tam je iz dolomita velik del podnožja mejnega grebena. Toda isti dolomit se, kot je videti, pojavlja na oni strani tudi vzhodno od Prevale. Dolomit sega v ožjem pasu tudi v Črnela, to je v podnožje vzhodnega dela grebena. Apnenčast greben med Prevalo mimo Lope do Črnelskih Vršičev je le ostanek nekdanj sklenjenega apnenčastega pokrova, saj so te podolgovate piramide skoraj docela izgubile stik z masivnejšimi ploščami na severni in južni strani.

Iz Črnel ima dolomitizirana krpa jasno zvezo po gruščnatem Klinkovnovem žlebu z dolomitom v zgornjem delu doline Možnice.

Isto dolomitno območje se očitno nadaljuje kot južno krilo antiklinale še naprej proti zahodu, vendar izgine pod sklade apnenca na črti Prestreljenik—Stador. Zahodno od tod se južno in jugovzhodno od mejnega grebena nikjer več ne prikaže enaka dolomitna podlaga. Pač pa se na severni, italijanski strani mejnega grebena v njegovem območju nadaljuje dolomit daleč na zahod v pasu med okrog 2200 in 1950 m. Položaj skladov na italijanski strani nas zanima zato, ker nakazuje naslednjo možnost. Morda se dolomitne plasti nadaljujejo pod apnencem tudi še naprej pod pobočja Škripov, Razorja ali celo še dalje. To pomeni, da predpostavljamo možnost razširjenosti dolomitne plasti pod vso apnenčevo gmoto najbolj masivnega dela Kaninskega pogorja in to v precej plitvi legi. Pri enakomernem nagibu skladov od mejnega grebena proti jugu bi lahko pričakovali dolomitno podlago v najbolj plitvi legi pod veliko kotanjo Spodnje Osojnice in sicer na globini okrog 50 m. Realno je vendarle pričakovati večjo globino. Pod Velikim Dolom bi dolomitna podlaga lahko bila v globini najmanj 200 m.

P. Krivic v objavi rezultatov geološkega raziskovanja izvira Boke navaja, da voda tega izvira prihaja na dan nenavadno visoko nad dnem doline. Vzrok za to je v dolomitni podlagi, ki preprečuje, da bi se vode Boke pretočile v nižje ležeče izvire. Taka lega dolomitne podlage bi bila posledica razkosanosti Kaninskega pogorja s prelomi ((Krivic, 1976, str. 9—10). Bližino dolomitne podlage slutimo tudi v območju severnega roba Škripov, kjer so pod pobočji Grdega Vršica v črti nanizane edine udorne vrtače v pogorju (Hude jame). Njihov nastanek ni mogoče povezati samo s prelomom, temveč je do udorov lahko prišlo nad večjimi podzemskimi prostori. Taki prostori bi lahko nastali na geološki meji med apnencem in dolomitno podlago. Na podoben način bi lahko nastala tudi velika depresija Kotel na severnih pobočjih Krnice.

2.5. Klasifikacija karbonatnih kamnin glede na kemično sestavo (tabela št. 1)

Analiza nekaterih vzorcev karbonatnih kamnin iz raznih karakterističnih delov pogorja po metodi Bisqua (1961) z določitvijo procentualne udeležbe CaCO_3 , MgCO_3 in netopnega ostanka je pokazala, da imamo opraviti v glavnem s štirimi vrstami karbonatnih kamnin. Pettijohnova razdelitev (1957, 418) je služila za njihovo medsebojno razlikovanje. Prvi so čisti apnenci, ki imajo pod 2,3 % MgCO_3 . Vsi ostali petrografski tipi so zastopani v mnogo manjši meri, vendar kljub temu zaslužijo pozornost zaradi značilnih učinkov

na razvoj površja. Naslednja vrsta apnencev, ki smo jo ugotovili, so magnezijevi apnenci s 3,2 do 4,3 % $MgCO_3$. So v dnu Velikega Dola in sicer v plasti apnenca s cevastimi fosili ter na robu konte pod V. B. Skednjem.

Tabela 1. Kemični sestav apnencev in dolomitov
Table 1. Chemistry of limestones and dolomites

St.	Ime kamnine (Drobné, po Folku)	% $CaCO_3$	% $MgCO_3$	Netopni ostanek idr.	Petrografska oznaka — razmerje apnenec/ dolomit (po Pettijoh- nu)
K 4	mikritski apnenec	77,5	5,5	17	slabo dolomitiziran apnenec
K 7	dolomikrit	44,3	46	9,7	dolomit
K 10	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 11	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 16	mikritski apnenec	78,5	5,4	16,1	slabo dolomitiziran apnenec
K 17	mikritski apnenec	80,1	2,7	17,2	magnezijev apnenec
K 18	pasnat dolobiosparit	67,3	16,5	16,2	močno dolomitizirani apnenec
K 19	dolomikrit	48,5	41,1	10,4	dolomit
K 22	—	72,9	11,7	15,5	dolomitizirani apnenec
K 27	biomikritski apnenec	82,9	1,9	15,2	apnenec
K 29	mikritski apnenec	82,8	0,9	16,2	apnenec
K 30	—	74,5	11,7	13,8	dolomitizirani apnenec
K 31	dolomikrit	—	—	—	—
K 36	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 37	dismikritski apnenec	—	—	—	—
K 39	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 40	dismikritski do bio- mikritski apnenec	—	—	—	—
K 42	mikritski apnenec	82,4	1,1	16,3	apnenec
K 43	mikritski do bio- mikritski apnenec	82,9	1,5	15,5	apnenec
K 46	biomikritski apnenec	81,7	5,3	12,8	slabo dolomitizirani apnenec
K 49	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 51	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 52	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 54	dolobiosparit	71,0	18,5	10,9	močno dolomitizirani apnenec
K 56	biomikritski apnenec	80,6	1,6	17,8	apnenec
K 57	biomikritski apnenec	81,7	3,7	14,5	magnezijev apnenec
K 58	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 59	mikritski apnenec	—	—	—	—
K 60	—	48,8	43	8,1	dolomit

Sledi tretja vrsta apnencev, ki jo zaradi povišane količine $MgCO_3$ (6,1 do 6,4 %) imenujemo slabo dolomitizirani apnenci. Pojavljajo se pogosteje; našli smo jih v steni V. B. Skednja, v dnu konte pod V. B. Skednjem ter blizu izvira Glijuna. Primerjava med njihovo kemično sestavo in značajem površja,

kjer se uveljavljajo, je pokazala, da že manjši delež $MgCO_3$ oziroma dolomita v apnencu vpliva na zmanjšano dovzetnost apnenčevega površja za nastanek mikro in mezokorozivskih oblik, nasprotno pa pospešuje mehanično razpadanje.

Še bolj se to pozna pri deležu $MgCO_3$ 11,7 %, ki ga imajo dolomitizirani apnenci. Takšen delež imata le dva vzorca in sicer iz višjih leg (pod najvišjim delom Konjca in v Dolu v Črnelah).

Močno dolomitizirani apnenci so poleg čistega apnenca in čistega dolomita najbolj pogosto zastopana petrografska različica apnencev. Vsebujejo od 16,5 do 20,3 % $MgCO_3$. Sodimo, da imajo takšno sestavo v glavnem vsi pasnati dolobiospariti, ki nastopajo najbolj pogosto v višjih legah, posebno v območju najvišje ležečih ostankov uravnjav.

Slednjič nastopajo še pravi dolomiti s 45,8 do 50,9 % $MgCO_3$. Vendar je med njimi treba razlikovati različna nahajališča, ki smo jih opisali že prej in so morda genetsko različna. Dolomit iz spodnjega dela Goričice je od obeh nekoliko manj dolomiten, medtem ko med dolomifom v dolini Krnice in dolomitnimi krpami na Kaninskih podih ni bistvene razlike.

S tem pregledom nekaterih vrst apnenca in dolomita imamo namen opozoriti na zveze med petrografijo in razvojem površja. Vzorce kamnin nismo odvzemali sistematično, pač pa le tam, kjer se je to zdelo potrebno. Rezultati analiz apnencev so zato namenjeni osvetlitvi povsem določenih problemov.

3. MORFOLOGIJA IN MORFOGENEZA MAKRORELIEFNIH OBLIK

3.1. Pregled dosedanjih geomorfoloških proučevanj

Raziskovanje Zgornjega Posočja in obenem tudi Kaninskega pogorja je tesno povezano z imeni nekaterih najbolj znanih geomorfologov, raziskovalcev Južno apneniških Alp in Dinarskega gorstva.

Večino proučevalcev je sicer bolj pritegnila problematika razvoja rečnega in dolinskega omrežja v najmlajših obdobjih terciarja in še posebno vprašanja razvoja kvartarja. Zato je moralo proučevanje razvoja visokogorskega reliefa robnih pogorij počakati do današnjih dni. Večji interes za probleme ožje Bovške kotline in njenega gorskega obrobja je pokazal v zadnjih desetletjih predvsem Melik, ki je veliko prispeval k obogatitvi znanja o fizičnih in družbenogeografskih značilnostih tega dela Posočja. Poleg A. Desia je prvi globlje posegel v problematiko razvoja površja Kaninskega pogorja oziroma njegovih posameznih elementov, posebno pa v problematiko kasno glacialne poledenitve in njenih sledov.

Med prispevki k poznavanju pogorja je avtorjeva razprava o speleoloških značilnostih, kjer je navedenih tudi nekaj splošnih geomorfoloških in geoloških podatkov (Kunaver, 1968).

Med prvimi raziskovalci je Kossmat (1916, 7), ki ugotavlja, da se je dviganje na zunanjem robu Južno apneniških Alp začelo že v zgodnji kredi in sicer na osnovi istodobnih transgresij obrežnih breč preko jure Kobari-

škega Stola in preko dachsteinskega apnenca na Matajurju. Takrat naj bi nastalo prvo kopno in takoj bi sledila tudi prva erozija, na kar opozarjajo tudi sedimenti v Furlanski nižini. Glavno gubanje Julijskih Alp naj bi se odvijalo v oligocenu. To potrjuje tudi dejstvo, da v Julijskih Alpah in v Posočju oziroma visokem in nizkem krasu nikjer ni najti niti oligocenskih niti miocenskih sedimentov. Prva nahajališča le-teh so daleč vstran ali pa onstran glavnega razvodja med Jadranskim in Črnomorskim povodjem (o. c. 600, 601, 661).

Od oligocena dalje je bilo torej odmakanje Julijskih Alp usmerjeno proti Jadranskemu morju oziroma v smeri panonsko-pontskega morja. Razmera roma majhne razdalje do izlivov voda v obe morji so povzročile intenzivno erozijo proti koncu miocena, ko se je gubanje že umirjalo. Posledica je bilo znižanje posameznih gorskih predelov. Po miocenu je še večkrat prišlo do ponovnih dvigov gorovja (o. c. 602). Kossmat pri razmišljanju o odnosih med savskim in soškim porečjem meni, da bi razvodno območje moglo imeti le značaj praga (o. c. 661). Glede ostankov uravnav v Alpah ter na visokem in nizkem krasu odklanja možnost enotne uravnave. Pač pa domneva, da spada zaključek faze uravnavanja v vseh treh orografskih enotah v isto obdobje in da površja vseh treh različnih območij časovno sovpadajo. To naj bi veljalo tudi za sosednje pokrajine, ki so se odmakale v savsko porečje. Kossmat govori le o uravnava do 1400 m višine. Višjih posebej ne omenja, vendar je iz končne razpredelnice razvidno, da je ugotovil še en »višji« nivo, ki ga predstavljajo »visoki grebeni«. Odklanja vsako možnost, da bi uravnave nastale zaradi abrazijskega delovanja, pač pa stopničasto razkosanje razlaga s tektonskimi premiki (o. c. 664). Na strani 668 v tabeli o morfogenetskem razvoju Julijskih Alp in krasa uvršča Kossmat izoblikovanje najvišjih predelov ohranjenega površja v Julijskih Alpah in na krasu v miocen. Glavni nivo tj. pod 1400 m uvršča v spodnji pliocen-panon, v katerega pa so vrezane še rečne terase predvsem okrog Bohinja (med 800 in 1050 m). Slednje imenuje nižji nivo, ki ima predglacialno starost.

Winkler kot prvi konkretno omenja visoke planote Kanina, ki pripadajo podobno kot one okrog Triglava višjemu nivoju (okrog 2100 m) in to v primerjavi s podobnim nivojem v pogorju Krna. Oba nivoja sta po njegovem mnenju iz spodnje miocenske dobe (1919, 46—142). Navaja tudi teraso na Krnu v višini 1600 m, ki bi bila srednje miocenske starosti in pripada nižjemu nivoju. Zanj je pozneje določil zgodnje sarmatsko starost (1929, 175) in bi bila posledica t. i. tretjega cikla, ki je trajal od srednjega miocena do starejšega sarmata. S Kossmatovim nivojem pod 1400 m se Winkler strinja glede spodnje pliocenske starosti (1924, 401—402). Terasne nivoje okoli Bohinja, ki so za Kossmata predglacialne starosti, uvršča Winkler v mlajši pliocen in to v tri razvojne štadije, od katerih pripada najmlajši že kvartarju (o. c.).

Aigner (1926, 215—219, 222) omenja Kaninsko skupino in okolico Rombona v zvezi z ostanki najvišjega površja, ki naj bi se tu ohranili v višinah med 1900 in 2100 m. Po nastanku jih primerja z nižje ležečimi nivoji na Pokljuki in okolici ter jih vse uvršča v miocen.

Največ govori o značaju ostankov uravnanega površja v vsem Kaninskem pogorju A. Desio v svoji monografiji o morfološkem razvoju porečja Bele. Ugotavlja, da se večina visokogorskih planot Kaninskega masiva ujema med

seboj po morfoloških in po višinskih karakteristikah in da bi zato mogli govoriti o delih enotne kaninske planote (altipiano) (1927, 214). Pravi, da je kljub močni razgibanosti površja z doli, vzpetinami in kraškimi oblikami mogoče razpoznati uravnavo v povprečni višini 2000 m (o. c. 213).

Desio dalje ugotavlja, da se površje Kaninskega masiva ponekod sklada z geološko zgradba kot npr. v JV predelu. Drugod, posebno v območju Sarta, kjer so skladi nagnjeni za 40 in 50 %, pa je površje izoblikovano neodvisno od zgradbe (sl. 5).

Dalje ugotavlja, da so ostanki uravnane površja tudi na drugi strani Nevejskega prelaza pod Montažem. V porečju Bele so še tri, kaninskim podobne planote. To so Creta di Aip., M. Cavallo in M. Gartena-Gartenkofel, ki skupaj merijo 52 km². Tudi po višinah povsem odgovarjajo planotam Kanina. V istih višinah so tudi nekateri vrhovi (o. c. 216). Desio meni, da je kaninskemu pejsazu podoben ves severni del poročja Bele. Po Desiu so znamenja, ki kažejo na sukcesiven erozijski proces preoblikovanja, kajti planote ne zavzemajo najvišjih predelov gorovja, ampak so nekaj sto metrov pod njimi. Poleg tega jasni znaki kažejo, da sta se predalpsko in alpsko gorovje dvignila iznad morske gladine že v oligocenu (Stefanini, 1915). Prav tako ni nobenih sledov o morebitni posteocenski transgresiji (Desio, 1927, 219, po Lombardiniju 1920). Desio dalje govori o teoriji postopne degradacije površja, ki dopušča domnevo o notnem uravnane površju v štadiju napredujoče zrelosti, obsegajoče vse porečje Bele. Predpostavlja, da sicer ni šlo za popolno uravnavo, ampak za nekakšen kopast valovit relief s pasovi višjega sveta, med katerimi so bile pogreznjene široke depresije. Kaninski masiv sestavljajo retski in liadni apnenci, medtem ko je Creta di Aip zgrajena iz permokarbonskih apnencev. Med permokarbonom in liado je 6500 m razlike v skladih (Gortani, 1929), od česar je vsaj polovica skladov iz apnencev. Desio meni, da razlika v debelini odstranjenega materiala še ni dokaz, da so v obeh območjih vladali različno intenzivni erozijski procesi (o. c., 220). Ugotavlja tudi, da med ostanki uravnane v različnih delih porečja Bele morebitna poznejša orogenetska oziroma epirogenetska gibanja niso povzročila velikih višinskih razlik. V najvišjih delih reliefa je treba iskati ostanke inicijalnega reliefa. To so grebeni, vrhovi in najvišji ostanki površij na Kaninu, Triglavu idr. (o. c. 233). Pod njimi je sistem uravnane in teras I, ki obsega tudi del vrhov in grebenov. Le-te so na Kaninu med višinami 1800 in 2100 m in avtor jih uvršča po nastanku na prehod med srednjim in zgornjim miocenom, oziroma v zgornji miocen. Približno 500 m nižje so vrezani ostanki spodnje pliocenskih uravnane in teras sistema II, ki so ohranjeni na obeh straneh sedanjih dolin. Desio omenja na Soški strani Kanina le terase v višini 1500 m pod Rombonom (o. c. 227). Sem prišteva vse terasne ostanke v višinah med 1100 m in 1600 m v porečju Bele (npr. planoto pod Montažem). V soškem porečju so to terase med 700 in 1500 m. III. sistem zajema terase od 900 do 1200 m v porečju Bele. V Posočju pa naj bi se ujemal z nivojem Čepovanske suhe doline in z odgovarjajočimi terasami v Soški dolini, pri čemer se strinja z Winklerjem o obstoju zgornje pliocenskih teras. IV. sistem teras uvršča Desio že na začetek pleistocena in naj bi bil v porečju Bele v višinah med 600 in 900 m, v Posočju pa med 300 in 850 m. Kasnejši pleistocenski procesi naj bi prekinili nadaljne oblikovanje tega terasnega sistema. To sta torej dva Desieva sistema visokih



Sl. 5. Pogled na osrednji del Kaninskih podov z vrhom Kanina v ozadju

uravnav in dva sistema dolinskih terasnih ostankov v porečju Bele in Soče o. c. 227, 233, 234).*

Tektonski dvig Kaninsko-Triglavskega območja je omogočil predvsem odtekanje vode proti zahodu, prav tako pa tudi na sever proti Dravi po Ziljici in morda po Zajzerski dolini. To naj bi bili Miozajzera in Mioziljica ter drugi

* Za Kaninski masiv in za osrednje ter Zahodne Julijske Alpe je bila ob začetku morfološkega razvoja, katerega sledove opazujemo še danes, pomembna lega med tremi tektonskimi depresijami. V njih obsegu so se razvila tri najvažnejša porečja v jugovzhodnih Alpah: porečje Drave, Save in Tagliamonta oziroma Soče o. c. 240).

transverzalni tokovi, od katerih so se ohranile fosilne transverzalne doline v Karnijskih Alpah in Karavankah (o. c. 243—244, 266). V pliocenu so po mladitvi reliefa stopile v ospredje petrografske in tektonske značilnosti teh predelov, kar je povzročilo nastanek subsekventnih dolin s številnimi pretočitvami ter druge spremembe zaradi različne intenzivnosti dviganja podlage.

Po Stefaniniju so najvišji predeli okoli 2300 m ostanki miocenskega površja (Desio, 1927, 236). Kanin ni posebej omenjen. V območju Kanina prišteva Klebelsberg staromiocenskemu površju uravnan in zakrasel nivo v višini 1800 m do 2300 m. To površje je ohranjeno tudi na severni strani Kanina, pa še na Rombonu (2208 m) in na Jerebici (2122 m) ter na Mangartu med 1900 m in 2100 m (1922, 56, 60—61).

Rakovec (1937) v svoji študiji o morfogenezi Vzhodnih Julijskih Alp posebej ne razčlenjuje nivojev Kaninskega pogorja. Glede na časovne primerjave med ostanki starega površja na Kaninskem pogorju in Triglavsko planoto, ki jih navajata Winkler (1919) in Klebelsberg (1922), pa posredno opozarja, da je v Triglavskem pogorju treba razlikovati »triglavski« ali najvišji nivo v poprečni višini od 2300 do 2500 m in poleg njega še mlajšega v višini 2000—2100 m. Oba so do takrat združevali v en sam nivo in bi bilo zato potrebna revizija najstarejših nivojev v zahodnem delu Julijskih Alp. Obenem navaja Winklerjevo stališče, da so mlajši tektonski procesi že uničili stara površja v istem območju (o. c. 69, 72; Winkler, 1926, 397).

Winkler (1957) v monografiji o morfogenetskem razvoju Vzhodnih Alp na več krajih govori tudi o razmerah v Posočju in na Kaninu, opirajoč se na lastna in tuja opazovanja. Na strani 286 najprej govori o sledovih erozije oz. akumulacije v Posočju v dobi piačencija, tj. o najdišču breče pod Krnom na Kožljaku med 1500 m in 1602 m, s katero je zapolnjena stara pliocenska dolina. To naj bi bil znak za izredno močno grezanje, ki je povzročilo finoklastično sedimentacijo, ne samo v takratnem morju, ampak je le-ta segla celo daleč v notranjost kopnega (groboklastična sedimentacija).

Winkler navaja v zvezi z možnostjo, da so bile Julijske Alpe v miocenu v okolici Bohinja po planotah še prek razvodja med Jadranskim in Panonskim morjem prekrite z miocenskimi sedimenti in da je tak pokrov imel morda zvezo s Furlansko nižino, podatek o najdbi augenšteinskih kremenovih prodnikov na področju Krna. Druga najdba podobnih prodnikov je iz Kanina, o čemer poroča eden starejših italijanskih raziskovalcev, kar vse kaže na medsebojne zveze med obema pokrajinama (o. c. 458—459).*

Nastanek glavnega nivoja v višini ca. 2000 m na Kaninu, Krnu in drugod uvršča Winkler v dobo spodnjega panona (spodnji pontik). To je bila faza prostrane, a nikakor ne popolne uravnave, kar kažejo vrhovi Krna in najvišji greben v Kaninskem pogorju z 200 do 400 m višinsko razliko. Slednji bi bili lahko ostanki še starejšega (zgornjemiocenskega) površja, ki bi ustrezal najvišjim površjem v Dolomitih. Kot najsevernejša prednja straža visokih uravnjav je 2000 do 2100 m visoka planota na zahodnih pobočjih Mangarta (o. c. 492).

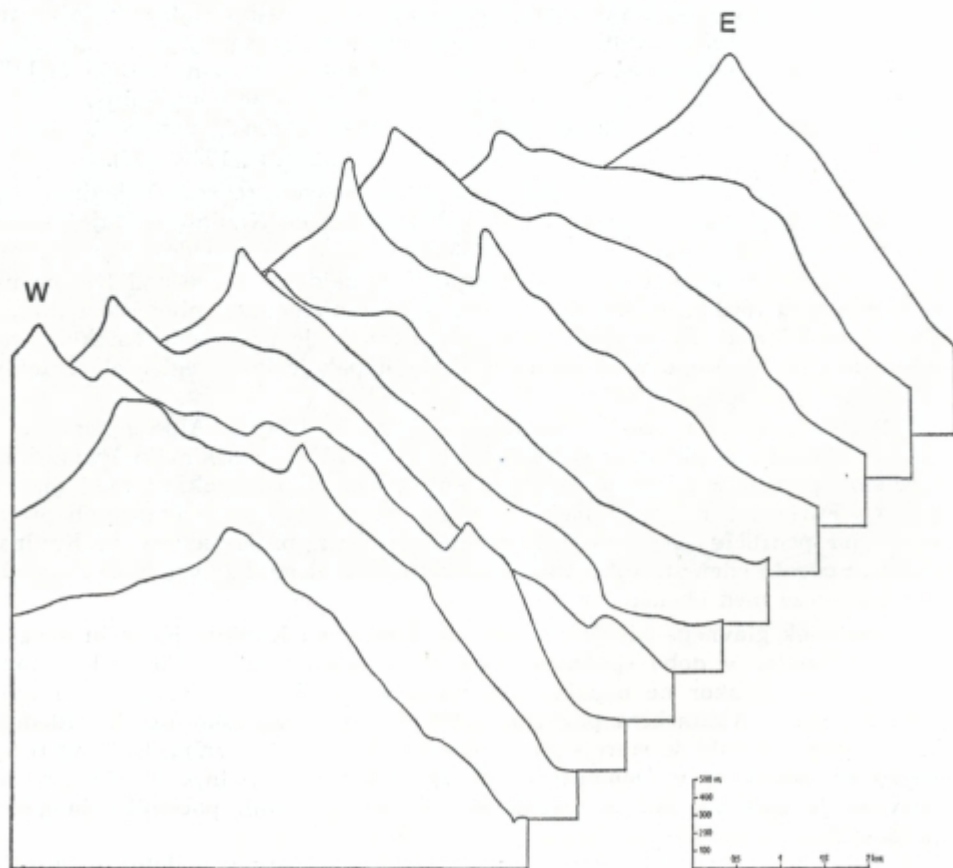
Melik (1935) v Sloveniji I omenja le Klebelsbergov podatek o obstoju in starosti široke skalne planjave na Kaninu v višini 2300 do 1800 m, ki jo

* Ni uspelo ugotoviti avtorja in dela, odkoder je Winkler povzel ta podatek.

postavlja ob stran površju okrog Triglava v višini nekako 2300—2500 m. Pozneje navaja kasno miocensko starost za ravnik v Kaninskem pogorju in pravi, da se ni nikjer drugje v Zahodnih ali srednjih Julijskih Alpah ohranil visok star ravnik v tako znatnem obsegu kot v Kaninskem pogorju (nad 1800 metrov, v glavnem med 2000 in 2300 m). V Kaninskem pogorju so »terase« v pobočjih ponekod prav dobro ohranjene, toda ni jih obilo (1935, 304—305).

Po Meliku je Kaninsko pogorje sicer na robu, oz. v povirnem predelu nekdanjih konsekventnih vodnih tokov, ki so po splošnem prepričanju precej časa gravitirali direktno proti Tržaškemu zalivu. Z njegovega jugozahodnega roba je tekla proti jugu oz. jugovzhodu konsekventna pliocenska Nadiža prek

PREČNI PREREZI KANINSKA POGORJA
Transverse Profiles of Kanin Mts.



Pod. 5. Kulisni prečni prerezi Kaninskega pogorja
 Fig. 5. The multiple cross-section of Kanin Mts.

grebena Kobariškega Stola (1956, 150). Največji del Kaninskega pogorja se je takrat odmakal v pliocensko Koritnico, za katero Melik domneva, da je še v višini 1270 m tekla po suhi dolini Predolini proti jugovzhodu oz. jugu.

Tudi v spodnji Trenti se je pretočitev proti jugu izvršila v višini, ki je časovno po Melikovem mnenju, malo pred opustitvijo Predoline (1611 do 1750 m) (o. c. 146, 150). Melik se je pozneje (1961, 1962) ukvarjal še s problemom nastanka navpičnih skalnatih stolpov »skednjev« ter z nastankom erozijskih žlebov v pobočjih na obeh straneh Bovške kotline. V delu iz l. 1962 pa na str. 310 presenetljivo ugotavlja, da na Bovškem in sploh v soških Julijskih Alpah skoraj docela manjkalo visoke planote — penepleni, ki so tako značilne za osrednje in vzhodne Julijske Alpe in to, zaradi velike erozijske moči Soče in bližine Jadrana (pod. 5).

3.2. Problematika proučevanja ostankov starih površij

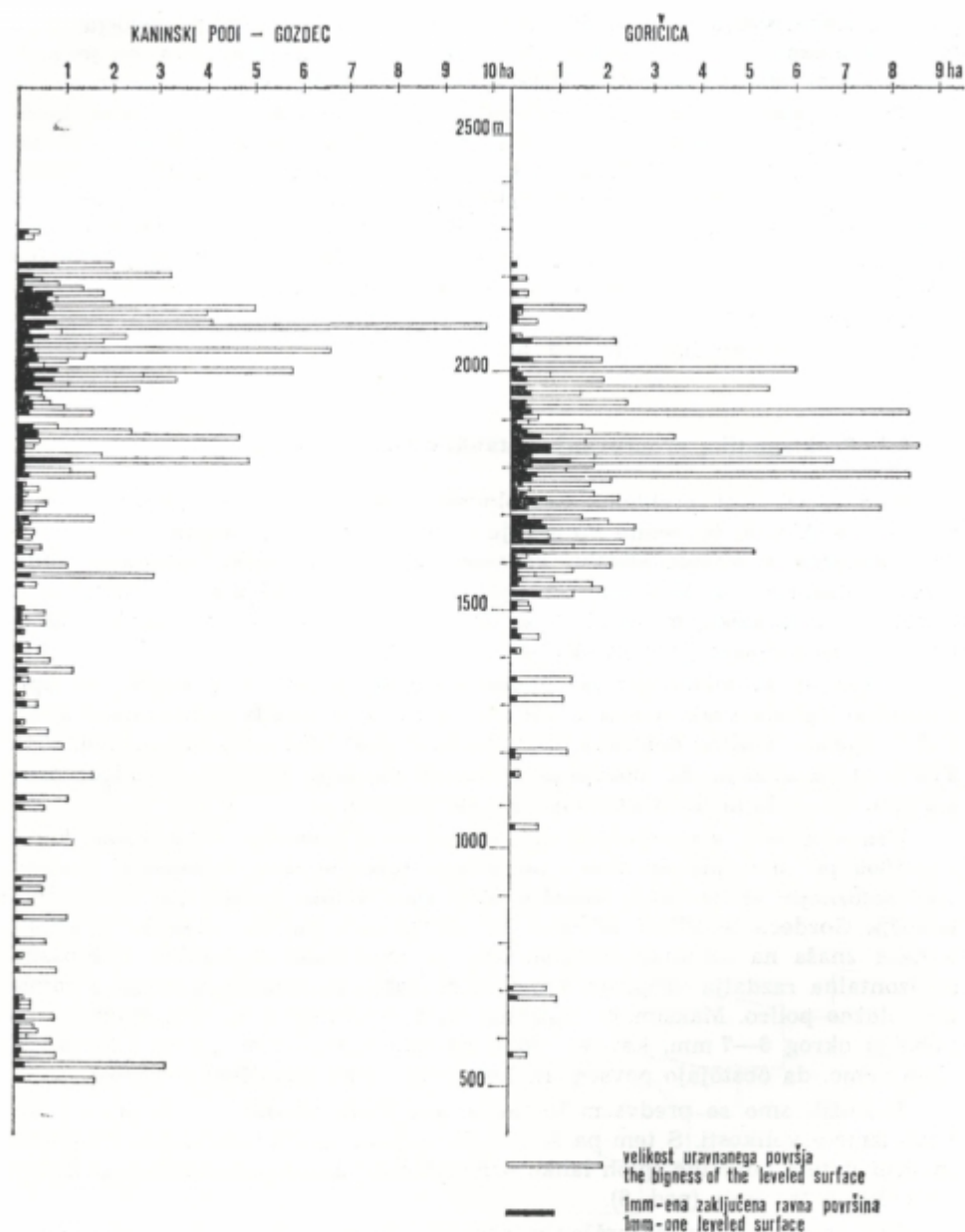
Med osrednjimi problemi morfologije, posebno pa morfogeneze Južnih apneniških Alp, je še vedno vprašanje števila in starosti ostankov starih površij oziroma v širšem smislu, vprašanje nastanka velikih reliefnih oblik gorovij. Razprave iz že precej oddaljene preteklosti vsekakor vzpodbujajo k temu, da k dosedanjim rezultatom dodamo nov pogled na ostanke starih površij v Kaninskem pogorju in njihov pregled.

Prepiri okoli miocenske ali pliocenske starosti najvišjih površij so npr. praktično izgubili vsak pomen v trenutku, ko je bila dosedanji miocenski sivi iz Ljubljanske kotline določena oligocenska starost (Grimšičar, 1962, 24). Trditev tega avtorja, da morajo potemtakem najvišja površja biti oligocenske starosti, doslej še ni doživela nobenega komentarja.

Uravnani svet smo določali na terenu in s pomočjo topografske karte 1:10.000 po principu, da vsako povečanje razdalje med izohipsami pomeni vsaj položnejše če ne ravno površje. Poprečen naklon najbolj položnega dela pobočja Gozdeca je 22°30' oziroma Za Škripi 24°. Naklon, manjši od 18°30', kolikor znaša na sektorju pobočja, kjer je med deset metriskimi izohipsami horizontalna razdalja večja od 3 mm je že znak, da imamo opravka z ravno ali položno polico. Maksimalne razdalje med desetmetriskimi izohipsami so na pobočju okrog 6—7 mm, kar še vedno pomeni naklon 9,5°, pa vendar zanesljivo vemo, da obstojajo povsem ravne police že pri manjšem razmaku.

Poslužili smo se predvsem kriterija pogostosti ostankov uravnanih in njihove izmere velikosti. S tem pa se ni bilo mogoče ogniti osnovnemu problemu in sicer katere površine sploh lahko označimo kot uravnane in terase in katere ne sodijo v ta okvir (pod. 6).

Pri presojanju in razvrščanju posameznih površin v nivoje oziroma v stopnje, je odločalo tudi grupiranje med njimi v določenem predelu. Takšno grupiranje nastopa npr. v primeru nivojev 1980—2010 m ter v predelu Gorenjih Kont, kjer so grupirani ostanki treh nivojev med 2090 in 2180 m. Z metodo korelacije smo ugotavljali razlike med nastopanjem uravnanih na Kaninskih podih in Goričici.



Pod. 6. Višinska zastopanost ostankov uravnjav v Kaninskem pogorju
 Fig. 6. The altitude frequency and the bigness of the leveled surfaces in Kanin Mts.

3.3. Ostanki ravnosti in nivoji na Kaninskih podih in v okolici

Analiza reliefa je pokazala naslednje značilnosti in grupiranje ravnega sveta.

1. Vrhovi v mejnem grebenu na zahodni strani precej enakomerno pridobivajo na višini in sicer od Velike Babe (2099 m) oz. Velikega Babanskega Skednja (2117 m) do Kamna (2314 m) in do Vrha Laške Planje (2448 m), ki je prva kulminacija. Dalje se do Visokega Kanina, ki ima izrazito ogelno lego, vrstijo različno visoki grebenski vrhovi in vmesne škrbine, ki šele tik pred Malim Kaninom presežejo višino Vrha Laške Planje. Med Visokim Kaninom in Prestreljenikom (2497 m) ima greben na vsej dolžini višino okrog 2450 m, ki je zelo enakomerna. V tem delu bi lahko pripisali mejnemu grebenu značaj ostanka nekega starega površja. Ker ima izrazito koničast profil z ostrim vršnim zaključkom, sodimo, da je skladno s teorijo o razvoju pobočij ta vsekako moral biti nekoč višji in širši (sl.5).

Videti je, da so se najvišji deli grebena na primer okoli Kanina, ohranili tam, kjer je bilo pogorje najbolj masivno in obenem najbolj oddaljeno od erozijske baze.

Vrhovi v mejnem grebenu nad Goričico so razen Lope (2402 m) vsi precej nižji in se njihove višine spustijo do okoli 2250 m.

2. Mejni greben se razen na redkih krajih skoraj povsod strmo do prepadno spusti navzdol na zgornje pode v stopnji, ki ima pod najvišjimi gorami višino 250 do 300 m, proti robovom pa ustrezno manj. Ponekod se že v najvišjih predelih pojavijo posamezni stranski pomoli v višinah med 2330 do 2360 m, ki so v zvezi z nekaterimi nižjimi vrhovi na podih ali pa s skednji, ki se vlečejo sklenjeno še naprej navzdol po podih.

Ravne ploskve postanejo obsežnejše med 2250 in 2300 m. V pomolih in grebenih so sedla oziroma vrzeli, ki bi jih morda lahko šteli med sledove najstarejšega dolinskega omrežja. V grebenu Stadorja so kar tri takšne vrzeli.

Nivo 2200 do 2230 m se deloma še drži nekaterih večjih in značilnih pomolov, vendar že sega marsikatera polica na zgornje dele pobočij glavnih depresij. Seveda pa je v takšnih položajih obstoj ostankov nivojev manj verjeten. Takšne ravnote so manj izrazite, ožje in so bolj verjetno rezultat strukturnih vplivov. Izrazita uravnava tega nivoja so Prestreljeniški podi. Tudi v pomolu Črnega Vogla je ohranjen lep ostanek uravnave, ki ima nadaljevanje v pomolu Vrha Laške Planje in je precej razvit v sosednji krnici nad konto Krota Morjana.

Nivo 2160—2180 m je na osrednjih podih razmeroma šibko razvit, čeprav je možno, da nekaj površin v tej višini in nekoliko nižje v okolici M. Talirja predstavlja razmeroma dobro ohranjen ostanek starega površja.

3. Naslednji nivo v višini 2120—2140 m pomeni bistveno povečanje uravnjenih površin na Kaninskih podih, skoraj za enkrat več od prejšnjih. Pozna se izrazito zmanjšanje strmca in to je prvo dovolj izrazito uravnano površje, ki je v njem lažje slutiti ostanek nekega starega uravnanelega reliefa. Z omejenim nivojem se tako začne serija petih nivojev, ki so nastali zelo verjetno v nekem daljšem obdobju tektonskega mirovanja. Obsežnejše skoraj ravne površine so posebno na prehodu iz depresije Spodnje Osojnice navzdol proti

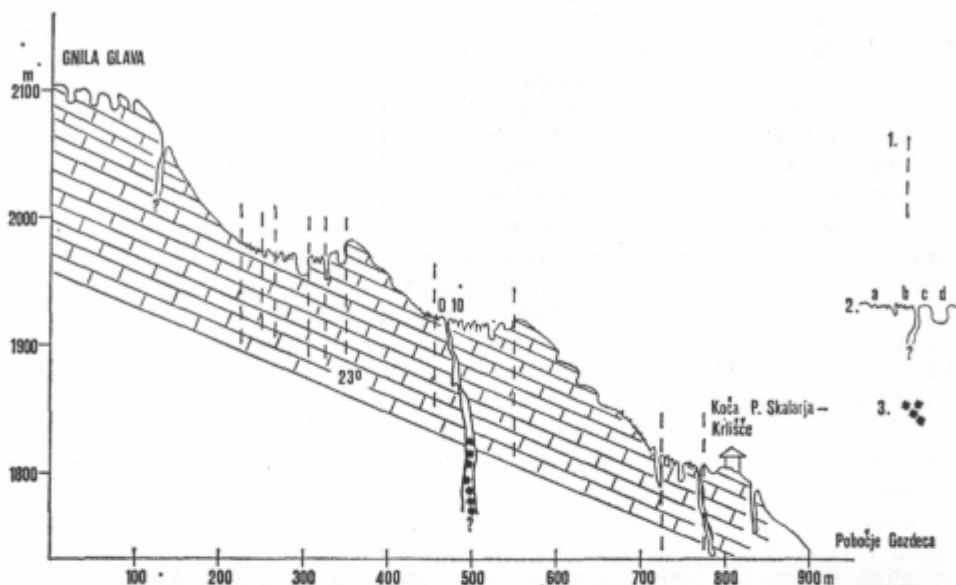
Velikemu Dolu ter takoj za Malim Talirjem. Tudi v predelu Gorenjih Kont je precej ostankov tega površja.

4. Uravnave 2080—2110, 2030—2050, 1980—2010 in 1950—1970 m so več kot očitno genetsko med seboj povezane, kar sklepamo iz njihove precej enakomerne razprostranjenosti v istih območjih in s podobno skupno vsoto površin. To so tiste površine, ki po obsegu daleč presegajo vse ostale nivoje, kar je razvidno iz podobe št. 6. Med njimi je posebno markanten nivo 2080—2110 m, ki več kot za tretjino presega po obsegu naslednji najobsežnejši nivo. Za ta nivo so značilne največje sklenjene uravnjene površine na podih, ki ima od njih največja obseg okrog 5 ha. V tej višini so kar tri med seboj podobna velika planotasta površja, in sicer dve med Zadnjim Dolom in Za Skalo na obeh straneh vzpetine 2140 m, ena pa predstavlja površje obsežnega pomola Gnile Glave. Če bi upoštevali še vse vmesne površine, ki so bile pozneje na različne načine naknadno znižane, potem bi dobili eno največjih uravnjenih površin v Kaninskem pogorju sploh.

5. Kot nekdanj zelo obsežno površje se pokažejo ostanki površja 1980—2010 metrov, ki so naslednja največja enota. Še prav posebej izstopa veliko število ostankov uravnave, ki jih sestavljajo nizki, a številni holmi in vršički južno od Velikega in Malega Dola. Ostanki tega površja segajo vse do sedla med V. in M. Babanskim Skednjem in to na obeh straneh Muže V. Dola. Na njeni vzhodni strani so se, kot že omenjeno, ohranili bolj vršički v isti višini, medtem ko so na zahodni strani tudi večje uravnjene površine. To značilnost je lahko ugotoviti tudi če opazujemo ta del Kaninskih podov s katere koli od



Sl. 6. Spodnji rob srednjega dela Kaninskih podov z uravnavo 1980—2010 m okrog Kačarjeve glave



- 1 razpoke
Joints
- 2 najpogostejše zaporedje kraških oblik na izravnava: a. žlebiči, b. škraplje, c. brezna, d. kotlički
Usual sequence of the superficial karst forms: a. rinnenkarren, b. kluftkarren, c. potholes, d. schachtdolinen
- 3 sneg in led v brezni
Snow and ice in the potholes

Pod. 7. Prerez spodnjega dela Kaninskega podov
Fig. 7. Cross-section of the lower edge of the Kanin plateau

omenjenih vzpetin, posebno s Kačarjeve Glave ali pa s kote 2030 m (sl. 5 in 6).

Najnižje površje v tej seriji so obsežnejše police in terase v višinah 1950 do 1970 m, katerih najizrazitejši predstavnik je dolga terasa južno in jugovzhodno od Gnile Glave. Z ostanki tega površja se zaključijo najlepše razvita stara površja v Kaninskem pogorju.

6. Naslednjo nižjo serijo ostankov starih površij predstavljajo večje in manjše terasaste površine v višinah 1910—1920, 1880 in 1790—1820 (sl. 7).

Te so ohranjene na najnižjem delu Kaninskih podov, ki so videti marsikje že kot blago nagnjena pobočja z naklonom od 11 do 22°. Vsekakor predstavlja ta del podov morfološko in samostojno enoto, ki posreduje prehod med strmejšimi nižjimi pobočji in višjimi izrazitejšimi uravnjavami. Tam so postavili nekdanjo planinsko kočo P. Skalarja, kar je vsekakor izraz dovolj močne spremembe v značaju reliefa (pod. 7).

3.4. Pobočja Gozdeca

7. Sedma serija ostankov starih površij je skupina teras in polic v višinah med 1720—1730 m, 1680—1700, 1570—1590 in 1470—1510 m (sl. 8).

To je najstrmejši del pobočij Gozdeca, če izvzamemo Peči na podnožju. Določevanje terasnih nivojev je tu najmanj zanesljivo. Med dejanske erozijske ostanke se lahko vmes mešajo tudi strukturni vplivi. Živoskalne terase so različno široke, vendar ne širše od 80 m. Tudi manjša širina, ki je običajna za te terase, npr. 20 do 40 m je tolikšna, da vzbudi pozornost opazovalca. Podolgem te police dosežejo do 300 m in več dolžine, vendar se njihova višina pri tem nekoliko spreminja, kakor tudi širina.

V teku kvartarja se je podoba teh polic bržkone toliko spremenila, da so današnje police morda le še močno spremenjeni, znižani in zmanjšani sledovi nekdanjih ostankov starih površij. To postane še bolj očitno, če upoštevamo za koliko so bila v celem pogobljena in znižana pobočja v primerjavi z manj znižanimi deli pogorja, tj. skednji, kot bomo videli kasneje. V tej luči se kažejo živoskalne police in terase na pobočjih verjetno le še kot *i n d i r e k t n i* nasledstveni ostanki nekdanjih površij.

8. Na višinah med 1370—1430 in 1300—1330 m je med dvema izrazitejšima skalnima stopnjama nekaj dobro ohranjenih ravnih površij v obliki živoskalnih teras, ki so jih v preteklosti izrabili za postavitve planine Gozdec, in sicer najprej višje v predelu Gornje Utro, pozneje pa nižje na polici v višini 1310 m. V prečnem profilu se na tej višini pozna jasna izravnava, ki je navzdol in navzgor ostro omejena z zelo strmima skalnima skokoma višine okrog 50 m.



Sl. 7. Panorama spodnjega dela Kaninskih podov med staro kočo P. Skalarja z morensko okolico in Konjcem

9. Naslednji del pobočij Gozdeca je značilen zaradi razmeroma redkih uravnanih površin. Značilno je postopno zmanjševanje strmca, ki je posledica erozijske poglubljenosti na višinah med 1200 in 1000 m. Naklon znaša tu le 17 do 20°. Nekoliko nižje od 870—1000 m, namreč naletimo na izrazitejše grupiranje uravnanih površin, ki zelo jasno izstopajo zaradi svoje izbočenosti nad strmimi Pečmi. Izravnava v teh višinah je zelo lepo vidna tudi od daleč in jo še posebno poudarjajo krčevine senožetnih prestaj s seniki Na Pečeh. Ta izravnava se skoraj neprekinjeno vleče od hrbta Kope proti SV vse do spodnjega dela doline Krnice. Enotnost te izravnave motijo le strmi erozijski žlebovi, ki se različno globoko zajedajo v podlago.

Za izravnavo je predvsem značilno zmanjšanje strmca na 14 do 17°, kar prispeva k vtisu uravnaniosti. Prave ravnate, čeprav le ozke police, so na zaobljenih izboklinah in pregibih in so prekrite na plitvo z morenskim gradivom. Širše ravnate so nekoliko vstran od prestaj, in sicer ena na Hlevišču v spodnjem Gozdecu, dve pa sta v vzhodnem delu Na Pečeh pod Razorjem in pod Škripi, in dosežejo površino od 1 do 3 ha. V širino merijo do 150 m, v dolžino pa do 200 m.



Sl. 8. Terasna izravnava v zgornjem delu Gozdeca, kjer je običajna koncentracija kotličev in brezen. Spredaj zaplata morenskega gradiva

10. Do dna se izluščijo še naslednji terasni nivoji: 720—750, 670—680, 630—650 in 540—560 m. Večina od njih je zastopana na spodnjem delu hrbta, ki se spusti iz Kope in se nadaljuje v nizkem, postopoma se znižujočem hrbtu Poljanice. Ne more biti dvoma, da so v tem nenavadnem hrbtu ohranjeni ostanki najmlajših, verjetno staro pleistocenskih ali celo predpleistocenskih teras soške doline, čeprav je bil tudi ledeniško preoblikovan.

V Zgornjem Razorju, Za Škripi in sploh na vseh straneh Prestreljenika je bilo mogoče ugotoviti po višini in nastanku sorodne ostanke starih površij. So pa tudi razlike posebno na pobočjih. Tako je z dobro izraženimi policami na Škripih na višini 1610—1640 m. Na sosednjem Razorju jih v istih višinah ni. Prav tako je zanimivo, da Za Škripi ni večjih uravnjav že od 2100 m navzdol, ker sega do sem pobočje. Na njem so le ozke in dolge terase oziroma police, npr. na 2110 m ali pa na 2050 m in posebno med 1810 in 1870 m. Menjavajo se daljši in strmejši pobočni odseki s krajšimi položnejšimi policami. Na splošno pa prevladuje bistveno enakomernejši strmec, v primerjavi z Razorjem in Gozdecom, kar je bržkone posledica nekoliko manjše razdalje od podnožja do vrhov in odsotnosti plantotastega zaledja.

Razor je bil verjetno od ledu in drugih preoblikovalnih procesov najmanj prizadet, kar sklepamo iz poteka izohips, ki so izbočene navzven.

3.5. Uravnave na Goričici

Obsežna stopničasta planota Goričice je drugi največji gorski kompleks v pogorju, kjer se zopet srečamo s številnimi ostanki starih površij. Po karti sodimo, da je teh ostankov relativno še več. Nekoliko drugačna je tudi višinska razporeditev po pogostosti in skupni površini ostankov površij. Videti je, da je vse površje relativno nižje, tako da so najboljše najobsežnejši ostanki uravnjav ohranjeni okoli 100 do 150 m nižje kot na Kaninskih podih.

1. Najpogostejša višina mejnega grebena je okrog 2300—2340 m.

2. Ravna površja v obliki ožjih polic oziroma krnic so tik pod mejnim grebenom med Prevalo in M. Črnelskim Vrščicem v višinah okoli 2050—2100 m. Najvišji ostanek starega površja pa bi bil lahko na pomolu Krniških Ribežnov, ki sega do okoli 2220—2230 m tik pod Hudim Vrščicem. Ta pomol ima nižje še več stopenj, ki postajajo vse obsežnejše.

3. Precej večji obseg od dosedanjih ima naslednji nivo 2000—2030 m, predvsem po zaslugi obsežne uravnave tik nad Kotlom, ki pomeni širok preval med severnimi pobočji Krnice in Goričico. Na tem mestu se konča tudi greben Jelenka, ki pa po višini povsem odgovarja temu nivoju.

Naslednje nivoje je precej težko določiti, ker se večje ravnote pojavljajo v različnih višinah in ne koncentrirano. To so višine med 1960 in 1990 m.

Ta težava nastopa na Goričici tudi drugod, kajti uveljavlja se vpliv vodoravne ali skoraj vodoravne lege skladov, ki je v nekaterih primerih lahko omogočila kasnejši nastanek večjih ravnih površin s pomočjo glacialnega luščenja površinskih skladov.

4. Nivo 1910—1940 m spada med najboljše na Goričici. Ravnote, ki ga predstavljajo, so posebno obsežne v zahodnem delu planote vzhodno pod

Jelenkom in severno od vrha Plešivca okoli Vrha Lašt in dosega velikost do 8 ha.

5. Nivo 1830—1870 m je najvidnejši med vsemi v tem območju, tako zaradi največjega skupnega obsega ravnot, kot tudi zaradi velikega števila. To so police, ponekod vršički ter pomoli in tudi manjše planotice, ki so že sestavni del najbolj izrazite ravne stopnje na Goričici.

6. Spodnji rob omenjene stopnje tvori nivo 1780—1830 m, ki s svojimi ravnotami obdaja veliko konto Jama.

7. Naslednja nižja etaža in obenem pokrajinska enota Goričice sega do roba planote, to je od 1750 do 1550 m. Sestavljajo jo uravnave na 1710—1750 m in 1670—1690 m ter 8. na 1580—1600 m in 1530—1560 m (sl. 9).

Planota se konča v višini okoli 1500 m najprej v manjših skokih, ki so prekinjeni z ravnimi travnatimi policami, nato pa se na višinah med 1450 in 1350 m zvrsti več zelo strmih do navpičnih skokov. Pod tem izrazitim zaključkom planotastega dela Goričice se po manjših izravnavah nadaljujejo navzdol pobočja brez posebnih prekinitev. Višinska razlika med robom Kaninskih poldov in Goričice je skoraj 300 m.

Lovska kočna na mestu nekdanje planine Goričice je postavljena na polici tik pod zaključkom Rupe. V podobni višini je še obsežnejša polica zahodno od tod pod dolgim odlomom. Obe skupaj z manjšimi vmesnimi ostanki predstavljata nivo 1320—1360 m. Nižje navzdol je razmeroma malo izrazitih teras oziroma polic.



Sl. 9. Pogled na spodnji del planote Goričice s številnimi kraškimi jarki

3.6. Primerjava med uravnavami zahodnega in vzhodnega dela pogorja

V pogorju, katerega posamezni deli so bili sicer izpostavljeni podobnim, če ne že enakim procesom, nastopa razmeroma zelo jasna razlika v značaju površja med dvema glavnima območjema. Najvažnejše razlike med Kaninskimi podi in Goričico so naslednje (pod. 7):

1. Vrhovi v mejnem grebenu nad Goričico so v poprečju okoli 130 m nižji od onih nad Kaninskimi podi.

2. Najvišje ravnote, kot sestavni deli nivojev, se na Goričici pojavijo na višini okoli 2220 m ali 140 m nižje kot na Kaninskih podih.

3. Na zgornji strani se pojavijo večje uravnave 100—200 m višje na Kaninskih podih kot na Goričici.

4. Spodnji rob obsežnejših uravnav je na Kaninskih podih okoli 1980 m visoko, na Goričici 1780 m visoko, kar znese 200 m višinske razlike.

5. Izrazitejši terasni nivoji v območju spodnjih Kaninskih podov so med višinami 1780 in 1950 m, na Goričici pa med 1550 in 1730 m, kar pomeni že 180 do 230 m višinske razlike.

6. Spodnji rob obeh visokogorskih planot, predno se izraziteje prevesita v pobočja, je v višini 1750—1850 m oziroma 1500—1550 m, kar znaša 250—300 metrov višinske razlike. Višinske razlike med morfološkimi pasovi se torej navzdol povečujejo.

7. Višinska razlika med srednjo višino najbolj obsežnih uravnav obeh območij, tj. med okoli 2040 m na Kaninskih podih in 1830 m znaša 210 m.

8. Slednjič je značilno, da je obseg izrazitejših terasnih nivojev na spodnjem robu planote na Goričici precej večji od onega na Kaninskih podih. Povedano v obliki poprečnega naklona velja za spodnji del Kaninskih podov med 2050 in 1800 m poprečni naklon terena $16^{\circ}45'$ do 23° , medtem ko se podoben teren na Goričici spušča proti robu od višine 1780 do 1550 m s poprečnim strmcem $12^{\circ}25'$ do 17° .

9. Planota Kaninskih podov se od vznožja mejnega grebena do spodnjega roba znižuje s poprečno strmino ca. $10^{\circ}30'$, medtem ko Goričica v enakem razmaku s strmcem $11^{\circ}30'$.

10. V obeh visokogorskih delih opazimo, kljub razlikam, značilno podobnost v razporeditvi posameznih višinskih con, saj se pod mejnim grebenom povsod najprej pojavijo najvišje police pod krnicami, ki se nato prevesijo navzdol v kratka strmejša pobočja. Ta se menjavajo z manj obsežnimi ravnотami, dokler se ne pojavijo prve večje uravnave. Od tod navzdol gre običajno za centralni del podov, ki se prek najobsežnejših uravnav v nekaj stopnjah polagoma spušča do roba nad spodnjim delom podov. Pod njim so na Kaninskih podih manj številne in tudi manj obsežne uravnave, ki prekinjajo razmeroma precej nagnjene pode, medtem ko so ustrezni podi na Goričici precej bolj obsežni in položnejši. Šele pod njimi se na različni višini začnejo strmejša pobočja, ki imajo v primeru Gozdca manj enakomeren, pod Goričico pa precej bolj enakomeren strmec. Tako lahko število najbolj izrazitih stopenj v bistvu reduciramo na štiri do pet.

Odgovor na vprašanje, zakaj nastopajo višinske razlike v nivojih nad obema deloma pogorja, se ponuja ob pogledu na dolino Krnico, kjer je pogledalo na dan dolomitno jedro in kjer najbolj verjetno poteka tudi precej ob-

sežna prelomnica. To prelomnico omenja Selli, pa tudi tisto vzdolž Vratnega vrha (1963, 90). Zdi se torej, da je ves predel na Goričici z okolico vred zaostal za osrednjim oziroma zahodnim delom pogorja. Ob primerjavi med posameznimi morfološkimi conami, posebno med položajem najbolj obsežnih uravnov, se taka rešitev problema prav resno vsiljuje. Saj se tudi vizuelno dozdeva, da je vzhodni del pogorja precej nižji, če ga gledamo nekje z roba Kaninskih podov ali izpod Prestreljenika. Podoben vtis dobimo tudi na italijanski strani vzhodno in zahodno od planinske kočje Rif. Gilberti.

3.7. Suhe doline in podolja

Poleg uravnane sveta zaslužijo pozornost tudi nekatere podologovate depresije v planotastem reliefu Kaninskih podov, ki spominjajo na suhe doline oziroma podolja v krasu. Poleg njih so pogosti tudi prevali in to v stranskih grebenih kakor tudi nižje ležeče vrzeli ali prevali med posameznimi kraškimi depresijami na podih. Nekaj je primerov, ko si sledi zapovrstjo več takih prevalov z vedno manjšimi višinami. Skoraj ne more biti dvoma, da gre v takšnih primerih za ostanke starih dolin. Najbolj zanimive so vsekakor večje suhe doline in sicer tri dolga in velika podolja Zadnjega Dola, Za Skalo in Spodnje Osojnice, ki se začenjajo tik pod melišči mejnega grebena. Doline so razumljivo silovito razbite in razdrapane s kraškimi depresijami različnih dimenzij. Ta podolja se na robu Velikega Dola končajo s pragom v višini okoli 2050 m. Nadaljevanje teh podolij proti robu podov so prevali in depresije od Velikega Dola, mimo M. Dola do Krišča. Na nagnjenih podih za Konjcem, oziroma pod Prestreljenikom in Škrbino je kar več suhih dolin, ki sicer niso nujno starostno različne, pač pa so postavljene v različne višine. Najvišja suha dolina se začne s krnico med Škrbino in Vrhom Osojnic in se kmalu v višini 2230—2240 m strmo prevesi v suho dolino Velikega Grabna. Podoben potek in usmeritev ima nižja suha dolina, ki se začinja pod vrhom Konjca v kraško poglobljeni krnici v višini 2180 m. V spodnjem delu se iz jugovzhodne obrbe v vzhodno smer, kjer se s pragom nad Velikim Grabnom zaključí v višini 2150 m. Slednjič je pod vzhodnim ostenjem spodnjega Konjca še ena, sicer manj izrazita suha dolina, ki prav tako kot zgornji dve zavija v vzhodno smer in preneha nad spodnjim delom Rupe v višini nivoja 1970—1980 m. Spodnji del te dolinske depresije je že močno razpadel v vrsto velikih kotličev in vrtač.

Najizrazitejša med suhimi dolinami je 800 m dolgi Veliki Graben pod Prestreljenikom, ki se začne v krnici Pod Oknom. Je zelo enakomerno razvita dolinska globel, poglobljena povprečno do 110 m v višjo okolico in obvisi v višini 2050 m. Obviseli spodnji deli suhih dolin najbolj točno ločujejo starejše ostanke površij, to je pode od pobočij, ki so po nastanku mlajša.

3.8. Morfogenetski pomen kaninskih suhih dolin v odnosu do Kaninovega sosedstva

Osnovna značilnost vseh suhih dolin je njihov poligenetski nastanek. V njem slutimo najprej udeležbo najstarejših fluvialnih procesov, ki so zasnovali prvotne dolinske globeli in jim dali smeri, ki jih imajo v veliki meri še danes. Po višinski in morda tudi starostni razporeditvi moramo najprej izločiti naj-

starejše ugotovljene ostanke dolinskega omrežja, ki so ohranjeni v prevalih in škrbinah pod Prestreljenikom v višinah 2250 do 2280 m. V teh oblikah vidimo ostanke najstarejšega rečnega omrežja v tem območju, kajti ne more biti ravno slučaj, da so kar trije prevali ohranjeni drug poleg drugega, čeprav vpliva prelomov tudi v tem primeru ne smemo povsem izključiti. Preko Prestreljeniškega sedla poteka namreč velika dislokacija Rupe, ki se nadaljuje še na drugo stran.

Sledi nivo 2140—2150 m s srednjimi deli istih suhih dolin in s suho dolino izpod vrha Konjca. Dalje je značilen in zelo izrazit nivo, na katerem se zaključijo precejšnje število suhih dolin na osrednjih podih in tudi Veliki Graben in sicer na višinah okrog 2050 do 2070 m. Posebno na severnem in severovzhodnem obrobju Velikega Dola se vse tri glavne suhe doline nehajo v pragih v takšni višini. Le najspodnejši del Zadnjega Dola seže še niže, čeprav je poglobitev lahko sekundarna. Široki Dol obvisi na višini 1800 m, dol na Krlišču v enaki višini (sl. 10).

Iz splošne usmeritve suhih dolin bi bilo mogoče sklepati na nekdanjo glavno smer vodnega odtoka in na značaj rečnega omrežja. Zdi se, da je doživel vodni odtok v svojem razvoju določene spremembe v usmerjenosti. V najstarejši fazi je bil najverjetneje usmerjen naravnost proti jugu, za kar bi eventualno govorili prevali pod Prestreljenikom. Tudi med V. in M. B. Skednjem je obsežen preval Vratca v višini 1910 do 1950 m, ki je kljub tektonski predispontanosti morda le nasledstvena oblika iz neke starejše faze reliefa. Za višje dele suhih dolin na ožjih Kaninskih podih bi lahko pogojno domnevali, da so vode od tam lahko tekale nekaj časa proti jugu in da so se šele pozneje usmerile



Sl. 10. Pogled na podolje Zadnjega Dola z Visoke Glave

proti jugovzhodu ali vzhodu. Zanimivo je, da je tudi ostanek suhe doline med Plešivcem in Vratnim vrhom, Med vrhi, z višino 1900 m izrazito južno usmerjen.

Za najstarejšo fazo razvoja reliefa je torej razmeroma lahko pritrditi tezi o odtoku voda proti jugu, torej v smeri domnevnih prvotnih konsekventnih dolin. V mlajših fazah, posebno od 2050 m navzdol, je velika večina dolin usmerjenih proti jugovzhodu ali celo proti vzhodu. V tej zvezi se je mogoče nasloniti na že izrečeno domnevo, da so vode iz tega dela Posočja tekle do višine ca. 1205 m bolj direktno proti jugovzhodu kot danes, tj. preko sedla Predolina—Dol med Krasjim vrhom in Vrščičem. (Melik, 1956, 150). Nastanek in usmerjenost starih kaninskih površij in dolin lahko na kratko povežemo s sosednjimi območji, na primer z nastankom izredno enakomerno visokega grebena Polovnika, z višino okrog 1450 m in to na razdalji kar treh kilometrov. Le v enem delu grebena se višina zmanjša za kakšnih 70 do 80 m, kar je nedvomno lahko le posledica velikega odloma, ki je povzročil podor med Srpenco in Trnovim. Proti vzhodu se višina poveča na višino med 1650 in 1770 m. Toda med Pirhovcem (1662 m) in Velikim vrhom (1767 m) je v greben vrezana široka prečna vrzel planine Jame, ki se v obliki širokega nagnjenega dola začenja na zgornji strani v sedlu z višino 1510 m in konča ostro odrezano nad južnimi pobočji Polovnika v višini 1350 m. Ta reliefna oblika ni mogla nastati slučajno na tem mestu, ampak jo lahko smatramo kot ostanek neke rečne doline iz dobe, ko je del zgornje soških voda tekkel naravnost proti jugu.

Vode iz Zgornjega Posočja se torej niso usmerile samo proti jugovzhodu čez Dol, ampak so zagotovo tekle tudi čez Polovnik in greben Kobariškega Stola. Veliki vrh in Krasji vrh na Polovniku sta verjetno že takrat bili vzpetini, ki sta se jim vode morale ogniti severno in zahodno. Na severnih pobočjih obeh vrhov so lepo izražene terasne uravnave v višini 1580—1600 m, 1400—1450 m in v višini 1350 m, ki pričajo, da je vodni odtok tudi proti jugovzhodu bil usmerjen že razmeroma zgodaj.

Na skrajnih zahodnih pobočjih Polovnika nad Logom Čezsoškim so erozijske terase, ki kažejo, kako je nastalo soško koleno pri Žagi. Medtem ko je prek Dola še tekla reka, po Meliku predhodnica Koritnice, je predhodnica Soče že zdrsnila s Polovnikovega grebena in se pričela prilagajati zgradbenim pasovom kot subsekventna reka. Ali je do tega prišlo singenetsko ali pa z zadenjsko erozijo med Kobaridom in Žago, je težko reči. Vsekakor je za nastanek samostojnega vodnega toka bilo v pasu med Polovnikom in Kobariškim Stolom dovolj vododržnih kamnin. Da je tu tekkel samostojen rečni tok, morda kombiniran s pritokom iz Kaninskega pogorja, kažejo poleg omenjenih teras nad Logom Čezsoškim tudi lepo ohranjene terase na pobočjih pod Skutnikom in še posebno na drugi strani na pobočjih pod Kobariškim Stolom. Na levem bregu Učje so trije, na desnem bregu pa štirje sistemi teras.

3.9. Skednji in problem njihovega nastanka v luči razvoja pobočij

Izhodišče za razpravo o zanimivem pojavu ozkih grebenskih ostenij ali skednjeve najdemo v Melikovi drugi razpravi o bovški in kaninski pokrajini (1962, 311—312).

Najprej k imenu. Tako Melik kot tudi vse jugoslovanske topografske karte uporabljajo ime »Škedenj-nji«. Iz govornice domačinov pa je mogoče razpoznati pravilno ime »skedenj — skednji«. Sami uporabljamo v vsem tekstu to ime tudi kot geomorfološki termin za podobne pojavne oblike in ga kot takega predlagamo v uporabo.

Melik je jedrnato opisal značaj enega najbolj izrazitih skednjev, tj. Velikega Skednja in njegov podaljšek Turn nad nekdanjo planino Gozdec. Meliku se zdi predvsem struktura apnenca in dolomita tista, ki sama po sebi teži v gorskem svetu k izoblikovanju priostrenih vrhov. Za to svojo tezo najde obilo primerov še drugod na obrobju Bovške kotline. Dalje pravi, »da so skednji razvrščeni v kamninskih zgradbenih nizih, ki se vlečejo v smeri od JV proti SZ. Po našem sedanjem poznavanju se ta razvrščenost ujema z geološko, petrografsko in tektonsko smerjo gorovja v zgornjem Posočju« (o. c. 312). Meliku se zdi pri tem tudi pomemben Seidlov podatek, da je zgornje triadni apnenec zgrajen »po večini iz koral poleg diplopor« (Seidl, 1907, 134). Tudi v tem vidi možnost za nastajanje odpornejših in strmejših reliefnih oblik, kakršni so skednji. Zato se manj ogreva za klimatsko razlago njihovega nastanka. Pač pa poudarja močno erozijsko dinamiko v Zgornjem Posočju (sl. 1).

Ime skedenj so dobili najbolj značilni ozki grebeni na obeh straneh Gozdeca in Razorja, ki so videti kot velikanska skalnata obzidja. Med značilnostmi je na prvem mestu enakomerna širina teh grebenov, ki se bistveno ne spremenijo od spodnjega roba podov, kjer se začenejo (večinoma med 2000 in 1800 m), pa do spodnjega konca, kjer prenehajo v strmih grebenu. Ta širina je presenetljivo majhna, saj ima Veliki Skedenj v zgornjem delu na podnožju komaj 60 m debele stene. Nižje se širina poveča do največ 170 m. Še ožji je Mali Skedenj, kjer se debelina podnožja giblje samo med 80 in 140 m.

Skednji se na zgornji strani začenejo v presenetljivo podobnih višinah, na kar smo že opozorili v poglavju o nivojih. M. B. Skedenj se pod grebeni pojavi na višini ca. 1915 m. V. Skedenj se začene v podaljšku značilnega terasnega nivoja SV od koč P. Skalarja. Višina začetka pomola je okoli 1840 m. Mali Skedenj ima svoj začetek najvišje in to na okoli 2070 m. Za vse tri skednje je značilno, da se da jasno videti tudi njihovo nadaljevanje navzgor v podobnih oblikah, in to onstran daljše ali krajše prekinitve. Tako se onstran Vratice navzgor v isti črti nadaljuje V. B. Skedenj, dalje je tudi skednjasti Konjc naravno nadaljevanje V. Skednja. Med njima je prekinitve najdaljša in popolna. Tudi onstran Rupe se kljub zavoju zdi, da vršina M. Skednja utegne imeti svoje genetsko nadaljevanje v Glavi (2266 m) nad Prestreljeniški podi.

Tudi druga podobna ostenja, čeprav včasih samo enostranska, so genetsko, enake reliefne oblike, saj so nastala v podobnih geoloških in geomorfoloških razmerah ter so enako usmerjena. Tako je spodnji del M. B. Skednja le na strani Gozdeca navpično odrezan. Druga stran je v zgornjem delu enako strma in odsekana, vendar se zelo kmalu položi v strma travnata pobočja. Že ta primer kaže na smer, v kateri lahko iščemo razlago nastanka skednjev. Kajti na JZ strani M. B. Skednja očitno niso delovali v zadostni meri procesi, ki so sicer povzročili nastanek teh ozkih ostenj vzhodno od tod. Podobna izklinjenja navpičnih odlomov srečamo še marsikje drugod, tako primer, ki smo ga opisali, ni osamljen.

Tudi v nižjih delih pobočij lahko vidimo nizke erozijske ostanke skednjev oziroma zametke teh oblik. Skednji se na spodnji strani hitro vzpnejo od teh nizko ležečih začetkov nekako do višine 1100 m do 1250 m navzgor (V. in M. Skedenj). To je obenem višina, do katere je verjetno največ mogel segati glavni soški ledenik v tem razmeroma zatišnem delu Bovške kotline, kajti sicer bi morali biti skednji umaknjeni še višje.

Grebeni pobočnih skednjev potekajo dalj časa v precej enaki višini. Posebno v primeru Velikega in Malega Skednja je lepo videti, kako polagoma se znižujeta njuna grebena, s čimer narašča relativna višina skednja. Najvišji je prvi od obeh v zgornjem in srednjem delu, kjer se dviga okoli 230 m nad pobočjem. Celo še Turn se skoraj tako visoko vzdiguje nad pobočji. Mali Skedenj je v poprečju za polovico nižji. Toda upoštevati je treba, da višine skednjev nikjer niso enake na obeh straneh, kar kaže že Melikova fotografija (1962, 311). Značilen položen potek grebena, ki smo ga v drugi zvezi omenili pri nivojih, imajo tudi drugi skednjasti grebeni kot Konjc, Veliki Babanski Skedenj, Stador, Jelenk in Plešivec (K u n a v e r , 1972, slike v prilogi).

Iz zgoraj povedanega se upravičeno dozdeva, da so neki procesi v preteklosti direktno ali indirektno povzročili prekinjenost skednjev v višinah med 1850 in 2000 m, kakor tudi njihovo izklinitev na spodnji strani v višinah pod 1200 m.

Orotektonska smer je pravokotna na usmerjenost skednjev, kajti skednji imajo v ogromni večini smeri, ki so v glavnem skladne z vpadom apnenčevih skladov na pobočjih, tj. pretežno proti jugovzhodu, nekateri tudi proti jugu. Kaninsko pogorje kot celota pa je, kot smo videli, v vzhodnem delu v orotektonskem smislu obrnjeno v smeri JZ—SV.

V malone vseh skednjih je jasno videti skladoviti zgornje triasni apnenec. Zato je bilo tem lažje ugotavljati skladnost med usmerjenostjo skednjev in smerjo vpadov skladov. Nasprotno pa ni videti posebnih sledov koralnih grebenov, ki bi mogli s svojo odpornostjo povzročiti njihov nastanek. Tudi iz razporeditve skednjev bi se dalo ugotoviti, da je ta razmeroma enakomerna in zato najbolj verjetno ni vezana na litološke spremembe. Razdalja med skednji je sicer največja na Gozdecu, kjer meri v višini koče 1700 m. Med V. in M. Skednjem je le 700 m. Toda dalje proti SV se te razdalje spet povečajo. Kljub temu imamo vtis, da skednji niso razvrščeni povsem slučajno.

Navzgor pa se razdalje med njimi večajo. Na Goričici se pravzaprav v majhnem ponovi ista razporeditev nizkih podolgovatih ostenij, ki so usmerjena v glavnem proti vrhnjemu delu grape Globokega potoka.

Pri nastanku ostenij Jelenka oziroma Vratnega Vrha ter severovzhodne stene Stadorjev je vloga prelomov jasna. Tudi ponekod drugod potekajo vzporedno s skednji, čeprav se prelomi in ostenja navadno srečujejo pod pravim ali ostrim kotom. Primer V. Skednja kaže, kako lahko poševni in prečni prelomi sodelujejo le v drobnejšem izoblikovanju ostenij. Res je sicer v vmesnem območju med vrhom tega skednja in spodnjim Konjcem precej prelomov, ki potekajo skoraj v enaki smeri kot oba skednja. Toda obadva vendarle nista postavljena v popolnoma ravni črti, temveč zaklepata kot okoli 160°. Malo je verjetno, da ima enak potek tudi omenjeni sistem prelomov. S tem pa določenega vpliva prelomov, konkretno na nastanek obeh skednjev, ne smemo povsem izključiti.

Iskanje prelomov, ki bi potekali tik ob vznožju skednjev in bi bili neposreden vzrok za njihov nastanek, nima posebnega pomena še zaradi nečesa drugega. Ozka ostenja skednjev moramo danes gledati kot rezultat dolgotrajnega razvoja. To pomeni, da so današnji skednji le še ostanek nekdanj širših, verjetno nižjih pregraj, ki so med seboj ločile posamezne dele pobočij. V skednjih torej vidimo rezultat kompleksnega procesa umikanja pobočij, pri katerem so sodelovali verjetno zelo različni dejavniki. Nekateri skednji so npr. še danes vsaj v podnožju širši. V tej zvezi se nam zdi, da so takšne masivnejše pregrade, kot je npr. M. B. Skedenj ali pa Plešivec, položnejše in manj visoke. S tem v zvezi bi se dalo sklepati, da so skednji tem strmejši in tem višji, čim bolj so ozki, torej čim intenzivnejši so bili procesi okoli njih. Na ozkih skednjastih ostenjih ne morejo razen krušenja v tolikšni meri delovati podobni denudacijski procesi kot na položnejših pobočjih. Tudi nekatera brezna, ki smo jih našli v zgornjem delu V. Skednja, potrjujejo to tezo. Pravzaprav so to horizontalne odprtine v navpični steni, ki vodijo v brezno. Opazili smo jih tudi na Križkih podih nad srednjim Križkim jezerom, kjer se odpira horizontalen vhod v brezno. Takšen pojav nastane torej takrat, kadar profilna linija površja seka oziroma se približa profilni črti nekega podzemnega objekta. Takrat se prične v ugodnih razmerah, ki jih omogočijo dovolj nagnjeni skladi, podirati vmesna stena tako, da nastane okno. Brezna v skednjih pa so vendarle le posamezna in sodimo, tako na osnovi zgoraj povedanega kot tudi zaradi pomanjkanja pravega hidrografskega zaledja, od koder bi vanje danes dotekala voda, da spadajo med starejše kraške tvorbe. Tudi sicer ostenja skednjev ne izgledajo korozijsko dosti razjedena (K u n a v e r, 1969, 76).

Začetek in usmerjenost skednjev bi teoretično lahko povzročili kvečjemu prelomi, ki so že dolgo časa odmaknjeni od današnjega podnožja, če upoštevamo, da skednji niso samo rezultat najmlajše poledenitve. Nikakor pa ni mogoče pritrđiti, da lahko njihov nastanek razložimo enostavno s premikanjem posamičnih blokov, oziroma z navezanostjo na prelome. Razen v obeh primerih teh prelomov geološke karte ne prikazujejo (B u s e r, 1976, 15).

S podobo ledeniško preoblikovane pokrajine se je veliko ukvarjal L i n t o n in to tako v polarnih kot v alpskih razmerah. Pravzaprav ima zasluge, da je to problematiko oživil in jo načel z novimi prijemi in pogledi. Linton je namreč zagovornik močne glacialne erozije, za kar navaja obilo primerov iz Antarktike in Spitzbergov. Kar nam na tem mestu lahko pride prav, je njegova hipoteza o odstranjevanju vmesnih grebenov med posameznimi ledeniški dolinami zaradi povečevanja ledeniške mase ob ledeniku navzdol. Prepogobljene alpske doline so v bistvu izraz takšnega procesa v pleistocenski preteklosti (1964, 22).

Prav na pobočjih se zdi logično, da so imeli ledeniški tokovi največjo preoblikovalno moč najprej zaradi povečane hitrosti, drugič pa zaradi relativnega zmanjšanja prostora v primerjavi s širokim zaledjem. Posledico tega opazimo med drugim v hitrem večanju višinske razlike med površjem pobočij in vrhom skednjev pod robom podov.

Ko je v medledenih dobah ponovno zakrasevanje in oblikovanje tal spet razrahljalo vrhnje plasti, jih je mogel led kaj hitro odstraniti in zgladiti. Zato lahko pritrđimo Lintonu, da so prav zaradi predglacialne preperelosti pod-

lage današnja tla v nekdanjih ledeniških obdobjih v vsakem primeru nižja od višine nekdanjega preperelega površja (1964, 4).

Stene Velikega Skednja in pobočja na strani Gozdeca so bolj globoko vrezani in poglobljeni kot na Razorjevi strani. Prav tako je s stenami Malega Skednja, le da je slika obrnjena. Nobeden od teh pobočnih pasov ni povsem enak drugemu niti po širini, niti po globini. Te razlike se močno ujema tudi z razlikami v obsegu zaledja posameznega pobočnega pasu in zato si ne moremo želeti bolj jasnega dokaza, da je poglobljenost pobočij v veliki meri premo-sorazmerna jakosti delovanja preoblikovanih procesov v teh območjih (sl. 1).

Da je lahko bila predvsem ledeniška erozija tisti preoblikovalni proces, ki je mogel največ prispevati v našem gorskem svetu k takšni podobi, je razvidno že iz zgornjih domnev. K temu je pripomogla še enakomerna geološka zgradba debeloskladovitega apnenca, ki teži h krojenju v navpične odlome. Nagnjeni skladi Kaninskega pogorja so pripomogli, da se skednji vlečejo daleč navzdol po pobočjih in verjetno tudi to, da so tako vitki. Potrditev za strukturo-erozijsko razlago skednjev smo našli tudi na severni, italijanski strani pogorja. Tam so številni podobni pomoli, ki kot ozki podaljški uravnav dokazujejo, do kam je nekoč segal uravnan svet; enako kot je to videti na južni strani pogorja. Razlika je le v tem, da so pomoli kot na primer Bela peč, Pobič in Lopič zaradi vodoravnih skladov bolj masivni. Docela enake pomole kot erozijske ostanke med pobočnimi pasovi je mogoče opazovati tudi na severni strani Dachsteinskega pogorja.

4. UČINKI IN SLEDOVI PLEISTOCENSKE POLEDENITVE

O kaninskih ledenikih smo spregovorili že ob dveh drugih priložnostih in sicer predvsem o odnosu do zaključne poledenitve v Zgornjem Posočju. Domnevali smo, da so v mlajšem dryasu zadnjikrat segli do podnožja Kaninskega pogorja podobno kot v izvirnih dolinah Zgornje Soče in Koritnice (Kunaver, 1975 in 1980). Kar zadeva pogorje samo, ostaja za obravnavo še rekonstrukcija sledov umaknitvenih stadijev in učinkov in sledov ledeniške erozije.

Od vsega tega je neposredno odvisen značaj površja, posebno če je ledeniškega akumulacijskega gradiva veliko oziroma če so močno prisotni učinki ledeniške erozije. Prav slednji so v pogorju zelo pogosti in izraziti in se kombinirajo s kraškimi pojavi. S Kaninskega pogorja je do dna seglo v obdobju zaključne poledenitve sedem večjih ledeniških jezikov, ki so zapustili čelne morene, dokazani pa so še štirje pobočni ledeniki. Razen redkih območij na pobočjih pogorja in izbočenih delov na planotah lahko trdimo, da je bilo površje v večjem delu ledeniško preoblikovano.

4.1. Ledeniški tokovi in morensko gradivo

Najbolj zahodno lego je imel pobočni ledenik, ki se je spuščal izpod Male Babe, Velike Kuhinje in Mostičev v smeri planine Globoke (glej karto v

priligi). Planina je nastala na reliefnem pregibu. Prav tam pa smo ugotovili lepo izoblikovan nizek morenski lok, ki obdaja pregib na zunanji strani, medtem ko je na notranji strani v plitvi depresiji nastal manjši kal. Obilo morenskega gradiva, čeprav že nekoliko sprijetega, je tudi pod planino Globoko in sicer v glavnem na levem bregu grape Potoka. Na takšni podlagi so nekoč izkrcili marsikatero strmo košenico, ki se danes zarašča. Ta morenska pobočja segajo od planine Globoke (1300 m) do okrog 800 m navzdol. Nižje morenskega gradiva na pobočjih nismo ugotovili.

Legata tega gradiva in njegovo stanje sta značilna. Na desnem bregu grape Potoka ga namreč ni. Pač pa ga tam zamenjajo debele plasti pobočnega grušča, ki na debelo pokriva severovzhodna pobočja Osredka. Ta pojav je za Kaninsko pogorje edinstven. Sodimo, da gre v tem primeru za obilne količine periglacialnega grušča, ki se je tu mogel nabrati in ohraniti samo v specifičnih razmerah.

Naslednje je območje planine Baban in pobočij nad njo. Sveži ledeniški sledovi so ohranjeni le od planine navzgor, tj. od ca. 1300 m navzgor, navzdol po strmih pobočjih pa jih nismo zasledili. Sodimo, da imamo tudi v tem primeru opravka z ledenikom, ki v času stadialne poledenitve ni segel do dna doline. V smeri planine Baban se je nedvomno gibal še tretji ledeniški jezik iz Vratice med obema Babanskima Skednjema.

4.2. Akumulacijsko gradivo glacialnega izvora na pobočjih in na podih

V osrednjem delu pogorja se po številnih v smeri strmca podolgovatih morenskih nasipih najprej odlikujejo pobočja Gozdeca, Razorja in Za Škripi v višinah med 700 in 1200 m.

Razmeroma največ glacialnega gradiva se je ohranilo na spodnjem robu Kaninskih podov oziroma pod in nad značilnim terenskim pregibom v višini okoli 1800 m, kjer se končuje spodnji del podov in se začenjajo pobočja. To je pas med 1700 in 2000 m in je razmeroma ostro omejen na najjužnejši del Kaninskih podov med planinsko potjo na Kanin, Spodnjimi Kontami, Malim Babanskim Skednjem in izohipso 1700 m.

Posebno značilne so številne morenske krpe po pobočnih terasah pod robom, ki se izmenjavajo z golimi zakraselimi površinami. Zaradi svoje podolgovate oblike spominjajo na neke vrste drumline na pobočjih (sl. 8).

Na Kaninskih podih je največji del morenskega gradiva zbranega v ulek-njenih delih površja, v dnu suhih dolin, v vseh kontah, deloma pa tudi v starejših kotličih, na pobočjih, na pobočnih pregibih in uravnava, v kraških jarkih idr. Le v južnem delu Kaninskih podov sega ta prevleka precej visoko v bregove manjših vzpetin, ki dosega višine okoli 2000 m. Posebno Kačarjeva Glava, Bandera, kota 2030 m in drugi vršički so v nižjih legah z več strani obloženi z morenskim materialom in to najbolj na zunanji ali spodnji strani. Iz tega lahko sklepamo, da so bili z moreno prvotno prekriti tudi vršički sami, kar je deloma lahko videti še danes v okolici kote 2030 m. Kolikor pa v vršnih delih direktno ne naletimo na morensko gradivo, pa na vsakem koraku srečujemo sledove ledeniške erozije, ki je pustila najvid-

nejše sledove v nekaterih gladko obrušeni in blago zaobljeni skalnih holmih, o čemer bo govor pozneje (glej karto v prilogi).

V višinah med 2000 in 2100 m je glacialno gradivo povečini ohranjeno v dnu oziroma še pogosteje na robovih velikih depresij, dalje v nekaterih kotličih; zelo pogosto pa v dnu premočrtnih kraških jarkov. Med najpomembnejše najdbe morenskega gradiva na Kaninskih podih sodi vsekakor profil v spodnjem delu dna velike kotanje v Spodnji Osojnici, ki se je odprl zaradi kraškega ugrezanja podlage. Ob živoskalnem jedru, ki se dviguje iz obsežne podolgovate zaplate morenskega gradiva, je pred nekaj leti pričel nastajati tipičen grez, le da v morenskem gradivu. Prikazal se je 4 m visok profil dovolj tipičnega morenskega gradiva, kar sklepamo iz neenakomernega sestava materiala. Je svetlo oker barve in posebno v nižjih legah je primešanega mnogo drobnega veziva. Vmes so tudi večje skale, od katerih je imela ena štrleča iz profila presenetljivo zaobljeno površino. Da gre v resnici za takšen sediment, so potrdili pogosti oraženci. Po vsem profilu ni opaziti nobene sortiranosti, pač pa je vrhnja plast v globino 20 cm nekoliko temnejša zaradi preperelinskih primesi. Obenem je značilno, da je morena tik pod površjem in še okoli 1 m v globino precej zlepljena s karbonatnim vezivom. To vezivo je na posameznih prodnikih videti kot zelo tanka bela sigasta prevleka.

Površje tega morenskega nasipa ima prav takšen izgled kot večina drugih morenskih zaplat v srednjem in zgornjem delu Kaninskih podov. Na redko je poraščeno s travnatim rastlinjem, kamenje je potlačeno v podlago, iz katere pa tu in tam štrlijo 30 do 40 cm visoke skale.

V najvišjih legah je težko zanesljivo govoriti o glacialnem gradivu zaradi možnosti nivalne akumulacije grušča v psevdomorenah ali drugače oblikovanih nasipih. Četudi je prišlo do takšnih oblik, jih zaradi podobnosti z glacialnimi lahko obravnavamo skupaj. Kolikor je takšnega ali drugačnega gradiva nastalo, je ohranjeno samo v dnu kraških depresij oziroma v njihovih zgornjih delih tik pod krniškimi zaključki.

Če povzamemo zgornje podatke in dosedanjo razpravo o kaninskih ledenikih in se ponovno lotimo rekonstrukcije štadijev, potem lahko rečemo, da izrazito izstopajo naslednji višinski razponi, kjer so ali izraziti morenski loki ali pa je nakopičenega posebno dosti morenskega gradiva:

1. podnožje 450—600 m od Glijuna, mimo Plužen, Zavrzelnega, nad Bovcem do Ravnega Laza,
2. vrhnji del podnožja (Na Ogencu itd.) in Peča, 700—1200 m,
3. od 1400—1700 m na Goričici, 1400—1600 m v Krnici in od 1800—2000 m na Kaninskih podih,
4. 1900—2050 m na Goričici (Črnela), 2050 m pod Lopo—Krnica in 2050 do 2150 m na Kaninskih podih.

4.3. Učinki ledeniške erozije

Poledenitev je v velikem delu površja ustvarila povsem svežo, korozijsko nerazjedeno skalno površino, ki je bila takoj po umiku ledu deviška startna osnova za razvoj različnih kraških korozijskih oblik. Le za večje kraške oblike kot so nekateri kotličiči in še večje depresije od njih, lahko zanesljivo rečemo,

da so lahko starejše od zadnje poledenitve, bržkone tudi starejše od würmske poledenitve, posebno če v njih najdemo morensko gradivo (sl. 23). Bolje in lepše so ohranjene ledeniške erozijske oblike v položajih, ki so relativno izbočeni v primerjavi z okolico, vendar so bili v času poledenitve v pasu intenzivnega gibanja ledu. To so nekoliko višji deli suhih dolin, pregibi in prevali v njih, pobočja suhih dolin in depresij, nižje vzpetine v srednjem in spodnjem robu podov in sploh spodnji rob podov. Pod njimi so to strmi ledeniško obrušeni skoki in žlebovi, ki se ponekod razširijo v prave gladke skalne amfiteatre nad manjšimi položnimi uravnnavami v zgornjih delih pobočij (sl. 11).

Ledeniške erozijske oblike so v našem pogorju mnogo pogostejše in raznovrstnejše kot bi si to mogli predstavljati iz dosedanje literature o naših Alpah. Tem oblikam dosedaj ni bilo posvečeno dosti pozornosti. Ne more pa biti dvoma, da so pogoste še drugod v naših apneniških gorstvih, ki so doživela pleistocensko poledenitev. Desio poroča o številnih sledovih razenja v tleh na italijanski strani in o izvrstnih primerih mutoniranega površja na Beli Peči nad Nevejo (1927, 360). Klebelsberg pravi, da je ledeniško brušenje v apnenčasti podlagi zaradi kompaktnosti kamnine posebno močno (1948, 142—147).

V Kaninskem pogorju se uveljavljajo naslednje oblike, ki so zanesljivo zvezane s poledenitvijo:

1. ledeniške grbine, posebno v okolici Kačarjeve glave in do roba podov;



Sl. 11. Ena od značilnih ledeniško zglajenih stopenj pod robom podov

2. ledeniško zglajeno površje — mutonirano, katerega lastnost je nepravilna valovitost razmeroma kompaktno skalno osnove;

3. ledeniško obrušena čela skladov v primerih, ko so na malo nagnjenem reliefu čela skladov obrnjena v nasprotni smeri premikanja ledu (čelasti lašti, (K u n a v e r , 1972, slike v prilogi);

4. ledeniško obrušene strme do navpične amfiteatralno oblikovane skalne stene na prehodu iz spodnjih Kaninskih podov v pobočja Gozdeca in Razorja. Te stene so korozijsko še povsem nerazčlenjene. V njih ali ob njihovem robu je jasno videti vzporedne ali pod ostrim kotom postavljene plitve ledeniške erozijske žlebove, ki so bolj ali manj nagnjeni v smeri strmca. Posebna oblika so žlebovi v podnožjih skednjev oziroma ostenij, ki so lahko precej dolgi (podnožje M. Skednja in Čuklje);

5. v podobnih legah, vendar vedno le na konveksnem delu pregibov, predvsem pa na spodnjem robu Kaninskih podov, smo naleteli na zanimive kratke žlebove manjšega obsega, ki imajo plitev ovalen prerez. Videti so kot ledeniško erodirani vodni žlebovi;

6. značilna je tudi drobna izžlebljenost skalnega površja v nekaterih predelih, kjer je verjetno ledeniška erozija delovala posebno močno na podlago. Gre za izdolbenost skalne podlage na dnu pa tudi ob straneh nekaterih suhih dolin z množico različno oblikovanih žlebov na ravnem oziroma v pobočju. Žlebovi imajo različen strmec, se ne vlečejo na večje razdalje, temveč brez reda prehajajo eden v drugega, ali pa se pojavljajo samostojno. Nekateri žlebovi imajo celo nasproten strmec. Njihov nastanek je mogoče razložiti z erozijskim delovanjem vode tekoče pod ledom in ledu samega. Marsikje so te subglacialne oblike ostale pod moreno in so zato od korozije povsem nedotaknjene (sl. 12);

7. kot je namreč znano, je možno delovanje vode tudi pod ledeno gmoto, seveda le v določenih okoliščinah ter predvsem v topli polovici leta. Takrat lahko nastajajo pod ledom tudi ledeniški lonci, toda teh nismo našli nikjer. To možnost je zanikal že Desio, ko je komentiral poročanje Brazza o takšnih pojavih severno od mejnega grebena (1927, 361). Na možnost delovanja vode pod ledom kaže tudi pretežno bočni položaj erozijskih žlebov.

V celem si glede nastanka žlebov zamišljamo, da je prišlo do izmenjave delovanja ledu in vode tako časovno kot prostorsko, zaradi česar marsikateri žleb nima nadaljevanja oziroma, da žlebovi sekajo eden drugega. Tudi pri izrazito bočno in celo previsno ležečih žlebovih bi bilo mogoče predpostaviti delovanje vode, če je ta morala teči med ledom in skalo in to pod pritiskom. V tem primeru bi imeli opravka z neke vrste subglacialnimi eforacijskimi žlebovi.

Na podih, posebno pa na pobočjih smo pod morenskim pokrovom na številnih krajih naleteli na gladko ledeniško obrušeno površino, ki so se na njej ohranile največkrat vzporedno usmerjene raze. Raze so izginile iz tistih ploskev, ki so bile nekaj časa že izpostavljene zunanji vplivom.

Razen subglacialnih žlebov ostali zgoraj omenjeni pojavi ne potrebujejo posebne razlage. Omenili in našli smo jih predvsem zato, da opozorimo na pogostost in pomembnost sledov glacialne erozije v pogorju ter zaradi primerjave z drugimi predeli naših Alp. Predvsem pa se te oblike prepletajo s



Sl. 12. Ledeniško erodirano in s subglacialnimi žlebovi razčlenjeno dno Širokega Dola

korozijskimi oblikami in so s tem sestavni del današnjega površja. Marsikatera med njimi zaradi holocenskih procesov počasi izgublja svojo identiteto.

Klebensberg dovolj jasno govori o procesih in načinu delovanja ledu, ki mu lahko pripisujemo oblikovanje tudi manjših erozijskih oblik. Klebensberg povezuje nastanek določenih vrst brazd in plitvih žlebov z erozijskim delovanjem ledu. Posebno t. i., plastičnemu ledu pripisuje ledeniško erodirane griče, hrbte, kotanje in druge oblike ledeniškega površja. Plastični led se more prilagoditi tudi najožjim razpokam in nepravilnostim v površju. Lahko se vleze v prečne in težko prehodne ožine in celo pod previse. Te sposobnosti ledu veljajo predvsem pri večjih debelinah in večjih pritiskih. Toda tudi še pod manj debelimi ledeniškimi jeziki je ledenik še relativno gibek. Zajede, praske, žlebovi in jarki potekajo paralelno ali pod ostrim kotom na smer premikanja ledu (1948, 142—147). Posebej omenja glacialne obruse na apnenčastih površinah, ki so pomembni zaradi odnosov med prvotnim ledeniškim in poznejšim kraškimi procesom. Klebensberg v tej zvezi omenja možnost obrušenih škrapelj — torej predglacialnih (o. c. 338). Ledenik lahko omogoči tudi vodno erozijsko delovanje, posebno v obdobjih mirovanja, ko se pod ledenikom ustvarjajo celi tuneli z vodnimi tokovi. Poleg nastanka osov so znani primeri izoblikovanja globokih in širokih ledeniških korit, ki dosegajo globino do 30 m in širine od nekaj do več metrov. Tekoča voda pod ledenikom pod pritiskom izoblikuje več metrov globoke erozijske luknje (o. c. 374—375). Domnevamo, da lahko tudi v nekaterih naših primerih računamo s takšnim načinom nastanka podolgovatih in nenavadno položenih žlebastih izjed.

5. MORFOLOGIJA IN MORFOGENEZA KRAŠKEGA POVRŠJA

Že v uvodu smo med glavnimi značilnostmi pogorja posebno močno poudarili njegov kraški značaj, kajti Kaninsko pogorje odlikuje razvitost visokogorskega ali glaciokraškega reliefa. V zadnjih dveh desetletjih se je močno povečalo zanimanje za morfologijo in morfogenezo tega tipa reliefa. V tem pogledu so najbolj obdelane Severno apneniške Alpe v Švici, Nemčiji in Avstriji, zahodno in južno apneniško predgorje Zahodnih Alp ter kras Pirenejev. Zanimiva so tudi poročila o visokogorskem krasu na Picos de Europa v Kantabrijskemu gorstvu (Severna Španija). Če k temu dodamo še novice o kavkaškem visokogorskem krasu, potem je na voljo dovolj primerjalnega materiala, da bomo mogli lažje osvetliti mesto in probleme kaninskega krasa.

Od prvih podrobnejših študij visokogorskega krasa pri nas je preteklo že toliko časa, da so se medtem razjasnili marsikateri problemi genetskega pa tudi terminološkega značaja. Skušali bomo dosedanjemu znanju dodati še nova dognanja in opažanja, ki naj dopolnijo ali korigirajo že nekoč predstavljeni sistem (Kunaver, 1961).

Osrednja vprašanja, ki se jih bomo lotili in ki so v splošno kraški in posebej visokogorski kraški problematiki najbolj aktualna in na katere bomo skušali odgovoriti, so naslednja:

- pomen krasa Kaninskega pogorja v sistemu gorskega tipa glaciokraškega reliefa,
- problemi sistematike in razvoja posameznih površinskih oblik,
- problemi vertikalne in horizontalne razporeditve posameznih oblik ter vloga posameznih dejavnikov,
- poskus določitve vertikalnih morfoloških con,
- starost površinskih kraških oblik in razvoj kraškega površja od pliocena do danes, predvsem pa razvoj površja v holocenu,
- iznos in razmerje med površinsko in globinsko korozijo, tipi površinske korozije in vloga snežnice in deževnice v tem procesu,
- problem analitične in sintetične kartografske predstavitve glaciokraškega reliefa,
- terminološka problematika.

Kraški pojavi na naši strani Kaninskega pogorja so vzbudili več pozornosti šele v zadnjem času. Od prej poznamo le kratke in skope oznake kot so naslednje.

Diener (1884) omenja Kaninske pode kot neprehodno in divjo kraško pokrajino in jo primerja s škrapljastimi podi na Totes Gebirge (o. c. 683).

Melik (1962) govori o krasu v Kaninskem pogorju le na splošno, kjer ugotavlja, da sestojijo Zahodne Julijske Alpe iz sklenjenih mas zgornje triasnega apnenca in dolomita. Vendar pa bližina absolutne erozijske baze ni dovolila, da bi se zakrasevanje uveljavilo, marveč je ostalo omejeno pretežno na razvodna območja med soškimi pritoki ter vodami savskega in dravskega porečja (1962, 310).

Prvo podrobnejše poročilo o krasu v pogorju izvira izpred nekaj let, ko so (Kunaver, 1969) bili opisani najpomembnejši rezultati petletnih speleolo-

ških raziskav. V tem prispevku so nekateri podatki o geološki zgradbi in o navezanosti kraških pojavov na razpokanost skladov. Navedenih je tudi nekaj opazovanj o razvoju površja.

5.1. Izhodišča za analizo glacio-kraškega površja

Pri dosedanjem študiju kraškega površja se je že večkrat izkazalo, da imamo pri tem tipu reliefa opravka z zelo raznoličnim razvojem. Izredno veliko je lahko število modifikacij v razvoju posameznih oblik zaradi različnih zunanjih vplivov. Pogosto je zato težko ločiti med t. i. čistimi in prehodnimi kraškimi površinskimi oblikami. Študij tega problema je še posebno zanimiv v glaciokraških razmerah, kjer smo še danes priča zelo različnim stanjem v razvoju kraškega površja. Prav to je specifična poteza tega reliefa, ki v nižjem krasu ni prisotna. Opravka imamo torej ne samo s klimatskimi spremembami, kot primarno spremenljivko, pač pa tu deluje na razvoj še več spremenljivk. Pri tem mislimo na številne prekinitve v razvoju zakrasevanja, ki so bile v obdobjih poledenitev mnogo ostrejše kot v nižjih krajih. Ob pričetku vsake nove otoplitve se je znova pričelo zakrasevanje. V tistem delu površin, ki jih je ledeniška erozija najbolj prizadela, se je pričelo popolnoma znova, drugod pa se je proces enostavno nadaljeval naprej, čeprav v nekoliko spremenjenih pogojih. Največje spremembe pa je poleg ledeniške zglajenosti povzročilo morensko gradivo, ki je različno na debelo in v neznanem obsegu pokrivalo golo skalno površje. Iz sedanjega obsega in raznih znakov sodimo, da je bilo z morenskim gradivom pokritega precej več površja kot danes, toda obenem je jasno, da so še večji deli podov ostali takoj po poledenitvi bolj ali manj goli. Iz navedenih razlogov ne moremo pričakovati, da je podoba površja, kakršnega imamo danes pred seboj, posledica enako intenzivnega razvoja in enako dolgo trajajočega razvoja in to z gledišča razvoja golega skalnatega površja. Visokogorsko površje, vsaj v določenih območjih, se je torej vključevalo v proces korozijskega razčlenjevanja kompaktne skalne podlage postopoma in v različnih obdobjih holocena. To bi lahko imenovali pojav sukcesivnega vključevanja skalne podlage v proces zakrasevanja.

Druga značilnost tega reliefa je stabilnost oziroma nestabilnost v obstoju površinskih oblik. Ne samo, da poledenitve oziroma močne ohladitve uničujejo večino manjših občutljivejših oblik, ampak so te lahko različno obstojne tudi v času svojega razvoja. Praviloma so večje površinske oblike obstojnejše, ker so poligenetske. Manjše in najmanjše korozijske oblike pa nastajajo večinoma le v določenih pogojih ter so močno občutljive za spremembe. S tem v zvezi je tudi pojem prehodnosti, ki je obratno sorazmeren s čistostjo oblike. Čim bolj je neka oblika čista, čim manj je poligenetska, tem bolj je podvržena spremembam v razvoju, tem bolj je prehodna v smeri druge, bolj poligenetske in manj občutljive oblike. Ta hierarhični red je v precejšnji meri v skladu s velikostjo oblik, saj so manjše oblike bolj spremenljive od večjih. Ta princip relativne stabilnosti glede trajanja, obstoja in prehodnosti velja seveda predvsem za visokogorske razmere zaradi omenjenih pogojev razvoja.

Tretja značilnost razvoja površja je različna stopnja dinamike v razvoju površja. To deloma povzroča pojav sukcesivnega vključevanja površja v proces razčlenjevanja površja. V še večji meri pa jo povzroča različna ekspozicija posameznih delov površja, pri čemer je logično, da je kraška denudacija v depresijskih delih površja zaradi koncentracije odtoka padavinske vode, predvsem v obliki snežnice, močnejša od tiste na izbočenih delih površja. Videli bomo, da obstajajo zato med obema kategorijama površja velike razlike v napredovanju zakrasevanja. Temu bi lahko rekli pojav diferencirane dinamike.

Iz kompleksne problematike smo izbrali predvsem zgornje zakonitosti, ki se zdijo bistvene za razvoj visokogorskega krasa.

Smisel tega razmišljanja je tudi v tem, da pokažemo, kako je razvojna dinamika kraškega površja zelo živa in zapletena, še prav posebno pri manjših in mlajših oblikah, ki nastajajo in izginjajo tako rekoč pred našimi očmi. Prav tako je potrebno opozoriti na povezanost pojavov in procesov na kraškem površju, kajti prav tu je morda najlažje opazovati, meriti in študirati vzajemno delovanje množice najrazličnejših dejavnikov. Končni cilj je seveda splošno zniževanje površja, ki se najbolj manifestira v velikih kraških oblikah. Da bi mogli razumeti bistvo njihove geneze pa se je treba poglobiti v mehanizem mikroprocesov in njihovih učinkov. Zato ne moremo in ne smemo izolirano govoriti o procesih na eni in o učinkih na drugi strani.

V nadaljevanju najprej obravnavamo vrste korozijskega delovanja na skalno površino, kar smo podrobneje proučevali. Pozneje pa se lotevamo obravnave posameznih kraških pojavnih oblik in problemov, njihove zastopanosti v Kaninskem pogorju. Sintetična dopolnitev tega analitičnega pristopa je geomorfološka karta, ki lahko v danem merilu od kraških pojavov prikazuje le večje. Manjše korozijske oblike zato posebej niso označene, razen v redkih primerih. Njihova višinska razširjenost je prikazana s posebnim diagramom. Z razširjenostjo različnih vrst laštastega površja je s tem na geomorfološki karti prikazana tudi razširjenost žlebičastega in škrapljastega sveta. Dopolnitev tega prikaza sta tudi dve geomorfološki karti velikega merila, na katerih ne manjkajo nobene korozijske oblike do velikosti mikrožlebičev.

Korozijsko delovanje je mogoče smatrati v recentni dobi kot glavnega oblikovalca površja apneniških gorskih masivov. Deloma ga spremljajo tudi drugi procesi, ki sodelujejo pri preobrazbi površja, predvsem mehanično razpadanje ter denudacija finega gradiva z vodami v kraško podzemlje.

Oblike in dejavniki korozijskega procesa v visokogorskem krasu so naslednji:

1. delovanje organskega značaja: a) podtalno učinkovanje, ki se uveljavlja predvsem pod gozdno mejo, a možno tudi na gozdni meji sami in v različni jakosti še nad gozdno in drevesno mejo do najvišjih pojavov vegetacije; b) direktno učinkovanje mikroorganizmov na golo skalno površje, predvsem različnih vrst alg in lišajev;

2. direktno učinkovanje padavin na skalno površje, ki se izraža v:

a) ploskovni koroziji,

b) linearni koroziji,

c) v kombinirani obliki obeh;

3. indirektno učinkovanje padavin na skalno površje s topljenjem snega oziroma v izjemnih primerih tudi ledu. Le-to je lahko:

a) ploskovno z delovanjem na živo skalo,

b) linearno z delovanjem na živo skalo,

c) ploskovno z delovanjem na razpadajočo skalno gmoto ali na že razpadlo v obliki grušč ali morenskega materiala;

4. kombinirano delovanje korozije in mehničnega preperevanja v kotli-
čih in vrtačah, v času topljenja snega;

5. proces oslabiljenega korozijskega delovanja atmosferilij na apnenčevo podlago pod različno debelo gruščnato, predvsem pa pod morensko odejo.

Potek korozije je mogoče opredeliti tudi časovno, saj se v teku leta zvrsti nekaj karakterističnih obdobij, ki so vezana v glavnem na letne čase, deloma pa tudi na vrsto in potek vremenskih tipov.

5.2. Vrste in učinki ploskovne korozije

Ploskovna korozija je osnovni proces kemičnega raztapljanja in denudacije apnenčastega površja, za katero ni nujno, da v svoji začetni fazi vodi k nastajanju določenih površinskih oblik.

S ploskovno korozijo so povezane tudi nekatere oblike organskega korozijskega delovanja na golo apnenčevo površino in jih zato obravnavamo pod istim naslovom.

Medtem ko je vloga atmosferilij v korozijskem procesu na površju že precej raziskana in razložena (Bögli, 1960, 4—11), je vloga organskih procesov, ki brez dvoma sodelujejo v neposrednem raztapljanju živoskalnega površja nad gozdno mejo, razmeroma manj znana. V okviru tega dela želimo opozoriti na to problematiko, kakor se je pokazala ob analizi nekaterih slučajno zbranih vzorcev.

a) V nižjih legah, predvsem pod 2000 m, je zelo običajno, da je skalno površje pokrito s sivkasto patino, ki se kot takšna pokaže šele, če odbijemo kos kamnine. Pod površino se izpod sive patine pokaže zelenkasto obarvana plast, ki jo šele z nadaljnjim drgnjenjem lahko odstranimo. Šele nato dosežemo površino kamnine. Tu gre za simbiozo med algami v podlagi in lišaji vrhu njih.

b) Naslednja oblika delovanja organizmov je verjetno prav tako kot prejšnja močno razširjena. Najbolj zanimivo je zasledovati razširjenost tega pojava v visokogorskih razmerah, kjer bi sicer vpliv tega dejavnika najmanj pričakovali, posebno pa ne na višinah, ki so blizu meje trajnega snega. Na ostrobatih kamnih, ki sestavljajo grušč, pa tudi na živoskalni površini, najdemo pri pozornem opazovanju pogosto drobne, komaj 0,1 mm do 0,8 mm velike pravilne polkrožne izdolbine, ki so lahko prazne ali zapolnjene s temno snovjo. Izdolbine so lahko precej tesno skupaj, do 100 in več na 1 cm². Nanje smo postali bolj pozorni v višinah nad 2000 m, čeprav jih je še več nižje. Na 2000 m postanejo skalne površine bolj in bolj hrapave in brez lišajaste patine. Tam je marsikje mogoče videti svežo korodirano apnenčevo površino svetlo rumene barve. Vendar je značilno, da posamezne kolonije teh organizmov najdemo

tudi na teh površinah, kljub temu da so le-te vsako leto dolgo pod snegom. Se bolj sistematična raziskovanja bi lahko natančno določila ekološke pogoje, v katerih uspeva ta oblika.

Kjer je površina apnenca zelo na gosto razjedena s temi izdolbinicami, so ostale vmes le še neznatne ploskvice bolj gladke nerazčlenjene kamnine. Ne vemo še nič o tem, kako se vodna in organska korozija kombinirata med seboj, le da mora biti pomen slednje toliko večji, kolikor je s tem pospešeno tudi kemično delovanje vode zaradi bistvenega povečanja kontaktne površine. Pri 50 vdolbinicah na 1 cm² s poprečnim premerom 0,3 mm in globino 0,15 mm, dobimo povečanje celotne površine te ploskve za 7 %, pri 100 vdolbinicah za 14 %, če smatramo, da imajo vdolbinice idealno polokroglo obliko.

Vdolbinice nastopajo celo na takšnih skalnih površinah, ki šele sredi poletja pogledajo izpod snega, torej na skrajno neugodnih krajih. Vendar smo opazili, da v teh primerih organizmi niso mogli napraviti večjih izdolbin, temveč so se le naselili na površju kot drobne temne pikice, ki so malenkostno poglobljene v osnovo. Za naselitev izrabljajo korozijske izdolbinice, ki so rezultat snežniške korozije.

Glede na to, da smo proučevane kamninske kose dobili večinoma v območjih z maksimalnim trajanjem snega, kakor tudi iz razpok blizu površja in da praktično ni bilo primerka brez vsaj najmanjših sledov organizmov, se upravičeno vprašamo, kje se potemtakem ta oblika korozije sploh ne uveljavlja? Na to bodo lahko odgovorila bolj sistematična opazovanja in eventualne meritve.

Pokojni prof. Lazar je iz prijaznosti analiziral šest vzorcev apnenčastih kamnov, ki smo jih našli v različnih okoliščinah, in ugotovil v njih naslednje alge in lišaje:

K 11	Kamen iz dna depresije — ca. 2000 mm	modrozeleni alge <i>Gloeocapsa sanguinea</i> (kompaktne skupine)
K 36	okrogle vdolbinice — nad 2200 m	lišaj <i>Verrucaria Protococcus viridis</i> (<i>Desmococcus</i>) <i>Gloeocapsa sanguinea</i>
K 43	kamen izpod snežišča (zač. avgusta)	<i>Protococcus</i> (<i>Desmococcus</i>) posamezni ali v kupčkih <i>Gloeocapsa sanguinea</i> (le malo)
K 51	kamen z močno od snežnice razjedeno površino — krnica pod Č. Voglom, 2150 m	<i>Gloeocapsa compacta</i>
K 52	kamen z močno od snežnice razjedeno površino iz Rupe pod Prestreljenikom — 2100 m	<i>Gloeocapsa compacta</i> <i>Arhanocapsa endolithica</i> <i>Cystococcus humicola</i> <i>Gloeocapsa sanguinea</i>
K 53	peščena siga — Muža V. Dola 2050 m	<i>Verrucaria</i>

Znake prevlade dežne korozije kaže naslednja oblika ploskovne korozije. Javlja se na zelo gladkih skalnatih površinah, ki so dobro osvetljene, kjer se ne naselijo radi lišaji. Površine lišajev so omejene le na posamezne lise. Takšen značaj površja smo ugotovili predvsem v okolici kote 2030 in okoli Kočarjeve glave. Te višine bi zato lahko pomenile cono prehoda med spodnjimi

nadstropji (pod 2000 m), kjer je skalno površje povečini v celoti pokrito z organsko patino in je zato manj hrapavo in ostro ter zgornjimi nadstropji (nad 2000 m), ki so značilna med drugim tudi zaradi splošne hrapavosti oziroma mikrokorozijske razjednosti skalne površine.

Na koti 2030 m, tik poleg velike škavnice, smo si na gladki nerazčlenjeni površini podrobneje ogledali mikrostrukturo skalnega površja. Ponekod prevladuje sivkasta barva, vmes pa se z ostrimi ali tudi manj ostrimi prehodi pojavijo svetlorumenkaste lise. Sivkaste površine so razmeroma gladke na otip in malo razčlenjene, nasprotno pa so rumenkaste lise močno hrapave in brez patine in so takšne barve zato, ker je apnec neposredno izpostavljen subaeričnim vplivom. Hrapavost povzroča neenakomerno plitva razjedena apnenca v obliki drobne luknjičavosti, ki sega tudi do 6 mm globoko. Ker je razjedanje neenakomerno, verjetno zaradi neenakomerne petrografske strukture apnenca, so nekateri deli bolj razjedeni, drugi pa manj. Tako štrlijo iz relativno nižjih delov še neraztopljeni drobni vršički ostrih oblik ali pa cele ploskvice, ki imajo z vseh strani izpodjedene robove.

Ker je to območje izrazitih ledeniških grbin z relativno plitvejšo snežno odejo, sklepamo, da je delež snežniške korozije skromnejši v primerjavi s korozijo deževnice. Ker ni drugih korozijskih oblik razen plitvih škrapelj v bližini, pomeni, da se je kompaktna apneniška masa razmeroma pozno pričela razčlenjevati tako z mikro kot posebno z makro korozijskimi oblikami. Izjema so pri tem lahko le škavnice, za katere so že v prvotnih manjših depresijah bili dani pogoji za razvoj.

V neposrednem sosedstvu pa je videti, kako pospešeno se odvija korozijski proces tam, kjer je površje že razjedeno od makro žlebičev pa vse do manjših kotličev. To torej pomeni, da se gladke skalne površine, predvsem ledeniško zaobljene, zelo dolgo upirajo močnejšemu zakrasevanju in to tem dalj, čim višja je njihova lega (zaradi manjše količine dotekajoče vode s površja), čim bolj enakomerno so zglajene in čim bolj kompaktna je kamenina.

To ugotovitev s pridom lahko uporabimo pri razpravi o postopnem vključevanju celotnega visokogorskega površja v korozijski proces po pleistocenu, kot smo to nakazali v uvodu. Toda to vključevanje ni enakomerno, temveč se povečuje približno enako kot se povečuje specifična površina. Tudi Rebek je pri poizkusih s ploščicami apnenca ugotovil, da preveč gladko brušena površina ni primerna za meritve korozijske intenzivnosti v naravnih pogojih in da bi zato morala biti površina ploščic čim bolj podobna naravni (1964, 40). Zato podatki meritev korozije na spomenikih, ki jih omenjajo nekateri kot primere za ugotavljanje iznosa korozije v nekem določenem obdobju, ne morejo dati povsem realne podobe o tempu procesa, niti o njegovi jakosti. Slednja je v začetnem štadiju, kot smo to nakazali tudi v našem primeru, vsekakor minimalna, nato pa narašča v skladu s povečanjem kontaktne površine.

Pri korozijskem delovanju snežnice bi lahko razlikovali več vrst učinkov, kar je odvisno od trajanja snega oziroma snežišča in od vrste podlage. Večinoma pa se snežišča zadržujejo v depresijah in senčnih legah, kar je pogosto povezano z gruščnato ali vsaj močno razpadajočo podlago. Opazili smo naslednje oblike snežniške korozije:

a) Na snežišču pod Prestreljeniško Škrbino (vzorec K-43) je marmornato bel apnec od korozije globinsko praktično nedotaknjen. Pač pa je mikro-

struktura površja vsa v znamenju drobne valovitosti in izjednosti. Pri tem so ponekod izraženi kratki, plitvi jarčki s širino do 1 cm in z globino do 4 mm, med njimi pa se za isto vrednost dvigajo ostri robovi in trni. V splošnem je razporeditev korozijskih izjed in izstopajočih delov nepravilna. Dozdeva se, da takšen tip korozijske izjednosti nastaja na manj prepokanih oziroma litološko kompaktnjših vrstah apnenca. Pod mikroskopom je površina apnenca videti razmeroma gladka.

b) V istih višinah kot prejšnji primer (vzorec K-11), tj. od ca. 2000 m navzgor, najdemo na krajih z dolgo trajajočo snežno odejo gruščnato kamenje, skalovje, pa tudi živoskalno površje, ki se razlikuje od prejšnjega po nekoliko finejši strukturi korozijske izjednosti. Njihova površina daje občutek ostre hrapavosti, ki jo povzročajo neenakomerno velike izdolbinice mnogokotnih do okroglastih oblik z velikostjo od 2 mm do nekaj desetink milimetra. Ponekod se drobne vdolbinice združujejo v večje, tako da dosežejo takšne mikrodepresije do 5 mm premera. Značilno je, da imajo takšno strukturo le tiste površine, ki so bile obrnjene navzgor oziroma ki so prišle v neposreden kontakt s snežnico.

Videti je, da je velikost korozijskih izdolbin odvisna od petrografske strukture apnenca, kajti v kemičnem sestavu nismo našli nobenih posebnih razlik med posameznimi primerki.

c) Najdrobnejšo površinsko strukturo imajo verjetno tisti apnenci, ki so na drobno razpokani in prepreženi s kalcitnimi žilicami. Struktura teh razpok se posebno močno pozna, ker je kamnina najbolj globoko in najbolj na široko korodirana prav vzdolž njih. Tako razširjene razpoke so pri vrhu večinoma široke do 1 mm in izredno na gosto skupaj, na razdalji od 2 mm do 1 cm po ena razpoka. Sistem razpok seveda ni enoten, ampak se križata dve ali celo več smeri. Vmesne ploskve so na drobno razjedene z vdolbinicami, ki merijo v premeru poprečno od 0,1 do 0,3 mm. To so okroglaste vdolbinice, ki so večinoma tako na gosto skupaj, da se stikajo. Le malokje je nekaj več štrleče apnenčeve mase v obliki topih trnov nepravilnih oblik.

č) Pri delovanju snežnice verjetno lahko razlikujemo še en tip korozije, ki nastane takrat, kadar se le-ta koncentrira v nekoliko močnejše tokove, ko že teče s površja v razpoke in škraplje. Na takšnih krajih nastanejo v razpokah za površinske razmere precej nenavadno močno zaviti mikrožlebiči tesno skupaj, ki prehajajo brez posebnega reda drug v drugega. Nastajajo tudi večji žlebiči in tudi površina teh je močno drobno razžlebljena, kar daje občutek izredne ostrosti in razjednosti.

d) Na skalni površini iz dolomitiziranega apnenca, dolobiosparita, je korozijsko delovanje snežnice vidno predvsem v selektivnem luženju kamnine, tako da so cone najglobljega razjedanja na meji med belkastim in bolj dolomitnim materialom in tanjšimi, pretežno kalcitnimi žilami. Kjer gre za manj pravilno razporeditev obeh snovi, predvsem kjer je videti polno ostankov organizmov, sestavljenih pretežno iz Ca CO_3 , pa ugotavljamo, da so le-ti slabše topljivi od bolj dolomitnega cementa.

Skavnice ali kamenice so v Kaninskem pogorju precej pogost pojav. Omenjali smo jih že prej, opisane pa so tudi iz drugih območij Slovenije (Radinja, 1967, Kunaver 1972, 1973).

S trditvami nekaterih drugih avtorjev se precej ujemajo naše izkušnje, da razen na zgornji strani nad višino 2200—2300 m v pogorju ni nobenih omejitvev za nastanek in obstoj škavnic, če je dalj časa izpostavljena zunanjim vplivom dovolj kompaktna, ravna ali malo nagnjena (do ca. 20°, maksimalno do 35°) površina apnenca (Gavrilović, 1968). Strm relief ni primeren za njihov nastanek, zato škavnic na pobočjih ni. Pa tudi na policah in terasah med gozdom jih ne najdemo, ker podrast in nesklenjena talna odeja ne dovoljuje nastajanja mikrokorozijskih oblik. Jasna prekinitev v nastopanju škavnic je opazna tudi drugod v naših sredogorskih ali alpskih območjih. Glavna območja nastopanja teh oblik so zato v Sloveniji omejena na primorski kras v širšem pomenu, in to v krajih brez sklenjene gozdne odeje ter na alpski visokogorski kras nad gozdno mejo. Vsa ostala nahajališča so bolj ali manj slučajna in rezultat povsem lokalnih, netipičnih razmer.

Glede osnovnih morfoloških lastnosti ni dvoma, da nastajajo tako v nizkem kot tudi v visokem svetu enake oziroma podobne škavnice.

Glede dimenzij se zdi, da v našem območju vendarle v poprečju prevladujejo večje oblike. Za osem zaprtih škavnic smo dobili poprečno dolžino 68 cm, pri čemer je bila največja dolžina 2 m, najmanjša pa 5 cm. Globine so bile prav tako različne, in sicer od največ 40 cm do 5 cm. Največjo globino smo izmerili pri škavnicah srednjih dimenzij, dolžino daljše osi okoli 40 cm. Škavnic z dimenzijami več od enega metra na podih ni malo. Zato ima vrednost označenega poprečja manjši pomen, še posebej izgubijo takšna poprečja na vrednosti, če ugotovimo, da se na laštastih policah pod spodnjim robom podov, tj. na višinah med 1700 m in 1800 m, javljajo najbolj pogosto škavnice manjših in najmanjših dimenzij, kjer bi morda veljalo poprečje med 25 in 35 cm za dolgo os. Na ledeniških grbinah okoli Malega in V. Dola pa so nastale izrazito velike škavnice z največjo na čelu, ki jo bomo posebej opisali. Tam metrske škavnice niso nobena redkost. Tudi v sosednjih območjih na obeh straneh Konjca se najdejo takšni primeri. Tako se torej poprečja menjajo.

Globine redko kdaj presežejo 20 cm, tudi pri največjih, razpadajočih. Najbolj pogoste so globine med 10 in 15 cm pa tudi manj. Že iz teh podatkov ugotovimo, da se giblje razmerje med dolgo osjo in globino v našem primeru tudi okoli 1 : 5, točneje 1 : 5,4. Toda če vzamemo za to primerjavo dimenzije večjih, starejših škavnic, se to razmerje spremeni v korist dolge osi. Tako dobimo ob nespremenjeni poprečni globini ca. 12,5 cm in pri 1 m dolžine osi razmerje 1 : 8. Pri največji škavnici pa znaša ta celo 1 : 29. Velike dimenzije škavnic brez dvoma pomenijo daljši oziroma intenzivnejši razvoj, lahko pa tudi ugodne razmere. Za primerjavo s škavnicami izven visokogorskega sveta naj služijo naslednji podatki. Radinja (1967, 60) navaja, da so najpogostejše dolžine škavnic na matičnem Krasu od dva do tri decimetre, medtem ko je najbolj običajna globina 5—6 cm. Večje pa so precej bolj redke. Gavrilović omenja enake dimenzije, to je 20—30 cm, kot najpogostejši premer kamenic. Po njegovih meritvah znaša poprečna globina kamenic 10—15 cm. Oba navajata v principu enake morfološke lastnosti škavnic, tj. da je zanje tipičen spodjeden rob, največkrat ravno dno, in da se pojavljajo v različnih razvojnih fazah, kot zaprte, odprte ali razrušene.

Pri dosedanjih opazovanjih smo postali pozorni, da so največje škavnice nastale na ledeniških grbinah in to na glacialno obrušeni površini. O postpleistocenski starosti teh oblik za to sploh ne more biti dvoma. Vendar je težko reči, kdaj so te grbine pogledale izpod morenske odeje. Zdi se, da je bil velik del površja pokrit vsaj na tanko z morenskimi gradivom, čeprav je mogoče, da so tu in tam posamezne grbine ostale sploh povsem gole že od vsega začetka suborealnega postpleistocenskega razvoja. Tako se kaže izrazita razlika med koto 2030 m in sosednjimi vzhodnimi vršički ter okolico Kačarjeve glave. Po genezi med njimi ni razlike, pač pa je videti, da so najvišje grbine kote 2030 m mnogo manj razčlenjene od drugih. To razlagamo z neenakomerno prvotno debelino in razprostranjenostjo morenskega gradiva, ki pa je bil s kote 2030 m pozneje odnešen kot s Kačarjeve glave. Tam zaman iščemo v višjih položajih katerekoli mikrokorozijske oblike, kajti skalna površina, na katero so pastirji pred nekaj desetletji vsekali svoja imena, je kljub idealni podlagi za škavnice, korozijske police, meandrske žlebiče in posebno za korozijske stopnje, še povsem gladka.

Drugače je v okolici Kačarjeve glave, kjer je med drugim največja znana škavnica v pogorju (glej opis spodaj). Tam je površje verjetno še precej daljšo dobo izpostavljeno zunanjim vplivom, tako da so mogli nastati tudi že kotlički. Kljub temu so obrisi nekdanjega glacialno obrušene površja tudi tu še izvrstno ohranjeni. Zato so ta in sosednje škavnice lahko dosegle do danes svoj optimum razvoja. Če predpostavimo, da so škavnice začele nastajati že zelo zgodaj, potem so lahko posamezne škavnice stare več tisoč let. Pri tem mislimo predvsem na največjo, ki se ni mogla razviti do tako velikih dimenzij le po zaslugi ugodne lege, temveč zelo verjetno tudi zaradi dolge dobe obstoja (sl. 13).

Zal o starosti škavnic nimamo posebno oprijemljivih podatkov, kot je to ugotovil tudi Gavrilović (1966, 36). Vendar navaja rezultate meritev J. Votypke (1964) na kamenicah v granitu pri Novi Bistrici na Češkoslovaškem, kjer se je v 84 letih povečala dolžina kratke oziroma dolge osi od nekaj centimetrov do 42 cm. Chabera (1961) je ugotovil povečanje kamenic v podobnih razmerah za 1–3 cm v desetih letih, nekateri drugi raziskovalci so povečanje do 2 cm ugotovili v 35 letih. Gavrilović ima v tej zvezi vtis, da je proces razvoja kamenic hitrejši v magmatskih kameninah kot v apnencih.

Na vrhu Kačarjeve glave, ene od velikih ledeniških grbin JV od Velikega Dola, je nastala škavnica, ki se s svojimi dimenzijami uvršča med največje znane pri nas. V širino meri 2,3 m, v dolžino pa kar 5,7 m. Doslej nismo našli nobene škavnice, ki bi bila tej po velikosti vsaj malo podobna. Le pod V. B. Skednjem se ponuja možnost, da bi iz nenavadnih vertikalnih stopenj in polic v živi skali, ki so lahko nastale le s korozijo, rekonstruirali podobno veliko korozijsko kotanjo.

Nekakšne korozijske police okoli škavnice na Kačarjevi glavi, ki so deloma ohranjene v isti višini, celo kažejo, da bi na tem mestu v preteklosti lahko bila velikanska korozijska kotanja ali pa vsaj ravnica z dimenzijami 15 × 25 m. Dno te kotanje v okolici pa je že razrezano s korozijskimi žlebovi, škrapljami in celo kotlički.

Škavnica je ovalne oblike in odprtega tipa. Med drugim je bilo prvotno dno povsem ravno, izrazito spodmolast rob pa je izjedeno do 18 cm globoko.



Sl. 13. Izjemno velika škavnica na Kačarjevi glavi, ki ima predrto dno

Danes je ta škavnica že v štadiju razpadanja in izven funkcije, ker se voda zaradi škrapljastih razpok sredi dna in ob robu, ki so nastale naknadno, ne more več stalno zadrževati. Smo torej priča razpadanju izredno lepega in neobičajno velikega primerka škavnice. Nekdanje gladko skalnato dno je v sredini poglobljeno v do 70 cm globoko sekundarno korozijsko kotanjo, ki je zapolnjena s humusom in rušo. Ni dvoma, da je ta poglobitev delo pospešene podtalne korozije (G a m s, 1971).

Videti je, da se površina travne ruše znižuje skladno s korozijskim zniževanjem skalne podlage. Logično je, da se bodo škrapljaste zevi v podlagi še povečale in počasi ustvarile le močno nagnjene ali vertikalne bregove, ki ruše ne bodo mogli več nositi. Na zgornjem delu je škavnica že odrezana z globokimi škrapljastimi razpokami.

V opisanem primeru bi zato lahko razlikovali več faz razvoja, ki po svojih kvantitativnih pa tudi kvalitativnih preskokih spominja na splošne značilnosti postglacialnega razvoja visokogorskega skalnega površja.

V podobnih višinah, med 1900 in 2100 m, tudi drugod naletimo na posamezne velike škavnice, kot npr. v zgornjem podaljšku Razorja na severno-vzhodni strani Konjca ter v ustreznih višinah Za Škripi. Na Goričici so škavnice redkejši pojav. Nad označeno višino postanejo škavnice manj pogost pojav. Nanje naletimo še na Gnili Glavi in nad njo še v višini okoli 2200 m, tako tudi pod Laško Planjo. Pri teh smo opazili, da so izoblikovane povečini kot zametki (velikost pod 40 cm premera) in manj pravilno. V teh višinah škavnice bolj spominjajo na korozijske police, ki jih bomo opisali posebej. Na naj-

višjih delih podov škavnic praktično ni. Namesto njih nastopajo kot predstavniki horizontalne tendence v korozijskem procesu le korozijske police.

Velikost, ne pa toliko pogostost, se zmanjša v smeri spodnjega roba podov. V okolici Primoževega brezna in sploh na nižjih laštastih policah južno od kože P. Skalarja tja do ca. 1700 m višine, so lahko škavnice dokaj pogoste. Toda niti v enem primeru nismo mogli najti škavnic, ki bi imela dolgo os daljšo od 50 cm. Pač pa so med njimi nekatere, ki kljub majhnim dimenzijam dosežejo globino do 25 cm. Zdi se, da te lastnosti škavnic dokaj dobro ponaazarjajo splošne reliefne, klimatske in vegetacijske pogoje, ki tu vladajo. Manjše dimenzije so lahko posledica kratkotrajnejšega razvoja, saj so v bližini še prisotni obilni morenski ostanki. Pomemben je tudi faktor intenzivnosti razvoja površja. V tem primeru je zaradi intenzivnosti korozijskega procesa, ki se odraža z množico vertikalnih kraških oblik, in razmeroma hitrega razpadanja kompaktne skalne površine težko pričakovati, da bi dalj časa trajali ugodni pogoji za nastanek večjih škavnic.

Za študij razvoja škavnic in drugih mikrokorozijskih oblik so pripravni tudi podori, ki jih v pogorju najdemo na različnih višinah. Vendar pa na podornih blokkih v večjih višinah nismo naleteli na škavnice, čeprav so nastale druge oblike. Na podoru s Konjca, ki se drži Gnile Glave, ni bilo niti najmanjših mikrokorozijskih oblik, bržkone zaradi recentnosti. Nasprotno pa škavnice niso redkost na podnožju, na podornih in na ledeniških balvanih, vendar le tam, kjer se zaradi razgibanega in razbitega površja podora ni mogla sklenjeno naseliti gozdna vegetacija. Podor pod Strmokrasom vzhodno od Ogenca je kljub manjšim škavnicam verjetno že zelo star, saj so podorni bloki zelo močno načeti s škrapljami in žlebiči; ponekod je odstranjenega do 40 cm površja.

Na osnovi zgoraj povedanega lahko s precejšnjo gotovostjo govorimo nekako o treh oziroma štirih višinskih pasovih razvoja škavnic v Kaninskem pogorju.

1. Spodnji pas sega od okoli 1700 do 1900 m. Označujejo ga srednje pogosto nastopanje škavnic s srednje velikimi škavnicami. Na spodnjem robu te cone se število in velikost škavnic hitro zmanjša.

2. Pas med 1900 m in 2100 m je območje optimalnega razvoja škavnic, katerih dimenzije smo že omenili. Nastanek tega območja je zvezan verjetno z značilno nadmorsko višino, v katero zelo verjetno znatnejše ni seglo postpleistocensko zvišanje vegetacije zaradi izboljšanja klime, prav tako pa še ni močnejše, razen na zgornjem robu, čutiti vplivov mehničnega razpadanja.

3. Ta pas sega že v nadstropje cone poudarjenega mehničnega preperevanja, kjer pa v ugodnih pogojih, posebno na kompaktni skalni podlagi še nastajajo posamezne manjše škavnice. Položaj najvišje ležečih škavnic v pogorju je na višini okoli 2250 m.

4. Razen teh pasov je mogoče kot nahajališče škavnic izločiti še podnožje.

Raziskovalci, ki opisujejo visokogorski kras v severno apneniških Alpah, le malokrat omenjajo škavnice, več pa pišejo o škavnicam podobnih korozijskih stopničkah in o korozijskih policah (Bögli, Bankarren, 1951), ki so naslednja razvojna stopnja korozijskih stopničk. Obe obliki nastopata tudi pri nas, zato je tem bolj čudno, da pravim škavnicam

s podvihanim robom posvečajo tako malo pozornosti. Zato ne moremo napraviti ustreznih primerjav o višinski razprostranjenosti teh oblik na obeh robovih Alp, kot je to storil Radinja, očitno v veri, da gre za eno in isto oziroma sorodno mikrokorozijsko tvorbo (1967, 63). Škavnice omenja Haserodt (1965, 26), ki se je tako kot Bögli in nekateri drugi avtorji, mnogo bolj poglobil v razlago geneze korozijskih stopniččk. Tako imamo vtis, da so kamenice razmeroma redka oblika v Severno-apneniških Alpah. Škavnice, ki so po našem mnenju samostojna oblika, odpravi namreč z naslednjim stavkom: »Es kann aber auch eine einfache, kleine, konkav gewölbte Nische ohne Vorhandesein eines ebenen Bodens — in der Form der Innenseite eine Muschelschale nicht unähnlich — in der Kalkfläche eingelassen sein.« O pravih škavnicah — kamenicah piše Fink iz Dürrensteina, ki tam nastopajo med 152 in 1640 m (fotografija v prilogi). Poprečna velikost je 30 cm v dolžino, 20 cm v širino in 10 cm v globino. Njihov nastanek deloma povezuje s podtalnimi korozijskimi oblikami, ki bi bile lahko predhodnik škavnic.

Tudi pri Gavriloviču je mogoče opaziti naziranje, ki pretirano poudarja genetsko sorodnost med škavnicami in korozijskimi stopničkami — potkovičastimi ulokami — Die Trittdelle (1968, 131). Meni, da se iz škavnice z odtokom v korozijski žleb lahko razvije na eni strani povsem odprta škavnica. Iz te pa vodi razvoj v izoblikovanje korozijske stopničke. Ob tem omenja kvalitativni preskok iz korozijskega procesa mirujoče vode v pravi škavnici v korozijski proces, ki je posledica tekoče vode. To je tudi vzrok za spremembo konkavnega spodmolastega roba v centrikralno gravitacijsko obliko srpastege roba. Takšen razvoj je po naših izkušnjah možen redko. Toda ne drži, da bi bil povezan tudi z nahajališči številnejših korozijskih stopniččk, kot je posredno mogoče razumeti iz Gavrilovičevega teksta.

Na genetske zveze med škavnicami in korozijskimi stopničkami gleda Miotke (1968, 113—124) precej drugače. Vendar pa so njegovi primeri iz pogorja Picos de Europa v severni Španiji korozijske oblike, ki so modificirane zaradi sezonskega pretoka vode, čeprav večinoma v manjših količinah. V takšnih specifičnih pogojih so nastale v skalnati strugi številne škavnice, ponekod tudi preko 5 m dolge in 3 m široke, poleg njih pa še prav tako pogoste korozijske stopničke. Miotke nasprotno od Gavriloviča razlaga korozijske stopničke kot inicijalne oblike, iz katerih pozneje lahko nastanejo škavnice, posebno če so večjih dimenzij (o. c., str. 114 in 135). V tem pogledu se nam zdi stališče Miotkeja bolj verjetno, še posebno če povzamemo v pretres mehanizem nastanka korozijskih polic (Bankkarren-Bögli). Ker pa je teoretično možno, da iz korozijskih polic lahko nastanejo tudi škavnice, velja, da je korozijska stopnička prej predhodna kot pa poznejša genetska oblika škavnice. Tudi v strugi Krničarja pod planino Krnica srečujemo podobne škavnice, poglobljene erozijske lonce in kombinirane oblike med obema. Voda se v Krničarju pojavi očitno še bolj redko kot v Redemuni. Še mnogo več kot teh pa je pravih in modificiranih škavnic. Prave škavnice so večinoma takšne z odtokom pa tudi odprte ali zaprte in so praviloma vse podolgovate, elipsaste ali pa še pogostejše hruškaste oblike, tako da je tanjši del vedno na spodnji strani pobočja. Po velikosti te škavnice precej zaostajajo za onimi, ki jim omenja Miotke, saj so redke, ki z daljšo osjo presežejo 1 m. Večinoma so dolge med 30 in 60 cm. Značilna je precejšnja globina teh škavnic in je v povprečju 15

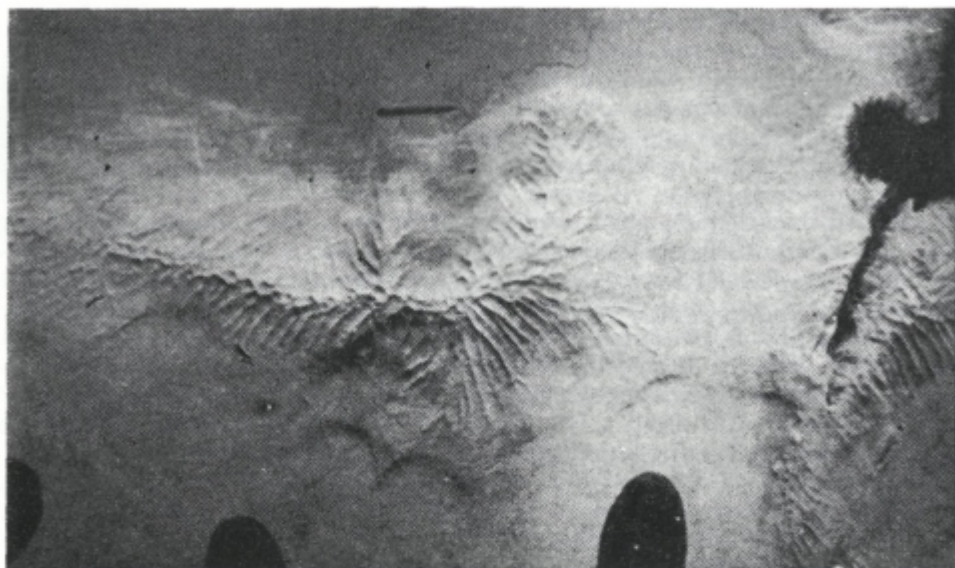
do 20 cm. Bliže strugi ali pa celo v njej, so do določene stopnje erozijsko modificirane zaradi delovanja obdobjno tekoče vode. Podoben razvoj škavnic na skalnatem obrežju nekaterih alpskih rek in potokov je v glavnem povsod tam, kjer so vode vrezane v živoskalno osnovo in kjer visoka voda od časa do časa teče čez položnejši živoskalni breg. Takšno je obrežje soških Korit pri vasi Soča, v dolini Mostnice, in sicer v plitvejšem odseku med dvema vintgarjema in drugod.

Korozijske stopničke (Kunaver, 1973, 71) so tudi za druge raziskovalce (Bögli, 1960; Bauer, 1954; Haserodt, 1965; Miotke, 1968; Zwickovits, 1966 in drugi) — samostojne oblike in podani so bili dovolj podrobni opisi teh oblik. Bögli poudarja, da so inicijalne oblike korozijskih stopničk lahko nastale predvsem na krajih trajnejšega kapljanja snežnice na skalno podlago. Poznejši razvoj te oblike pa povezuje z laminarnim tekom deževnice po površju. Vendar pa so tem bolj izoblikovane, čim dlje leži sneg v senčnatih legah.

Nastanek in razvoj korozijskih stopničk še bolj povezuje s snežnico Haserodt (1965, 27—28), ko pravi, da so strmi srpasti robovi delo lokalne koncentracije kapljajoče snežnice, z »očitno veliko korozijsko agresivnostjo«. Tudi za nastanek novih stopničk je istega mnenja kot Bögli. Predvsem naj bi bili mikrožlebiči, ki nastopajo tu in tam med korozijskimi stopničkami, dokaz, da snežnica deluje najbolj na posamezne dele površja v koncentriranih curkih, ker bi se v primeru ploskovne koroziije snežnice mikrožlebiči kot izrazito delo dežne koroziije ne mogli obdržati na površju. Haserodt je poleg tega ugotovil, da korozijske stopničke najbolj pogosto nastopajo v bolj senčnih legah z dolgo trajajočim snegom, kar se najbolj pozna na spodnji meji njihovega nastopanja.

V našem območju so korozijske stopničke razmeroma redek pojav (sl. 14). To dejstvo preseneča zaradi sicer na videz ugodnih pogojev za nastanek in razvoj vseh vrst mikrokorozijskih oblik. Našli smo jih pravzaprav le na treh krajih, in sicer na severno-vzhodni strani V. B. Skednja in nekoliko nižje na vrhnjem delu Hudega Lašta, severno od M. B. Skednja, pa tudi na prisojni strani med obema vrhovoma, tj. na južnih pobočjih tik pod Vratci.

Najdišča so vezana na višine med 1700 in 2000 m. Širina korozijskih stopničk je podobna onim v Severno apneniških Alpah, kjer navaja Haserodt premer 5—25 cm. Naslednja značilnost je razmeroma slabše izražena srpasta oblika. Korozijske stopničke smo poleg najdišč navedenih v literaturi (Kunaver, 1961, 116) ugotovili v precejšnjem številu na italijanski strani Kaninskega pogorja in sicer v vzhodnem delu v višini ca. 1900 m med Pobičem in Lopo ter v zgornjem delu Doline sedmerih triglavskih jezer tik ob planinski poti in še posebno številne v spodnjem delu prehodavških podov. Med temi nahajališči je precej takih, ki so vse leto optimalno osvetljene, posebno tista na Osojnem Kalu in na Križkih podih. Res pa pri tem ni mogoče zanikati dejstva, da so vsa območja višinsko zelo jasno omejena in obenem vsako leto obilno pokrita s snegom. Kot smo še poudarili, so zaradi spremenljivosti debeline snežne odeje posamezni deli površja lahko zelo različno dolgo pod snegom. To pa je poglobitnega pomena za celoten iznos koroziije na posameznih delih površja. Med omenjenimi lokacijami so tiste na Prehodavcih in na severni strani Babanskih Skednjevi zaradi precej senčne lege verjetno



Sl. 14. Raznosmerni plitvi mikrožlebiči sredi korozijske police in neizrazitih korozijskih stopničk

najdalj pod snegom. O tem smo se lahko prepričali na Prehodavcih v višini ca. 2000 m, kjer je s tamkajšnjega nahajališča korozijskih stopničk izginil sneg leta 1970 šele ob koncu julija. To pomeni, da je površje tam brez snega komaj dobre štiri do pet mesecev. To dejstvo je lahko nova potrditev za tezo o pretežno subnivalnem nastajanju korozijskih stopničk, ki ga zastopajo že omenjeni avtorji. O tem smo se lahko tudi prepričali na območju Am Stein na severni strani Dachsteina, kjer so te oblike precej pogostejše kot pri nas. (V tem smislu poročata iz severno alpskih pogojev tudi Haserodt, 1965, 28 in Bögli, 1951, 199).

Osnovno vprašanje v našem primeru je, zakaj te korozijske tvorbe niso pogostejše kljub navidezni ugodnosti pogojev za njihov nastanek. To nas spominja tudi na relativno redkost mikrožlebičev. V tej zvezi domnevamo, da so tudi petrografske lastnosti apnenca med odločilnimi dejavnostmi glede pojavljanja stopničk. Zelo izraziti primeri iz centralnih švicarskih Alp, ki jih omenja v svojih delih Bögli, so nastali na t. i. quintnerskem in schrattenskem apnencu. Prvi je malmske starosti, drugi pa je iz spodnje krede (Bögli 1970, 12) in imata enako drobno zrnasto teksturo. Sami smo se lahko prepričali, da je površina korozijskih stopničk na Glattalpskem krasu zelo gladka. Korozijski proces poteka bolj enakomerno kot pri nas. Naš zgornje triasni apnenc pa je običajno redko povsem homogene sestave. Zato menimo, da spadajo korozijske stopničke med najbolj občutljive mikroreliefne kraške oblike, ki imajo drugače kot škraplje ali vrtače, zelo majhen življenjski prostor. Iz tega izvira redkost njihovega nastopanja, ki je tem večja, čim bolj je apnenc biomikritski ali biosparitski ne oziraje se posebej na ostale pogoje.

Iz zgornjega lahko povzamemo, da še niso znane vse okoliščine, zaradi katerih so korozijske stopničke pri nas razmeroma redek pojav v primerjavi s Severno apneniškim Alpami. Poleg litoloških vzrokov, ki smo jim dali sicer precejšen pomen, bo potrebno proučiti še vlogo mikroklimatskih dejavnikov pa tudi vlogo režima in trajanja topljenja snega.

Že l. 1951 je Bögli opisal takšno obliko korozijskih stopničk, kjer te pravzaprav sestavljajo le nazobčan rob večje ravne ploskve (str. 199) ali pa ožje police. Imenoval jih je Bankkarren. Pozneje (1960) jih v pregledu visokogorskih kraških oblik povezuje s korozijskimi stopničkami, tako da pri teh loči kot posebno obliko zgornjo stopnjo — Trittkarren in spodnjo stopničko — Ausgleichsfläche. Slednje pa so v primeru neznatnega nagiba lahko večje ravne ploskve, ki so na zgornji strani zaključene s polkrožnimi robovi stopničk, te pa so nanizane v isti višini kot girlande (Bögli, 1960, 17). Iz tega je videti, da ima Bögli srpasti strmi rob za samostojno korozijsko obliko, ravno stopničko ali ravnico pa prav tako.

Drugače kot korozijske stopničke so korozijske police (Kunaver, 1973, 71) ali Böglijeve Bankkerren precej pogost pojav v pogorju. Nastopajo v širokem oblikovnem in dimenzijskem spektru od takšnih, ki močno spominjajo na škavnice, ker imajo nekaj roba, do povsem ravnih in gladkih skalnih ploskev, ki so brez kakršnegakoli jasnega roba.

Kolikor nekatere od teh polic spominjajo na škavnice z odtokom ali na odprte škavnice, je med njimi treba potegniti naslednjo morfološko in genetsko mejo: korozijske police imajo redkokdaj izpodjeden rob in je ta tako kot pri korozijskih stopničkih subvertikalni in kar je pglavitno, rob je srpato valovit. Na zgornji strani so takšne police lahko tudi odprte v žlebič, po katerem z več strani doteka voda. Torej je tudi pri tej obliki, kot pri ostalih njenih variantah, pomemben korozijski proces, ki se očitno odvija med premikanjem bolj ali manj debelega vodnega filma po površju. Ta prva vrsta polic nastopa običajno na nagnjenih laštih.

Ugotovili smo, da nastopajo korozijske police v večjem višinskem razponu kot stopničke in to od ca. 1800 do 2250 m. Najvišje najdišče je na podih pod vrhom Kanina, kjer smo našli en primer ek korozijske police brez robov. Videti je, da razvoju te oblike v omenjeni višini botruje predvsem kompaktna skalna površina.

Drugi tip korozijske police nastopa pogosto na bolj izbočenih delih površja in ima razmeroma majhno hidrografsko zaledje, od koder lahko priteka voda. Po svoji zasnovi je takšno oblikovanje površja v povsem ravne ploskve, ki merijo več metrov v dolžino in tudi v širino, dokaj nenavadno. Takšen proces uravnavanja je mogoče deloma primerjati z nastajanjem škavnic. Vendar poznamo primere, da so se škavnice poglobile v takšne korozijske police. Te police imajo poleg tega včasih povsem neznatni rob na zgornji strani oziroma na robih. Na spodnji strani pa ravna površina v blagem pregibu spremeni nagib in se s tem konča. Na terenu naletimo na različno velike površine kompaktne apnenčeve podlage, ki so najbolj pogosto nahajališča večjih, ravnih polic. V večjih primerih dobimo vtis povsem nekraškega površja, saj gre za sklenjene več deset m² velike, blago valovite skalne površine s povsem gladko nerazčlenjeno površino (sl. 15).



Sl. 15. Ostanke velikih korozijskih polic pod Velikim Babanskim Skednjem

Zdi se, da imamo v takšnih primerih opravka z glacialno močno obrušeni deli površja, ki so poleg tega sestavljeni iz kompaktnega, malo razpokanega apnenca in so zaradi vzpete lege območja relativno manjše kemične denudacije. Korozijske police z izrazitejšimi robovi na zgornji strani, vendar brez girlandasto nazobčanega roba, so lahko tretji tip. Zanje je značilno, da so v razmeroma precej nagnjeno površje močno poglobljene in so videti kot velike korozijske stopničke.

Iz nazobčanosti in višine roba je po našem mnenju mogoče sklepati na intenzivnost korozijskega procesa. Čim bolj so robovi ostri in globoki, tem intenzivnejši in hitrejši se zdi proces in obratno. To domnevo bi bilo zelo koristno preveriti, kajti v tem primeru bi za drugi tip korozijskih polic lahko rekli, da so to območja šibkejše kemične denudacije. Tam, kjer se je zdel proces razvoja hitrejši, smo naleteli tudi na ostanke višjega dna, ki jih korozija ni utegnila odstraniti zaradi prehitrega poglobljanja določenega najnižjega pasu. Prav tako lahko v takšnih primerih naletimo podobno kot pri velikih škavnicah, na razpadajoče police, ki so jih deloma ali že skoraj povsem razčlenile vertikalne korozijske zajede.

Gladke korozijske police so po vsem tem posebna površinska oblika glacio-kraškega reliefa, ki je relativno kratkotrajnega obstanka zaradi splošne tendence razčlenjevanja površja v kraškem procesu. Najdemo jih zato le tam, kjer je na glacialno obrušeno podlago na relativno vzvišenih krajih bodisi delovala kraška denudacija manj intenzivno, bodisi da je to površje bilo dalj časa pokrito z morenskimi gradivom ali pa so to območja s kompaktno, malo pretrto apnenčasto podlago.

5.3. Vrste in učinki linearne korozije

Na podlagi sugestije diskusijskega sestanka o kraški terminologiji uporabljamo ime mikrožlebič za samostojno mikrokorozijsko obliko, katere značilnost so ozki, plitvi in do 30 cm dolgi žlebovi (Kunaver, 1963, 115, 126—127). V tuji literaturi je obilo morfoloških opisov kot tudi genetskih razlag (predvsem Haserodt, 1965, 20—26; Bögli, 1951, 199—200; isti 1960, 17, etc.). Največ se je z nastankom in razširjenostjo mikrožlebičev doslej ukvarjal Haserodt. Zato smo se odločili zavzeti do njegove zelo izčrpne razprave stališče, kakor ga narekujejo naše razmere.

Glede geneze mikrožlebičev je večina raziskovalcev mnenja, da so te oblike predvsem posledica korozije deževnice. Po Böglju nastanejo povsod tam, kjer lahko učinkuje na podlago sveža deževnica, potemtakem povsod tam, kjer velik del padavin pade v obliki dežja (1960, 17), ne glede na nadmorsko višino. Mikrožlebiči so pri tem tiste korozijske oblike, ki nastajajo v t. i. prvi in deloma drugi fazi topljenja apnenca, ki traja približno komaj sekundo dolgo. Takrat je topljenje apnenca izredno intenzivno in traja le toliko časa, dokler se vsa plast vode, tekoče po površju, ne pomeša med seboj. V tistem trenutku preneha proces 1. in 2. faze, kar se pozna tudi v izklinjenju mikrožlebičev. Posledica tega je omejena dolžina žlebičev, ki dosežejo v srednji Evropi največ 50 oziroma 100 cm (Bögli, 1960, 9, 17; Haserodt, 1965, 20). Mikrožlebiči na Kaninu dosežejo največ 75 cm, kar so ekstremni primeri. Poprečna dolžina mikrožlebičev na strmih skalnih površinah doseže običajno do 40 cm, kar pa je odvisno tudi od naklona. Pri večjem naklonu so žlebiči daljši in obratno (Bögli, 1960, 17; Ford, 1980).

Zgoraj navedeni pogoj za nastanek in pojav mikrožlebičev povezuje Haserodt z višinsko razprostranjenostjo teh oblik. Ugotavlja, da nastopajo v Severno apneniških Alpah v višinah med 1800 in 2000 (1965, 22). Zwitkowitz navaja le pas med 1800 in 2000 (1966, 386), Bögli pa omenja tudi manjše višine posameznih izjemnih nahajališč vse do 800 m navzdol. Obenem vemo, da nastopajo mikrožlebiči tudi v Dinarskem krasu v nizkih in zelo nizkih nadmorskih višinah, kar med drugim ugotavlja tudi Bögli (1960, sl. 9). V Kaninskem pogorju smo v primerjavi v Severno apneniškim Alpami ugotovili nekoliko nižjo višino nahajališč mikrožlebičev in sicer med ca. 1700 in 1950, redko nad 2000 m. Višinska razlika je očitna, posebno na spodnji strani. Mikrožlebiči kot zelo občutljiva korozijska tvorba so torej lahko indikator za stanje vegetacije oziroma vegetacijskega in humoznega pokrova v recentni dobi. Teh oblik namreč sploh ni v neposredni bližini grmovne oziroma travnate vegetacije. Le-ta pa postaja v našem primeru pod 1700 m vedno bolj sklenjena in je spodnja meja sklenjenega pojavljanja s tem jasno izražena. Seveda jih najdemo tudi na podornih blokkih in ledeniških balvanih na podnožju. Glede zgornje meje nastopanja mikrožlebičev se zdi sprejemljivo stališče Haserodta, ki meni, da je bolj pomemben delež deževnih padavin, ki padejo na gola skalnata tla in ne toliko skupna množina padavin (1965, 23—25). Za višino 1800 m navaja, da le 50 % deževnih padavin pade v poletnem času, na višini 2500 m pa komaj 10 %. Proces razvoja traja največ 6 mesecev, če upoštevamo, da prvi sneg obleži v začetku ali v sredini novembra.

Na zgornji strani omejuje razširjenost mikrožlebičev tudi intenzivnejši proces mehaničnega razpadanja, za katero so močno občutljivi (o. c. 25). Zametki mikrožlebičev sicer nastajajo, vendar jih omenjeni procesi in ploskovno delovanje snežnice sproti odstranjujejo. V tuji literaturi omenjajo mikrožlebiče na splošno in ne ločijo med njimi nobenih posebnih podvrst. Pri nas je mogoče ločiti dva podtipa:

a) klasičen tip vzporednih mikrožlebičev na strmih, relativno gladkih odsekih, za katere je značilna premočrtnost in vzporednost korozijskih žlebičev. V teh primerih dosežejo mikrožlebiči poprečno in absolutno največjo dolžino, ki smo jo že omenili. Ta tip žlebičev pogosteje nastopa na vertikalnih stenah škrapelj;

b) že Haserodt je izrazil nesoglasje z Bauerjem, ki je trdil, da mikrožlebiči ne nastajajo na nagibih, manjših od 60° (1965, 21, sl. 1; Bauer, 1954, 54). Haserodt je tudi s fotografijo pokazal tip plitvih in kratkih mikrožlebičev, kakršne precej pogosto srečamo tudi pri nas, prav tako navezane na manj razčlenjene apnenčeve površine. Kjer torej nastajajo na širših in nizkih skalnih izboklinah, ki se dvigajo iz bolj kompaktnega, pogosto s korozijskimi policami izravnane površja, so zaradi majhnega nagiba žlebiči ozki, kratki in raznosmerni. Izbokline so ponekod komaj nekaj cm višje od gladkih skalnih ploskev in vendar so temeljito razjedene z raznosmerno raztekajočimi se mikrožlebiči. Širina je okrog 1 cm, največ do 2 cm in so plitvejši od teh mer. Dolžina je odvisna od velikosti izboklin, vendar so redko daljši od 15 cm. Imenovali bi jih lahko plitvi ali raznosmerni mikrožlebiči. Obe obliki je mogoče torej ločiti med seboj tako po stopnji razvoja, predvsem pa po karakteristični legi. Kljub temu, da so tudi za mikrožlebiče navidezno ugodni pogoji, pa je treba ugotoviti, da so razmeroma redek pojav in po dimenzijah v glavnem skromni. Nekoliko pogostejši so na italijanski strani pogorja. Tudi v tej zvezi lahko iščemo razlago za to v kamninski sestavi in podnebnih značilnostih. Na Glattalpskem krasu v Švici (Muotatal) so plitvi mikrožlebiči reden spremljevalec korozijskih stopničk.

V zaključku lahko ugotovimo, da postajajo mikrožlebiči s poudarjeno pluvialnostjo podnebja vedno večji tako glede globine, širine in dolžine in obratno. To trditev lahko naslonimo na razmere na zgornji meji njihovega nastopanja ter na primere izven Kaninskega pogorja. Medtem ko so na zgornji meji komaj opazni v površju, so nižje, kot že omenjeno, izrazitejši. Posebnega stopnjevanja v velikosti, razen v majhni meri, v pogorju nismo mogli opaziti, niti na podnožju. Pač pa so mikrožlebiči na Tržaškem Krasu kljub manjši količini padavin izrazitejši, še bolj pa na pobočjih Velebita in marsikje na privetrni strani Dinarskega krasa. Znano je, da so izjemno veliki mikrožlebiči v nekaterih kraških pokrajinah Bližnjega vzhoda in subaridnega krasa. Verjetno ima pri tem zelo pomembno vlogo padavinski režim, npr. poudarjena sezonska razporeditev padavin.

Kaninski podi so kot območje klasično razvitega strukturnega oziroma laštastega visokogorskega reliefa idealno površje za razvoj raznih oblik mikrožlebičev. Lašti, ki so pretežno obrnjeni na južno ali jugovzhodno stran, so s svojo gladko in enakomerno nagnjeno površino skoraj v vseh primerih nahajališča različnih makrožlebičev, od premočrtnih do meandrskih in stenskih. Pri spremenljivosti dimenzij je pomembna različna razvojna stopnja

posameznih delov površja, pa tudi mikrolokacija laštov. Ni vseeno, kakšno je višje zaledje lašta in če sploh je, zaradi možnosti različnih količin vode, ki različno dolgo tečejo na površju.

Glede osnovnih pogojev za nastanek makrožlebičev tudi na podlagi primerov iz Kaninskega pogorja ni mogoče reči ničesar takega, kar ni bilo že izrečeno v tuji oziroma v domači literaturi (Kunaver, 1961, 117—120). Morda bi le dodali, da je lahko za razvoj meandrskih žlebičev nagib površja še manjši od 10^0 . V našem primeru so morda posebnost obsežne laštaste površine, zaradi katerih je tudi pogostost makrožlebičev oziroma meandrskih žlebičev nadpovprečno velika. Pa tudi dolžina makrožlebičev je včasih izredna, prav tako zaradi velikih laštastih plošč (Kunaver, 1972, slike v prilogi).

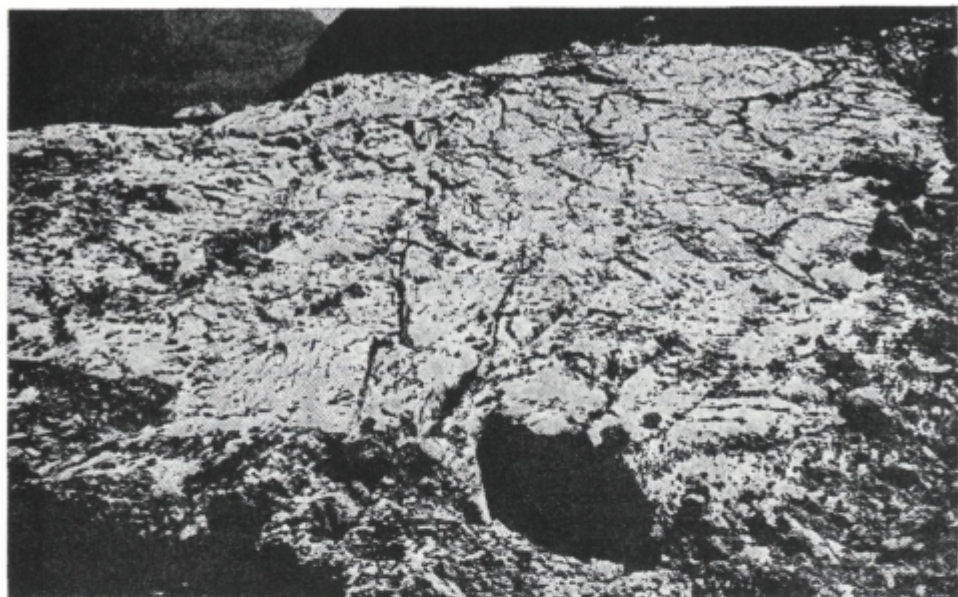
Razlikovati je mogoče naslednje podtippe. Najmanj pogosto nastopajo vzporedni ali stenski makrožlebiči, ki nastajajo na strmejših do navpičnih skalnih odsekih oziroma pobočjih. Njihova nahajališča so večinoma na spodnjem delu podov, vsekakor pod 2000 m. V tem delu podov, tj. okrog spodnjega roba in še nekaj sto metrov nižje, nastopajo v površju krajše ali daljše gladke in gole pobočne stopnje, ki običajno kažejo s stenskimi žlebiči razjedeno lice. Najbolj pogosto so na pobočjih, ki so od ledeniške erozije posebno močno zglijana in se kljub manjšemu nagibu na njih ni naselila nobena vegetacija.

V bolj poraščeni coni na drevesni oziroma gozdni meji so bolj pogosti primeri teh makrožlebičev, ki imajo na zgornji strani v zaledju večji otok travnate ali grmičevnate vegetacije. Tam so žlebovi makrožlebičev bolj enakomerni zaradi enakomernejšega pretoka vode.

Tretjo varianto stenskih žlebičev na strmih pobočjih najdemo pod grebenom Slemena JZ od planine Krnice, kjer so le-te nastale na zelo gladki, strmo nagnjeni površini apnenčevih skladov (40^0). Na teh pobočjih je več takih žlebičastih zaplat, ki so tako obsežne, da jih je mogoče videti iz doline. Največji pravijo domačini Skril. So še pod zgornjo gozdno mejo, vendar so zaradi konkordantnosti skladov in nagiba pobočja ostale povsem neporaščene.

Najbolj na široko razviti so makrožlebiči na nagnjenih laštih. Tu gre za različne variante iste oblike, ki v bistvu nastaja kot rezultat linearne korozije zaradi bolj ali manj stalno tekočih ter bolj ali manj močnih vodnih tokov. Posamezne takšne žlebove kot tudi cele sisteme žlebov najdemo v zelo različnih razvojnih fazah, kakor tudi v zelo različnih višinskih in ekspozijskih legah. Na spodnji strani podov se v zaobljeni ali v koritasti izoblikovanosti žlebov čutijo vplivi bližine vegetacije in talnih procesov, na zgornji strani pa so žlebovi modificirani pod vplivom mehaničnih procesov in dolgotrajne snežne odeje. Na modifikacijo seveda vpliva tudi različen nagib podlage, pri čemer je poglaviten vpad skladov (sl. 16).

Večina visokogorskih laštov nima večjega nagiba od 28^0 , medtem ko je poprečje nagiba skladov na Kaninskih podih okrog 20^0 (13 meritev), na Goričici pa 17^0 (8 meritev). Pri tem predpostavljamo, da je nagib vsakega lašta v glavnem vedno podoben nagibu vpada skladov. V nekaterih območjih je vpad že manjši in sicer okrog 10^0 , npr. na Hudem Laštu ali pa na Zelenem Laštu. Skoraj vodoravni so skladi na vzhodni strani Jelenka.



Sl. 16. Obsežno površje Hudega Lašta, razjedeno z gostim omrežjem makrožlebičev

Na položnejši podlagi je večja verjetnost, da se razvijajo meandrski žlebiči (Kunaver, 1961, 123). Vendar pa lahko pride do nekoliko manj izrazitega meandriranja že tudi pri naklonu med 10° – 30° . Zaradi takšnega spreminjanja značaja žlebov je včasih težko dovolj natančno ločiti med posameznimi podtipi makrožlebičev, ki nastajajo na manjših nagibih. Meandriranje pri večjem strmcu lahko povzročajo manjše količine vode, možno pa je tudi obratno, namreč da večje količine vode ustvarijo premočrtnejše žlebove na manjši strmini. To se lahko dogaja zaradi združevanja žlebov in naraščanja količine vode v nekaterih glavnih žlebovih. Na Kaninskih podih je precej primerov laštov, na katerih se je po pleistocenu razvilo pravo dendritično omrežje žlebov in to na laštih z nekaj sto m^2 površine. Na določene razdalje so posamezni izmed njih prevzeli vlogo zbiralcev vode in zato bolj poglobili ter morda podaljšali svoj tek. Tako je na vrhnjem delu Hudega Lašta, kjer je naklon podlage okrog 10° . Za Konjcem je drug primer dendritičnega omrežja žlebov, ki je nastal na nekoliko strmejši podlagi — ca. 15° . S takšnimi sistemi so običajno povezani najbolj globoki in najširši meandrski žlebiči, ki dosežejo globino do 1,5 metra in celo več, širino pa do 1 m. Ekstremne so tudi dolžine žlebov. Na Hudem Laštu potekajo neprekinjeno v ravni črti do 100 m daleč.

V spodnjem delu Hudega Lašta na višini ca. 1700 m je primer meandrskega makrožlebiča, ki se na kratki razdalji izredno močno poglobi. Že na začetku je globok 75 cm, nato pa se na razdalji 8 m njegova globina zveča na 6 m. To je izjemen primer in kaže, da se voda na tem mestu že dolgo steka na eno mesto, tj. v ozko brezno podobno kraškemu vodnjaku (Novak, 1963).

V tem primeru se z določene površine steka vsa voda v en sam žleb, ki se je lahko povečal do današnjih dimenzij tako zaradi znatnejših količin vode, ki stečejo po žlebu ob vsakem dežju in ob topljenju snega, kot tudi zaradi stabilnosti odtočnega mesta.

Naj opozorimo, da je na mnogih večjih laštih, kjer je nastalo dendritično ali vzporedno omrežje makrožlebičev, v teku proces razpadanja omrežja žlebičev zaradi uveljavljanja vertikalnega odtoka z nastajajočimi škrapljastimi zevmi. Te so lahko podolgovate, če sledijo sistemu razpok, lahko pa so le luknjaste ali kako drugače oblikovane korozijske vdrtine, kamor odteka voda. Lašti s kombiniranimi žlebiči in škrapljami, čeprav tudi precej nagnjeni, imajo poseben videz, ker je površje v prehodni fazi. Številni so ostanki nekdanjih povezanih žlebičev, sistem škrapelj pa še ne obvladuje vsega površja. Verjetno je, da se na nagnjenem površju tako stanje obdrži precej časa, dokler ne dobijo ostanki žlebičev drugačno vlogo. V pasu močnejšega mehaničnega preperavanja, posebno pa nad 2200 m, postajajo makrožlebiči praviloma vedno bolj plitvi in neizrazito oblikovani. So tudi posamezni lašti, kjer te vrste žlebičev sploh ni ali so komaj zaznavno izdolbeni na sicer dovolj gladki in nerazčlunjeni površini. Ob pogledu na takšne makrožlebiče, ki so med drugim lahko meandrasto zaviti, dobimo vtis, da gre za tvorbe, ki so v začetnem štadiju razvoja. Razen za učinek dolgotrajnega snežnega pokrova gre v posameznih primerih tudi za delno mehanično dezintegracijo korozijskih žlebov, čeprav plitvih in neizrazitih (sl. 17).

Na spodnji strani podov in to od ca. 1900 m navzdol pa tja do okoli 1650 m najdemo ponekod zelo markantne oblike t.i. koritastih žlebov (sl. 121—127). Tako smo prevedli nemški termin Hohlkarren — (Haserodt, 1965). Le-ti se odlikujejo s precejšnjo velikostjo in značilnostjo. Najpogostejše jih v Kaninskem pogorju najdemo na nižjih stopnjah Hudega Lašta, na večjih pregibih podolja med Krliščem in Malim Dolom, tu in tam na ostalih laštastih stopnjah pod in nad spodnjim robom Kaninskih podov, dalje v ustreznih višinah na Razoru, Za Škripi in prav tako na Goričici, še posebno na Zelenem Laštu.

Značilnost koritastih makrožlebičev je v tem, da so žlebovi, ki imajo pogosto velike dimenzije (globina preko 0,5 m), previsno izpodjedeni. Pri dnu oziroma v sredini so takšni žlebovi običajno širši kot pri vrhu. Dalje je značilno, da dajejo skoraj povsod koritasti makrožlebiči vtis, kot da so razmeroma zelo stare korozijske oblike, ki so malokje še v celoti aktivne. Ta vtis se povečuje od spodaj navzgor, tj. od cone zgornje gozdne meje, ter do zgornje meje njihovega nastopanja. Tako smo posebno v podolju nad Krliščem našli precej ostankov koritastih makrožlebičev, ki so zaradi poznejšega zakrasevanja in nastanka novih oblik ohranjeni le fragmentarno. Taka oblika korit je mogla nastati le s pomočjo direktnega delovanja humusa oz. tal, ki so delno ali v celoti pokrivala nekaj časa to površje. Koritasti makrožlebiči namreč kažejo poleg značilnega ovalnega prereza še druge posebnosti, kot so neenakomernost širine žlebov, različne votle izjede, zaobljenost pri vrhu in druge nenavadne oblike, ki spominjajo na podtalno oblikovanje apnenca. Ekstremen primer organskega preoblikovanja makrožlebičev je v južnem delu Gozdeca na laštasti stopnji Jama pod Debelim čelom v višini 1600 do 1620 m visoko. Tam je nastalo drugo poleg drugega kar šest velikih žlebov s poprečno



Sl. 17. Zlebičje na tem laštu je že v fazi postopnega razpadanja zaradi odpiranja prečnih globokih škrapljastih zajed

globino okoli 60 do 70 cm. Zaradi izpodjedanja nekdanjega humoznega polnila so v notranjosti žlebovi v horizontalni smeri tako močno izpodjedeni, da so iz nekdanjih pregraj nastale nenavadne gobaste oblike in v enem primeru celo nekaj deset centimetrov široka kamnita streha.

Predpostavljamo, da so koritasti makrožlebiči proizvod holocenskih klimatskih in vegetacijskih kolebanj zgornjih vegetacijskih nadstropij. Pri tem so prvotno morali nastati makrožlebiči na bolj ali manj goli podlagi, ki pa jo je v neki poznejši dobi bolj na gosto kot dandanes prerasla visokogorska vegetacijska travnato-ruševnatega tipa. S tem je bila zvezana akumulacija humusa v škrapljastih in žlebičastih zevah, kar je mogoče videti danes v nižjih legah. Kasnejše poslabšanje klimatskih pogojev bi moglo to vegetacijsko odejo zopet razredčiti oziroma jo potisniti navzdol. Mimogrede povedano, najvišja nahajališča koritastih žlebičev so okrog 100—150 m nižje od zgornje meje nastopanja rušja v pogorju. V tej zvezi smo navedli nekako tri faze razvoja površja, ki pa so povsem hipotetične, kajti za klimatska kolebanja so ugotovljene precej bolj pogoste spremembe. Seveda pa je vprašanje, kako hitro in v katerih primerih je sploh prišlo do prilagajanja vegetacijsko talnih razmer klimatskim spremembam.

Tak razvoj je mogoče povezati tudi s pašništvom v Kaninskem pogorju, ki je v zadnjih desetletjih močno nazadovalo. Nekoč se je po pripovedovanju

nekdanjih pastirjev v pogorju hkrati paslo po več sto ovac. Možno je, da je ponekod prišlo do krčenja rušja npr. na pregibu v podolju nad Krliščem.

Glede na to in tudi glede na pojav zaobljenih žlebičev v nekaterih povsem golih območjih brez neposredne bližine rušja (pragi med Krliščem in Malim Dolom) sklepamo, da je tega rastja bilo nekoč precej več po podih. Do takšnega zaključka bi lahko prišli tudi s podatki o različni višini nastopanja zadnjih rušnatih grmov na podih (sl. 18). Še bolj pa nas je utrdila v tem prepričanju neenakomerna razporeditev rušja, kjer se med drugim kaže, da ga je na Kaninskih podih, predvsem nad 1800 m, nekaj manj kot na Goričici. Razlika je zelo verjetno nastala zaradi različne gospodarske uporabnosti obeh predelov.

Ponuja se še ena možna razlaga za umikanje vegetacijskega in talnega pokrova. To je stopnjevano zakrasevanje, ki bi moglo s povečanjem razčlenjenosti površja poslabšati pogoje za zadrževanje prsti in višjih oblik vegetacije na površju, v skladu z našo tezo o postglacialnem stopnjevanju kraške razčlenjenosti površja. Pri tem namreč lahko ugotovimo, da se rušje in trava zadržujejo predvsem tam, kjer se je v razpokah, ki niso preveč izpostavljene izpiranju tal, lahko nabralo in obdržalo dovolj humusa. Seveda so tla, pokrita z morenskimi gradivom, sama po sebi ugodna za planinske pašnike. Tako je značilno, da se v območju Širokega Dola južno od Spodnjih Kont, kjer je na površju ohranjenega največ morenskega gradiva, rušje dosledno drži skalnatih in škrapljastih otokov, predvsem v višinah pod 1900 m, medtem ko



Sl. 18. Zaobljeni makrožlebiči pri Malem Dolu v višini 1950 m so verjetno priča nekaj bolj razširjene talne in vegetacijske odeje

so morenske površine pod travo. V tem je na prvi pogled videti naravno ekološko diferenciacijo, toda obenem je mogoče prav v tem še čutiti nekdanji vpliv človeka. Tega pojava ni mogoče razložiti drugače, kajti nobenega razloga ni, da bi bili za rast rušja na golem skalovju ugodnejši pogoji kot pa na morenski podlagi (ustno T. Wraber).

Na podih območja rušja tudi drugod niso razvrščena samo v skladu z višinskimi klimatskimi conami. Če bi bilo tako, potem bi lahko pričakovali po višini bolj enotno zgornjo mejo nastopanja rušja. V resnici pa ta sega najvišje na južnih pobočjih Gnile Glave skoraj do roba, ki je v višini 2070 m. To je najvišje nahajališče rušja v Kaninskem pogorju. Zahodno od tod preneha že pod 1900 m. Za Konjcem na 1950 m, Za Škripi na 1950 m, pod Slemenom na 1830 m, v Krnici celo na 1750 m in na Goričici, na V. Smrdetonovi glavi 1902 m in pa na Lanežu v višini okrog 2000 m. Ali so te višinske razlike posledica naravnih procesov ali pa posegov človeka, bodo morale pokazati posebne raziskave ((pod. 13).

Ponekod v zelo nizkih legah (do ca. 1200 m) smo na pobočjih sredi gozda naleteli na makrožlebiče razmeroma neizrazitih oblik, ki so gledali izpod tanke talne odeje. Te bi lahko imenovali zaobljene makrožlebiče in se od koritastih razlikujejo po tem, da niso v notranjosti izpodjedeni. Verjetno je to posledica nekoliko večje nagnjenosti podlage, na kateri so nekoč nastali in zaradi tega nikdar niso bili dovolj na debelo pokriti z preperelinsko odejo. Proces naseljevanja vegetacije se je izvršil očitno počasneje kot v ugodnejših pogojih v sosedstvu. Zato lahko sklepamo, da so še dolgo v holocenu vztrajali posamezni neporaščeni otoki, kakor nekateri vztrajajo še danes.

5.4. Pojav, oblike in razširjenost škrapelj

Škraplje so v vsem Kaninskem pogorju poleg kotličev, makrožlebičev in depresij vrtačaste ter kontaste narave, najbolj pogost in s tem tudi najbolj razširjen kraški pojav. Predvsem nastopajo na vseh golih skalnih površinah, ki so že dalj časa izpostavljene subaeričnim vplivom in ki so ravne ali blago nagnjene. Eden od osnovnih pogojev, morda resnično primaren v razvoju škrapljastih zevi katerekoli vrste, je seveda primarna razpokanost kamnine. Pomembno je torej ali so razpoke v kamnini sploh prisotne in kako na gosto so razvrščene in v kakšnem sistemu. Kakor smo že večkrat omenili, najdemo tu in tam kompaktnješe dele površja, kjer sploh ni videti, da bi bila kamnina razpokana, ali pa je le malo. Zato so nastale le površinske korozijske oblike ploskovnega ali linearne značaja. Toda spet drugi primeri pokažejo, da so vendarle tudi v navidez najbolj kompaktnih apnenčevih skladih drobne lasnate razpoke, ki pa se po določenem času vendarle aktivirajo in razširjajo v škrapljaste zevi. To so primarne kamninske razpoke, ki so prav za nastanek in razvoj škrapelj največjega pomena.

Čim večja je nagnjenost površja, tem slabši so pogoji za nastajanje škrapljastih zevi. O tem se lahko neštetokrat prepričamo na laštastem površju podov. S tem pa seveda nikakor ni rečeno, da ne morejo posamezne škrapljaste zevi nastajati tudi sredi bolj nagnjenega pobočja oziroma sredi izdelanega sistema pobočnih makrožlebičev, kot smo poudarili v prejšnjem

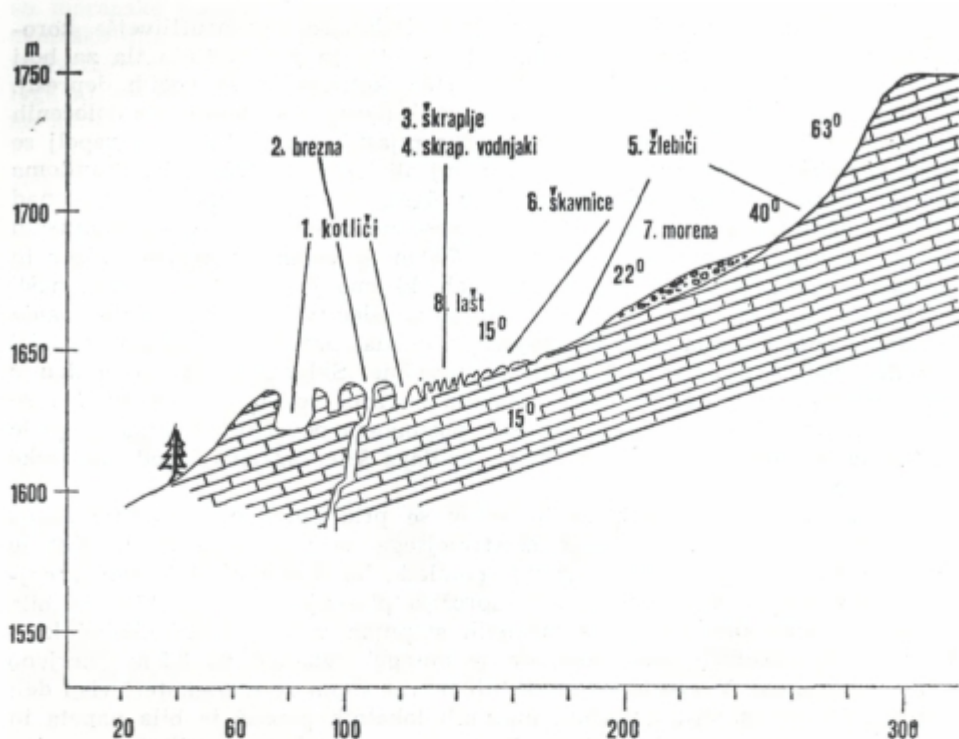
poglavju. Škraplje potemtakem uničujejo drobnejše in občutljivejše korozijske strukture (Kunaver, 1961, 117, sl. 10) in pripravljajo tla za bolj globoko korozijsko izjednost v obliki vrtač, kotličev in še večjih depresij.

Korozijsko aktivna voda se steka z večjih nagnjenih ploskev do določenih nižjih mest in površin, kjer ponikne v škrapljastih zeveh. Pasovi škrapelj se širijo iz najnižjih delov posameznih stopenj ali laštov v višje dele. Praviloma skoraj vedno najdemo tako razvrstitev škrapelj, da so makrožlebiči nad njimi, kotličiči ter brezna pa pod njimi, posebno v spodnjem delu Kaninskih podov, na nagnjenem svetu tja do ca. 1700 m. Iz ostankov makrožlebičev in koritastih makrožlebičev v najnižjih legah, ki smo jih posebno pogosto našli v teh predelih, sklepamo, da se je v dobi po poledenitvi izvršila in se še dogaja počasna transformacija laštastih stopenj iz nekdanj pretežno žlebičastih površij v vedno bolj kotličaste in škrapljaste površine. Sklepamo, da bo umikanje makrožlebičev na račun škrapelj potekalo navzdol vedno bolj počasi, ker se na zgornji strani teh pobočnih odsekov postopoma povečuje strmina in glede na to, da se tam ponekod živa skalna podlaga šele razkriva izpod morenske odeje (pod. 8).

Zbiranju vode v nižjih delih laštov se pridružuje še kopičenje snega zaradi lokalnega plazenja snega iz strmejšega na položnejši relief. Kot je videti se to dogaja najbolj v zgodnji pomladi, ko doseže snežni pokrov največjo debelino in ko odjuge lahko sprožijo plazenje. 1. maja 1968 je bilo mogoče opaziti, kako se je na laštastih stopnjah v neposredni okolici kočee P. Skalarja nakopičil sneg tako, da je dosegel debelino do 3,5 m (merjeno z lavinsko sondo). V sosedstvu pa so bili takrat kopni že marsikateri višji deli površja. Dokaz za obstoj takšnih majhnih lokalnih plazišč je bila napeta in neravna površina takšnih nasipov. Isti pojav smo takrat opazili še marsikje drugod v spodnjem delu podov.

Tako se zdi koncentracija agresivne vode in s tem korozijskega delovanja ter značilna razporeditev kraških objektov na najnižjih delih laštastih stopenj še bolj prepričljiva in razumljiva. Stanje, kakršno smo pravkar opisali, velja predvsem za spodnje in srednje dele podov predvsem tam, kjer je relief nekoliko strmejši. V zgornjih nadstropjih so nagnjeni lašti manj razčlenjeni z makrožlebiči pa tudi škrapljaste zevi nastopajo le v najnižjem delu.

Višinska neomejenost nastopanja škrapelj velja tudi za Kaninsko pogorje, čeprav se z višino spreminjajo pogostost in vrsta škrapelj. Isto so na splošno ugotovili tudi v Severno apnenških Alpah, o čemer pregledno piše Zwittkovits (1969, 383). Ob stiku z vegetacijo in prstjo se zaobljijo vsi ostri robovi, zaradi česar se izvrši nekje na zgornji gozdni oziroma drevesni meji morfološki prehod iz ostrih v zaobljene škraplje (Kunaver, 1961, 101 in 121). Starejši avtorji ne govorijo toliko o mejah nastopanja kot bolj o območjih nastopanja. Tako Simony (1847 in 1971 etc.) povezuje nastopanje škrapelj s poledenelimi območji. Eckert (1902) meni, da so najbolj tipična in najbolj pogosta območja škrapelj blizu ločnice večnega snega. O. Lehmann (1927, 236) je formuliral misel, da se škraplje pojavljajo na tistih površinah, ki so v holocenu ostale proste vegetacijske in gruščnate odeje. Lindner (1930) je ugotovil navezanost škrapelj na ledeniško zglajena območja. S tem se v celoti strinja Zwittkovits ((1969, str. 384) in dodaja, da so najboljši pogoji zanje tam, kjer so takšne površine apnenca čim bolj enakomerne, kompaktne



1. kotličič – kettle. 2. potholes. 3. kluftkarren. 4. karrenbrunnen. 5. rinnenkarren. 6. kamenitzas. 7. glacial till. 8. pavement

Pod. 8. Zaporedje kraških oblik na zgornjih pobočnih izravninah Gozdeca
Fig. 8. Karst landforms sequence on the upper slopes of Gozdec

in gladke. Prisotnost morenskega gradiva in periglacialnega grušča nasprotno ni ugodna za obstoj škrapelj.

Haserodt (1965, str. 44–45) navaja kot območje nastopanja visokogorskih škrapelj višinski pas med 1700 in 2400 m, na primeru salzburških Alp. Pri tem meni, da daljše trajanje snežne odeje in pogostejše sneženje celo pospešuje razvoj škrapelj. Zato se po njegovem pojavljajo škraplje vse do ločnice večnega snega.

Zwittkovits povezuje zgornjo mejo nastopanja škrapelj s cono mehničnega razpadanja. V pogorju Warscheneck in v Toten Gebirge je spodnja meja močnega mehničnega razpadanja (Frostschuttgrenze) med 1900 in 2000 m. Nad temi višinami se škraplje pojavljajo v otokih, medtem ko pod to višino dominirajo. Spodnjo mejo pojavljanja škrapelj isti avtor delno povezuje s cono, v kateri se uveljavi humusna in vegetacijska odeja, tj. s

cono, v kateri se pojavljajo zaobljene škraplje. Vendar meni, da je treba potisniti to cono vse do 1200 m navzdol, do koder se pojavljajo škraplje, čeprav zaobljene, vendar v primarnem stanju (1969, 384—385).

Jasno mejo med ostrimi in zaobljenimi škrapljami v Kaninskem pogorju, lahko rečemo, je zelo težko ali celo nemogoče potegniti. Zaobljene škraplje se namreč posamezno pojavljajo še do ca. 1900 m visoko. To smo opazili posebno za Škripi in na Zeleni Glavi. Zaobljenost prične prevladovati v površju šele pod spodnjim robom Kaninskih podov na laštastih stopnjah med 1600 in 1650 m. Za Škripi smo ugotovili isti pojav na nekako 1670 m. Spodnja meja v vsakem primeru pomeni postopen prehod iz prevlade enih v prevlado druge vrste škrapelj. Ta prehodna cona zavzema po našem mnenju pas od 1650 do 1800 m. Najbolj pogosta kraška oblika so škraplje na Kaninskih podih v pasu med 1750 in 2050 m.

Zaradi petrografskih vplivov se lahko pojavijo razpadajočim škrapljam podobne oblike že precej nizko, vendar le v posameznih primerih. To so višine okoli 2000 m (sl. 4). Vendar je treba strogo ločiti med dvema različnima vrstama razpadajočih škrapelj. Ena vrsta razpadanja in to v spodnjih nadstropjih podov, je lahko povsem korozijske narave. Na laštastih stopnjah pod Gnilo Glavo imajo škrapljasta polja tik pod cono makrožlebičev najprej obliko omrežja strukturnih škrapelj, ki v smeri navzdol postaja še bolj močno razjedeno brez posebnega reda, povsem kaotično. Takšna dezintegracija površinskega sloja apnenca pripelje končno do njegove delne ali popolne odstranitve in proces korozijskega razjedanja nove podlage se začne z določenimi modifikacijami znova.

V vrhnjih delih podov stopi korozija kot nosilec kraškega preoblikovanja bolj ali manj v ozadje. Mehanično preperevanje postopno z višino vedno bolj odloča o globini, gostoti in zunanji obliki škrapelj (sl. 19). To pa se izraža tako, da so škraplje na splošno bolj enostavno oblikovane ter da so gostota zevi, globina in širina manjši. Vsi štrleči deli zapadejo mehničnemu preperevanju, tako da je marsikje grušč raztresen na površju ali zagozden v zevah (Kunaver, 1961, 123, 180). Mehničnemu preperevanju zapade posebno bolj na gosto s škrapljami razjedeno površje, kolikor isto nastaja na krajih ponikanja vode. Značilno je, da tudi v največjih višinah srečamo posamezne lašte s korozijsko izjedeni eliptičnimi škrapljami, malo vstran na bolj razgibanem površju pa so škraplje komaj malo razčlenile površje. V prvem primeru gre za lokacijo na ne preveč nagnjenem laštu na slemenu V. Glave, kjer se sneg ne akumulira v prevelikih količinah in v bližini živa skala ne razpada tako močno. Drug primer pa je običajen za površje podov med V. Glavo in V. Talirjem, kjer je zimska akumulacija snega precejšnja, deloma tudi zaradi plazov z ostenij mejnega grebena. To so višine 2250 do 2300 m. Na slemenu Zgornje Osojnice, ki je praktično najvišji del Kaninskih podov (vrh 2348 m), se že v višini 2250 m, na dolomitiziranem apnencu pa celo že na 2100 m, čutijo vplivi mehničnega preperevanja s tem, da izginejo vse izrazitejše korozijske oblike, škraplje pa so plitve in razrušenega tipa. Na najvišjem delu tudi te izginejo in se od kraških oblik uveljavljajo samo še veliki kotlički. Tako je območje, v katerem na zgornji strani Kaninskih podov postopoma izginejo s površja tudi korozijsko razširjene škraplje, med 2200 in 2350 m.



Sl. 19. Škrapelje v večjih višinah so korozijsko manj razjedene. Na sliki je mrežasti tip škrapelj in prehod v mehanično površje, višina 2200 metrov

Še v pasu močnega mehaničnega preperevanja smo na nekaj krajih nalletelj na posamezna škrapljišča* s t. i. mrežastimi škrapljami (Gams et al. 1975, str. 28). Gre v bistvu za kombinacijo mehaničnega in kemičnega preperevanja apnenca vzdolž razpok in sicer tako, da nastane pravokoten mrežasti sistem plitvejših škrapljastih izjed. Najprej je značilno, da takšen sistem škrapelj nastane običajno na nižjih delih laštov, ki so v bolj poglobljenih delih površja. To je znak za precejšnjo navezanost na večje količine vlage, konkretno snežnice, ki direktno pronica v tla in širi strukturne razpoke. Drug pogoj je nekoliko nadpovprečna gosta mreža razpok, predvsem enega sistema, ki se kombinira z drugim, ki je po gostosti sekundarnega pomena. Med križajočimi se razširjenimi razpokami ostajajo prisekane pravokotniško oblikovane pregrade enostavnih oblik. Enostavnost takšnega škrapljastega sistema pa poudarja lahko še posebej mehanično razpadanje, ki se v gosto razpokanem apnencu še lažje uveljavlja. Opisani tip škrapelj smo večinoma zasledili v višjih delih podov.

* Simonović (1921, 142) omenja H. Tumo, ki je v Plan. vest. (1909, 188) predlagal uporabo izraza »škrapljišče«.

V višjih nadstropjih smo našli tudi enostavnejši vzporedni sistem škrapljastih zevi ali vzporedne poklinske škraplje. Najlepši primer smo našli v srednji zatrepni suhi dolini med V. Grabnom in vrhom Konjca in to v njenem dnu na malo nagnjenem gladkem laštu (sl. 2). Najbolj je presenetljivo, kako se more v globoki depresiji, kjer sneg gotovo vztraja dolgo v poletje, obdržati tako gladka in kompaktna laštasta površina, ne da bi bila mehanično bistveno načeta tako kot drugod v istih višinah. Škrapljaste zevi so na njej nanizane v izredno pravilnem vzporednem sistemu, ki ga lahko pripisujemo samo enako vzporednemu sistemu strukturnih razpok. Nekoliko navzgor po laštu so enake škrapljaste razpoke v enakem položaju in zato zelo verjetno genetsko istočasne, pa vendarle že v razpadajočem stanju. To je morda učinek drobnih petrografskih razlik v apnencu, ki se lahko menjavajo že na kratke razdalje.

Primer obsežnih škrapljišč v podolju med Zeleno Glavo in Policami na Goričici tudi opozarja, da za nastanek sistema globokih in navpičnih ter na gosto posejanih škrapljastih razpok ni najbolj nujen gost sistem razpok. Tam so škraplje nastale na morda najbolj sklenjenih območjih v Kaninskem pogorju, saj so z njimi razrezani praktično prav vsi lašti, ki se v stopnjah spuščajo od sedla nad Rudo do konte pod Zeleno Glavo. Škraplje v glavnem kažejo za naše območje precej neobičajno lice, ker je sistem zevi in vmesnih reber precej nepravilen. Čutiti je sicer vpliv določene usmerjenosti posameznih večjih škrapljastih zevi v posameznih kotličih, toda nimamo opravka s tako gostimi vzporednimi zevmi, kakor smo jih opisali zgoraj. Kjer pa je vendarle videti takšno navezanost, pa so zevi večinoma vijugaste in sploh ne potekajo premočrtno, kot smo vajeni drugod. V kolikšni meri se pozna navezanost na sistem razpok, je močno odvisno od stopnje zakraselosti. Čim večja je ta, tem več je različnih drugih, večinoma krajših prečnih ali poševnih razpok, ki povsem zbrisejo prvotno navezanost na določeno smer. Zaradi takšnih lastnosti apnenčevih skladov se je lahko uveljavilo tudi eliptično oziroma luknjasto izjedanje skalne gmote, kar daje tem škrapljam ponekod še bolj nepravilen, kaotičen izgled.

Naslednja značilnost v istem območju je ploskost površja ne samo večjih, ampak tudi čisto ozkih vmesnih reber med škrapljastimi zevmi. Tako imamo v celoti vtis, da se je v poprečju ohranil nekdanji malo nagnjeni ali celo ravni značaj laštov, ki je danes na globoko razrezan in razjeden. Deloma preseneča, da so ravno odrezani vrhovi reber marsikje precej zaobljeni, seveda predvsem na robovih. To so razmeroma zmerne višine (med 1800 in 1850 m), kjer bi že lahko pričakovali vplive vegetacijske in talne odeje, čeprav zmanjšemo rušje in večje travnate ploskve. Te so se naselile rajši na bolj dvignjenih robnih območjih. Tu se vprašamo, ali ni tolikšna ogolelost le posledica napredujočega zakrasevanja, ki počasi zmanjšuje celotno, čeprav neobsežno poraščeno površino? Ali ni morda ta proces nazadovanja vegetacije prav v tem območju že precej star in še vedno v napredovanju?

Eliptične in luknjaste škraplje smo opazili tudi drugod v slovenskih Alpah in zanje nekoč napisali, da so to vertikalne, pretežno korozijske izjedanine eliptične oblike (Kunaver, 1961, 123).

Značilno je, da smo jih na več krajih našli tudi v Kaninskem pogorju. To lahko pomeni, da imamo opravka s specifičnim načinom korozijskega razčlenjevanja apnenčeve podlage, ki povzroča nastanek posebnega tipa škrap-

ljastih zevi. Te zevi so lahko okroglaste ali pa eliptične oblike in povsem samostojne. V tem primeru so verjetno v začetni fazi razvoja. Ali pa so povezane med seboj v girlandasto nazobčane korozijske razširitve, ki kažejo očitno že na dolgotrajnejši razvoj. Možne so tudi razpadajoče oblike takšnih škrapelj, kadar gre verjetno za večjo starost škrapelj ali pa še pogosteje, kjer je podlaga še dovzetna za hitrejše razčlenjevanje. Na splošno je njihova razporeditev nepravilna in zato je videti, da niso tako močno navezane na razpokane sklade.

Eliptične škraplje najdemo bolj pogosto na izpostavljenih ledeniško močno zglajenih predelih, posebno v južnem delu Kaninskih podov. Tam je ponekod videti, da so eliptične škraplje brez dvoma prva holocenska generacija škrapljastih oblik na površju.

Aktualno je tudi vprašanje ohranjenosti nekaterih ostankov škrapljaste razčlenjenosti iz starejših predwürmskih obdobij zakrasevanja. Bögli si s svojo idejo o predholocenski starosti škrapelj zaenkrat ni mogel pridobiti mnogo somišljenikov (Bögli, 1951, 1960, 1961).

Glede starosti in razvoja nudijo zanimivo sliko škrapljišča na pomolu Visoke Glave v višini ca. 2250 m, kjer je prvi zgornji lašt različno na gosto posejan z eliptičnimi škrapljami. Pod njim, komaj nekaj metrov nižje, se uveljavlja površje s precej globokimi makrožlebiči, ki se kombinirajo z globokimi vzporednimi škrapljami. Še naprej navzdol se pojavi mrežasti škrapljasti sistem, kar je že tretja oblika škrapljastega razčlenjevanja. Na eni strani je vzrok za te razlike množina odtekajoče snežnice med lašti, kajti najbolj korozijsko razjeden je najnižji lašt. Razlike so lahko tudi posledica različne jakosti ledeniške erozije. Eliptične škrapljaste zevi bi tako predstavljale razredčeno globinsko nadaljevanje nekdanjega, a že odstranjenega sistema škrapelj. V tem primeru so eliptične škraplje tudi obrušene škraplje. Lepe in prepričljive primere smo videli na italijanski strani pogorja v bližini brezna Abisso Boegan.

Nasprotje tem primerom, vendar časovno podobnega nastanka, je škrapljišče pod Dolgimi Prodi, ki kaže zelo globoke in goste vzporedne škraplje. Tako močna razčlenjenost se je verjetno lahko ohranila iz zadnje medledene dobe, ker prav tu led ni imel večje erozijske moči. To je zaenkrat edini znani primer škrapelj predholocenske starosti, ki verjetno niso bile uničene (sl. 20).

Kjer nastopajo v apnenčevih skladih bolj dolomitizirane plasti, kot npr. v vrhnjih delih Za Škripsi ali pa v dnu V. Dola, so nastale v živoskalnati podlagi nekaj decimetrov do okoli 1 m široke in plitve razširitve in poglobitve nepravilnih oblik. Tak način razpadanja dolomitiziranih apnenčevih skladov bi lahko imenovali oknaste škraplje.

Kot posebno škrapljasto obliko bi lahko izdvojili posamezne škrapljaste zevi ali počiči kot znanilce nastopajočega globinskega zakrasevanja na površinah, ki so bile dolgo le domena linearnega žlebičastega ali celo ploskovnega horizontalnega korozijskega preoblikovanja.

Škrapljaste počiči se običajno pojavijo posamezno in to vzdolž močnejših strukturnih razpok (glej mikromorfološko karto). Sele pozneje jim sledijo eventualno druge vzporedne zevi. Dolgo lahko vztrajajo posamič in se pri tem zaradi močne razpoke povečajo na večjo razdaljo (tudi preko 10 m) ter dosežejo širino nekaj decimetrov. Njihov razvoj se posebno pospeši, če prične vanjo odtekati voda iz širšega zaledja.



Sl. 20 Ta izjemno močno škrapljasti lašt pod Dolgimi prodi 2200 m verjetno ni bil močnejše ledeniško erodiran

Na podoben način nastajajo škrapljasti vodnjaki, ki jih je pri nas prvi opisal Novak (1963). Pravzaprav jih imenuje le vodnjake. Zanj so to brezna okroglega ali približno okroglega preseka, ki se bistveno ne spreminja od ustja navzdol, so široki med 0,8 m do 3 m in globoki med 6 in 15 m. Novak meni, da vodnjaki niso mlade kraške oblike, ker naj bi nastali pod ledenikom kot odtoki ledeniške vode. Kljub temu pa omenja, da so po umiku ledu vodnjaki točke močnega odtoka vode v podzemlje (1963, 133—135).

Iz tega opisa imamo vtis, da Novak opisuje podobne oblike, ki nastopajo tudi v Kaninskem pogorju. V naših primerih gre večinoma za močno poglobljene in razširjene škrapljaste zevi, ki imajo plitvim breznom podobne oblike. Globine, ki jih navaja Novak, v glavnem držijo tudi pri nas. Večja vodnjakasta brezna ali škrapljasti vodnjaki so redkejši pojav. Ta termin se zdi bolj primeren od Novakovega, kajti ime »vodnjak« uporabljamo v speleologiji bolj za okrogla navpična in nerazčlenjena brezna oz. za posamezne takšne stopnje v njih. Škrapljasti vodnjaki imajo, kot poudarja tudi Novak, od vode razrito in razžlebljeno okolico žrela brezna. Večina visokogorskih brezen ne kaže takšnega značaja vhodov (Kunaver, 1969). Kot smo lahko ugotovili, so vodnjaki nastali v posameznih ugodnih legah, kjer se z večjega površja odteka voda v notranjost na enem mestu v močnejšem curku. Zato so podnožja laštov najpogostejša nahajališča škrapljastih vodnjakov. Vanje priteka voda lahko iz več žlebov. Dokaz za to je tudi sorazmerje med velikostjo površja, na katerem se zbira voda, in velikostjo škrapljastih vodnjakov. Proti Novakovi trditvi

govori tudi dejstvo, da se sistem razpok v ledeniških območjih stalno spreminja in zato ne moremo pričakovati takšnega razvoja, kot ga kaže njegova skica (o. c., 135). Ta namreč kaže, kot da ledeniška razpoka vztraja nad eno in isto točko površja toliko časa, da se lahko ozka razpoka širi v vodnjakasto brezno. Kljub temu ni mogoče v določenih razmerah zanikati odtekanja ledeniške vode v kraško notranjost, kar dokazujejo raziskave kraškega pretoka s Kolumbijskega ledeniškega pokrova v Castleguardsko jamo v kanadskem Skalnem gorovju (Ford, 1975, 299). Vendar pa to razgaljeno in ledeniško preoblikovano skalnato površje razen ozkih razpok nima nobenih oblik, ki bi bile podobne vodnjakom.

Še nekaj besed o zaobljenih škrapljah. Zaobljenih škrapelj je največ na Goričici, ker so uravnane stopnje precej obsežne, še pod gozdno mejo. Toda najviše so na Gozdecu, kjer sicer segajo napol zaraščena škrapljišča razmeroma vse do nekdanje planine Gozdec na višini okrog 1300 m. Še nižje, v območju prestaj na Pečeh, so zaobljene škraplje tudi precej pogost pojav, prav tako na pobočjih Kope in na Poljanici. Vezane so na manjše laštaste police, ki se pokažejo na izpostavljenih pomolih oziroma pregibih izpod morenskega gradiva. Ostale so zaraščene z manjvrednim gozdom.

V literaturi je bila pred kratkim diskusija, kakšen razvoj so doživele zaobljene škraplje v apneniških Alpah in kateri procesi so povzročili današnji izgled. Bistvo diskusije je vprašanje ali so zaobljene škraplje primarna ali pa sekundarna oblika. Ali je osnovna razjedenost in zaobljenost nastala samo pod humozno oziroma talno odejo, ali pa so nekdanje ostre škrapljaste oblike dobile zaobljeno obliko šele naknadno pod vplivom humusa. Raziskovalci so tudi različnega mnenja glede starosti. Že A. Heim (1877, 432) je kot eden prvih menil, da se pod talno odejo ne morejo tvoriti nove škraplje, pač pa lahko pod takšnim vplivom nastanejo zaobljeni ostri robovi subaeričnih škrapelj. Podobnega mnenja sta bila Penck (1894) in Eckert (1902). Poleg navedenih avtorjev sta še Wagner (1950, 78) in Rathjens (1951 in 1954) mnenja, da so zaobljene škraplje dokaz za ogolelost nižje ležečih goratih predelov v poslabšanih klimatskih razmerah ledene dobe. Lindner (1930) je menil drugače, da so zaobljene škraplje primarna oblika (o. c. 201). Bögli navaja (1951), da so zaobljene škraplje v centralni Švici predvsem tam, kjer so škraplje pokrite s humozno odejo, pa tudi v neposredni bližini ostrih škrapelj. Teh škrapelj ni nikoli našel tam, kjer tudi v preteklosti ni bilo mogoče pričakovati pokritja s humusom. Zato meni, da so na splošno takšne škraplje v predelih s humozno odejo, drugod pa da so ostre (o. c. 59—60). Na drugem mestu pravi, da so zaobljene škraplje kot nasledstvena oblika (Folgeform) v humidni alpski klimi, konkretno na Böldmerskem območju (Muotatal), nastale v postglacialu najprej na goli skali, potem pa je z izboljšanjem klime prevladal tam gozd. To je povzročilo zaobljenost nekdanjih ostrih oblik (1960, 19). Podobnega mnenja je tudi Bauer, vendar do neke mere dopušča možnost, da bi mogle takšne škraplje nastati tudi samo pod talno odejo (1954, 57). Največ se je doslej s tem problemom ukvarjal Haserodt in v kratkem povzemamo njegove misli. Meni, da te škraplje ne morejo nastati kot posebna ali samostojna oblika nekega aktivnega procesa oblikovanja škrapelj pod vegetacijsko oziroma humozno odejo, da izvirajo iz poznoglacialnega obdobja ali iz zgodnjega postglaciala, kò so običajne škraplje, makrožlebiči nastali na še neporaščeni skalni

podlagi. V poznejših obdobjih naj bi doživele le določeno preoblikovanje in povečanje. Je mnenja, da pride v coni med 1600 in 2000 m, torej na prehodu iz sklenjeno poraščenih v pretežno gola tla, do najmočnejšega preoblikovanja škrapelj zaradi obogatitja površinskih vod z biogenim CO₂. Podobno stališče ima Gams (1963, 62), čeprav pripisuje med pedobiološkimi faktorji, ki povzročajo korozijo, največji pomen humoznim kislinam.

Haserodt navaja primere zaobljenih škrapelj in makrožlebičev tudi v zelo nizkih legah, kjer sploh ne more biti sporno, da je led po umiku zapustil za seboj povsem zglajeno skalno površje.

Te ugotovitve tudi v celoti držijo za Kaninsko pogorje. Tudi primeri ledeniških in podobnih balvanov na pobočju, ki imajo močno razčlenjeno površje jasno kažejo, da so lahko nastali makrožlebiči in škraplje na njih le v postglacialnem obdobju. Iz tega sklepamo, da lahko velja enako tudi za večino ostalih škrapelj. Z balvanov je odnešenega verjetno relativno manj gradiva kakor bi teoretično lahko pričakovali zaradi izolirane lege.

S tem ni mogoče zanikati možnosti, da je na ledeniških zbrusih pod morsko odejo tu in tam ohranjena tudi kakšna stara predwürmska škrapljasta zajeda, čeprav česa takega nismo našli na nobenem od odkritih zbrusov.

Poseben primer so nekatera škrapljišča zaobljenih škrapelj v srednjih delih pobočij, predvsem na višinah med 1200 in 1400 m, na območju nekdanjih planin Gozdec ali Goričica, kjer so škraplje najbolj podobne t. i. subkutanim (Zwittkovits, 1969) ali gozdnim škrapljam, če pogledajo izpod talnega pokrova. Sistem škrapljastih zajed in reber je zelo nepravilen in predvsem manjkajo ravno odrezani vrhovi reber, kar je sicer pogosta oblika subaeričnih škrapelj. Iz škrapljastih zevj raste bujna trava in marsikje povsem pokriva sistem razjed in reber. Podrobnejši ogled je pokazal, da so globlji deli zajed še vedno neenakomerno na debelo zapolnjeni z rjavkasto talno preperelino (verjetno Terra fusca ali rjava rendzina po Bauerju 1954, 59).

Zdi se verjetno, da so bile škraplje še v času začetkov planinskega gospodarstva v Kaninskem pogorju mnogo bolj ali pa v celoti pokrite s talno odejo. Kasnejše izkoriščanje tal za pašo skupaj s klimatskimi vplivi bi lahko povzročilo porušenje naravnega ravnotežja in s tem naraščajočo erozijo prsti, ki je privedla do današnjega stanja. Na takšen razvoj opozarjajo podobni pojavi degradacije tal v Dachsteinskem pogorju, ki so med drugimi privedli do povečanja deleža skalovja in sklenjenih škrapljišč na račun pašnih površin. Bauer je v tej zvezi zapisal, da vsako izkoriščanje tal zmanjša njihovo odpornost zoper erozijo, ki jo v takšnem stanju lahko pospešijo predvsem klimatski dejavniki (o. c., str. 62).

Pojav pokritih in nato ekshumiranih škrapelj (reveliranih škrapelj, Zwittkovits, 1969, str. 381) je v pogorju razmeroma redek. Očitno so te omejene na tiste dele pobočij, kjer se je v zadnjih razdobjih holocena gozd dovolj močno zarastel in je z njim vred nastalo nekoliko več prepereline. To pa ni v nasprotju s splošno ugotovitvijo o plitvosti tal na pobočjih, kajti domnevamo, da so se tla mogla v povečani meri tvoriti le na bolj uravnanih ploskvah, ki pa so redke. Uravnava na Gozdecu je ena med njimi, čeprav sodimo, da je vendarle moralo preteči precej časa, precen se je na golem škrapljišču mogla naseliti gozdna vegetacija.

Za nekatere evropske dežele računajo, da se je pričelo naglo zniževanje gozdne meje in umika bukve že v petnajstem oziroma šestnajstem stoletju kot posledica začetkov pašništva in plavžarstva. Šerceland je takšen razvoj ugotovil s pomočjo pelodne analize tudi za predel današnje zgornje gozdne meje v Dolini triglavskih jezer. V najvišjem delu preiskanega profila, ki ga postavlja v obdobje 16. in 17. stoletja, usahne delež listavcev in celo smreka se umakne nižje (1962, 52—53). Do podobnih rezultatov so pripeljale palinološke raziskave poključkih barij (B u d n a r - T r e g u b o v, 1958).

Šerceland se strinja z Aichingerjem (1942), ki je odločno zavrnil apriorno sklicevanje na poslabšanje podnebja ter dokazal, da je človek zaradi svojega nerazumnega ravnanja z gozdom porušil biološko ravnotežje, kar je imelo za posledico krajevno poslabšanje klimatskih razmer (Š e r c e l j, 1962, 53). Ob teh sicer upravičenih trditvah vendar ne moremo mimo ugotovitev, ki kažejo za obdobja od konca 16. stol. dalje poslabšanje podnebnih razmer in nastop t. i. »male ledene dobe«.

5.5. Kotlički kot zonalna oblika visokogorskega krasa

Tudi v Kaninskem pogorju se je uresničilo pričakovanje, da so kotlički ena od dominantnih površinskih kraških oblik v njegovih zgornjih nadstropjih. Medtem ko smo bili pred leti še prepričani, da so kotlički specifičen pojav našega alpskega krasa, čeprav le zaradi odsotnosti ustreznih poročil od drugod, imamo danes tudi o tem nekoliko bolj popolno predstavo. O kotličkih je bilo v domači in tuji literaturi doslej že precej napisanega (K u n a v e r, 1968, 127—129, 1976, 223).

Melik je že zgodaj označil kotličke kot najznačilnejšo kraško obliko Julijskih in Kamniških Alp (1935). J. Štirn (1953, 253) kot prvi nekoliko podrobneje opisuje kotličke na Malih podih pod Skuto in jih primerja z vrtačami. Imenuje jih kotli. Njihov nastanek razlaga z delovanjem snežnega stožca v tektonsko predisponiranih depresijah, kjer deluje snežnica predvsem s topljenjem apnenčaste podlage. Od tod oblika kotlov, ki je podobna zgornjim delom brezen. Ta proces primerja s topljenjem ledu pod pritiskom. Kotli se lahko kombinirajo z brezni tako, da se slednji začnejo v steni kotla (kotliča). Iz Kamniških Alp jih posebej omenja P. Kunaver, kjer naj bi bili kotlički posebno značilni za območja nad gozdno mejo. Poudarja pomen vertikalne razpakanosti za nastanek kotličev, kakor tudi odločilno vlogo snežnega zamaška, ob katerem zaradi topljenja apnenca nastajajo navpične stene. Mnogokrat so ti bregovi tudi žlebičasti, ker po njih polzita snežnica in deževnica. Opozarja tudi na gruščnat značaj dna kotličev. Tudi globine so zelo različne, od nekaj metrov do deset in več metrov (1957, 280 in skica na str. 283).

D. Novak (1962, 36) postavlja kotličke v cono do 1800 m, skupaj z vrtačami in jamami z večjimi podzemeljskimi prostori, kar naj bi se skladalo z Rathjensovo (1951), Corbelovo (1957) in Klimaszewskega (1959) razdelitvijo višinskih con glede na pojavljanje posameznih kraških objektov. Nad to višino pa bi bil pas žlebičja. Do diskusije o kotličkih je prišlo tudi na 3. jugoslovanskem speleološkem kongresu (N o v a k, 1961, 137), ko je Novak poročal o »vodnjakih«, značilnih oblikah visokogorskega krasa. V svojem referatu ni dovolj

jasno pokazal na razlike med vodnjaki kot neke vrste vertikalnimi ponori za površinsko vodo ali plitvimi recentnimi brezni na eni strani in kotlički na drugi strani. Novak pozneje (1967, 173) razlaga kotličce drugače kot prej, namreč, da so tipična oblika visokogorskega krasa, ki pa jih fosilne najdemo tudi v Dinarskem krasu kot sledove hladne klime preteklih geoloških dob. P. Habič (1968) se je izčrpno lotil pojava kotličev na t. i. visokem krasu skrajnega severozahodnega dela Dinarskega krasa. Njegova dognanja v marsičem potrjujejo ugotovitve iz višjih alpskih predelov, predvsem pa osvetljujejo pomen kotličev kot indikatorja za drugačne klimatske in morfogenetske razmere v pleistocenu v višini med 600 in 1300 m. Avtor meni, da so na visokem Notranjskem krasu prevladovale v hladnih obdobjih pleistocena značilnosti tipičnega visokogorskega krasa, kar primerja z današnjimi visokogorskimi razmerami (str. 154). Najbolj tipični kotlički so v višinah med 800 in 1200 m na debelo skladovitih apnencih.

Dosedanja proučevanja kotličev so nedvomno ugotovila morfogenetsko samostojnost in osnovne poteze procesa in pogojev v katerih nastajajo. Imamo tudi že precej jasno predstavo o razširjenosti kotličev v naših Alpah, pa tudi v obalpskem in v višjem dinarskem svetu. Tudi navezanost kotličev na debelo skladovite čiste apnenice in na linije šibkosti v kamenini je v dosedanjih razmotrivanjih dovolj jasno izstopala. Empirično sintezo o pojavu kotličev je avtor predstavil na mednarodnem speleološkem kongresu v Olomoucu leta 1973 (Kunaver, 1976, str. 223).

V Kaninskem pogorju se je ponudila prilika, da še poglobimo znanje o tem značilnem visokogorskem kraškem pojavu na to: — o zakonitosti pojavljanja v vertikalni in horizontalni smeri, v čemer naj bi se odražali klimatski, reliefni in geološki vplivi,

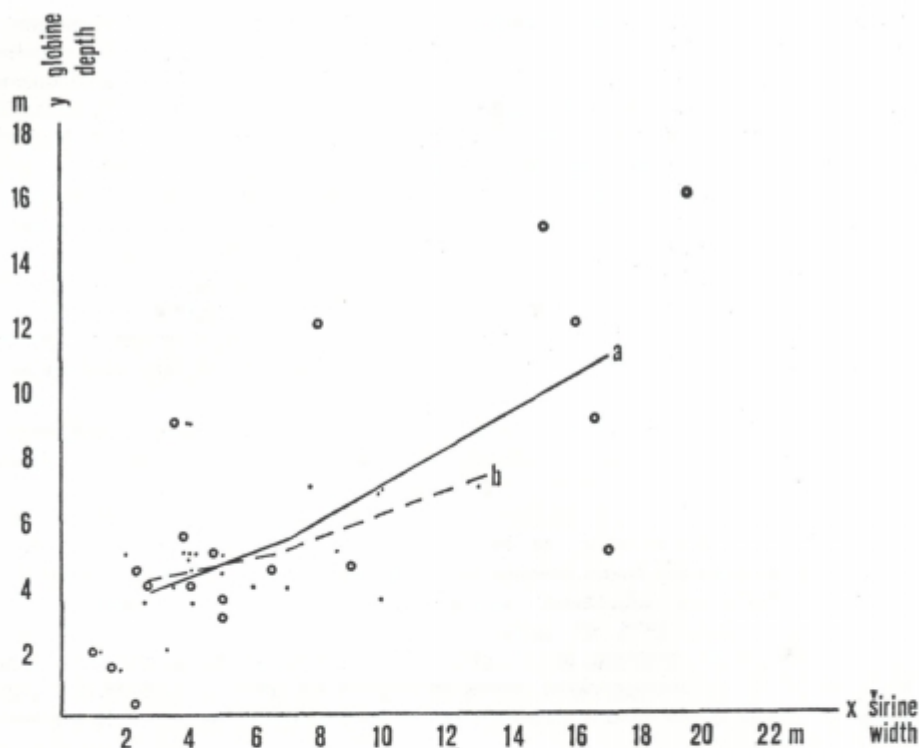
- o oblikovni in dimenzijski variabilnosti,
- o vprašanih dinamike razvoja in starosti,
- o prehodnosti v sorodne oblike kot so brezna in vrtače in
- o pojavu kotličev v drugih visokogorskih kraških območjih.

Po vsem kar je doslej znanega o kotličih je jasno, da so posledica kombiniranega procesa kemičnega raztapljanja apnenčaste podlage in mehničnega razpadanja strmih oziroma navpičnih sten. Iz oblike kotličev lahko sodimo, da so učinki obeh dejavnikov v dokajšnjem ravnotežju. Za idealno razmerje med premerom zgornje odprtine in globine kotliča vzamemo v tem primeru razmerje 1 : 1 ali indeks 1. Za merjenje dimenzij 39 tipičnih kotličev različnih velikosti in v različnih območjih in višinah Kaninskega pogorja (med 1750 in 2300 m) ne glede na gostoto nastopanja, smo prišli do naslednjih poprečij in indeksov:

poprečen premer (razpon od 1 m do 22,5 m)	7,1 m
poprečna globina (razpon od 0,5 m do 16 m)	5,9 m
razmerje med premerom in globino ali indeks	1,2

Iz tega je videti, da širine kotličev na splošno nekoliko prekašajo globino. To se pokaže tudi na korelacijskem diagramu za obe vrednosti (pod. 9).

Pri poprečnem premeru nismo upoštevali pogoste nesimetričnosti kotličev. Ob upoštevanju števila je okrog 50 % kotličev bilo takih, katerih zgornje



a — kotličev pod 2000 m in regresijska krivulja; 20 kotličev — below 2000 m

b - - kotličev nad 2000 m in regresijska krivulja; 25 kotličev — above 2000 m

Pod. 9. Korelacijski graf širin in globin kotličev

Fig. 9. Correlation graph of the kotličev — schachtdolines dimensions

odprtine niso imele enakih dimenzij v obeh oseh, pač pa so imeli ovalno ali kakšno drugačno podolgovato obliko.

Najprej je značilno, da kotličev ni pod zgornjo gozdno mejo. Pojavijo se na pobočjih Gozdeca v obliki plitvih, precej poraščenih udrtin z indeksom, ki je bolj v prid globini kot širini. Tako so na prvi pogled bolj podobne breznom. Nahajališča zelo nizko ležečih kotličev (ca. 1550 m) smo ugotovili pod Hudim Laštom oziroma pod Rušo, drugo pa ob planinski poti pod kočjo P. Skalarja, kjer je prvi kotličev na višini okrog 1600 m. Za Škripi so prvi kotličev na okrog 1700 m, na Goričici pa na 1600 m.

Spodnja meja nastopanja kotličev je v poprečju torej na višini med 1600 in 1650 m. To pa so višine, pod katerimi se marsikje spremeni značaj pobočja, posebno za Skripi in na Goričici. Izginotje kotličev pod gozdno mejo je v prvi vrsti treba povezati z bistvenim zmanjšanjem ravnih površin, dalje z močnimi učinki ledeniške eksaracije, ki je temeljito odstranila ostanke starega zakrasevanja.

Za razvoj kotličev je vendarle potrebno tudi daljše obdobje določenih optimalnih pogojev, ki pa pod današnjo gozdno mejo v zgodnjih obdobjih posfglaciala ni moglo trajati dovolj dolgo. Na zglajenih skalnatih tleh so se mogla zato razviti škrapljišča, ne pa kotličiči. Glede na to lahko ugotovimo, da v Kaninskem pogorju predvsem reliefni pogoji niso dovoljevali razvoja pod omenjeno višino.

Gostota kotličev pa tudi velikost navzgor postopoma naraščata, čeprav ne hitro. Na 1850 m ni več videti, da bi bila pogostost kotličev v ugodnih legah manjša kot višje navzgor.

Nasprotno je v korenu grebena Velikega Skednja izrazita uravnava okoli ledene jame G2, kjer gre mimo planinska pot na Prestreljenik. Tam je površje dobesedno na gosto posejano s kotličiči, posebno z manjšimi in plitvejšimi. Predvsem je bilo ravno površje pod strmejšim pobočjem primeren prostor za takšno gostoto kotličev. Toda primerjava teh kotličev s tistimi, ki so sto in več metrov višje, vendarle pokaže razlike. Kotličiči na tej ravnoti in večina kotličev v višinskem pasu od spodnje meje do okoli 1900 m ne dajejo vtisa, da bi intenzivno nastajali v današnjem obdobju. Posebno pri plitvejših kotličičih je ta vtis še posebno močan. Za kotličiče v teh višinah je značilno, da rušje sega s koreninami in vejami vse do robov kotličev. Pa tudi sicer so stene in včasih celo dna kotličev poraščena s travno in drugo vegetacijo. Dna ožjih inicialnih kotličev so celo pokrita s humusom, pomešanim med grušč in podorno skalovje, vse skupaj pa je poraščeno z mahom (sl. 21). Ponekod se zdi kot da so kotličiči napol zasuti s podornim skalovjem. Verjetno bi se ta pojav lahko spravilo v zvezo z nekoliko zmanjšano intenzivnostjo raztapljanja in razpadanja grušča na dnu takšnih kotličev zaradi kratkotrajnejše snežne odeje v teh višinah.

V višjih legah imajo kotličiči bolj svež videz in pogostejši so primeri, kjer se v dnu tudi poleti zadržuje sneg. Z višino narašča delež kotličev, v katerih se snežni zamašek sploh ne stopi. Vendar je to vse do vrha podov močno odvisno od oblike in količine kotličiča. V plitvih in širokih kotličičih sneg izgine vsako leto.

Največji kotličiči nastopajo v višinah približno med 1850 in do okoli 2100 m. V istih višinah smo našli tudi kotličiče, zapolnjene z morenskimi gradivom, o čemer bomo razpravljali pozneje. Iz teh znakov sklepamo, da je tu bila cona kotličev vsaj že v zadnjem interglacialu, predvsem pa se zdi, da v tem območju vladajo tudi danes optimalni pogoji za nastanek in razvoj kotličev. Za takšno trditev imamo več dokazov. Prvi dokaz so pogosti manjši in zato tudi mlajši kotličiči, ki so nedvomno postpleistocenske starosti. Takšne starosti potrjujeta dva značilna primera mladih inicialnih kotličev v območju Spodnjih Kont. Prvi je nastal v Muži V. Dola. Tam sta v neposrednem sosedstvu plitev okroglast kotličič, širine 1,5 m in globine 1 m in od ledu obrušena skalna povr-



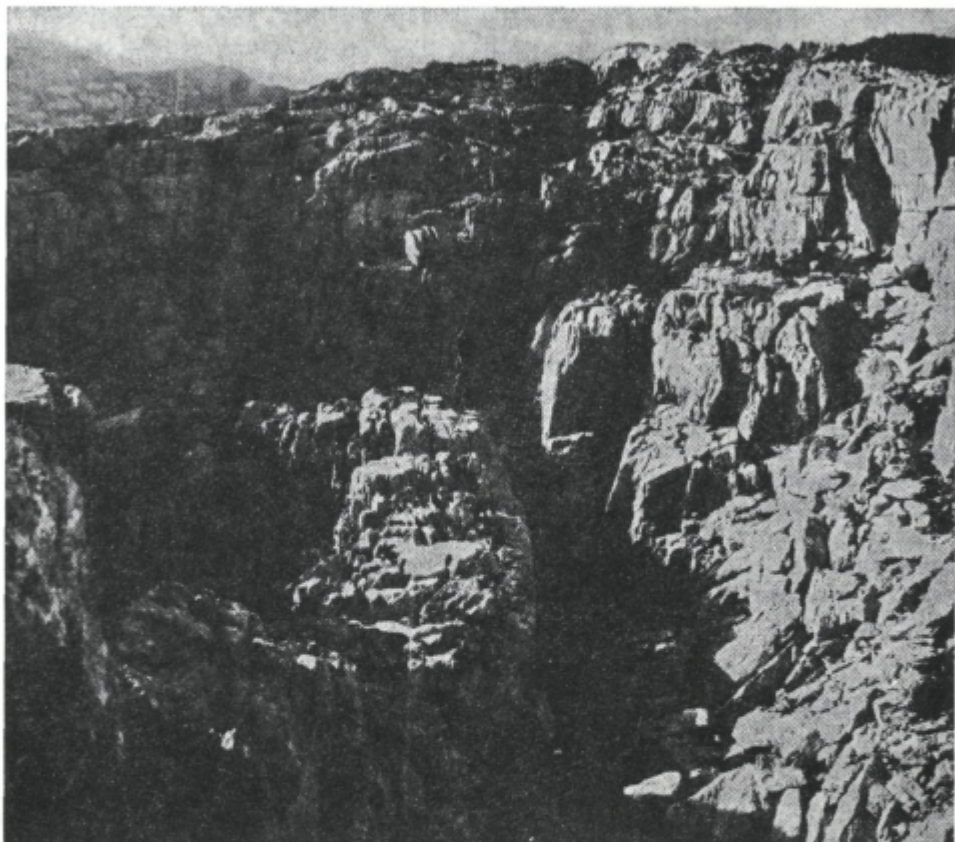
Sl. 21. Začetna oblika kotliča

šina z ohranjenimi ledeniškim razami, ki smo jih odkrili pod tanko morensko odejo.

Drug primer, ki kaže na mlajši nastanek, je kotličasta odprtina na površju uravnave v vrhnjem delu Širokega Dola. To površje jasno kaže oblikovitost, kakršno je lahko zapustilo samo glacialno ali morda kombinirano glacialno in podglacialno vodno delovanje. Ta primer smo navedli že v zvezi s starostjo škrapelj. Uporaben pa je tudi v zvezi s kotličji. Kaže, kako nastaja v globeli, kjer se zbira več snega in vode, širša okroglasta razjeda kot začetni štadij formiranja kotliča. Pri tem so prvotne valovite oblike skalnatega površja še razločno vidne. Tudi v tem primeru menimo, da je led zapustil za seboj v glavnem nerazčlenjeno površje, čeprav je možno, da so poledenitev lahko preživele le posamezne kraške oblike.

Zgornja primera sta tudi precej zanesljiva dokaza, da so mogli na podih v celotnem obdobju po poledenitvi nastati tudi večji kotličji, še posebno v ugodnih legah, kjer se vsako zimo naberejo velike količine snega. Ni torej nič čudnega, da največje in najbolj številne kotličje najdemo pod strmimi pobočji oziroma na splošno v reliefnih vdolbinah, podobno kot smo to ugotavljali za škraplje (sl. 22, pod. 8).

Poleg omenjenih dveh značilnih območij nastopanja kotličjev se v Kaninskem pogorju uveljavlja še tretja, najvišja cona od ca. 2200 m navzgor do 2350 m. Pogostost kotličjev se na površju v glavnem bistveno ne spreminja,



Sl. 22. Sestavljeni kotlič kot primer prehoda v vrtačasto obliko

čepprav je tako kot za nižje lege značilna spremenljivost v gostoti kotličev. Kljub tej ugotovitvi smo na podih pod vrhom Kanina našli tudi posamezne kratke nagnjene lašte, da, celo večji kompleks, kjer sploh ni bilo kotličev. Vendar je kljub temu pojavu, ki mu še ne moremo najti prave razlage, površje kvestastih podov pod Kaninom na splošno zelo izrazito in zelo gosto posuto s kotlički, ki so praviloma nastali na najnižjem delu vsakega lašta tik pod čelom skladov sosednjega lašta. Za velik del teh podov pomenijo kotlički dominantno kraško obliko, ki skupaj s strukturnimi potezami reliefa dajejo podom značilen visokogorski značaj.

Spremembe iz nižjih predelov se pokažejo predvsem v tem, da so kotlički v teh višinah močno zasuti z gruščem in zato marsikje plitvejši. Sneg se v njih zelo dolgo zadržuje. Zaradi močnega mehničnega razpadanja so pogoste lepe ovalne in okroglaste oblike zgornjih odprtih kotličev. Še posebno lepo pride do izraza zaobljenost robov kotličev zaradi mehničnega razpadanja, kjer je kamnina bolj dolomitna (Kunaver, 1972, slike v prilogi).

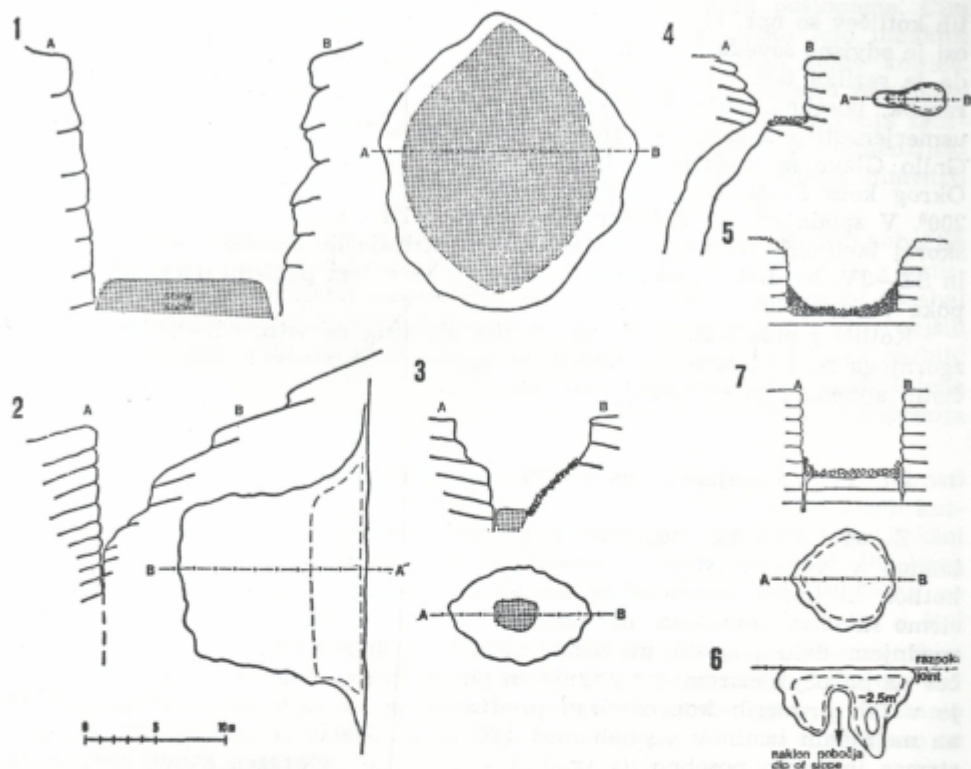
Procesi, ki so značilni za nastajanje kotličev, niso torej več povsem v ravnotežju. Izmere dvanajstih tipičnih kotličev nad 2150 m je pokazala, da širina še bolj prevlada nad globino in je vrednost njunega razmerja 1,4. Temu indeksu dajejo največ vrednosti srednje veliki kotličiči. Treba je namreč povedati, da so v tej coni zelo pogosti tudi inicialni kotličiči, pogostejši kot v nižjih conah, kjer je razmerje prej v prid globini kot širini. To bi deloma tudi govorilo v prid tezi, da na splošno pogoji za nastanek in razvoj kotličev niso več najugodnejši. Pojav prehodnih oblik med kotličiči in vrtačami v višini 2250 m še ni pogost. Toda z višino prihaja vedno bolj do izraza. Nekoliko bolj se pokaže takšen razvoj v površinskih oblikah na najvišjem delu Gorenje Osojnice. Od drugod v Julijskih Alpah, posebno s planote Hribarice in s Triglavskih podov, poznamo izvrstne primere napol zasutih kotličev, ki spominjajo na vrtače. To so v bistvu oblike, ki na zgornji strani spominjajo na kotličiče zaradi strmih do navpičnih sten. Na spodnji strani, vendar še od polovice celotne globine, pa je dno zasuto z gruščem in je poševno ali lijakasto. Kjer je skalna osnova najbolj razpokana, je tudi mehanično razpadanje najbolj napredovalo. V takšnih pogojih se na površju ne morejo več razvijati kotličiči temveč le plitve skalne vrtače. Najvišji deli Kaninskih podov so zato v prehodni coni, kjer mehanično razpadanje pričenja onemogočati tipičen razvoj kotličev. V tej luči in z navedenimi primeri od drugod bi določili višino okoli 2350—2400 kot zgornjo mejo nastopanja tipičnih kotličev v Kaninskem pogorju in okoli Triglava.

5.6. Dimenzijska in oblikovna variabilnost kotličev kot posledica lokalnih vplivov (pod. 10)

Oblike zgornjega roba kotličev. Zgornji rob kotličev ima lahko: a) kvadratno, b) pravokotno ali podolgovato, c) eliptično ali ovalno, d) krožno, e) ledvičasto in f) trikotno obliko. Večino tako oblikovanih zgornjih robov smo že prej ugotovili v raznih območjih slovenskih Alp (Kunaver, 1961, 128). Oblike pod a), b), c) in d) nastopajo najbolj pogosto. Krožne oblike zgornjega roba nastopajo najpogosteje tam, kjer je razvoj kotličiča potekal razmeroma enakomerno. Takšni kotličiči so zato najbolj veren izraz procesov, ki jih povzročajo, in so najbolj tipični. V coni močnejšega mehaničnega razpadanja je še posebno izrazito razmeroma gladko okroglasto oblikovanje zgornjih robov v dolomitiziranem apnencu. Lepi primeri so na Prestreljeniških podih in prav posebno na stopnjah pod Hudim Vrščem. Takšni kotličiči imajo lepo zaobljen zgornji rob tudi v vertikalni smeri.

Nastanek okroglastih oblik kotličev v nižjih legah v bolj kompaktnem skladovitem apnencu povezujemo z močnejšimi učinki korozije na robove in stene kotličiča.

Eliptične in ovalne oblike nastanejo na podoben način kot zgoraj opisane, le da se močnejše uveljavlja vpliv premočrtnih razpok. Številne močne razpoke so dale možnost za nastanek zelo pogostih, ožjih, podolgovatih kotličev. Njihova podolgovatost je tem večja, čim bolj sta skladna strmec reliefa in smer razpoke. Tako je ob planinski poti tik pred ledeno jamo G 2 nastala cela vrsta vzporednih podolgovatih kotličev. Podolgovate kotličiče je včasih



- 1 primer velikega kotličča
An example of a big kotličič-schachtdoline
- 2 nesimetrično oblikovani kotličči na pobočju
Non symmetric kotličič on the slope
- 3 prehodne oblike med kotliččem in vrtačo
Transitional form between kotličič and doline
- 4 vhod v brezno, razširjeno v kotličč
The entrance of the pothole transformed to the kotličič
- 5 plitev kotličč, značilen za najvišje dele pogorja
Shallow kotličič, frequent in upper parts of the mountains
- 6 tloris nesimetričnega kotličča s podaljšanima zatokoma kot posledico pospešene korozije v smeri strmca
Plan of nonsymmetric kotličič with two extensions as a result of solution in the direction of slope
- 7 poprečni kotličč
An average kotličič

Pod. 10. Najpogostejši primeri tlorisov in prerezov kotliččev

Fig. 10. Most frequent examples of kotličiči — schachtdolines plans and profiles

težko ločiti od razširjenih razpok. Razpoke so se namreč istočasno širile in poglobljale. Kjer je bilo prvo intenzivnejše od drugega, lahko govorimo o podolgovatih kotličičih. Kljub temu je v takšnih primerih pogosto, da je globina izjemno velika in da razmerje med poprečnim premerom in globino zaradi velike razlike med dolgo in kratko osjo zgornjega oboda ni najbolj primerljivo z ostalimi bolj enakomerno oblikovanimi vrstami kotliččev. Te oblike bi zato lahko imenovali fudi kotliččaste razpoke. Dimenzije enega od podolgo-

tih kotličev so npr. $12 \times 3,5$ m, globina 10 m. Razmerje med dimenzijami obeh osi je odvisno seveda tudi od stopnje razvoja oziroma starosti kotliča. Menimo, da je razlika tem manjša, čim starejši je kotlič. Kako je prevladujoča smer razpok, posebno močnejših, odločala v posameznih območjih o prevladujoči usmerjenosti podolgovatih kotličev, kažejo naslednji podatki: na pobočjih pod Gnilo Glavo se najbolj uveljavljajo smeri med 160 in 170° , pa tudi 143° . Okrog koče P. Skalarja se podolgovati kotličiči držijo večinoma smeri okrog 200° . V spodnjem in srednjem delu pobočij Za Konjcem so kotličiči navezani skoraj izključno na sistem pravokotno se križajočih razpok v smeri SV—JZ in SZ—JV. Na Laštu pod Zeleno Glavo pa so v tem pogledu dominantne razpoke v smeri 20° .

Kotličiči s pravokotnim, kvadratastim ali drugače ostro odrezanim obrisom zgornjega roba nastajajo v srednji in zgornji coni podov v debelo skladovitih čistih apnencih in na nagnjenih tleh.

5.7. Vpliv nagnjenosti na kotličiče, starost kotličičev

Zaradi pretežno nagnjenega položaja skladov v Kaninskem pogorju imamo v velikem številu primerkov opravka s podolgovato oblikovanimi kotličiči, ki imajo nesimetrične stene. Na zgornji strani se izoblikuje dolgo strmo skladno stopničasto pobočje, na drugi strani pa so stene navpične in v spodnjem delu pogosto previsne. Takšne so predvsem stene oglatih kotličičev na pobočjih oziroma na nagnjenih laštih. Proces širjenja in večanja kotličiča je v teh primerih koncentriran predvsem na spodnjo stran. Mnogi kotličiči na nagnjenih laštih v višinah med 1800 m in 2000 m so podolgovati v smeri strmca in imajo posebno na spodnji strani lepo zaokrožen skalni rob, ki je jasen rezultat korozije. Tudi stene takih kotličičev so gladke, korozijsko oblikovane, kar kaže na prevlado kemične denudacije v spodnjem delu podov.

V nekoliko dolomitiziranem apnencu so profili kotličičev radi široki in plitvi s kratkim položnim pobočjem zgoraj, s kratkim navpičnim odlomom v sredini, ki je odločilen, da takšni obliki sploh rečemo kotlič in s plitvim lijakastim gruščnatim dnom. Takšen je značilen profil starejših in večjih kotličičev (npr. š. 13 m, gl. 7 m). Manjši so precej ožji pri vrhu (primer do 3 m) in imajo od roba do dna nekoliko previsne stene.

Omenili smo že, da smo v srednjih višinah podov (med 1850 in 2100 m) naleteli na nekatere posebno velike kotličiče. Za ilustracijo navedimo mere nekaterih takšnih kotličičev:

- a) pred Ledeno jamo G 2, premer do 30 m, globina ca. 12 m,
- b) vrh Lašt (1900 m), 20×14 m, globina ca. 5 m,
- c) ob planinski poti pod Bandero (1860 m), 20×10 m, globina ca. 15 m,
- d) pod Zeleno Glavo (1800 m), 21×18 m, globina ca. 16 m,
- e) na JV pobočjih pod Gnilo Glavo (1950 m), 24×21 m, globina ca. 8—10 m.

Njihova skupna značilnost so nekoliko manj strme stene oziroma stopnjevita pobočja. Le v primeru kotličiča pod d) gre za izjemno vdrtno s povsem vertikalnimi, ponekod celo previsnimi stenami, kjer je morda nastanek povezan z vdorom nad votlim jamskim prostorom.

Pri večjem delu teh kotličev je videti, da so nastajali postopoma. Čim večji ja postajal kotlič, tem bolj globoko v dno se je vsako leto umaknil snežni stožec in tem manj sodeloval pri oblikovanju vrhnjih delov kotliča. Zato se nam zdi razumljivo, da pri takšnih oblikah, ki jim obenem prisojamo nekoliko dolgotrajnejši razvoj od poprečja, v poznejših obdobjih razvoja zgornji deli pobočij postopoma postajajo položnejši. Grafično so dimenzijski odnosi kotličev, od povsem mladih, preko tipičnih kotličev srednjih dimenzij do velikih sfarejših kotličev, prikazani na diagramu (pod. 10).

V nekaj primerih smo naleteli tudi na sestavljene kotliče. Na pobočjih pod Gnilo Glavo je s kotličasto dezintegracijo površja nastala obsežna kotličasta vdrtina z dimenzijami navedenimi pod e). V njenem dnu so še posebej oblikovani štirje ali pet manjših kotličev, ki so nastali vzdolž dveh močnejših razpok. Na razmeroma hiter proces združevanja kotličev kaže zelo razbito dno in polno razpadajočega skalovja. Med obema vrstama kotličev je ohranjena nekoliko višja skalna pregrada. Iz slednjega je videti, da je kotličasta depresija nastala iz več kotličev (sl. 22).

Že dimenzijska različnost kotličev sama po sebi govori o različni starosti in dinamiki razvoja. Še bolj prepričljive so najdbe z moreno zapolnjenih kotličev. Do enakih dognanj je prišel Haserodt v Hagengebirge. Posamezni takšni kotličji so v podolju med Krliščem in V. Dolom na vzpetinah okoli Širokega Dola, v podolju, ki veže Spodjo Osojnico in Veliki Dol, v okolici Jame na Goričici in na spodnjem koncu Dola v Črnelah. To so plitve depresije v živi skali s premerom med 4 in 6 m, ki so različno visoko zasute z morenskimi gradivom, od 1 do 2 m pod robom. Sipek material je v sredini izbočen, kar je drugače kot v kotličih, ki so nastali v dolomitiziranem apnencu in imajo lijakasto dno. Videti je, kako je izpiranje najmočnejše ob robu med steno in sipkim materialom (sl. 23).

Z moreno zasuti kotličji so najmanj predwürmske starosti. S tem je tudi potrjeno, da so v teh višinah vladali v nekaterih interglacialnih podobni podnebni pogoji kot danes. Očitno je tudi, da zasuti kotličji od konca pleistocena niso doživeli nobenega razvoja. To je videti tudi iz obsega morenskega zasipa, ki sega skoraj vse do skalnih sten. Tako počasen razvoj je povsem razumljiv zaradi plitvosti sedanje oblike. Smo torej priča procesu ekshumiranja fosilne kraške oblike, ki zaradi lokalnih razlik napreduje različno hitro. V tem pogledu lahko primerjamo zasute kotličje z zasutimi prelomniškimi žlebovi. Kljub skrbnemu pregledu površja je bilo mogoče najti le deset takšnih kotličev. Verjetno je, da so posamezni takšni kotličji še pokopani pod moreno, morda tudi tam, kjer so v moreni nastale le vrtače.

Zasute kotličje najdemo večinoma tam, kjer je morene na površju največ, oziroma na nižjih delih podov, kjer se je led zadrževal najdlje. Morensko gradivo marsikje sploh ni ohranjeno na površju in ga tudi ni moglo nikoli biti v pomembnejših količinah.

V zasutih kotličih vidimo dokaz, da so se teoretično tudi drugod na podih lahko ohranili kotličji predwürmske starosti, kajti jakost eksaracije je bila izven globeli in podolij gotovo manjša. Razlika med obema lokacijama je v tem, da so nezasuti lahko v holocenu doživeli bistveno povečanje, medtem ko so zasuti kotličji ves ta čas stagnirali v razvoju.



Sl. 23. Primer fosilnega kotliča, zapoljenega z moreno

Mnogo težje je pri nezasutih kotličih dognati, kateri so »preživeli« zadnjo poledenitev in kateri so holocenskega nastanka. Različna velikost kotličev je namreč lahko izraz različno intenzivnega procesa, kakor tudi različne starosti. Toda v podolju med Spodnjo Osojnico in Velikim Dolom je značilno redko nastopanje kotličev kljub laštastemu površju. Poleg enega zasutega kotliča je več takih, ki imajo zelo pravilen krožen tloris. Prav v njih je videti nezasute, od ledu obrušene in znižane kotlične, njihova redkost pa je posledica istega dejstva. O tem, da so mogli kotličji nastati tudi v obdobju po zadnji poledenitvi, je že bilo govora. So tudi indikacije, po katerih bi lahko prisodili postpleistocensko starost ne samo prav majhnim inicialnim kotličem, ampak tudi srednje velikim. Razen inicialnih kotličev so v razmeroma neugodnih razmerah na glacialno obrušeni Kačarjevi glavi nastali v holocenu manjši kotličji s širino do 3 m in globino do 4 metre.

Na uravninah pod strmejšimi pobočji, kjer se vsako leto lahko akumulirajo nadpovprečno velike količine snega, so območja pogostejših in večjih kotličev. Sijajni primeri zgostitve kotličev pa tudi brezen na uravnanih stopnjah so v spodnjem delu Kaninskih podov (pod. 8).

5.8. Gostota in lokacija kotličev

Poleg navedenega naletimo na izrazito zgostitev kotličev in to v raznih višinah, še v naslednjih primerih. Posebno izstopajo uravnava Gnile Glave, južna pobočja pod Vratci, večji del podov pod vrhom Kanina, vrh Gorenje

Osojnice, podi na severni strani Prestreljeniškega sedla, nekatera območja Za Konjcem in drugod. To so uravnave z neprekinjenim zaporedjem kraških laštov. Skoraj vsak od njih je na spodnjem koncu poglobljen v kotlič. Podobno je na nagnjenem površju, le da se gostota kotličev tem bolj zmanjša, čim večja je nagnjenost in čim daljši so posamezni lašti.

Drug primer različne gostote kotličev je povezan z različno gostoto močnih razpok. To so primeri Za Konjcem in sicer blizu Rupe. V spodnjem delu med 1900 m in 2050 m je na površju izredno veliko število kotličev, ki so večinoma vezani na dva sistema skoraj pravokotno se križajočih razpok. Smeri razpok so SZ—JV in SV—JZ. Nanje so navezana tudi nekatera brezna. V značaju površja prevladujejo kotliči in celo škrapelj ni dosti. Pestrost različnih vrst kotličev je tu izredno velika, od inicialnih, mimo podolgovatih do starejših okroglastih.

Doslej smo ugotovili največjo poprečno gostoto kotličev v okolici ledene jame G 2 SV od kočice Petra Skalarja. Na ozemlju, ki meri nekaj manj kot 2 ha, smo mogli naštetih 38 različnih kotličev, kar je 21 kotličev na ha. Na Gnili Glavi je gostota manjša in sicer 9 kotličev na ha. Možno, pa tudi pogostejše so še večje lokalne zgostitve kotličev kot npr. na zgoraj omenjenem laštu pod Zeleno Glavo, kjer je na površini 30×30 m nastalo 5 kotličev.

Kotliče, predvsem manjših dimenzij, najdemo tudi na dnu nekaterih kont, seveda tam, kjer ni morenskega gradiva. Tako npr. v Velikem Dolu. Tudi takšen položaj lahko dovolj zanesljivo izpričuje postpleistocensko starost kotličev. Poleg tega na dnu nobene od velikih depresij nismo našli zasutih kotličev. Na današnjem površju visokogorskega krasa najdemo torej naslednje generacije kotličev:

I.

- a) majhni inicialni kotličiči z dokazanim začetkom nastajanja sredi holocena,
- b) srednje veliki kotličiči z začetkom nastajanja takoj po zadnji poledenitvi,
- c) srednje veliki do veliki kotličiči z začetkom nastajanja v različnih obdobjih holocena, vendar s pospešenim razvojem.

II.

- d) srednje veliki kotličiči zasuti z morenskim gradivom in dokazane predwürmske starosti,
- e) srednje veliki nezasuti kotličiči, z začetkom razvoja v zadnjem interglacialu in z nadaljevanjem razvoja v holocenu,
- f) veliki kotličiči predwürmske ali še večje starosti.

Presenetljivo malo je zapisanega o oblikah podobnih kotličem v tuji literaturi o visokogorskem krasu v Alpah.

V klasičnem delu O. Lehmana o visokogorskem krasu pogorja Toten Gebirge (1927) zasledimo prve omembe depresij, ki bi bile lahko kotličiči. Na str. 215 piše: »Meterweite Einsturzdolinen, Höhlenschächte, verkarstete Gletschertöpfe und grosse Karrenbrunnen kommen überall vor...«.

Lehmann je zelo temeljito obdelal morfogogenetski problem visokogorskih vrtač in njihovo razprostranjenost in zato ni verjetno, da bi ne opazil tudi kotličastih oblik, posebno če bi bile številnejše. Videti je, da so njegove

Karrendolinen, za katere posebej navaja, da se v njih dolgo zadržuje sneg, lahko nekakšna prehodna oblika med vrtačami in kotlički (Ibidem, 217). Iste oblike je našel pogosto v dnu najvišje ležečih večjih kraških depresij (Gruben). V območjih močnejše razpokanosti kamnine nastajajo »raue, zerfressene kleine Kessel und Mulden, die sich in manchen Fällen zu engen Karrenbrunnen verlängern« (Ibidem, 220—221).

Machatschek (1934, 87) na kratko omenja cilindrično oblikovane vdrtnine (Schlot-dimnik), ki so zaradi mehničnega razpadanja nekoliko razširjene. Takšne Karrenbrunnen-škrapljasti vodnjaki ali Karrendolinen-škrapljaste vrtače so v velikem številu prisotne v visokogorskem krasu in tvorijo strme kotlaste in lijakaste oblike z razjedeniimi pobočji.

Bauer (1954, 57—58) najprej omenja »Steinkisten«, ki bi naj bile posebna oblika vrtač zaradi močne navezanosti na razpokanost. Čim večji je premer, tem večja je verjetnost skorajšnjega nastanka okroglaste oblike zgornjega roba. Značilno pa je opisovanje značaja brezen v različnih višinah, kjer govori samo o značilnostih vhodov. Njihovi premeri so od 5—10 m do 30 m. Pravi, da so praviloma brezna zasuta s snegom ali gruščem in zato ni mogoče določiti prave globine. Ker omenja proces širjenja oboda, kjer je zaradi stalnega snežnega stožca bolj stalen in zaradi zgornjih navedb se nam zdi, da bi marsikatero njegovo »brezno« lahko bilo verjetno običajen kotlič.

Cvijić (1960, 97) med vrstami omenja tudi »Les dolines en fenetre«. Značilna je opomba, da je premer takšnih oknastih vrtač običajno manjši od globine (npr. globina 15—20 m, premer 2—5 m). Logaški Ravnik omenja kot njihovo nahajališče, vendar so redkejšje od ostalih vrst vrtač. Zwittkovits (1963, 66—67, Abb. 2) omenja iz pogorja Warscheneck poleg lijakastih vrtač tudi nivacijske vrtače (Nivationsdolinen), vendar ne razloži posebej v čem je posebnost teh vrtač. Pač pa je na sosednji strani med različnimi vrstami nastopajočih vrtač narisana tudi profil t. i. »Kesseldoline«, ki povsem odgovarja značilnostim kotličev (globina 6 m, premer 8 m). Več o teh oblikah ni mogoče zaslediti. Pozneje ponovno govori o nivacijskih vrtačah tudi v Toten Gebirge, kjer naj bi te bile podolgovate in asimetrično oblikovane in se pojavljajo nad gozdno mejo (Zwittkovits, 1966, 81). V »Speläologisches Fachwörterbuch« H. Trimmla (1965, 18) beremo, da se med vrtačami in depresijami v visokogorskem krasu pojavljajo tudi Schachtdolinen (očitno kotlički v našem pomenu besede), ki so enako ali bolj globoke kot široke ter imajo strme do navpične stene. Trimmel omenja najdbe morenskega gradiva v vrtačah alpskega krasa, ne pa direktno kotličke. Ni pa razvidno, odkod avtorju izraz Schachtdoline. Haserodt (1965, 72—73) opisuje nenavadno pogoste »vrtače« velikih, srednjih in manjših dimenzij s strmimi do navpičnimi pobočji — Steilwanddolinen. Vse »vrtače« s premerom večjim od 4 m vsebujejo morenske odkladnine. Značilne so za višinski razpon od 1600 do 2100 m, ponekod še nekoliko nižje (v Hagengebirge). Sklepa, da so zaradi te lastnosti takšne »vrtače« starejše vsaj od zadnje poledenitve. Celo glacialno obrušenost zgornjega dela teh vrtač je bilo mogoče ugotoviti. Kotličem povsem podobne oblike omenja Miotke iz Picos de Europa (1968, 51—55), kjer navaja, da so kraške vdrtnine (Karsteinbrüche) pogoste na višinah med 1700 in 2300 m pa tudi do 1000 m. Njihove dimenzije se gibljejo od nekaj metrov do 50 m širokega zgornjega roba in od globine pod 1 m do preko 30 m. Vdrtnine po Miotkeju povzro-

čajo podzemski odtočni sistemi, vzporedni s površjem, ki ustvarjajo v golem apnencu strmo oblikovane udorne depresije.

Miotkejeva razlaga nastanka vrtač-kotličev je najbolj revolucionarna in nenavadna, če pomislimo, da se vsaj v naših razmerah voda v predelu nekaj deset metrov pod površjem začne združevati komaj šele v vertikalni smeri, kaj šele v vodoravni. Haserodt (1965, 58) npr. omenja, da so v Hagengebirge in v sosednjih pogorjih redke prave udorne vrtače. Lasten ogled Dachsteinskega pogorja, in sicer v okolici Krippensteina in v predelu Am Stein, je glede kotličev v celoti izpolnil pričakovanja. V omenjenem območju so kotlički vsekakor enako pogost pojav kot pri nas in med njimi je resnično precej takšnih, ki so zasuti z morenskimi gradivom. Diskusija z dr. H. Trimllom je pokazala, da imenujejo te oblike Schachtdolinen. Poleg tega smo dobili vtis, da v tej znanstveni sferi ne pojmujejo kotličev kot posebno specifično visokogorsko obliko, temveč le kot variacijo vrtačastih oblik.

Na kratko poroča o Schachtdolinen tudi Fink (1973, 43), iz česar sklepamo, da gre za prave kotličev čeprav večjih dimenzij. Govori tudi o razmerju 1 : 1, o pomenu lokacije kotličev na razpokah in o pomenu snega za njihov nastanek. Od vseh tujih omemb kotličev je ta najbližja našim ugotovitvam.

5.9. Vrtače — kraška oblika, ki je v visokogorskem krasu vezana na pretrto skalnato ali gruščnato podlago

Vrtače iz nižjega krasa pa tudi visokogorske so že doslej vzbujale tolikšno pozornost, da o njih obstaja že bogata literatura. Visokogorskim vrtačam so posvetili največ pozornosti avstrijski in nemški raziskovalci. Dela O. Lehmann (1927), C. Rathjensa (1939, 1951, 1954), A. Lechnerja (1948) in W. Kriega (1953, 1958), J. Goldbergerja (1953), F. Bauerja (1954) in H. Trimmla (1957), so med drugim posvečena vprašanju morfologije in razporeditve visokogorskih vrtač. V novejšem času imamo poročila iz novih pokrajin z deloma spremenjenimi pogledi na zakonitosti, ki odločajo o višinski razvrstitvi vrtač. Največ je o tem pisal K. Haserodt (1965), dalje F. Zwittkovits (1963, 1966).

Če povzamemo po Haserodtu, potem je bistvo problema v trditvah nekaterih avtorjev, predvsem Lehmann in Rathjensa, da so vrtače, ki sestavljajo vrtačasta površja (Dolinenlandschaften), vezana na območja pod zgornjo gozdno mejo. Rathjens (1951, 312) v tej zvezi zastopa stališče, da je nastanek tipične okroglaste vrtače nujno zvezan s prisotnostjo sipkega materiala na površju, npr. v obliki grušča. O Lehmann (1927, str. 225—227; 1931, str. 45—49, 53—54, 57—62, 69) se je naslonil na poglede K. von Terzaghija (1913) in jih apliciral na razmere v visokogorskem krasu. Poudarja pomen izravnalnega učinka premikajoče se gruščnate odeje na podlago in predvsem pomen učinka talne in gruščnate odeje v gozdu, ki posreduje padavinsko vodo proti dnu tudi preko večjih razpok v skalni podlagi. Na ta način se vrtače enakomerno širijo na vse strani in nastaja enakomeren strmec (po Haserodtu, 1965, 58).

Haserodt (ibidem, 58—59) je s primeri pokazal, da zgornje trditve ne veljajo za njegovo območje, kajti tipične lijakaste in kočlaste vrtače nastopajo tam v zelo različnih višinah. Še več, vrtače so bolj karakteristične nad

gozdno mejo kot pod njo, kjer jih je bistveno manj. Zato je omajana vrednost vertikalne morfološke stratifikacije alpskega krasa, kakršno sta predlagala Lehmann in Rathjens.

Haserodt je z opazovanji ugotovil naslednja dejstva:

a) nastanek lijakastih vrtač v sipkem gradivu, npr. v morenski podlagi, je povsem neodvisen od razprostranjenosti gozda,

b) posebno v coni mehničnega razpadanja je danes aktiven proces nastajanja in razvoja tipičnih lijakastih vrtač z gladkimi enakomerno nagnjenimi pobočji.

Ta dejstva je strnil v tezo, da so vrtače udeležene v vseh nadstropjih gorovja in so povsem neodvisne od gozdne odeje. Dalje je prav cona prevladujočega mehničnega razpadanja tisto območje, kjer gre za aktiven recentni proces razvoja vrtač, ki dajejo značilnost tamkajšnjemu reliefu. Nikakor pa to ne velja za gozdno cono.

Haserodt navaja, da so že opazovanja Kriega (1953, 1958), J. Goldbergerja (1953) in H. Trimmla (1957) opozorila, kako nastajajo pravilne lijakaste vrtače v morenskem gradivu neodvisno od višine.

Med vrtačami, ki nastajajo v sipkem gradivu omenja naslednje:

a) vrtače v morenskem gradivu, b) vrtače, ki imajo dno že v trdni podlagi, c) vrtače v sprijetem morenskem gradivu in č) vrtače grbinastih travnikov.

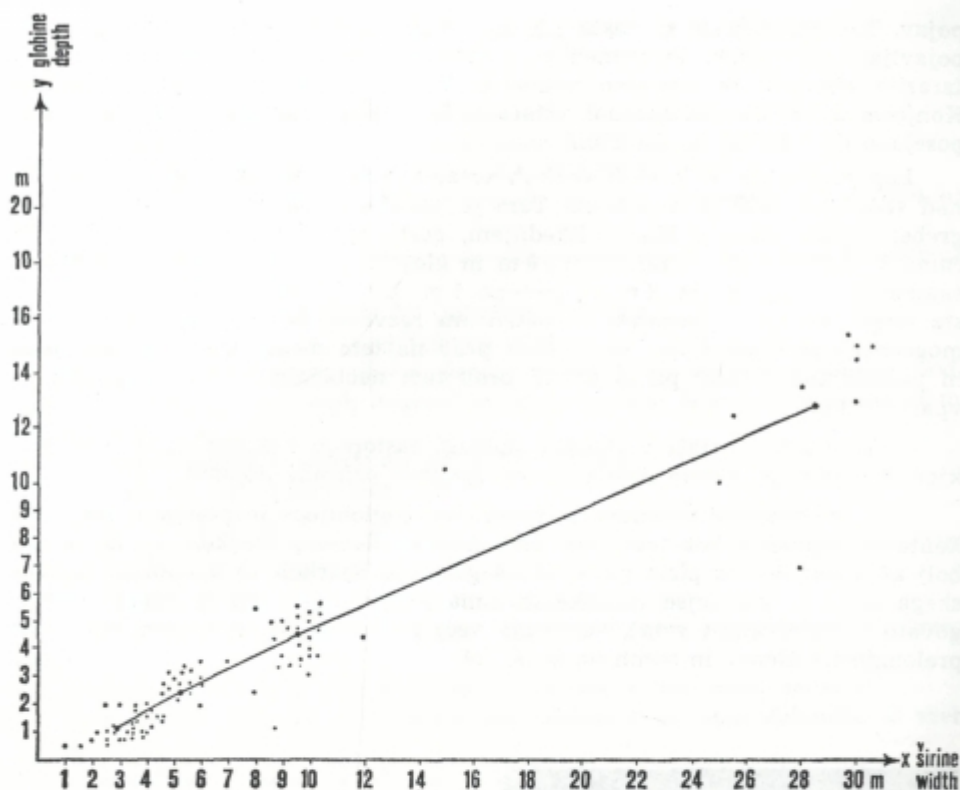
Zwittkovits (1963, 66—68), ki ga Haserodt ne omenja, je obdelal pojav raznih vrst vrtač v pogorju Warscheneck. Razlikuje tri višinske cone, ki so zanje značilne različne vrste vrtač. Omenja sedem vrst različnih vrtač od zelo velikih (kontastih), premera 300 m in globine 50 m, do premera 3 m in globine 2 m. Iz njegovih podatkov je videti, da vrtače nastopajo v vseh višinah tega pogorja. Poleg tega opisuje tudi vrtače, ki so nastale v dolomitu in so zato večinoma plitve, tako velike kot majhne.

Za Zwittkovitsa so vrtače v sipkem gradivu, kot je morensko gradivo ipd. le psevdo ali nepravne oblike.

Pri nas smo že nekoč opozorili na posebnosti pogojev, v katerih lahko nastajajo vrtače v visokogorskih razmerah. Pojavljajo se vse do ločnice večnega snega, vendar na takšni podlagi, ki je ali gruščnata ali morenska ali pa je apnenec pretrt. Eden od pogojev je tudi uravnanost površja. Po velikosti in po starosti bi lahko razlikovali dva tipa: 1. velike ali primarne vrtače s širino preko 15 m, lahko pa dosežejo tudi do 120 m širine; nastopajo redkeje. 2. manjše vrtače so pogostejši pojav in imajo lahko pravilno gladko lijakasto obliko ali pa so nepravilne skalnate vrtačaste vdrtine, običajno s premerom od 1 do 6 m. Slednje so pretežno recentnega nastanka in jih imenujemo sekundarne, če so nastale v dnu večje vrtače ali sploh večje kraške depresije (Kunaver, 1961, 124—127).

Velikim vrtačam smo prisodili predwürmsko starost. Z Lehmannom smo se strinjali, da se visokogorske vrtače razvijajo lahko na apnenčevih površinah, ki so prekrte s tanjšo ali debelejšo gruščnato odejo, z W. Kriegom pa, da vrtače v lijakasti obliki lahko na omenjeni podlagi nastajajo tudi visoko nad gozdno mejo.

Kaninsko pogorje se ne odlikuje po velikem številu in raznovrstnosti vrtač. V tem pogledu je stanje bistveno drugačno kot pri kotličih. Večina



Pod. 11. Korelacijski graf globine in širine 82 vrtač v morenski podlagi
 Fig. 11. Correlation graph of the depth and width of the 82 dolines in ground moraine

splošnih ugotovitev, ki smo jih navedli za ostale dele slovenskih Alp, drži tudi za Kaninsko pogorje. Prav tako se naša opažanja v številnih pogledih skladajo z onimi, ki jih zastopa Haserodt. To so (pod. 11):

— Vrtače so v Kaninskem pogorju zastopane v glavnem nad zgornjo gozdno mejo in to zaradi uravnanelega sveta. Predvsem pa je nad gozdno mejo ohranjenega na površju največ morenskega gradiva, ki je glavni nosilec vrtač v srednjih legah.

— Na strmejših zgornjih delih pobočij so na gozdni meji in pod njo vrtače zelo redke. V spodnjih delih pobočij, na posameznih uravnanih stopnjah med 850 in 950 m so v skalnati podlagi nastale plitve neizrazite vrtače s skromnimi dimenzijami (šir. 5 m, gl. do 3 m), ki so zaradi močnih erozijskih učinkov poledenitve lahko le postwürmske starosti.

— Največje in najpogostejše vrtače so nastale v spodnjem nadstropju Kaninskih podov in sicer skoraj izključno v različno debelem morenskem gradivu. Vrtače, ki bi nastale v teh višinah v skalnati podlagi, so praviloma redke

pojavn. Tovrstne vrtače so nasfale le na izrazito pretrti skalnati podlagi in se pojavljajo v oblikah, ki pomenijo vmesne tvorbe med vrtačami in kotličiči. Izrazita območja so vzhodno podnožje V. B. Skednja, stopnja 2000 m Za Konjcem z velikimi skalnatimi vrtačami in s številnimi skalnatimi vrtačami posejano dno Konte na Goričici.

Lep primer za to je otok skalnih vrtač v prestreljeniški Rupi tik ob poti nad stikom z Velikim Grabnom. Tam je površje znižanega grebena, ki veže greben izpod Glave z Malim Skednjem, gosto razjedeno s skalnatimi vrtačami. V večji vrtači s premerom 10 m in globino 3 m, je nastalo pet manjših skalnatih vrtač s širino 2 m in globino 1 m. Dve lokalni geološki posebnosti sta mogli odločilno prispevati k takšnemu razvoju. Prvič je to pretrta cona mogočnega preloma Rupe, ki je sicer prav na tem mestu najmanj razširjena in poglobljena, drugič pa so skladi prav tam neobičajno močno nagnjeni — vpad $52^{\circ}/145^{\circ}$.

— Zelo plitve vrtače v skalnati podlagi nastopajo v nižjih legah tudi tam, kjer je v podlagi močno dolomitiziran apnenec oziroma dolomit.

— Z gruščnatimi vrtačami so praviloma poglobljene in posejane vse večje kontaste depresije kot tudi tisti prelomniški žlebovi, kjerkoli je ohranjena bolj ali manj debela plast morenskega gradiva. Kjerkoli so v podlagi morenskega pokrova močnejše razpoke oziroma prelomi, je mogoče opaziti podolgovato izoblikovanost vrtač, večinoma večjih. Slednje so predvsem značilnost prelomniških žlebov in suhih dolin (sl. 24).



Sl. 24. Primer vrtače na Krlišču z značilnim neporaščenim dnom

5.10. Klasifikacija vrtač, ki nastopajo na podih in na pobočjih

I. spodnji deli pobočij:

a) plitve neizrazite vrtače na živoskalnih gozdnih tleh.

Poprečni premer 3 m, poprečna globina 0,75 m.

II. spodnji deli podov od gozdne meje do 1900 m:

a) manjše gruščnate vrtače v morenski podlagi: premer 2—10 m, globina 0,5—6 m,

b) velike gruščnate vrtače v morenski podlagi: premer 15—30 m, globina 7—15 m,

c) sklanske vrtače v pretrti ali dolomitni podlagi.

III. srednji deli podov med 1900 in 2100 m:

a) manjše in srednje velike gruščnate vrtače v morenski ali gruščnati podlagi na dnu večjih kontastih depresij in prelomniških žlebov, premer 2—10 m, globina 0,5—6 m,

b) skalne vrtače v pretrti ali dolomitni podlagi.

IV. zgornji deli podov nad 2100 m:

a) manjše gruščnate vrtače v morenski ali gruščnati podlagi,

b) zonalne skalnate vrtače v območjih (globina do 5 m, premer do 10 m) močnejše mehanične preperelosti površja.

Po genezi in legi torej lahko ločimo naslednje tipe vrtač:

1. gruščnate vrtače v morenskem gradivu v večjih depresijah in izven njih,

2. skalnate vrtače v pretrtem apnencu iz nižjih leg, izven depresij,

3. skalnate vrtače v dolomitiziranem apnencu oziroma dolomitu v vseh legah,

4. gruščnate vrtače v gruščnati razpadlini na dnu večjih depresij v srednjih zgornjih delih podov,

5. zonalne gruščnate — skalnate vrtače v živoskalni osnovi kot posledica prevladujočega mehaničnega preperevanja v najvišjih nadstropjih podov. Slednje se kombinirajo s prehodnimi oblikami med vrtačami in kotličji.

5.11. Kraški jarki — primer korozijsko in glacialno preoblikovanih tektonskih linij

Ker je kraški jarek površinska oblika, ki je bila v Sloveniji najprej opisana v alpskem svetu (Kunaver, 1963, str. 123, Gams, 1973) smo iskali primerjave v podobnih razmerah drugod in se naslonili na tuje podatke. Ob pozornem prebiranju Milojevičevega prispevka o bogazih pa spoznamo, da imajo te oblike precej skupnega. Avtor navaja, da so bogazi do 100 m dolgi, do 5 m široki in do 6 m globoki skalni jarki (fossé rocheux). O njih poroča iz nižjega Dinarskega krasa, kjer so lahko zapolnjeni s ferro rosso. Nastanek bogazov je povezan z vertikalnimi razpokami (diaklaze), ki so pri vrhu razširjene zaradi korozijskih pa tudi mehaničnih vplivov. Omenja jih že Cvijić in sicer kot struge, bogaze in klance (Cvijić, 1918, 50, 1926, Milojević, 1975, 7, 13—16). Videti je, da so naši kraški jarki vrsta visokogorskih bogazov. Povsem enačiti jih namreč ne gre, kajti med dinarskimi in alpskimi bogazami so

razlike tako v dimenzijah kot v osnovnem procesu nastajanja. Razširitve vzdolž razpok nastajajo v nižjem krasu pogosto pod vplivom korozijskih procesov pod talnim pokrovom (G a m s, 1971, 35), medtem ko nad zgornjo gozdno mejo ne moremo računati s temi vplivi, vsekakor ne v tolikšnem obsegu. Ker se izraz bogaz tu in tam uporablja tudi že v tuji literaturi, je pričakovati, da bo sčasoma obveljala njegova raba tudi za kraške jarke. Tega pa se bo treba šele navaditi (K u n a v e r, 1973, 71).

Po Haserodtovih podatkih (1965, 78—80) imajo kraški jarki v Hagengebirge povsem podobne dimenzije, kakršne smo ugotovili pri nas. Zanj so to posebna kraška morfološka skupina tako zaradi načina nastanka kot zaradi dimenzij. Pravi, da se v njih neredko najde morensko gradivo, posebno v predelih, ki so bili pokriti z debelejšimi masami ledu. Iz tega pojava izvaja zaključek, da so te oblike vsaj na splošno najbolj pogoste med 1800 in 2450 m. Nad in pod tem pasom se pojavljajo le posamezno.

Kaninsko pogorje je med našimi predeli visokogorskega krasa med najbolj bogatimi s temi oblikami. Ponekod imajo kraški jarki že značilnosti suhih dolin in jih je zato z njimi kaj lahko zamenjati. Šele premočrten potek in neenakomeren strmec oziroma celo nasproten strmec v podolžnem profilu pove, da gre za oblike, ki so nastale v celoti vzdolž močno izraženih tektonskih linij. Ponekod pride tudi do cepitve prelomniških žlebov ali celo do križanja, kar je vse odraz strukturnih pojavov v podlagi. Najjasnejši vpogled v njihov značaj pa seveda razodeva letalski posnetek, ki smo se ga poslužili pri določevanju posameznih žlebov. Največji in najdaljši kraški jarki so nastali vzdolž največjih razpok, ki imajo verjetno značaj dislokacij. Takšni sta obe Rupi, prestreljeniška, z dolžino okoli 1400 m, in ona na Goričici, ki kot enoten žleb sega celo na daljavo 2 kilometra (sl. 25). Ne glede na možnost, da sta tektonsko enakega porekla, je njuna podobnost glede usmerjenosti in dolžine zelo velika. Nastala je le razlika v globini in izrazitosti, kar pa je lahko le posledica drugačnega naklona površja pod Prestreljenikom oziroma na spodnjem delu Goričice. Rupa na Goričici se po presledku na območju Jame cepi v več žlebov, ki držijo v razne smeri proti Črnelam.

Podobno usmerjen je tudi izredno premočrten kraški jarek, ki povezuje Veliki Dol z depresijo Spodnje Osojnice. Njegovo nadaljevanje bi lahko iskali na južnem robu Velikega Dola, kjer se v Muži V. Dola začne suhi dolini podoben širok kraški jarek z dnom, ki je v celoti zasut z morenskim gradivom.

Največji kraški jarki so torej nastali vzdolž največjih prelomov v pogorju. Posebej moramo spregovoriti še o drugih dimenzijah kraških jarkov. Rupa na Goričici je po širini in globini nekoliko skromnejša od podobnih jarkov na Kaninskih podih. Pač pa je podobno ostro zarezana v podlago kot prestreljeniška Rupa, le da v nižjem svetu. V obeh je presenetljivo malo morenskega gradiva oziroma le na posameznih krajih. V prestreljeniški Rupi je le na izhodu Velikega Grabna. Zanj sta značilni dve razširitvi, kjer se na kratki razdalji izgubi značaj jarka zaradi prečkanja drugače usmerjenih suhih dolin prek jarka v smeri pobočij Razorja. Na istih krajih so izraženi v površju tudi ostanki uravnjav tako, da je potek jarka v podolžnem profilu stopnjeviti.

Značilno je, da veljajo podobne lastnosti tudi za Rupo na Goričici, ne toliko glede prečkanja suhih dolin, pač pa glede stopnjevitosti. Našteli smo



Sl. 25. Široki ledeniško preoblikovani kraški jarek Rupa na Goričici

kar 12 stopenj oziroma pregibov, ki so deloma posledica splošne reliefne stopnjevitosti predvsem pa so rezultat zakrasevanja. Rupa pričenja tik nad nekdanjo planino Goričico v višini okrog 1410 m, preneha pa v treh strmih žlebovih pod Jamo v višini 1700 m poleg Konte. Povsod kjer se Rupa na stopnjah nekoliko zravna, je nastala tudi večja ali manjša razširitev depresijske narave. V vrhnjem delu so podolgaste vrtače in tudi že kotlični reden pojav v dnu.

Med tema kraškima jarkoma in drugimi na Kaninskih podih je očitna razlika v širini in v značaju dna. Slednji so na splošno širši in plitvejši in imajo dno zasuto z morenskimi gradivom. Dosegajo do 50 m in več metrov širine, medtem ko sta prva dva ponekod lahko celo ožja od 10 metrov. Na splošno pa bi lahko trdili, da je na Kaninskih podih manj kraških jarkov, a so ti zato izrazitejši v površju. Drugače pa je na Goričici, kjer je poleg največjega, že opisane Rupe, še množica precej dolgih kraških jarkov. Vse je nemogoče registrirati, vendar pa letalski posnetek pokaže posebno veliko zgotovitev jarkov, ki niso nič drugega kot razširjene razpoke, v južnem in jugozahodnem delu Goričice. Tam so izredno na gosto skupaj in so najvernejši izraz sistema prelomov 2. in 3. generacije. Kraški jarki so v tistem predelu Goričice maldane dominantna mezoreliefna površinska oblika. Med gosto z rušjem zaraščenimi lašči so to najlažje prehodne linije. V primerjavi s Kaninskimi podi sklepamo, da je na Goričici šibkejša ledeniško brušenje omogočilo nastanek in ohranitev večjega števila manj izrazitih kraških jarkov. K veliki gostoti

po svoje močno prispeva tudi sam sistem razpok. Široki in plitvi jarki v osrednjih Kaninskih podih, ki so zasuti z moreno, dokazujejo močnejše ledeniško preoblikovanje.

O vsaj predwürmski starosti takih jarkov ne more biti dvoma. Taki jarki imajo navpične ali vsaj zelo strme stranske stene, medtem ko ima dno obliko črke V. Tako se po sredini premočrtnega dna žlebov vleče ozko dno najnižjega terena, v katerega je običajno navaljen najbolj grob grušč in manjše skalovje.

Kraški jarki v okolici Velikega Dola so zaradi svojega položaja vsekakor morali doživeti do neke mere intenzivnejši in daljši razvoj in večje preoblikovanje v primerjavi z drugimi žlebovi.

V vzhodnem bregu kraškega jarka Muža V. Dola tik pod ledeniški gribi južno od Kačarjeve glave smo našli v robni steni fosilni ostanek jaška brezna, ki je prvotno lahko nastalo le v masivni skalni gmoti (Kunaver, 1969, 78). Kraški jarek se je torej iz nekoč manjšega obsega razširil na račun sosedstva, k čemur je ledeniško brušenje verjetno bistveno doprineslo. Ta pojav vsekakor kaže ne samo na širjenje, ampak tudi na poglobljanje žleba.

Več rjavkastih kosov peščene sige na severnem robu V. Dola kot verjetno polnilo predpleistocenske starosti dopušča celo domnevo, da je jarek fosilni ostanek precej starega kraškega reliefa v Kaninskem gorstvu.

Podoben pomen ima najdba zaplate grobe apnenčeve breče (ne milonitne) v zgornjem delu Rupe na Goričici. Breča je sestavljena pretežno iz drobnejših ostrorobatih kamnov, vmes pa nekateri dosega tudi do 30 in več centimetrov. Vezivo je rdečkasto. Breča je ohranjena v obliki nizkega grebena v dnu žleba in je naslonjena na živo skalo. Videti je, da sega breča še pod današnji nivo dna.

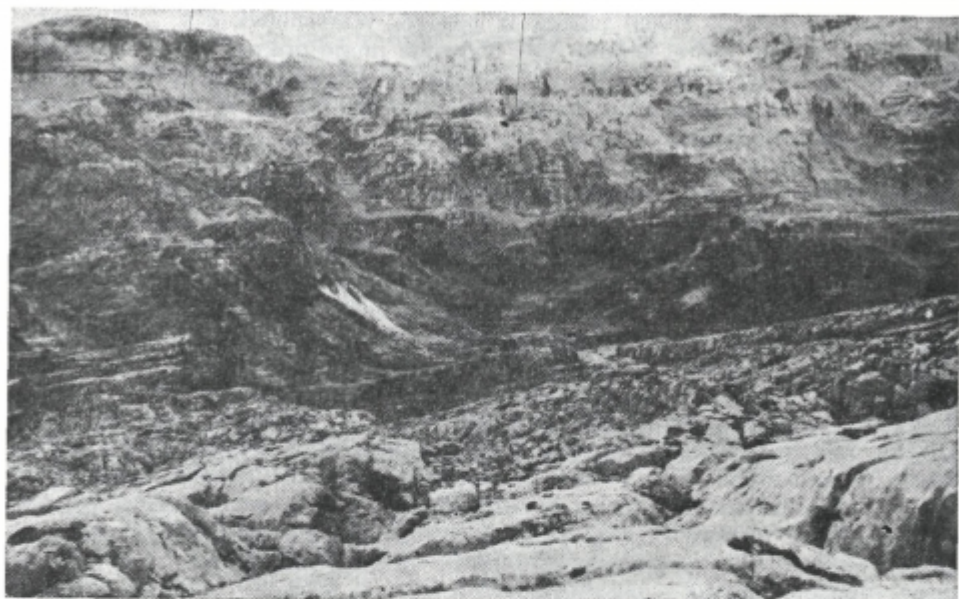
5.12. Velike kraške depresije — konte ali doli

Velike kraške kotanje morda niso najbolj tipične oblike golega visokogorskega krasa zaradi poligenetskega razvoja, a so vrsta in del visokogorskega reliefa (Kunaver, 1961, str. 129).

So glacialno in periglacialno preoblikovane uvalaste depresije s pretežno golimi skalnatimi ali meliščnimi pobožji in dnom, ki je največkrat bolj ali manj na debelo pokrito z morenskimi gradivom. V Kaninskem pogorju nastopajo samo nad zgornjo gozdno mejo tja do višin 2150 m (sl. 26).

V domači literaturi in toponomastiki so te depresije največkrat imenovane konte. Tako je tudi v Kaninskem pogorju, kjer ima to ime na enem kraju ledinski pomen, na drugem pa je v množinski obliki in pomeni območje, kjer je več kont, npr. Gorenje Konte. Za ostale depresije je v dveh primerih v rabi »Dol«, posamezno pa še »Kotel« in »V jami«.

Največ podatkov o velikih kraških depresijah v alpskem svetu je iz Severno apneniških Alp. Depresije srednjih dimenzij imenujejo Gruben, Gipfel-



Sl. 26. Pogled na Veliki Dol, največjo konto Kaninskega pogorja, od severa

Grossdolinen, še večje in neenakomernega tlorisa pa Uvale. Obstajajo pa tudi poročila o manjših kraških poljih.

O. Lehmann (1927) je kot eden prvih posvetil nekaj več besed kotanjastim depresijam v Toten Gebirge. Zanj so uvale le podolgovate Gruben, ki pa so redkejšje. Sestavljene Gruben same pa spadajo med pogoste, ponekod celo prevladujoče površinske oblike in naj bi bile posebnost visokogorskega krasa. Nasprotno pa so redke sestavljene vrtače.

Gruben so okroglaste kotanje z več sekundarnimi manjšimi vrtačastimi poglobitvami v dnu. Dimenzije ene med njimi na dnu obsegajo 35×70 m. Lehmann postavlja tudi domnevo, da so t. i. Karredolinen, ki so manjše tvorbe, le predhodna faza v razvoju Gruben. Pri ugotavljanju gostote teh oblik je dobil gostoto 12 do 60 Gruben na km^2 . V Toten Gebirge so tudi manjša kraška polja (o. c. 218—219, 221, 228, 235).

F. Bauerju (1954) se zdijo velike kraške depresije v Dachsteinskem pogorju nedvomno fosilne tvorbe. Breče, verjetno interglacialne, najdene na nekem starem škrapljišču, ki pa so same tudi že zakrasede, se mu zdijo jasen dokaz za nespremenjenost oblike depresije. Obenem pa so nove vrtače v gruščnatem dnu depresije priče o obnovljenem podzemskem odtekanju vode s površja, ki pa zaradi svojega točkastega delovanja nikakor ne more prispevati k preoblikovanju depresije (o. c. 58).

Zwittkovits (1963) poroča iz pogorja Warschenek o t. i. Grossgruben, ki jih je tam naštel skupno 135. Največje imajo premer 300 m in globino do 40 m. Navezane so predvsem na podolja, ki pripadajo nivoju 1700 m. Bile bi naj zagotovo predlacialne starosti. V holocenu pa so se v njih naselile manjše vrtače (o. c. 66).

Haserodt (1965, 64—89) loči posebej Gipfelgrossdolinien in Uvalas ali zusammengesetzte Gruben. Za prve meni, da so glede na velikost vsaj pleistocenske, če ne celo mladoterciarnne starosti. Pridružuje se mnenju Rathjensa (1951), da so bile v pleistocenu marsikje relativno zaščitene pod pokrovom ne preveč debelih plasti večnega snega. Pač pa je mnenja, da se njihov razvoj v holocenu aktivno nadaljuje skupaj z recentno korozijo in mehničnim razpadanjem. Rathjens je obratno mnenja, da sedanje razmere nad gozdno mejo niso ugodne za razvoj vrtač in da le-te doživljajo razpadanje. Za Grossdolinien je značilno, da so nesimetrične, tj. da so običajno proti severu in vzhodu obrnjena pobočja strmejša od nasprotno ležečih. Navaja primer takšne vrtače z dimenzijami 30×40 m v tlorisu, ki ima severna pobočja nagnjena za $8-10^\circ$, južna in zahodna pa za $35-40^\circ$. Meni, da je ta asimetričnost rezultat neenakomerno hitrega razvoja pobočij v obdobjih periglacialnih razmer, ko so bili soliflukcijski procesi na osončenih straneh intenzivnejši. Le-ti so se lahko obnovili večkrat v pleistocenu.

Za holocen je značilna tvorba sekundarnih vrtač v gruščnatem gradivu na dnu in pa hitrejše preoblikovanje pobočij, ki so eksponirana proti vzhodni in severni strani, torej ravno na nasprotni strani. Vzrok za to naj bi bil v daljšem zadrževanju snežišč v senčnih legah. Stalna vlažnost pripomore tudi k intenzivnejšemu mehničnemu razpadanju.

Za sedanji proces je poleg nastajanja sekundarnih vrtač značilna tvorba grušča na pobočjih in istočasno korozijsko raztapljanje tega materiala, posebnost na dnu vrtač (o. c. 64—69).

Poleg omenjene vrtače povzemamo iz ilustracij, da dosega tovrstne vrtače do 100 m v premeru in do 28 m v globino in da imajo večinoma skledasto obliko.

Haserodt omenja tudi t. i. Gruben, ki naj bi bile večje skledaste depresije, verjetno nekaj manjše od prejšnjih in se pojavljajo samo pod zgornjo gozdno mejo. Omenja jih že O. Lehmann iz Tote Gebirga. Značilne so zaradi pogostega morenskega gradiva, ki je odloženo v dnu in zaradi sekundarnih vrtač (o. c. 74—76).

Slednjič se Haserodt loteva analize vrste uval, ki se pojavljajo v Hagengebirge, kot največjih površinskih kraških oblik. Te so lahko skledaste, kaddunjaste ali banjaste oblike in njihovo dno je vedno sestavljeno iz več bolj ali manj ravnih depresijskih delov. Le-ti so med seboj ločeni z nizkimi hrbti. Pogosto so na dnu lijakaste vrtače. Nekatere uvale dosežejo do 800 m v dolžino in do 70 m v globino. Razmerje med srednjo globino in dolžino znaša med 1 : 7 in 1 : 11.

Uvale so očitno navezane na stare dolinske sisteme, saj se pojavljajo samo v takšnih območjih in so položene vanje v vrstah. Zato so tudi po višini

vezane na ostanke starega reliefa. Tako se v Apneniških Predalпах uvale vežejo na nižje ležeče ostanke starega reliefa. Tako se javljajo v Hagengebirge na višinah med 1400 in 2500 m.

Avtor je mnenja, da gre v primeru uval za zelo stare kraške reliefne oblike, ki sodijo po začetkih nastanka najmanj v pliocen. Za takšno trditev obstajajo različni dokazi: 1. iznos postglacialne kemične denudacije je bil neznamen v primerjavi s poglobljenostjo uval, 2. v uvalah so našli starejšo moreno spriječo v brečo v podlagi in svež nesprijet material vrh nje, 3. v eni od uval je našel apneno brečo z vezivom iz kremenovega peščenjaka, 4. v morenskem gradivu so bili najdeni kosi pravkar omenjene breče. V nekaterih uvalah se pojavijo v poletnih mesecih tudi manjši izviri, da celo manjše poplave, pa tudi ponori niso neznan. V recentnih pogojih naj bi bila stopnja nadaljnjega razvoja zelo skromna. To povzročajo talni morenski sedimenti in drugi nepropustni sedimenti v tleh, ki jih današnji procesi šele odplakujejo. Na robu periodično poplavljenih tal ni skoraj nobenih recentnih korozijskih izjed.

Pač pa je pomembnejše odplakovanje in topljenje morenskega gradiva na kontaktu s trdno podlago. Odtod konkavno oblikovana pobočja in v uvale vloženi depresiji. Ugotovil je tudi sveže greze pod morenskimi gradivom v nekaterih skledastih depresijah (200—300 m premera).

Medtem ko v Taurusu kraška pedimentacija tvori depresijske oblike danes, so v Severno apneniških Alpah uvale stare površinske oblike. Površinske odkladnine kot liasno peščeno glinasto gradivo, terciarni peski, augensteini in drugo so bile v starejših medledenih dobah, posebno pa še pred glacijsko, verjetno precej obilnejše od današnjih količin.

V celem so uvale vsekakor kraške vdolbine, ki so v največji meri nastale pred würmom. Njihov nastanek veže Haserodt na poseben tip kraške denudacije, katere značilnost je stalno napredujoče ploskovno odplakovanje vloženi sedimentov, kar v bistvu ni vezano na višino. Toda pojav, potek in višina uval je vezana na stare dolinske sisteme.

O velikih kraških kontah in dragah poroča tudi Habič (1968) iz najvišjih poledenelih predelov Trnovskega gozda. Žal ne izvemo, kakšen obseg imajo nekatere izmed njih. Za konto med Malim in Srednjim Golakom govori le o veliki globini, 200 m, od katere je 80 m kraško poglobljene. Konte so rade položene v dnu suhih grap ali dolin, ki so bile ledeniško preoblikovane. Poleg tega pa je precejšnja razpokanost apnenca najpomembnejša podlaga za nastanek globokih kont, razporejenih v vrsti (o. c. 146).

Habič povezuje nastanek sekundarnih tvorb — kotličev, v dnu teh kont, predvsem z najmlajšim preoblikovanjem kraškega površja. Morda je v njih izražen učinek zadnje poledenitve in recentnega preoblikovanja. Nekaj podobnega lahko opazujemo tudi v kontah, ki so v nižjih legah. V višjih legah je ugotovil recentno poglobljanje dna kont z ugrezanjem in spiranjem grušča v kraško notranjost (o. c. 148).

Habič meni, da so kraške konte v najvišjih delih visokega krasa posebne, klimatsko pogojene kraške oblike, ki so nastale v posebnih klimatskih, mor-

foloških in geoloških razmerah. Povečini so izoblikovane na bolj uravnanih površinah med vrhovi in so v veliki meri navezane na razpoke in prelome, posebno na sistem prečnih prelomov. Od tega je odvisna tudi njihova razvrstitev. Za njihov razvoj je pomembna poledenitev površja, pa tudi zadrževanje snega v njih v toplejših obdobjih pleistocena, vsaj v hladni polovici leta. Zasnovane naj bi bile že v dobi prvih ohladitev in to predvsem s spremembami v korozijskem procesu (o. c. 149).

Glede deleža, ki odpade na preoblikovanje v najmlajšem oddelku pleistocena je mnenja, da je v primerjavi s starejšimi obdobji razmeroma majhen.

Habič opisuje tudi še večje depresije od kont, t. i. drage, ki po dimenzijah znatno prekašajo konte. Med njimi je Smrekova draga skoraj 1 km dolga, pol toliko široka in preko 100 m globoka. Na dnu in na obrobju je nastala ledeniškega drobirja.

Pri izoblikovanju teh velikih depresij je sodelovala vrsta dejavnikov. Drage so večinoma nastale na stiku dolomita in apnenca. Dalje je bilo poleg korozijskega preoblikovanja pomembno pospešeno spiranje drobirja po razpokah v kraško notranjost. Poglavitne pa so bile specifične nivalne in glacialne razmere z znatnimi množinami padavin in pospešenim topljenjem zaradi sorazmerno visokih poletnih temperatur. V prvi vrsti pa je nastanek globokih in obsežnih kraških globeli in intenzivno vertikalno razčlenjevanje površja povezano z izrednim korozijskim učinkovanjem snežnice (o. c. 153).

F. D. Miotke (1968) omenja velike depresije ali špansko »Hoyos«, v Asturiji pa »Jous« imenovane, iz pogorja Picos de Europa. Pri tem meni, da zanje ni primerno uporabljati termin uvala, kot je to napravil Haserodt (1965). Njihov nastanek je po njegovem mnenju povezan s potekom starih dolinskih tvorb, z večkratnim spuščanjem erozijske baze, z glacialnim preoblikovanjem, z odlaganjem morenskega gradiva v dnu Jou-jev. V višjih nivalnih razmerah je nastanek povezan s tvorbo novih kraških vdorov ter močnejšim razpadanjem kamnine v coni intenzivnejšega mehničnega razpadanja in s tvorbo melišč. Pri vsem tem ima pomembno vlogo raztapljanje apnenca s pomočjo snežnice (o. c. 58).

V višinah nad 1600 m smo v Kaninskem pogorju našli nad 32 večjih in manjših kraških depresij, ki presegajo dimenzije večjih morenskih vrtač. Od tega je okrog 17 depresij posebno velikih.

Depresije imajo različne dimenzije in sicer od premera 100 m do maksimalnih dimenzij zgornjega roba, ki presežejo 700×450 m. Globine dosegaajo od 10 do 50 m (na zgornjih robovih tudi do 80 m).

Obrisi depresij so tem bolj nepravilni, čim večje so. Odvisni pa so tudi od položnosti v nekdanja dolinska podolja. V kolikor je navezanost na staro podolje posebno izrazita, potem je oblika depresije praviloma podolgovata. To velja tudi za navezanost na razpoke oziroma na prelome, vendar le pri manjših depresijah. Čim pa so večje depresije navezane tudi na prelome, takrat zagotovo ne gre samo za navezanost na enega, temveč na več prelomov. Za največje depresije kot je Veliki Dol ali pa konta pod Dolgimi Prodi itd. je značilno, da preko njih poteka več prelomov. V primeru Velikega Dola je bilo mogoče ugotoviti

viti kar šest prelomov, ki potekajo ob robu ali počez čez depresijo in pripadajo trem različno usmerjenim prelomniškim sistemom. Zato ni čudno, da ima Veliki Dol nepravilno rogljasto obliko, ne oziraje se istočasno na dejstvo, da je pri njegovem nastanku vsekakor močno sodelovala tudi lokacija na stiku treh starih podolij. Toda vidna in poudarjena je podolgovatost depresije, ki je očitno bolj posledica vplivov prelomov, ki potekajo čezno v smereh, razporejenih v severnem in južnem kvadrantu. Tudi največji konti na osrednji planoti Goričice sta podobno razvlečeni, v severozahodno—jugovzhodni smeri, kar je tam posledica vplivov enako usmerjenega najmočnejšega sistema prelomov.

Kjer gre za pravokotno križanje prelomov ali pa za križanje smeri starega podolja s smermi razpok, najdemo bolj okroglaste oblike depresij. Takšne so posebno tri depresije v Dolenjih in Gorenjih Kontah.

Depresije so izključno navezane na bolj uravnan planotast svet nad 1600 metrov, kot smo že poudarili. Največje depresije najdemo le med 1700 in 2150 m.

Glede njihove lokacije na Kaninskih podih ni težko opaziti, da se dosledno držijo velikih starih podolij. Posebno značilen je položaj Velikega Dola, ki je izrazito na stikališču podolij Zadnjega Dola, Za Skalo in podolja izpod Dolgih Prodov. Verjetno ni slučaj, da je nastala obenem največja depresija na nekdanjem hidrografskem stečišču, kolikor še smemo tako imenovati to značilno območje. Obenem so se tod nedvomno zbirale tudi največje množine ledu, ki se je odtod razfekal proti nižjemu svetu.

Veliki Dol pomeni nekakšno križišče dveh nizov kont in sicer severno—južnega in severozahodno—jugovzhodnega. V njih se vsekakor izražajo glavne smeri nekdanjega vodnega odtoka s pogorja v fazi po nastanku značilnega nivoja 1950—2010 m. Obenem so to tudi glavne smeri gibanja ledu s pogorja navzdol. Bolj južno sta še niz Dolenjih in Gorenjih Kont ter niz pod V. B. Skednjem.

Na Goričici je primerjava med starimi podolji in lokacijo kont nekoliko težja. Za dve osrednji depresiji kot sta v Jami ni težko ugotoviti, da sta položeni v najbolj poglobljene dele planote, ki bi lahko predstavljali ostanke starih podolij. Konta je namreč položena v začetek podolja Jelenje Rupe. Toda za njuno sedanjo usmerjenost smo že nakazali močan vpliv prelomov.

Tudi lokacija kraško poglobljenega podolja pod vrhom Rombona je dovolj jasna. Depresijo severno od Zelene Glave je očitno ustvarila močna pretrtost v severovzhodni smeri, ki je vidna tudi v sosednjem izhodu iz nje v smeri Jelenje Rupe. Obenem pa je to najnižji kraj nenavadno usmerjenega plitvega podolja pod Rudo, odkoder je morda nekoč lahko tekla voda proti depresiji.

Nekakšna zagonetka je depresija Kotel na zahodnem robu Goričice, pravzaprav na zgornjem robu dolomitnih pobočij Krnice. Kotel ni videti, da bi bil navezan na kakršnokoli večje podolje. Tudi višjega zaledja je malo. Kljub temu so oblika in dimenzije te depresije izredno skladni. Videti pa je, da čezenj potekajo razpoke, ki so bolj ali manj vzporedne z ostenjem Jelenka. Ovalna oblika Kotla je obrnjena pravokotno na potek teh razpok.

Morda bi našli zadovoljivo razlago njegove lokacije v dejstvu, da je ta oblika nastala na petrografske meji med apnencem oziroma dolomitiziranim apnencem na zgornji strani in dolomitom, ki se prične tik pod Kotlom. Verjetno dno Kotla že seže do dolomitne podlage. To je še tem bolj verjetno, ker je vpad dolomita usmerjen proti jugu.

Zato je morda v preteklosti prišlo do zadrževanja vode na manj proputni dolomitni podlagi, do kavernizacije podzemlja in pozneje morda do rušenja površja nad vošlinami. Ta proces se je v kvartarju lahko večkrat ponovil, poleg tega so pri oblikovanju depresije sodelovali tudi drugi procesi.

Tudi ovalno obliko Kotla bi bilo mogoče povezati z enakomernejšim oblikovanjem pod vplivom enakomernejše razpadajočega dolomita. Dalje je značilno, da v to depresijo kot eno redkih segajo ozke grape, po katerih so nekoč lahko obdobjno tekli vodni tokovi in prinašali vanjo dolomitni drobir. Verjetno se v manjši meri ta proces dogaja še danes.

Ponuja se še druga možnost. V dolini Krnice so se v kvartarju in holocenu, verjetno pa že prej, odvijali nekoliko drugačni procesi zaradi dolomitne podlage. Umikanje pobočij, posebno na severni strani doline, bi lahko uničilo ostanke zakraselega starega površja in suhih dolov, ki so bili morebiti nekoč obsežnejši. V tem primeru bi lahko predpostavili, da je tudi ta depresija nastala v podolju kot večina ostalih.

Glede mikrolokacije posameznih depresij je mogoče postaviti trditev, da so vzroki zanje precej različni. V primeru Velikega Dola je v ospredju izrazita centralnost, kamor gravitira ves zgornji del Kaninskih podov. Drugi lokacijski dejavniki so po našem mnenju še tile: navezanost na močne prelome, navezanost na stopnje v suhih dolinah, navezanost na dno krnice, navezanost na najnižje dele suhih dolin, navezanost na strukturne spremembe v površju, navezanost na zgornje ali na spodnje strani strukturnih stopenj (predvsem v primeru manjših depresij izven podolij), navezanost na spodnje strani izrazitih stopenj v površju (zahodni del Goričice izven večjih podolij), navezanost na petrografske spremembe, navezanost na srednje dele daljših podolij oziroma suhih dolin in splošna navezanost na bolj uravnan svet.

Poleg tega je značilno, da so vse največje konte postavljene izrazito v centralnih delih Kaninskih podov oziroma Goričice. Edina izjema je pravzaprav le konta Kotel med Krnico in Goričico. Iz tega je precej jasno videti, da so procesi poglobljanja vendarle bili najbolj intenzivni tam, kamor so bili osredotočeni glavni vodni ali pa ledeniški tokovi. To so bili torej predeli, kjer lahko najdemo sledove največjega zniževanja površja, pa čeprav le lokalno omejenega na depresije.

Zanimivo je pri tem, da so v robnih predelih depresije manjših dimenzij, pa čeprav so položene v stara podolja. Skupno za večino velikih kraških depresij je torej podoben oziroma enak razvoj. Pač pa so bolj centralno položene konte doživljale intenzivnejši razvoj zaradi večje intenzivnosti delovanja preoblikovalnih procesov. Zato različna velikost še ni tudi različna starost. Pač pa breča v Kotlu in pod Veliko Babo ter peščena siga na vhodu v jamo ob robu Velikega Dola in pa velikost sama opozarjajo, da so to vendarle precej stare poligenetske oblike. Haserodt celo meni, da se je razvoj podobnih oblik v severnoapneniških Alpah začel že v pliocenu.

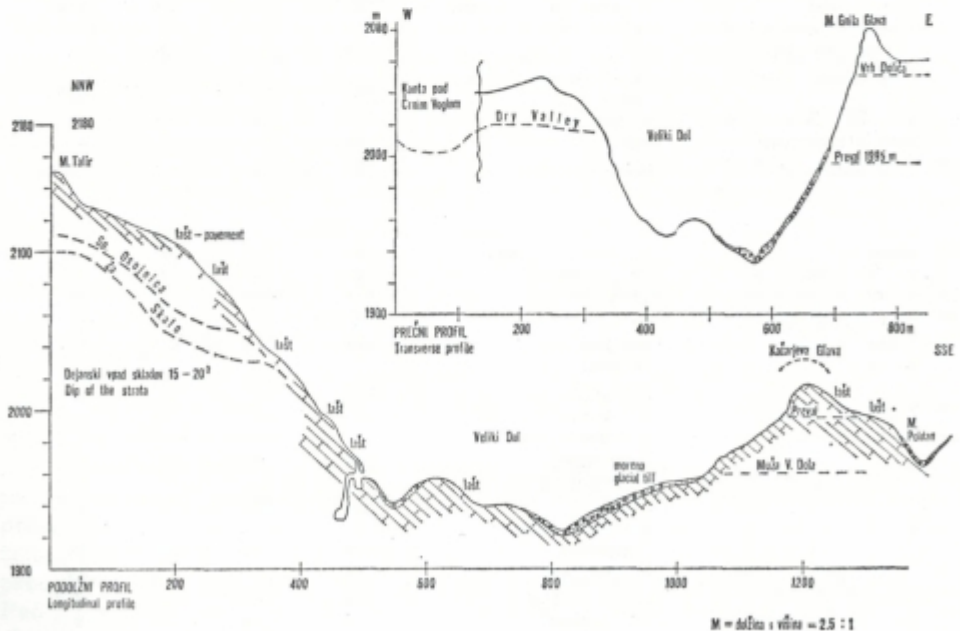
Tabela 2. Dimenzije velikih kraških depresij

Zap. št.	Ime območja	Oznaka	Daljša os m	Krajša os m	Globina od najn. roba do najn. točke m	Smer daljše osi
Kaninski podi						
1.	Pod V. Babo	neizrazita - v podolju	450	120	30	ssz.
2.	Pod V. B. Skednjem	plitva	230	140	15	s.
3.	V suhi dol. pod št. 2	neizrazita - v podolju	220	150	20	zsz.
4.	Malo Poldne-Konte	izrazita - vrtačasta	250	200	25	zsz.
5.	Veliko Poldne-Konte	izrazita - vrtačasta	260	180	20	sz.
6.	Krota Morjana-Konte	vrtačasta in dolasta	300	220	15	ssz.
7.	Velikj Dol	polimorfna - poligenetska	680	450	35	s.
8.	Mali Dol	skledasta - ravno dno	500	250	25	s.
9.	Pod M. Dolom	v podolju - plitva	160	10	5—10	zsz.
10.	Pod Črnim Voglom	v podolju - plitva	300	300	20	zsz.
11.	Zadnji Dol	v podolju - plitva	250	130	15	zsz.
12.	Spodnja Osojnica — pod Dolgimi Prodi	polimorfna - poligenetska	450	370	45	s.
13.	Pod Gnilo Glavo	obvisela - ob prelomu	220	100	10	ssz.
14.	Pod Zg. Konjcem	v krnici	140	100	10	sz.
15.	Pod Stadorjem	udorna	80	—	—	—
16.	Pod Stadorjem	udorna	60	—	—	—
Goričica						
17.	Kotel	v krnici - odprta	330	250	40	sv.
18.	sz. od Vrha Lašt	ob prelomih	100	—	20	—
19.	sz. od Vrha Lašt	ob prelomih	200	100	15	sz.
20.	Pod Črnelami	—	80	—	—	—
21.	Poleg Jame	ob prelomu	160	10	10—15	sz.
22.	V Jami	polimorfna - poligenetska	410	200	40	sz.
23.	Zah. od Jame	ob prelomu	160	80	10	zsz.
24.	Vzh. od Plešivca	prelomi - kombinirana	140	80	10—15	sv.
25.	s. od Zelene Glave	poligenetska - prelomi	250	200	20—25	sv.
26.	Konta	poligenetska - litologija	460	230	15—20	sz.
27.	j. od Vrha Lašt	ob prelomu	170	110	15	sz.
28.	jjz. od Konte	ob prelomu	140	110	15	ssz.
29.	ju. od Konte	ob prelomu	180	100	15—20	s.
30.	sp. del Jelenje Rupe	v podolju - prelom	220	80	10	sz.
31.	Ruda — pod Rombonom	v podolju - poligenetska	400	200	20	s.

5.13. Geneza in dinamika depresij na primeru Velikega Dola

Veliki Dol je vsekakor najzanimivejša med depresijami. Nepravilna oblika te konte nakazuje poligenetske osnove njenega nastanka kakor tudi povezanost s starimi suhimi podolji, ki se vanjo spuščajo od severozahoda in sicer podaljšek Zadnjega Dola, podolje Za Skalo in tisto, ki sega sem od konte pod Gorenjo Osojnico. Značilno je, da spodnji deli vseh treh podolij obvisijo nad konto v višinah okrog 2050 m oziroma 2000 m, medtem ko je zančilen nivo v neposredni okolici konte v višini med 2070 do 2080 m. Tudi izhod iz konte na spodnji strani oziroma nadaljevanje podolij po domnevni združitvi na prostoru te konte je v višini, ki bi mogla predstavljati naravno nadaljevanje zgornjih podolij proti jugovzhodnem robu podov (okrog 1990 m). Položaj tega ostanka suhega podolja, ki se nadaljuje navzdol proti Krišču gotovo ni slučajen, temveč je očitno genetsko povezan z enim od obeh podolij, ki sežejo sem izpod vrha Kanina. Poleg tega je ohranjena stara suha dolina, bržkone fluvialnega izvora, tudi severovzhodno od Male Gnile Glave in ima smer, ki nakazuje zvezo predvsem s podoljem pod Gorenjo Osojnico. Na območju obeh dolov, Velikega in Malega je bilo torej nekakšno hidrografsko stečišče. (Pod 12).

Zdi se, da je Veliki Dol nastal iz dveh do treh manjših kraških kotanj. Te so imele prvotno verjetno takšno podolgovato obliko, ki je bolj ali manj odgovarjala poteku starih podolij. To so bile kotanje, ki so v severno-juzno



Pod. 12. Prerez Velikega Dola
Fig. 12. Profile of the Veliki Dol

usmerjeni coni najprej nastale verjetno kot posledica hitrejšega zakrasevanja v območju omenjenih tektonskih linij.

Konta Velikega Dola je prešla čez več faz v razvoju in zato spada med najstarejše in najbolj intenzivno razvijajoče se glaciokraške površinske oblike. Ne kaže, da bi se na dnu Velikega Dola iz prejšnjih medledenih dob ohranili kakršnikoli kotličiči. Zaradi močnejše eksaracije so fisti v dnu postglacialnega nastanka. Splošna drobna preoblikovanost je plod holocenske mehanične in predvsem kemične denudacije, ki je večja kakor pa ponekod izven depresij. V tem je mogoče zaznati razliko v intenzivnosti razvoja med depresijami in konveksnimi območji na podih. Na osnovi meritev F. Bauerja (1962) in naših izračunov je intenzivnost kraškega preoblikovanja dna Velikega Dola za toliko večja, kolikor odteče s površja več padavin zaradi večje akumulacije snega, to pa je za ca. 30—40 %. Takšen indeks je izračunan za živoskalno podlago, medtem ko so dna depresij večinoma prekrita z gruščnatim, predvsem pa z morenskimi gradivom. V tem primeru gre za še temeljitejše izkoriščanje agresivnega potenciala padavinske vode in snežnice in je zato učinek kemične denudacije dejansko še večji. Tako ilustriran proces kraškega poglobljanja depresij bolje pojasnjuje povečevanje relativnih razlik med dnom depresij in obrobjem, in s tem se jasneje izraža različna dinamika razvoja (Kunaver, 1978, 42, 1979, 82).

Za holocen je torej značilno močnejše zniževanje dna depresij oziroma nasploh konkavnih delov površja, v primerjavi z obrobjem in v njih poteka tudi odstranjevanje ostankov pleistocenske akumulacije hitrejša kot drugod. Obenem pa je razumljiva določena konzerviranost skalne podlage povsod tam, kjer morena še ni odstranjena. Verjetno tiči v tem vzrok za relativno plitvost kont v primerjavi s podobnimi depresijami v nižjem krasu.

6. HOLOCENSKI NEKRAŠKI MEHANIČNI PROCESI IN UČINKI

6.1. Učinki dolomitiziranosti

Znano je, da je izrazito paralelopipedno krojenje ob ravnih ploskvah z ostrimi robovi ena od značilnih lastnosti nekaterih vrst dolomita, posebno anizijskega in to v nižinskih razmerah (Ramovš, 1968, 123). Podobne lastnosti ima tudi glavni dolomit v visokogorskih pogorjih. Izredno velike količine grušča nastajajo na dolomitni podlagi okrog vrha Triglava kot to nazorno popisuje Sifrer (1963, 159—168). Podobno se dogaja na vsem sklenjenem dolomitnem območju Krnice. Velike količine drobirja nastajajo tudi v vzhodnih Črnelah, kjer segajo gruščnata melišča in gruščnati tokovi do meje z apnencem in ga zasipajo.

Drugače je z manjšimi otoki ali krpami dolomita, ki nastopajo ponekod na Kaninskih podih. Tam je učinek maksimalne dolomitiziranosti na prvi pogled očiten, saj se sredi najbolj razjedenega krasa brez posebnega prehoda pojavijo navidezno nekraški otoki, pokriti z drobirjem. Izmed obilice kraških oblik, ki jih je mogoče videti v neposredni bližini, tu nastopajo vrtače. Med

njimi pa se dvigajo nizke piramidaste vzpetinice, ki so ostanek višjega površja, v katerem je mehanično preperevanje hitro napredovalo.

Že Šiferer je opozoril na učinke različno močne dolomitiziranosti. Mnenja je, da se z različno stopnjo dolomitiziranosti menjava tudi množina drobirja (1963, 161). Žal ne navaja konkretnih podatkov o stopnji dolomitiziranosti, ki nastopa na Za Planji, kar bi bilo zelo dragoceno za primerjavo.

Zelo številne primere povečane količine drobirja na površju smo ugotovili povsod tam, kjer prihajajo na dan plasti pasnatega dolobiosparita. Sedaj vemo, da lahko pričakujemo ojačeno mehanično preperevanje v visokogorskih razmerah povsod tam, kjer ima apnenec med 16 in 20 % $MgCO_3$ in več. Pri tem deležu dolomita oziroma magnezijevega karbonata ima površje kraško podobo, čeprav do neke mere modificirano. V takšnih razmerah so sicer na površju nastali pravi kotlički, ki pa imajo to lastnost, da je njihov zgornji rob neredko okroglaste, ovalne, eliptične ter celo ledvičaste oblike. Mehanično preperevanje v pogojih dolomitiziranosti povzroča med drugim enakomerno zaobljenost zgornjih robov kotličev kot bi bili opiljeni. Tudi čela skladov in sploh vsi bolj izpostavljeni deli površja so taki.

Podoben način površinskega preperevanja opazimo tudi povsod tam, kjer se tanjše dolomitizirane plasti pokažejo na dan v strmih ali navpičnih odlomih ali strukturnih stopnjah. V takih primerih skoraj vedno nastajajo vzdolž horizonta največje dolomitiziranosti podolgovate vdolbine s polkrožnim profilom v obliki spodmola in to v vseh nadmorskih višinah. Celo precej globoke spodmolaste jame opazujemo v pogorju in se po mehanizmu nastajanja ne razlikujejo od opisanega krušenja površja. Pri obeh vidimo, da je temu osnovni vzrok razpadanje dolomitizirane kamnine v razmeroma droben, krhek grušč paralelopipedne oblike. V tem primeru kamnina razpada predvsem površinsko in enakomerno vzdolž linij šibkosti, medtem ko v čistejšem apnencu seže tako korozijsko kot tudi mehanično preperevanje po posameznih linijah in ploskvah bolj v globino. S tem se kompaktna skala kruši v večjih kosih.

Forti (1969) poroča iz neposredne bližine, iz Cime delle Rondini v Zahodnih Julijskih Alpah (med V. in M. Nabojsom) o podobnih pojavih, le da razlikuje več podtipov. Tam je podlaga sicer sestavljena iz spodnjega noriškega dolomita (glavnega dolomita), ki ga poleg kristalnega saharoidnega dolomita sestavljajo tudi belkasti ali svetlo sivi dolomitizirani apnenci. Le-ti so masivni ali stratificirani in posebno debelo skladoviti v spodnjem delu te serije ter vsebujejo belkasto-zelenkaste lapornate interkalacije. Forti razlaga večino primerov spodmolastega krušenja z učinki diferenciranega krušenja in odpadanja kamnine (essenzialmente graviclastica differenziata), kar omogočajo lokalni litološki, stratigrafski in tektonski pogoji. Raztapljanje kamnine ima podrejeno vlogo. Forti po zgledu italijanskih kolegov imenuje te oblike parakraške z lastnostmi, ki so pseudokraške (o. c. 71, 73, 75).

Pozornost vzbujajo tudi nekateri kraji pod spodnjo mejo izdatnejšega mehaničnega preperevanja, kjer ni mogoče takoj ugotoviti prisotnosti dolomita ali močno dolomitiziranega apnenca, pa vendar različni pojavi opozarjajo, da na površju ni čistega apnenca. Za primer naj služi konta pod V. B. Skednjem, kjer je nastal precej nenavaden blokasti tip visokogorskega kraškega površja. Skladi imajo (za Kaninske pode) razmeroma neobičajno lego, kajti vpadajo proti pobočju. Toda to ni edini primer takšnega reliefa. Zato

so nastali zelo kratki lašti, ki v njih apnenčeve plasti razpadajo v velike bloke. Na površju blokov ni nobenih mikrokorozijskih oblik, ki bi jih v tej višini (200 m) še upravičeno pričakovali. Analiza vzorca kamnine ((K-4) kaže na zelo šibko dolomitiziranost, ki pa je očitno glavni razlog za pomanjkanje korozijskih oblik na površju. Obenem imajo takšni petrografski tipi apnenca, kot je videti, lastnost, da se lažje mehanično koljejo in to precej na globoko. Na zelo podoben apnenec smo naleteli na severni strani V. B. Skednja, od koder se je odkrušilo skalovje v podnožje, kar je tudi mogoče povezati z nastankom skednjev v Kaninskem pogorju.

Oba vzorca sicer nista dovolj reprezentančna, da bi iz tega pojava že lahko izhajalo pravilo, toda tudi druge indikacije, ki smo jih dobili na terenu ob preskušanju apnencev s solno kislino, potrjujejo isti pojav, t.j., da lahko že zelo majhen delež dolomita vpliva na spremenjene lastnosti apnenca. S to ugotovitvijo bo treba dopolniti splošno prepričanje, da le močno dolomitizirani apnenci motijo običajen korozijski proces in oblikovanje kraških pojavov.

So nekateri primeri apnencev, ki kažejo minimalno dolomitiziranost in sicer manjšo od magnezijevih apnencev, pa se kljub temu obnašajo, kot bi bili dolomitizirani. Gre za zelo lahko razkolnost in drobljivost (K-56) v zahodnem delu Velikega Dola, kjer se ustrezna plast na nagnjenem laštu (zgornjem) dobesedno drobi in kot že omenjeno, onemogoča celo nastajanje kotličev. Podobno drobljiv je apnenec iz vzhodnega podnožja Konjca (vzorec K-27) in apnenec iz severnega roba Velikega Dola (vzorec K-29). Edino s čimer bi lahko razlagali laštasti vzorec K-56 iz Velikega dola, je zelo visok delež netopnih sestavin (17,8 %) kljub skoraj beli barvi, ki je največji med vsemi analiziranimi vzorci. Pri nižjem deležu netopnih sestavin npr. okrog 16 % in manj, nastopajo med apnenci tudi bolj kompaktne vrste s školjkastim lomom.

Tu se za trenutek pomudimo pri pojmu kompaktnosti apnencev, kajti ponekod naj bi takšna lastnost močnejše izstopala. Predvsem na vzvišenih točkah zasledimo dosti ravnih in zaobljenih skalnih površin, ki so zelo na redko razčlenjene s škrapljami in kotlički. Ker so to lepi primeri ledeniških grbin, tu ne gre toliko za kompaktnjšo vrsto apnenca, temveč le za ledeniško zglajenost. Težje pa je pojasniti pojav podobnih kompaktnih skalnih ploskev tik pod vzhodno steno V. B. Skednja v ozkem pasu, ki pa se verjetno nadaljuje deloma tudi v vzhodni steni M. B. Skednja. Apnenčeva podlaga je ponekod presenetljivo malo razčlenjena v globino, pač pa so na površju nastale izredno obsežne korozijske police in izravnave.

Videti je, da je površje že zelo dolgo izpostavljeno koroziji in drugim vplivom in vendar so malo večji kotlički in zevi nastale šele na spodnjem robu malo nagnjenega lašta tik pod steno V. B. Skednja. Ohranitev tako gladke skalne površine si lahko razlagamo na več načinov npr. z glacialnim delovanjem, kajti nekateri znaki opozarjajo na nadpovprečno dobro ohranitev ostankov ledeniških erozijskih žlebov. V neposredni okolici ni nobenih ostankov glacialnih sedimentov, s čemer bi to lahko potrdili. Preostaneta še dve možnosti. Morda je vzrok za večjo odpornost apnenca v večji kompaktnosti oziroma v fizikalno-kemičnih lastnostih apnenca oziroma v pojavu neskladovitega kompaktnega apnenca, ki je viden v steni M. B. Skednja. Neskladovitost trigla-

skega apnenca v Triglavskem pogorju povzroča na primer manj izrazito zakrasevanje (Grimšičar, 1962). V resnici je na območju med Triglavom in Hribaricami zelo malo korozijskih oblik.

V višjih in najvišjih nadstropjih podov smo v zvezi z množičnim pojavom fosilov megalodontov opazili, da je na takih laštih zelo slabo razvita mreža žlebičev ali pa je sploh ni bilo. Polnilo fosilov v tem primeru predstavlja bolj odporne dele kamnine, ki z različnim razporedom moti normalen gravitacijski razvoj korozijskih oblik. Tudi v breznih in jamah na podih smo opazili, kar je sicer znano, kako izluženi fosili izstopajo iz apnenega cementa kot težje topljiva snov.

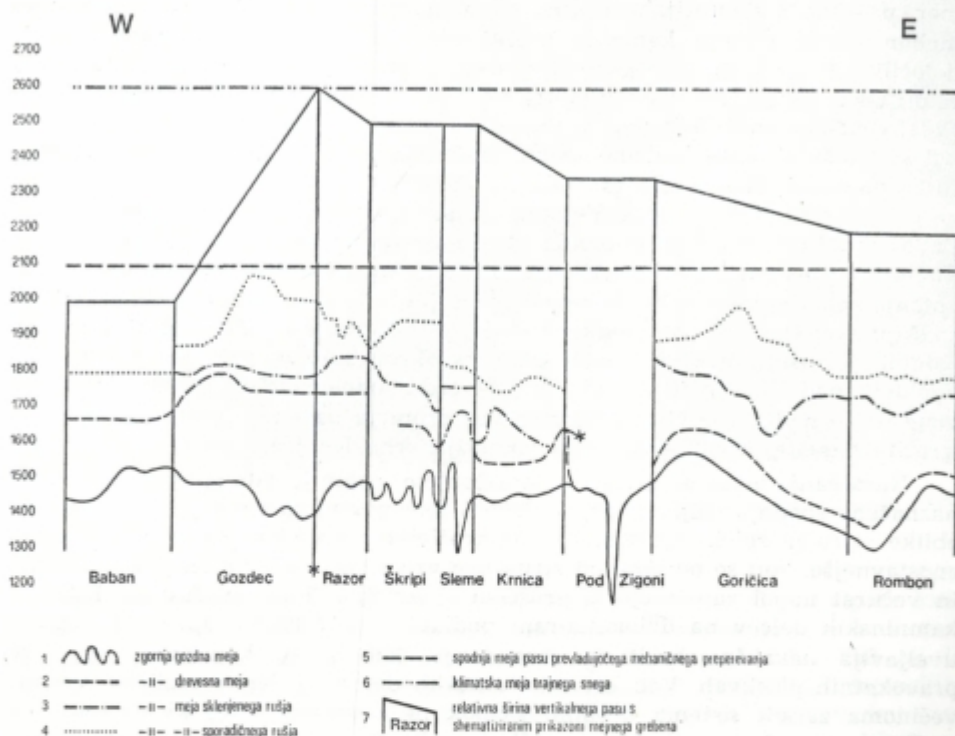
6.2. Klimatska pasovitost pogorja (pod. 13)

V pogorju so se sproti odpirala tudi vprašanja odnosov med klimo, vegetacijo in kraškimi pojavi oziroma oblikami, predvsem glede njihove višinske razširjenosti. Ob tem je nastala razčlenitev pogorja na štiri višinske klimomorfološke pasove, ki smo jih že predlagali za večino alpskega krasa pa jih je treba tu ponovno omeniti (Kunaver, 1973, 218; Habič, 1975). Osnova zanjo je vegetacijska in klimomorfološka nadstropnost, ki je predstavljena v pod. 13. Vegetacijske meje so ugotovljene na terenu in s pomočjo letalskih posnetkov. Upoštewane so tudi lokalne razmere, kjer plazišča znižujejo posamezne meje.

Ob tem se ne srečujemo samo z vplivom holocenske klime in njenih paleoklimatskih kolebanj, posebno v zadnjih 300 letih, ter s specifičnimi lastnostmi kaninskega podnebja ampak tudi s sledovi človeka, ki je brez dvoma zapustil v pogorju tudi v tem pogledu nekaj sledov (glej poglavji 5.3 in 5.4). Obeh dejavnikov ni mogoče obravnavati ločeno. Ob tej priliki se omejimo samo na nekatere ugotovitve, ki govorijo za to, da je iskati vroke za sedanje vegetacijske meje v bržkone kombiniranem delovanju človeka, klimatskih razmer in zakrasevanja. M. Wraber navaja, da je človek marsikje znižal zgornjo gozdno mejo v Julijskih Alpah za 200 do 400 m (1970, 239). Dalje je znano, kako so v obdobjih večje potrebe domačini kosili travo tudi na najbolj težko dostopnih krajih kot na primer v času cone B po 2. svetovni vojni. Danes smo priče splošni regeneraciji rastja in s tem spreminjanju naravnih razmer. Te razmere se najpočasnejše spreminjajo prav na zgornjih mejah vegetacije zaradi česar so nekdanji vplivi človeka še vedno vidni. Gozdna meja je v vsem pogorju v presenetljivo isti višini in se ujema z Wrabrovimi podatki za Zahodne Julijske Alpe (1970, 245). Zdi se, da se močneje pozna človekov negativni vpliv na rušju, ki ga je na Kaninskih podih manj kot na Goričici, ker so bili boljše pašno območje. Pač pa v istem območju, to je na podih, sega rušje višje. V dolini Krnice se k omejitvenim dejavnikom pridružijo še ekspozicija, vpliv dolomita in snežnih plazov.

Nekaj besed tudi o klimatski ločnici, ki smo jo postavili v višino 2600 m. Marinelli je prvotno menil, da je ta na severni strani pogorja na višini 2450 m (1909, 334—345). Melikovo snežno ločnico za Triglav, 2550 m, je Gams zavrnil kot prenizko in jo predvideva v višini 2700 m (Melik, 1954, 143; Gams, 1957, 182—183). Tudi Desiu se zdi Marinellijeva ločnica prenizka in je prej

VEGETACIJSKA IN KLIMATSKA NADSTROPNOST KANINSKEGA POGORJA
 Vertical Distribution of Vegetational and Climatic Zones of Kanin Mts.



- 1 Upper forest line
- 2 Upper tree line
- 3 Upper line of continuous *Pinus mugo*
- 4 Upper line of discontinuous *Pinus mugo*
- 5 Lower line of predominant mechanical disintegration
- 6 Climatic snow line
- 7 Schematic line of border ridge

Pod. 13.

Fig. 13.

orografska kot klimatska (1927, 398). Meni, da je realna na višini okrog 2650 oziroma da je za 200 m višja. Ker bi bili Gamsova triglavska in kaninska ločnica tako presenetljivo podobni kljub siceršnjim klimatskim razlikam (v oblačnosti in padavinah), smo mnenja, da je ta na Kaninu nekje okrog 2600 m ali celo še nekoliko nižje.

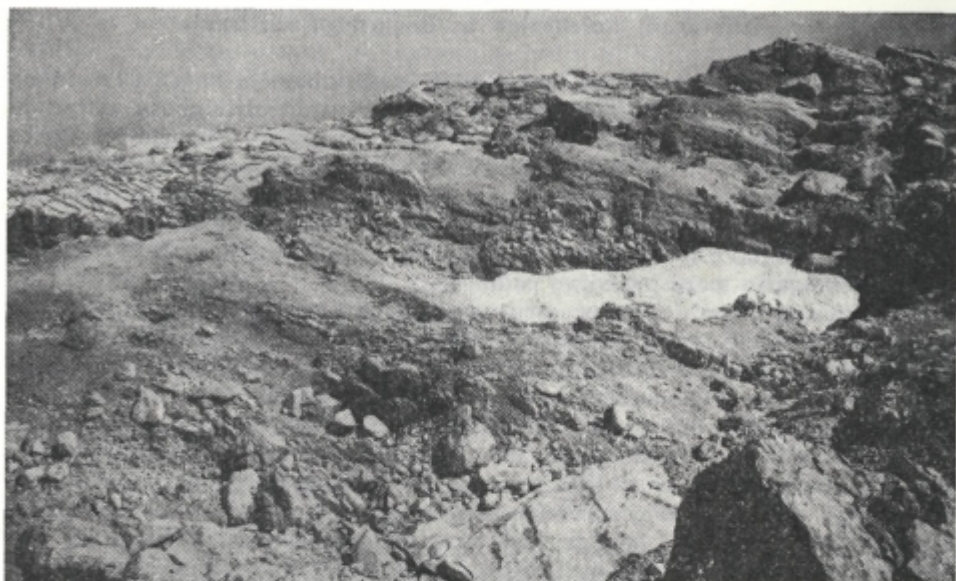
Na Kaninskih podih se v razmeroma širokem pasu med 2000 in 2200 m na skalnem površju pojavi postopoma ali v hitrem prehodu drobir, ki ga nižje v glavnem ni. Prehodno cono bomo imenovali spodnja meja izdatnejšega mehničnega preperevanja. Povsod je ni bilo

mogoče natančno določiti, toda z opazovanji na raznih krajih podov je podoba o njenem poteku dovolj jasna.

Različne višine mejne cone so deloma posledica lokalnih reliefnih razmer, posebno v depresijah, deloma pa učinkov dolomitiziranosti, ki povzroča mehanično drobljenje kamnine precej nižje kot v apnencu. Zato smo jo določili tako, da so petrografske vplivi čimbolj izključeni, čeprav je to v celoti težko doseči. Po značaju površja bi nad to mejo sodilo tudi dno Velikega Dola, vendar vemo, da je močna zagruščenost tal tam posledica vrste okoliščin, kot so izjemno velike količine snega, tektonska pretrtost in petrografska pestrost apnencev. Zato Velikega Dola ne moremo vključiti v to območje. Drugače je s prvo stopnjo nad Velikim Dolom ob planinski poti v smeri proti Zadnjemu Dolu. Tam je v okolici velike plitve kotanje — konte pod Črnim Voglom že opaziti pojav grušča na živoskalnem površju, medtem ko je dno kotanje sploh povsem pokrito z drobirjem. Najbolj pa se splošno spremembo v značaju površja čuti od začetka Zadnjega Dola dalje — 2070 m. V Gorenjih Kontah je višina spodnje mejne cone na okrog 2070 m, podobno kot smo jo ugotovili nad Kotlom in Jelenkom v severozahodnem delu Goričice. Nekoliko višje pa je nad Gnilo Glavo, kjer je več drobirja na okoli 2130 m in posebno izrazito naraste nad 2250 m, okoli podnožja vrha Konjca.

Naraščanje množine grušča z naraščanjem višine je zato splošen pojav nad naznačeno spodnjo mejno cono (sl. 27). S tem postanejo redkejše mikrokraške oblike oziroma sploh izginejo, npr. mikrožlebiči, škavnice. Škraplje postanejo enostavnejše, bolj so odvisne od strukture vzporednih plitvih razpok v skladih in večkrat napol zapolnjene z gruščem s površja. Poleg ploščatega luščenja kamninskih delcev na dolomitizirani podlagi se v čistejših apnencih pogosto uveljavlja nekakšno kockasto razpadanje, kot bi se kamnina lomila po pravokotnih ploskvah. Velikost tako nastalih delcev je lahko različna, vendar večinoma zaradi sistema drobnih razpok ne nastajajo kosi, ki so večji od moške pesti, pač pa večinoma manjši, do velikosti nekaj kubičnih centimetrov. Najbolj značilno in morfološko najbolj učinkovito postane takšno mehanično razpadanje takrat, ko postanejo zaradi njega zaobljeni vsi sicer nekdanji ostri robovi, kar smo že opisali v zvezi z vplivom dolomitiziranosti v manjših višinah.

Drobne spremembe v ekspoziciji, v petrografiji kamnine in v morfologiji površja lahko takšno preperevanje torej pospešujejo ali pa zavirajo. Tako lahko naletimo v neposrednem sosedstvu na mlad korozijski kotlič, na korozijski škrapljasti vodnjak in plitve meandrske žlebiče na eni strani, nedaleč stran pa na močno poglobljene kotličice z zaobljenimi razpadajočimi robovi in napol zasute z gruščnato preperelino. Pogost vzrok za te razlike je tudi različna debelina snežne odeje oziroma različno trajanje snega na enem mestu. V tem pogledu nastajajo namreč zelo občutne razlike med depresijami, ki so zapolnjene s snegom na površini še do konca meseca julija in relativno izbočenimi deli reliefa, ki se prikažejo na dan že en ali dva meseca prej. Ob tem dejstvu se pokaže precej tesna odvisnost med predeli največjega kemičnega in mehničnega razpadanja in najdaljšega trajanja snega, kar obenem potrjuje tudi rumena barva sveže korodiranih, nepatfiranih skalnih površin, ki se uveljavlja približno istotam.



Sl. 27. Primer zelo močne gruščnatosti površja v okolici nove planinske koč, 2270 metrov

Haserodt razlikuje v Severno apneniških Alpah a) gozdnati alpski kras in b) goli ali subnivalni kras (1965, 91). Novak tudi razlikuje dve coni, nad in pod 1800 m vendar na nestvarni osnovi (glej poglavje 5.5.). Pač pa je mogoče Haserodtova pasova podvojiti, s čimer se bolje približamo dejanskim razmeram v razširjenosti kraških in nekraških površinskih pojavov, kot smo pokazali zgoraj. Zato na Kaninu in v našem alpskem svetu lahko razlikujemo naslednje višinske pasove visokogorskega ali glaciokrasa:

1. pas gozdnega gorskega krasa pod zgornjo gozdno mejo,
2. spodnji prehodni pas med zgornjo gozdno in drevesno mejo,
3. pas pravega golega glaciokrasa nad zgornjo gozdno mejo. Lahko bi ga imenovali tudi subnivalni pas po Haserodtovem zgledu,
4. zgornji prehodni pas med mejo povečanega mehničnega razpadanja in snežno ločnico. Ta pas bi lahko imenovali tudi spodnji nivalni pas.

Poleg tega bi bilo mogoče izločiti tudi peto cono v pogorjih, ki so višja od Kaninskega. To bi bil pas na sami ločnici trajnega snega ali zgornji nivalni pas (Kunaver, 1972, 288). V tem primeru imenovanje nekaterih nižjih pasov kot prehodnih morda ni najbolj ustrezno.

Razumljivo je, da je izhodišče takega razčlenjevanja današnje stanje površja in njegov izgled kot posledica holocenskih klimatskih razmer. Sledovi starejšega zakrasevanja tudi zaradi poledenitve pri tem ne morejo imeti odločilne vloge (Habič, 1975, 75). Poleg tega lahko takšne in drugačne regionalizacije delamo le s pomočjo znanih podatkov kot so površinski pojavi, medtem ko je celota »alpskega krasa« vendarle še dokajšnja neznanka, kot ugotavlja Habič.

6.3. Pojav strukturnih kolobarjev in linearnega sortiranja

Ti pojavi so izrazito vezani le na višje ležeča območja nad 2100 m in na uravnan oziroma konkaven svet, kjer je na površju dovolj sipkega materiala morenskega in gruščnatega izvora. O tem imamo poročilo Šifrerja iz okolice Triglava (1963). Naše najdbe strukturnih kolobarjev se po zunanji podobi in po velikosti povsem ujemajo s Šifrerjevimi. Ugotovimo lahko le, da so v Kaninskem pogorju strukturni kolobarji bolj redek pojav v primerjavi s podi okrog Triglava (o. c. 163—165), verjetno zaradi manj ugodnih pogojev, to je več snega in manj primerne podlage.

Zanimiv in obsežen pojav sortiranja površinskega grušča na morenski podlagi je v kotanji pod krnico med Č. Voglom in Laško Planjo. Proces kraške denudacije se izraža v nastanku okoli osem plitvih vrtač in je vsekakor že močno znižal prvotni morenski pokrov. Sneg tu pokriva površje velik del leta in to poprečno osem mesecev na leto ali še dlje. O tem priča tudi rumenkasta barva, ki jo imata gruščnata preperelina kot tudi živoskalno površje. Bistvo pojava sortiranja v tem primeru je nastanek prog bolj grobega in bolj finega grušča, ki so premočrtne in so razvrščene zvezdasto okoli središča posameznih vrtač. Proge bolj grobega materiala so nekakšni plitvi jarki, kjer je očitno močnejše izpiranje drobnejših delcev. Pri tem se postavlja vprašanje ali gre tu za prave strukturne pasove oziroma proge v smislu nivalnih procesov. Morda je to bolj odraz učinkov diferencirane snežne denudacije na sipki podlagi, ki je modificirana z vplivi kraških procesov. V neposrednem sosedstvu se na ravnih delih dna iste kotanje uveljavlja druga inačica strukturnih tal in sicer nastajanje strukturnih kolobarjev. Satovju podobna razvrstitev strukturnih kolobarjev zelo spominja na klasične oblike iz periglacialnih območij. Najbolj izrazit primer sortiranja v obliki kamnitih ali gruščnatih pasov smo našli na podih pod Prestreljenikom, kjer je na površju posebno veliko grušča zaradi dolomitiziranega apnenca. Z razvojem smučarskega centra so tu nastale v površju velike spremembe. Strukturni kolobarji, ki jih ni težko najti tudi tik pod vršičkom Visoke Glave imajo povprečen premer okoli 10 cm. Najdejo pa se tudi do velikosti 20 cm.

6.4. K pojavu in izvoru žlebov na pobočjih

Značilen pojav, ki ga je na Bovškem in na Kaninskem pogorju opazil Melik, so žlebovi v vzporednih progah na pobočjih, ki se spuščajo iz višjih v nižje lege. Meni, da jih je očitno izdelala pobočna vodna erozija v primeroma nedavni preteklosti. Kot agens za njihov nastanek navaja predvsem deževnico in ne snežnice. Poleg teh žlebov opozarja tudi na erozijsko zarezano globeli na spodnjem delu Kaninskih podov, ki se nekatere celo rahlo vijejo. Zdi se mu, da so v svoji genezi odvisne od tektonskih zasnov in od konsistence ter lege apniških skladov (1961, 313—314).

Značilno je, da so z žlebovi razrezana oziroma razgibana vsa pobočja, tako tista z večjim zaledjem, odkoder bi upravičeno lahko pričakovali pritekaje vode navzdol kot tudi tam, kjer so pogoji za takšne procese manj ugodni. Toda občutno se menjava globina teh žlebov v odvisnosti od zaledja.

Plitvi in premočrtni žlebovi, ponekod tudi precej široki (verjetno zaradi ledeniške preoblikovanosti) so lastnost pobočij z enakomernejšim in večjim strmcem in brez večjega zaledja. Taki žlebovi so na pobočjih Kope med Boko in Poljanico ter predvsem na pobočjih Rombona. Že tam je videti, da je izrazitejši žleb nastal le pod planino Rob, koder se je spuščal navzdol eden od poznoglacialnih štadijalnih ledenikov. Posebno izrazite so razlike med pobočji Razorja in Za Škripi na eni in Gozdecem ter Krnico na drugi strani. Globina in izrazitost žlebov je v prvem primeru večja od rombonskih žlebov in doseže tik nad Pečmi od 5 do 15 m (Mirnik—Rišca, pod Škripi). Še bolj izraziti so žlebovi v drugem primeru, saj doseže globina Žleba pod Krnico in V Žlebu v južnem delu Hlevišča do 50 in več metrov globine ter širino do 15 m. To so strmi žlebovi z navpičnimi stenami, ki so podobni plitvim kanjonom oziroma soteskam. V njih nismo zasledili nobenih sledov tekoče vode v recentni dobi. V dnu je nakopičeno skalovje in grušč, vendar ne povsod enakomerno na debelo. Posebno veliko nagrmedenega skalovja smo našli v štirih žlebovih, ki prečkajo Peča. To bi bila lahko tudi posledica čiščenja pašnikov in senožeti v neposredni okolici, čeprav se zdi, da bi skalovje tja dospelo lahko tudi na drugačen način npr. kot izpran periglacialni blokmeer.

V srednjem in višjih delih pobočij so dna žlebov bolj gladka. Le v enem primeru smo ugotovili, da je sredi gozda na Hlevišču še mogoče zaslediti v dnu plitvejšega žleba erozijske oblike, ki jih lahko pripišemo samo delovanju vode. Erozijske izvotline so napol zapolnjene s humusom in tekoča voda se v žlebu zato očitno že precej časa ne pojavlja več. Poleg tega je marsikje videti, da je dno žlebov tudi že kraško deformirano.

Višina, do katere segajo žlebovi navzgor je na pobočjih brez večjega zaledja večja, kar je morda posledica šibkejšega preoblikovanja. V ostalih primerih zasledimo plitve začetke žlebov šele pod 1600 m. Posamezni zelo izraziti žlebovi imajo svoje začetke celo že v višini okoli 1700 m kot Mirnik na Škripih ali pa V Žlebu na Gozdecu, ki sega do obsežne zatrepne stopnje pod Belim Čelom (pod Hudim laštom — Gozdec). Žlebovi so na zgornjem koncu večinoma zelo plitvi in neizraziti. Pod planino Krnica so žlebovi do 3 m globoki in široki do 10 m.

Največjo globino dosežejo žlebovi navadno v spodnjem delu. Tu je posebno jasno videti navezanost nekaterih žlebov na večje prelome, ki so omogočili intenzivnejše poglobljanje. Ta pojav lahko opazujemo v srednjem delu ostenja Peči, ki so vanje zarezane poleg največjih žlebov V Žlebu in Farjev Jaček, še štiri navpične zajede, ki imajo zvezo z višjimi žlebovi. Zelo močno je z žlebovi razjedeno tudi strmo pobočje vzhodno od glavnega širokega žleba pod Goričico. Tudi tam je vertikalna razlomljenost skednjev poglavitni razlog za njihov nastanek.

Glede nastanka večine obravnavanih žlebov, je treba pritrditi Meliku, da se zdi razlaga s pomočjo vodne erozije edino verjetna, kar velja predvsem za velike stare opuščene žlebove. Strmejši žlebovi na pobočju Rombona ali pa nasproti ležečega Polovnika pa so bolj rezultat kombiniranega delovanja šibkejših vodnih tokov v preteklosti ter plazovnih mehaničnih procesov, ki delujejo še danes. Taki žlebovi so pogosto vse do dna neporaščeni.

V velikih žlebovih na položnejših delih pobočij, ki jih danes predvsem zarašča gozd, so nekoč morali po njih teči močni, čeprav periodično delujoči

vodni tokovi. Ker se je proces zakrasevanja obnovil bržkone že kmalu po zadnji večji stadijalni poledenitvi, menimo, da za trajnejše vodne tokove v pogorju nikoli niso bili kdovekako ugodni pogoji. Površinski tokovi so bili na pobočjih aktivni le krajšo dobo po zaključku poledenitve in so zatem postopoma prenehali delovati. Trajanje delovanja in obenem razvoja žlebov je bilo odvisno od lokalnih razmer.

Izvor vodnih tokov na pobočjih povezujemo z zaključkom poledenitve, kar je logično tako zaradi manjše propustnosti tal v začetnem obdobju holocena oziroma ledeniške obrušenosti tal kot zaradi morenskega pokrova. Predvsem pa se zdi, da je mogoče iskati izvor vodnih tokov v umikajočem se ledeniku, ki je zastajal v različnih višinah na pobočjih. Iz načina odtokanja ledeniških voda izpod pobočnih ledenikov drugod v Alpah sklepamo, da so tudi na pobočjih Kaninskega pogorja vladale v obdobju stadijalne poledenitve podobne razmere. Pretirano bi bilo trditi, da so vsi žlebovi le preostanek erozijskega delovanja ledeniških voda, toda ni dvoma, da je to obdobje odigralo v njihovem razvoju pomembno vlogo.

Edini periodično delujoči vodotok na pobočjih je majhen hudournik Krničar, ki dobiva vodo iz spodnjega dela doline Krnice. Kratkotrajni hudourniški tokovi se pojavijo tudi v višjih delih dolomitnega dna Krnice, toda le zelo poredko sežejo od vrha do podnožja. Večji del vode ponikne najbolj verjetno na kontaktu dolomita z apnencem nekje nad planino Krnica. Manjši del vode teče po plitvi skalni strugi, ki je polna erozijskih loncev in korozijsko preoblikovanih škavnic. Zanimivo je pri tem, da tudi v spodnjem delu živoskalna grapa Krničarja ni posebno poglobljena, vsekakor pa mnogo manj kot sosednji povsem suhi žleb z domačim imenom Žleb, ki smo ga že omenjali. Le-ta nima direktne zveze s srednjim in zgornjim delom doline Krnice in je dobival vodo očitno iz nižjih delov pobočij.

Iz tega je videti potrditve zgornje domneve o zgodnjem in dokaj hitrem nastanku žlebov. Hidrografske razmere so bile takrat najbolj verjetno precej drugačne od današnjih in so bile odvisne v prvi vrsti od ledeniške in snežniške vode.

7. GEOMORFOLOŠKO KARTIRANJE GLACIO-KRAŠKEGA RELIEFA

Medtem ko je mogoče bolj ali manj realno prikazati večino površinskih oblik v merilih manjših od 1:5000, je za nekatere tipe kraškega površja to merilo vendarle še premajhno. Marsikateri lašt vsebuje na majhnem prostoru presenetljivo veliko število različnih korozijskih oblik pa tudi različne stopnje razvoja le-teh.

Čeprav je pri vsakem geomorfološkem kartiranju potrebna določena stopnja generalizacije, pride lahko v primeru kartiranja visokogorskega kraša v manjših merilih do neumestnega izpuščanja cele vrste značilnih oblik. V merilu 1:5000 ni mogoče prikazati neposredno nobene oblike, ki ima premer manjši od 10 m, če vzamemo, da je za večino simbolov razen za piko, krožec ali črto, to spodnja velikostna meja. Tako lahko nastopijo težave pri prikazovanju kotličev kot ene od vodilnih kraških oblik, še manj pa bi mogli prikazati vrste in razporeditev različnih škrapljastih in drugih oblik.

V takšni situaciji preostaneta dve možnosti. Prvo smo izrabili s tem, da smo izdelali generalizirano kompleksno geomorfološko karto kraškega površja v merilu 1:25.000. Pri tem smo se lahko zgledovali po različnih kartografskih tehnikah, v katerih je bil doslej prikazan te vrste relief. Črno-bele karte dovoljujejo najskromnejši obseg od 10 do 30 znakov. Barvne geomorfološke karte imajo navadno 50 do 100 znakov, njihova prednost pa je tudi v tem, da je v osnovi viden relief. Navedeni primeri so vzeti iz publikacij Inštituta za geografijo v Aix en Provence. Od večine geomorfoloških kart za gorski kraški relief so te najbolj izpopolnjene. Zato je tudi naša geomorfološka karta deloma izdelana po tem vzorcu, medtem ko so znaki večinoma povzeti po mednarodni legendi za geomorfološko kartiranje v velikem merilu (D e m e k, 1976). Francoske geomorfološke karte uporabljajo do osem barv, v naši geomorfološki karti pa smo se zadovoljili s petimi barvami in rastrom. Prizadevali smo si v njej prikazati najprej poligenetske makroreliefne oblike, osnovne kategorije reliefa po strmini, najbolj izrazite in pomembne sledove poledenitve, najpogostejše kraške oblike večjih dimenzij, območja različnih tipov laštov kot podlago za žlebiče in škraplje ter slednjič recentne pojave preoblikovanja.

Druga možnost se ponuja s kartiranjem kraškega površja v še večjem merilu, v takšnem da bi bilo mogoče na karti zaznamovati prav vse ali vsaj večino kraških oblik, ki nastopajo na goli skalnati površini. Pri izbiri primernega merila se je v danih pogojih pokazalo, da bi bilo nesmiselno stremeti za doslednim prikazovanjem oblike in velikosti slehernega korozijskega oziroma mikroreliefnega pojava na površju, še posebno če ta za celotno podobo nima večjega pomena. Dimenzijske in oblikovne podrobnosti je mogoče prikazati s fotografijo posameznih pojavov. Karta pa naj raje pokaže, kakšna je razporeditev le-teh v nekem površju in v kakšnem medsebojnem odnosu so. Tudi v tem merilu je potrebna določena generalizacija, ki gre predvsem na račun manjših oblik.

Za kartiranje v merilih večjih od 1:5000 so še nekateri bistveni razlogi. Upoštevanje manjših korozijskih oblik, ki so pogosto zunanji izraz korozijskih in drugih procesov, je prvi in že omenjeni razlog. Dalje se je v preteklosti posvečalo premalo pozornosti mikromorfologiji kraškega površja, ki je za razumevanje splošnega razvoja površja velikega pomena. Na kartah velikega merila je mogoče prikazati tudi tendenco razvoja površja in posameznih oblik. Do izraza pride tudi povezanost morfologije in geneze z mikrolitološkim lastnostmi podlage. Dalje ima takšna karta izrazite komparativne prednosti in to v primeru, da je izdelana za celotno območje ali pa le v obliki sond. (K u n a v e r, 1973, 220; S a u r o, 1976, 189).

Za naš namen smo izbrali merilo 1:500 kot tisto, s katerim je mogoče dokaj verno predstaviti tudi manjše korozijske oblike. V tem merilu je 1 mm na karti enako 0,5 m v naravi. To pomeni, da je mogoče realno prikazati dolžinske mere večine linearnih in dimenzije večjih ploskovnih oblik, še vedno pa ne povsem dosledno tudi velikost škavnic, širino žlebičastih zevi in tudi ne velikosti najmanjših kotličev. Simboli za te oblike morajo torej biti tudi v tem merilu večji, kot pa je njihova dejanska pomanjšana podoba. V nekaterih primerih, npr. pri mikrožlebičih, dobijo znaki zanje tudi ploskovni pomen, tj. da nastopajo te oblike bolj ali manj enakomerno pogosto na

površju. Vse te pomanjkljivosti pa odtehta prikazna moč karte, ki vendarle kolikor mogoče točno ponazarja, kaj vse lahko vsebuje neko laštasto površje v določenih litoloških, ekspozicijskih, klimatskih in splošnih morfogenetskih pogojih. Upoštevati je treba, da se s tiskom prvotno merilo lahko še zmanjša.

Morfološka karta 1 : 500 vsebuje torej (glej karto št. 1):

1. znake, ki verno prikazujejo velikost in položaj ter morfološke značilnosti posameznih večjih kraških in nekraških oblik,

2. znake za razširjenost in različne vrste škrapljišč,

3. znake, ki v povečani obliki kažejo na vrsto in položaj nekaterih, majhnih, redko nastopajočih korozijskih oblik,

4. znake za strukturne pojave v podlagi, kot so razpoke in prelomi. Skupno je v legendi 35 znakov.

Podobno tehniko je uporabil U. Sauro (1975) za lašte v nižjem alpskem krasu za kartiranje v merilu 1 : 50 in 1 : 200. Predlaga tudi 60 znakov za prikazovanje vseh oblik na laštih, ki pa jih nismo mogli upoštevati. Tu objavljena karta je bila izdelana že leta 1972.

7.1. Komparativna morfologija dveh laštastih površij

Za lažjo orientacijo imenujemo laštasto površje na Vratcih »zgornje«, ono vrh Hudega Lašta pa »spodnje« (Glej lokacijo na karti št. 2).

Skupne poteze:

1. Obe območji imata laštasti značaj, čeprav je nagib spodnjega večji od zgornjega.

2. Oba lašta sta doživela glacialno preoblikovanje, čeprav morda v zmernejši meri. Kljub temu lahko sklepamo, da je bilo površje ob koncu poledenitve gladko ledeniško obrušeno in da razen ostankov nekaterih večjih kraških oblik (brezna in kotličji) na površju takrat ni bilo drugih kraških oblik.

3. Laštasto površje je razdeljeno na več laštastih plošč, kar je lahko posledica luščenja vrhnje skladovne plasti in to predvsem vzdolž razpok in prelomov ter v smeri vpada skladov. Do razpadanja verjetno nekoč bolj enotnega površja pa je prišlo tudi zaradi zakrasevanja, pri čemer je verjetno, da je bila že v holocenu tu in tam odstranjena vrhnja korodirana plast. Posamezne laštaste plošče so omejene tudi s podolžno in prečno postavljenimi razširjenimi škrapljastimi razpokami.

4. Obema površjema je skupno precej gosto omrežje razpok, na katere so vezane večje in manjše kraške oblike. V obeh primerih je najpogosteje zastopani sistem usmerjen vzporedno z daljšo osjo površja in obenem vzporedno s prevladujočim nagibom. Očitna je navezanost večine večjih kraških oblik na sistem razpok. Manj očitno je to pri največjih kotličjih, ki pa so svoj obseg razširili že krepko izven območja razpoke, na katero so bili morda prvotno navezani.

5. Na sistem gostih vzporednih razpok, ki so po jakosti izražanja drugorazredne in so postavljene na prvi sistem pod kotom 30—45° (predvsem na zgornjem površju), so navezana nekatera škrapljišča vzporednih poklinskih škrapelj. Večje korozijske razširitve so na tem sistemu redke.

6. Kotlički na obeh površjih ne dosegajo izjemnih dimenzij, so prej po dimenzijah pod poprečjem kot obratno. Posebno dosti je manjših inicialnih kotličev, ki bi bili lahko rezultat zakrasevanja v holocenu.

7. Zaradi razmeroma goste razpokanosti so nadpoprečno številne ožje škrapljaste razpoke, večje razširjene razpoke in različne vrste brezen, ki so nastala kot globlje razširjene razpoke.

8. Na obeh površjih so škrapljišča, ki kažejo precej različno stopnjo razvoja, vendar je vsem skupno, da so škraplje večinoma v fazi močne razčlenjenosti. Ta je ponekod tolikšna, da so škraplje marsikje že v fazi razpadanja ali celo že skoraj povsem razpadle. V tem primeru ni redko, da se je med plitve razrušene škrapljaste zevi naselila travna vegetacija. Takšna stopnja razvoja škrapljišč razmeroma jasno kaže, da razčlenjevanje površja s škrapljami seže časovno verjetno precej daleč nazaj. Dalje kaže, da je ta faza ali nasledila neko predhodno fazo prvotnega razvoja makrožlebičev oziroma meandrskih žlebičev na površju ali pa so se škrapljaste zevi naselile na površju že brez te vmesne faze. Na prvo možnost navajajo primeri škrapljišč, kjer so še vidni sledovi makrožlebičev. Na drugo možnost pa opozarja neposredno sosledstvo škrapljišč na eni strani in ploskev, ki ne kažejo škrapljastega razvoja. Tak razvoj bi omogočile predvsem tiste plošče, ki so bile močnejše razpokane. Kajti drugače si ni mogoče razložiti, da so na zgornjem površju ploskve s plitvimi poklinskimi škrapljami neposredno poleg plošče, ki v glavnem ni razčlenjena oziroma so na njej le sledovi starih uničenih makrožlebičev. Ker pa je med njima 1 m višinske razlike, bi lahko pomenilo, da so poklinske škraplje nastale v višjem skladu, ki je bil bolj razpokan od naslednjega nižjega.

Ob tem se odpira še en problem. Ni namreč povsem jasno, ali predstavljata višinsko nekoliko različno ležeči plošči tudi prvotno površje, čeprav je to do določene mere že korozijsko znižano v holocenu. Z drugimi besedami, ali v holocenu ni prišlo morebiti že do odstranitve ene zgornje apnenčeve plasti, predvsem na spodnji plošči, ki naj bi sedaj kazala zato mnogo manj razčlenjeno lice? Čeprav smo zabeležili tudi takšne primere, toda na bolj nagnjenih tleh, se nam v obravnavanem primeru to ne zdi verjetno. Mnogo bolj se zdi verjetno, da so nekateri deli laštastih površij bili fako po položaju, nagibu in tektonski predisponiranosti bolj primerni za en način razvoja, drugi pa za drugega. V našem primeru so nekatera površja bila bolj predisponirana za razvoj škrapljišč, druga za nastanek omrežja makrožlebičev, tretja za širjenje razpok v škrapljaste razpoke z vmesnimi inicialnimi kotlički itd.

9. Poseben problem so luknjaste škraplje, čeprav smo njihov pojav že skušali razložiti na nekaterih primerih. Tu se pojavljajo na obeh površjih. Kažejo na poseben način korozijskega razčlenjevanja podlage, ki ni tako direktno vezano na razpokanost. Zaenkrat se v našem primeru zdi, da pomenijo te vrste škraplje lahko starejšo fazo v škrapljastem razčlenjevanju skalnate podlage, pri čemer je bil dovršen del postglacialnega površja že odstranjen ali znižan. Lahko pa bi pomenile tudi nekoliko specifične petrografske razmere, ker se te škraplje ponekod povezujejo le s škrapljastimi razpokami.

7.2. Specifične značilnosti obeh površij

Kljub dokaj veliki stopnji sorodnosti med obema površjema, tako v velikosti, tektonski zasnovi in v inventarju površinskih pojavov, je razločno videti nekatere bistvene razlike. Te so:

1. Zgornje površje je že na prvi pogled bistveno bolj razčlenjeno od spodnjega in to v vsakem pogledu. Značilna je predvsem precej večja gostota večjih objektov zgoraj kot spodaj. Na zgornjem površju, ki obsega 5475 m² smo našli 14 kotličev, 10 brezen in 5 razširjenih razpok oziroma skupno okrog 37 večjih objektov. Na spodnjem površju s površino 7847 m² pa je le 9 kotličev, 4 vodnjakasti kotličji, 3 brezna in 3 razširjene razpoke, ali skupno 27 večjih objektov.

Vzrok za takšno stanje je najbolj očitno v različni gostoti razpokanosti. Če je ta povzročila tudi relativno manjše tovrstne objekte na spodnjem površju, je manj gotovo. Vsekakor k večji gostoti zgoraj prispevajo tudi križanja razpok treh sistemov, medtem ko se na spodnjem površju uveljavljata le dva sistema.

2. Dalje je mogoče zaradi položaja laštastega površja na Vratcih sklepati, da je bilo do neke mere v zatišju pred premočnim ledeniškim preoblikovanjem, kajti bližnji ledeniški tokovi so se lahko usmerili proti nižjemu svetu že prej. Morda bi temu lahko pripisali ohranitev nekaterih kotličastih depresij, ki so se v holocenu lahko razvijale naprej. To bi tudi lahko pomenilo, da je bila zaradi delovanja ledu na Vratcih odstranjena razmeroma tanjša vrhnja plast, kot morda drugod, kjer sta bila hitrost premikanja in debelina ledu večja.

3. Bistvena razlika je tudi v poprečnem nagibu površja. Na zgornjem laštu ni pripomogel k živahnejšemu razvoju meandrskih žlebičev, pač pa k gostejšemu omrežju škrapelj, morda tudi večjih objektov. Drugače je na spodnjem površju, kjer na nekaterih ploščah dominirajo globoko izjedeni meandrski žlebiči. Večji nagib je tam več kot očitno pripomogel, da je do današnjih dni tekel razvoj v smislu poglobljanja sistema meandrskih žlebičev in to verjetno že od konca poledenitve dalje. Na tako dolg razvoj kažejo izredno globoki žlebovi na spodnjih delih žlebičastih plošč, ki ponekod že razpadajo.

4. Prevladujoč način odtekanja vode z omenjenih žlebičastih plošč je ploskovno ali linearno odtekanje vode pod blagim nagibom do točk ali linij ponikanja. To je omogočalo dolgotrajno ohranitev nekaterih nerazčlenjenih kompaktnih skalnih površin. Zato ni čudno, da naletimo na korozijske police, na prave škavnice in na korozijske poličke le na širših kompaktnih skalnih rebrih med žlebiči. Med škrapljami jih zaman iščemo.

5. Omenjene mikrokorozijske oblike nastopajo zaradi zgornjih razlik predvsem na spodnjem površju.

7.3. Rezultati mikromorfološke analize

1. Velika večina večjih površinskih kraških oblik je prostorsko in genetsko navezana na sisteme razpok, pri čemer se je pokazalo, da so razpoke enega

sistema močnejše, pogostejše in pomembnejše od drugega ali tretjega. Rezultat tega je prevladujoča usmerjenost vseh podolgovatih oblik in nanizanost v linijah ali lokih.

2. Poklinske škraplje se na zgornjem površju večinoma vežejo na drugi šibkejši sistem razpok. Ta je s svojo gostoto omogočil nastanek škrapljišč s številnejšimi vzporednimi poklinskimi škrapljam.

3. Na spodnjem površju se kaže precej šibkejši vpliv tektonske razpokanosti, vendar je očitno, da se uveljavljata vsaj dva sistema razpok, ki sta po usmerjenosti podobna zgornjemu. Ni povsem jasno, ali je razpokanost v resnici manjša ali pa je to le navidezno zaradi nekoliko drugačnega razvoja površja, ki ga je povzročil večji nagib površja in eventualna večja izpostavljenost ledeniškem delovanju.

4. Na obeh površjih je mogoče ugotoviti tudi posamezne večje objekte, ki niso direktno navezani na razpoke. To velja predvsem za kotličce. Vendar je jasno, da so prav takšne oblike nastale na krajih manjše kompaktnosti kamnine.

5. Večji površinski kraški objekti, ki dosegajo relativno največje dimenzije (kotličci in brezna), bi lahko v osnovi izvirali iz predholocenskih obdobj, medtem ko je za manjše objekte postglacialna starost najbolj verjetna.

6. Postglacialne starosti so tudi vse manjše kraške oblike in sicer poklinske škraplje in manjše. Hitrost njihovega razvoja, pogostost in velikost so odvisni od njihove hidrografske funkcije, od litoloških pogojev, od dobe, ki je pretekla od začetkov formiranja, od makro in mikro lokacije, od števila in vrste generacij kraških oblik, ki so se morebiti zvrstile pred današnjimi oblikami itd. V tej zvezi opazujemo še naslednje pojave.

7. Eden od poglobitnih usmerjevalcev oblikovanja površja je nagib. Manjšemu nagibu na zgornjem površju pripisujemo poleg vplivov razpokanosti večjo pogostost poklinskih škrapelj. Teh je na spodnjem površju mnogo manj. Tam je večji nagib povzročil že zelo zgodaj razvoj meandrskih žlebičev, ki so poleg manjših in manj pomembnih korozijskih oblik praktično edine kraške korozijske oblike na velikih laštastih ploščah.

8. S tem smo spoznali, da manjši nagib površja omogoča hitrejše globinsko razčlenjevanje skalne podlage in verjetno tudi večje število različnih kraških oblik na površju. Večja nagnjenost površja pa deluje na razvoj in število kraških oblik **selektivno**.

9. Značilen je tudi pojav neposrednega sosedstva laštastih plošč, ki kažejo različno gostoto in različne vrste mikrokraških oblik, predvsem pa različne faze razvoja mikrokraških oblik. V mislih imamo predvsem škraplje in žlebiče. Zdi se:

a) da se je na ravnejši podlagi mnogo bolj zgodaj diferenciral kraški razvoj površja, kot pa na nagnjeni podlagi in sicer zato, ker je površinska voda z ravnejšega površja hitreje in na več krajih našla točke lokalnega odtekanja. Na nagnjeni podlagi se je nasprotno dalj časa koncentrirano stekala v notrajnost na redkeje posejanih krajih. O tem nedvoumno pričajo ostanki žlebičev, ki so odrezani in brez nekdanje hidrografske funkcije.

b) Iz tega razloga je struktura različnih vrst laštastega površja na zgornjem površju mnogo bolj pestra kot na spodnjem. K temu je razumljivo pripievala tudi različna stopnja razpokanosti.

c) Tako lahko sklepamo, da je kraško površje tem bolj pestrega sestava po vrsti oblik, čim manj je nagnjeno. Za povsem ravno površje to ne drži, ker tam prevlada en ekstrem, to je samo vertikalna tendenca v odtoku vode s površja.

Prav tako je znano, da so makrožlebiči na najbolj nagnjenih laštastih ploščah oziroma na glacialno obrušeni strmi skalnih pobočjih praktično edina kraška oblika, ki se obdrži tudi daljša obdobja.

Iz tega izhaja sklep, da je laštasto površje na Vratcih primer površja, ki je z majhnim nagibom omogočilo naselitev različnih površinskih kraških oblik in sicer tako tistih, ki so rezultat poševnega ploskovnega in linearnega odtekanja vode kot tudi tistih, ki nastajajo z vertikalnim odtekanjem vode s površja. Na površinah, ki imajo še manjši ali še večji nagib potemtakem ne bi mogli pričakovati tolikšne pestrosti pojavov.

d) Zgornje ugotovitve potrjuje tudi pestrost v stopnji razvoja škrapljišč. Ta je najbolj izrazita na zgornjem površju, kajti tam imamo opravka s skoraj 10 vrstami različno močno razčlenjenega skalnatega površja, od tega je osem vrst škrapljišč. To so površine, ki kažejo različno močno stopnjo škrapljaste razčlenjenosti s prehodi v fazo razpadanja. Posamezna škrapljišča so že povsem v razpadajočem stanju, kjer škrapljaste zevi ne sežejo več do enotnega nivoja, rebra so razrušena v neenakomerno razporejene skalnate izbokline, med katerimi že raste trava.

e) Poseben problem so tiste površine, ki niso poraščene s travo in kjer skalnata podlaga ni močno razjedena v globino. Vendar pa so na njih slabo izražene škraplje in žlebiči, da je videti kot da je proces nastajanja škrapelj počasnejši in gre v korak s ploskovnim zniževanjem površja.

f) Odprto mora ostati vprašanje obstoja manj razčlenjenih laštastih plošč, kjer je komaj kaj sledov korozijskega učinkovanja. Ni namreč povsem jasno ali gre za posledice specifične petrografske sestave podlage, ki ne dovoljuje tolikšnega korozijskega delovanja, ali pa je takšno površje v neki prehodni razvojni fazi. V tem pogledu pogrešamo podatke o petrografskih lastnostih apnenčeve podlage, kajti zaradi izkušenj od drugod bi nikakor ne smeli izključiti vpliva tega dejavnika tudi na manjših horizontalnih in predvsem vertikalnih razdaljah.

10. Iz rezultatov zgornjih opazovanj sledi, da razvoj razčlenjevanja površja, posebno na malo nagnjenih tleh, nikakor ne poteka povsod enako intenzivno, ker se niti ni začel ob enakem času, niti ni potekal v povsem enakih pogojih. Značilno pa je, da na bolj ravni podlagi opazamo neenakomernost v horizontalni smeri in to brez posebnega reda, medtem ko je na nagnjenem površju praviloma intenzivnost razvoja makrožlebičev oziroma meandrskih žlebičev postopoma narašča s približevanjem spodnjemu robu laštaste plošče.

11. Mikrokorozijske oblike in sicer zaprte korozijske police, plitvi mikrožlebiči in korozijske poličke so nastale le na nerazčlenjenih skalnatih rebrih med meandrskimi žlebiči. Največ jih je na spodnji laštasti plošči spodnjega površja, medtem ko so na zgornjem površju še bolj redki.

Tovrstne mikrokorozijske oblike se zdijo zaradi svoje občutljivosti indikatorji stabilnosti v razvoju nekega površja. To velja najbolj prav za žlebičje, ki brez dvoma pomeni še danes primarno obliko postglacialnega razčlenjevanja skalne podlage.

ZAKLJUČEK

1. Kaninsko pogorje je obsežen, podolgovat gorski masiv, katerega oblika v precejšnji meri odraža geološke razmere v tem delu Julijskih Alp. Njegova podolgovatost je povezana z zgradbo, kajti v celoti je to severno krilo velike skledasto oblikovane bovške sinklinale. Po Kossmatovem mnenju ima značaj fleksure, po Buserjevih ugotovitvah pa vsebuje v vrhnjih delih še manjše antiklinale in sinklinale. Taka zgradba povzroča, da so apnenčevi skladi pretežno nagnjeni v smeri proti Bovški kotlini. Enako ali podobno so usmerjena tudi kaninska pobočja, zaradi česar so večinoma skladnega tipa. Drugačen vpad imajo skladi le ponekod na podih. Novejše geološke raziskave so potrdile Kossmatovo mnenje, da je Bovška kotlina nastala v območju velike sinklinale, zapolnjene normalno z zgornjetriadnimi, jurskimi in krednimi skladi. Tudi na pobočjih so zastopani isti skladi.

2. Študija prinaša najprej podrobnejše podatke o petrografskih značilnostih zgornjetriasnega apnenca, kar je povezano z razlago drobne kraške površinske morfologije. Avtor je ugotovil, da so poleg čistih apnencev pogosti različno dolomitizirani apnenci. Poleg tipičnega dolomita so dognane še štiri stopnje dolomitiziranosti. Dolomitiziranost zavira korozijsko oblikovanje površja predvsem pri drobnih korozijskih oblikah, ki izginejo že na slabo dolomitiziranih apnencih (6 % $MgCO_3$) in celo prej. Nasprotno pa dolomitiziranost povečuje občutljivost apnenca za mehanično razpadanje. S tem se v pogorju pojavljajo območja s povečano zgruščenostjo tudi pod spodnjo mejo prevladujočega mehaničnega razpadanja. Najmočnejše se od tipičnega kraškega površja razlikuje območje dolomita, ki ga je v Kaninskem pogorju največ v dolini Krnice. To je zgornjetriasni dolomit, ki je v podlagi dachsteinskega apnenca in je na kontaktu z njim skladovit, v globino pa postane masiven. Dolomitni pas seže tudi v vrhnje dele Goričice, v Črnela in prek Prevale na italijansko stran pogorja. Globoka škrbina Prevale je nastala s prekinitvijo apnenčevega pokrova nad dolomitom. Isti dolomit se nadaljuje pod apnenčevim pokrovom Goričice v dolino Možnice. Enako domnevamo, da ima dolomitno podlago tudi ves osrednji del Kaninskega pogorja. Zdi se, da ponekod posredno vpliva na površje in to na območju udornih vrtač na Škripih. Ozki pasovi in krpe kemično podobnega dolomita se ponekod pojavljajo tudi v spodnjem delu Kaninskih podov, vendar gre tu verjetno za naknadno diagenetsko dolomitiziranost.

3. Kaninsko pogorje ima dve veliki planoti, to je Kaninske pode in Goričico ter vrsto manjših uravnjav. Statistična analiza je pokazala, da tudi v okviru obeh planot ne gre za enotno uravnjavo, ampak je ta razdeljena v posamezne stopnje. Med njimi je težko razlikovati, ker se prepletajo učinki geološke strukture, zakrasevanje z velikimi depresijami, morebitni ostanki

starega predkvartarnega fluvialnega reliefa in ledeniška preoblikovanost. Kaninski podi so torej velika nagnjena uravnava, ki se v treh do štirih stopnjah zniža od 2300 m do okrog 1950 m. Podi imajo tudi svoj izraziti spodnji del, ki ima ponekod že videz položnih pobočij. Ta sega do višine 1800 m. Od tam navzdol pa so pobočja, ki jih prekinjajo manjše police, deloma erozijskega in deloma strukturnega nastanka. Izrazitejša, čeprav ozka uravnava, ki sega na večjo razdaljo, je Na Pečeh na spodnji strani pobočij Gozdeca, Razorja in Škripov v višini med 870 in 1000 m. Je morda ostanek predkvartarnega dna Bovške kotline. Ta pregib je bolj poudarjen tudi zaradi strmih Peči nad zapredno dolino Glijuna zahodno od vasi Plužna. Poleg tega močnega kraškega izvira so tu tudi drugi obdobjno delujoči izviri in starejše suhe izvirsne jame kot je na primer Srnica.

Primerjava med zahodnim in vzhodnim delom pogorja ter glavnima uravnavama Kaninskimi podi in Goričico kaže zanimivo višinsko razliko okrog 150 m, kar je lahko posledica različne neotektonske dinamike v dvigovanju.

4. Sosednji gorski hrbti Polovnika in Kobariškega Stola kažejo z ostanki erozijskih teras in uravnav, da se je prvotno konsekventni vodni odtok iz Kaninskega pogorja postopoma vedno bolj prilagajal geološki zgradbi. Koleno Soče pri Žagi je na tektonsko pretrtem in, koč dokazujejo geološke vrtine, recentno znižanem območju, kar je tudi v preteklosti ugodno vplivalo na morebitno zadenjsko erozijo oziroma pretočitev.

5. Avtor je proučil nastanek značilnih ozkih grebenov ali skednjev, ki se spuščajo iz najvišjih delov pogorja vzporedno s pobočnimi pasovi navzdol in prenehajo okrog 1150 m. Primerjava med erozijsko poglobljenostjo posameznih delov pobočij in velikostjo gorskega zaledja kaže premosorazmerno zvezo. Zato so skednji ozki erozijski ostanki nekoč širšega starega terciarnega površja, saj se mnogi pričnejo v višini spodnjega roba podov. Njihovo oblikovanje je potekalo tem lažje zaradi monoklinalne in skladne geološke zgradbe. Podobne pomole je mogoče najti tudi v drugih apnenčevih pogorjih, kjer so skladi vodoravni, kar je povezano tudi z značilnim krojenjem apnenčevih skladov. Prelomi so bili na pobočjih važnejši za nastanek žlebov kot pa skednjev.

6. V Kaninskem pogorju so ohranjeni številni sledovi ledeniške erozije in akumulacije. Posebno ledeniška erozija je zapustila v živoskalni osnovi šolske primere v izrazitosti in raznovrstnosti in to najbolj v nižjih delih uravnav ter na pobočjih. Toda kljub močni eksaraciji so se ponekod le ohranili fosilni kotlički iz ene od medledenih dob in verjetno tudi erodirane škraplje. Učinek istih procesov ter značilnega vpada apnenčevih skladov je velika udeležba skladovitih plošč ali laštov na površju. Različen odnos med vpadom skladov in strmcm reliefa omogoča razlikovanje enajst tipov laštastega površja.

Največ morenskega gradiva je bilo odloženega Na Pečeh, na spodnjem robu podov, v dnu velikih kraških depresij in na zgornjem robu podov, iz česar je mogoče sklepati tudi o umaknitvenih stadijih. Podobna je nadstropnost tudi v dolini Krnice, kjer so najboljše ohranjeni čelni ledeniški nasipi. Morensko gradivo je razen v čelnih nasipih večinoma močno zakraselo, posebno v dnu depresij in v kraških jarkih.

7. Zaradi izrazite kombinacije med učinki ledeniške in korozijske preoblikovanosti površja govorimo, kljub prisotnosti večjih in po trajanju razvoja

precej starejših oblik, o glaciokraškem ali ledeniško-kraškem reliefu. Ta tip površja v Kaninskem pogorju ne prevladuje samo na podih, ampak v svoji različici tudi na pobočjih.

8. Ledeniško preoblikovanje je povzročilo, da se po ledeni dobi površje postopno vključuje v kraški proces, tako zaradi zglaženosti kot predvsem zaradi različne pokritosti z moreno. Zato je visokogorsko kraško površje različno močno zakraselo in vsebuje dimenzijsko in obstojno zelo različne kraške oblike. Med pomembnimi razlogi za diferencirano dinamiko v zakrasevanju je tudi različna količina s površja odtekajoče vode, kar je posledica različne debeline snežne odeje med konveksnimi in konkavnimi deli površja.

9. Kraški proces se ne odraža samo v velikih kraških oblikah, ampak tudi v drobni razčlenjenosti, ki jo je mogoče na goli, ledeniško obrušeni, skalni podlagi še posebno dobro opazovati. Med najmanjšimi korozijskimi oblikami so biokorozijske izdolbinice, ki so posledica korozijskega delovanja litofilnih alg in lišajev. Na gladkih obrušeni skalnih površinah je začetna oblika korozijskega razčlenjevanja značilna plitva razjedenost površja, ki seže v globino največ 6 mm. Zanj so značilni prehodi iz sivkastega patiniranega v svetlorumeno svežo barvo apnenca. Ugotovljeno je bilo tudi več oblik delovanja snežnice na skalno podlago pod snežišči.

Velika razširjenost laštov in drugih ledeniško obrušeni in golih skalnih površin je povzročila, da so v Kaninskem pogorju, verjetno bolj kot v marsikaterem drugem znanem območju visokogorskega glaciokrasa, množično zastopane različne vrste manjših in mlajših korozijskih oblik, ki so nastale v holocenskem obdobju. To so oblike, ki le v skupinah predstavljajo tip kraškega površja kot na primer žlebičja in škrapljišča, sicer pa so za značaj površja razmeroma manj pomembne. Na podih je nasprotno mogoče opaziti šibko razvitost in razmeroma redko nastopanje mikrožlebičev, kar povežujemo z večjim deležem snega v primerjavi z deževnico, ki je sicer njihov glavni oblikovalec. Zelo redke so tudi korozijske stopničke, čemur so morda vzrok petrografske lastnosti dachsteinskega apnenca in klima. Pač pa so pogosti pojavi korozijskega izravnavanja živoskalnega površja, pri čemer posebej izstopajo izjemno velike in od drugod neznane korozijske police s stopnjami, ki dosega v poprečju 20 do 25 cm. Nastopa tudi pet genetskih variant škavnic in sicer zaprte, z odtokom, odprte, predrte in erodirane. Gola skalna površina je bila ponekod gostitelj izjemno velikih škavnic, ki so se morale razvijati zelo dolgo obdobje v holocenu, dokler niso zapadle vertikalnim korozijskim procesom. V močno humidni kaninski klimi so intenziven razvoj doživeli tudi žlebiči in škraplje, posebno na spodnjih straneh laštov. Njihova gostota in velikost ter poglobljenost izdajata veliko intenzivnost korozijskega procesa. Meandrski žlebiči dosega pred ponorom ponekod globino do nekaj metrov.

Značilno je zaporedje žlebičev in škrapelj na mnogih laštih spodnjega dela podov. Pod morenskim nasipom, ki se postopoma umika, so najprej žlebiči, sledijo jim škraplje, te pa prehajajo v območje kotličev in brezen. Takšen razpored je v premem sorazmerju s trajanjem korozijskega razčlenjevanja skalnega površja zaradi postopnega umikanja morene, pa tudi z različno količino agresivne vode, ki je največ v spodnjem delu laštov oziroma stopenj v pobočju. Tam se prek zime nabere največ snega. Najpogostejše nastopajo

vzporedne, mrežaste, razpadajoče ali porušene, luknjaste ali eliptične in zaobljene škraplje. Medtem ko imajo škraplje marsikje ravna rebra in so zato lahko tudi erozijski ostanek starejših škrapelj, pa je bilo najdeno tudi škrapljišče, ki je morda celo predwürmske starosti.

10. Vzorec 39 kotličev je dal dimenzije poprečnega kotliča in sicer s premerom 7,1 m, globino 5,9 m ter razmerje med obema 1,2 : 1. Globina navadno preseže širino. Kotliči so med prevladujočimi večjimi kraškimi oblikami, ki so v tem okolju še posebno pogosti. Nastopajo nad 1600 m in tja do pasu pospešenega mehaničnega razpadanja, kjer srečujemo prehodne oblike z vrtačami. V velikosti kotličev se navadno odraža trajanje razvoja, vendar predvidevamo, da tudi zanje velja možnost pospešenega razvoja. Lokalni pogoji največ vplivajo na obliko prereza in na tloris. Okrog 50 % kotličev ima podolgovat obris bodisi zaradi tesne navezanosti na razpoke, bodisi zaradi nagnjenosti površja. V zadnjem primeru gre pogosto za kotličce, ki so podolgovati zaradi močnega delovanja korozije na spodnji strani. Za to obliko je značilna tudi močna zgostitev tam, kjer se nabirajo nadpoprečne količine snega.

11. Postglacialne starosti so zanesljivo vrtače v morenskem gradivu, ki dosegajo največji premer 30 m in največjo globino 15 m.

12. Vpliv goste mreže razpok in prelomov na razvoj kraških oblik je zelo močan. Zato je tudi razumljiva pogostost kraških jarkov ali neke vrste visokogorskih bogazov.

13. V pogorju smo našli 31 večjih kraških depresij s premerom daljše osi od 80 do 680 m in z globino do 45 m. Le nekaj jih je med njimi udornega nastanka, velika večina pa je poligenetskega nastanka. Depresije ali konte so navezane najpogosteje na dna starih podolij in na križišča prelomov. Ledeniško preoblikovanje jih je na eni strani poglobljalo, na drugi strani pa je morensko gradivo ponekod zaščitilo njihovo dno pred korozijskim zniževanjem. Kljub temu so konte zagotovo območja relativno intenzivnejšega zniževanja površja, kar je neposredna posledica debelejšee snežne odeje v primerjavi s konveksnimi predeli.

14. Recentno nekraško preoblikovanje površja je najbolj vidno v pasu močnejšega mehaničnega razpadanja, to je nad višino 2100 m. V to kategorijo procesov spadajo tudi podori v pogorju in zanimivi premočrtni žlebovi na pobočjih, ki jim prisojamo vodno erozijski nastanek v času umikanja ledenikov na prehodu v holocen in v krajšem obdobju za tem.

15. Celovit vpogled v značaj glaciokraškega reliefa omogočata dve geomorfološki karti. Drobno korozijsko razjedenost in inventar visokogorskih laštov kažeta dve kartografski sondi in merilu 1 : 500, vse pogorje pa je predstavljeno v večbarvni geomorfološki karti v merilu 1 : 25.000.

LITERATURA IN VIRI

- Aigner, 1926. Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. Zeitschr. f. Geomor., Bd I. Berlin.
- Bauer, F., 1953. Verkarstung und Bodenschwund im Dachsteingebiet. Mitt. d. Höhlenkomm., Jhrg. 1953, H. 1, str. 53—62, Wien.
- 1962. Klimatologie im Dienste der Karstforschung. Beitr. z. alp. Karstforschung, Nr. 15, Sonderdruck aus 54—57. Jahresber. d. Sornblick-Vereines f. d. Jahre 1956—1959, str. 31—42, Wien.
- Bisque, E. R., Analysis of carbonate rocks for calcium, magnesium, iron, and aluminium with EDTA. Journ. Sed. Pet., str. 113—122.
- Bögli, A., 1951. Probleme der Karrenbildung. Geor. Helv., H. 3, str. 1971—204, Zürich.
- 1960. Kalklösung und Karrenbildung. Zeitschr. f. Geomor., Supplb. 2, str. 4 do 21, Berlin.
- 1961. Karrentische-Ein Beitrag zur Karstmorphologie. Zeitschr. f. Geomor. B. 5, H. 3, str. 185—193, Berlin.
- 1964. Le Schichttreppenkarst. Rev. Belg. Geogr., 88, str. 64—82, Bruxelles.
- 1964 a. Mischungskorrosion — Ein Beitrag zur Verkarstungsproblem. Erdkunde 18, str. 83—91, Bonn.
- 1970. Das Hölloch und sein Karst. Neuchatel.
- Budnar-Tregubov, A., 1958. Palinološko raziskovanje barij na Pokljuki in na Pohorju. Geologija 4, str. 192—220, Ljubljana.
- Buser, S., 1976. Zaključno poročilo o geoloških raziskavah Kaninskega pogorja. Geološke, geomorfološke in hidrogeološke raziskave Kaninskega pogorja. Arhiv Geološkega zavoda Slovenije, Ljubljana.
- 1978. Geološka zgradba ozemlja med Mostom na Soči in Bovecem. Zgornje Posočje. X.zborovanje slovenskih geografov, Tolmin—Bovec, 26.—28. IX. 1975, Ljubljana.
- Corbel, J., 1957. Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Étude sur le rôle du climat dans l'érosion de calcaires. Institut des études Rhodaniennes, Mémoires et Documents, 12, Lyon.
- 1970. Karsts haut alpins. Rev. Geogr. Lyon. 2.
- Cvijić, J., 1918. Hydrographie quaternaire et évolution mophologique du karst. Recueil des travaux de l'Institut de Géographie Alpine (Université de Grenoble), t. VI., fasc. 4, Grenoble.
- 1926. Morphologie terrestre. T. II. Beograd.
- 1960. Le géographie des terrains calcaires, Beograd.
- Desio, A., 1927. L'evoluzione morfologica del Bacino della Fella in Friuli. Atti d. Soc. Ital. Sc. Nat., Vol. LXV, str. 207—461.
- 1925. La costituzione geologica delle Alpi Giulie Occidentali. Atti della Societa Italiana di Scienze Naturali, Vol. LXIV, str. 258, 312, Milano.
- Diener, C., 1884. Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der Julischen Alpen. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Wien.

- Fink, H. M., 1973. Der Dürrenstein. Ein Karstgebiet in den niederösterreichischen Alpen. *Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt*, Wien.
- Ford, C. D., 1975. Castelguard Cave, an alpine cave in the Canadian Rockies. *Studies in Speleology*. Vol. 2. Parts 7—8. Nov.
- 1979. A Review of Alpine Karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. *NSS Bulletin* 41 : 53—65, No. 3.
- Ford, C. D. and J. R. Glew, 1980. A simulation study of the development of rillenkarren. *Earth surface processes*, Vol. 5, 25—36.
- Forti, F., 1969. Osservazioni su alcuni casi di fenomeni paracarsici riscontrati alla base delle dolomie di età norica delle Cime delle Rondini (Alpi Giulie Occidentali, Alpi Meridionali). *Atti mem. della Comm. Grotte »Eugenio Boegan«*, VI. IX.
- Furlan, D., 1957. Nekaj podatkov o sneženju in snežni odeji v Sloveniji. 10 let Hidrometeorološke službe. *HMZ SRS*, str. 85—112, Ljubljana.
- Gams, 1957. Deset let opazovanja Triglavskega ledenika in začetek opazovanja brezna ob njem. *Planinski vestnik*, I. XIII, str. 179—187, Ljubljana.
- 1959. Še o nastanku in ohranitvi snežišč in ledenikov v gorah. *Geografski vestnik XXXI.*, str. 135—140, Ljubljana.
- 1960. O višinski meji naseljenosti, ozimine, gozda in snega v Slovenskih gorah. *Geografski vestnik*, XXXII, str. 59—69, Ljubljana.
- 1961. Triglavsko brezno. Naše jame 1961, str. 1—17, Ljubljana.
- 1963. Velo polje in problem pospešene korozije. *Geografski vestnik*, XXXV, str. 55—64, Ljubljana.
- 1971. Podtalne kraške oblike. *Geografski vestnik XLIII*, str. 27—45, Ljubljana.
- 1973. Slovenska kraška terminologija. 1973. Kraška terminologija jugoslovenskih narodov. *Knjiga I. Zveza geografskih inštitucij Jugoslavije*, Ljubljana.
- 1974. Kras. *Zgodovinski, naravoslovní in geografski opis*, Ljubljana.
- Gavrilović, D., 1965. Kamenice na magmatskim stenama Jugoslavije. *Zb. Geogr. inšt. PMF*, XXII, str. 23—39, Beograd.
- 1968. Kamenice — kleine Korrosionsformen im Kalkstein. *Proceedings of the IV. Int. Congr. of Speleol. in Yugosl. T. III*, str. 127—134, Ljubljana.
- Goldberger, J., 1953. Die Karstentwicklung und Felsbruchätigkeit am Hochkönig. *Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde*, 93, str. 132—153, Salzburg.
- Grad, K., 1964. Poročilo o regionalnih geoloških raziskavah za He Trnovo. *Geološki zavod SRS*, Ljubljana. *Tipkopis*.
- Grimšičar, A., 1962. Geologija doline Triglavskih jezer. *Varstvo narave I.*, str. 21—31, Ljubljana.
- Habič, P., 1968. Kraški svet med Idrijo in Vipavo. *Dela 21*, Inštitut za geografijo 11, SAZU, Ljubljana.
- 1975. Razlika med alpskim in dinarskim krasom. *Naše jame*, 17. Ljubljana.
- Haserodt, K., 1965. Untersuchungen zur Höhen und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. *München. Geogr. H.*, 27, München.
- Hatch, P. H., Rastall, R. H., 1965. *Petrology of the sedimentary rocks*, London.
- Ilešič, S., 1967. *Obča geografija. Priročnik za gimnazije in druge srednje šole. Mladinska knjiga*, Ljubljana.
- Julian, M., 1967. Un petit karst alpin d'altitude, massif du Monnier (A, M). *RGA LV*, 2 p. 2.

- Klebersberg, K., 1948. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Wien.
- Kossmat, F., 1913. Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Gess., Wien.
- 1916. Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo und oberen Savegebiet. Zeitsch. d. Gess. f. Erdk. zu Berlin.
- Krieg, W., 1955. Über einige Probleme der Verkarstung am östlichen Dachsteinstock. Mitt. Höhlenkomm., str. 1—7, Wien.
- 1958. Über die Ausbildung regelmässiger Trichterdoinen in Lockermaterial. Die Höhle, 9, str. 44, Wien.
- Krivic, P., 1976. Slap Boka pod Kaninom. Proteus 38, št. 9—10. Ljubljana.
- Kunaver, P., 1957. Kras v Kamniških planinah. Kamniški zbornik III, str. 272 do 286, Kamnik.
- Kunaver, J., 1961. Visokogorski kras Vzhodnih Julijskih in Kamniških Alp. Geografski vestnik XXXIII, str. 95—135, Ljubljana.
- 1963. Terminologija visokogorskih kraških oblik. Geografski vestnik XXXIV/1962, str. 123—129, Ljubljana.
- 1968. Nekaj rezultatov speleoloških raziskav v Kaninskem pogorju, 1963 do 1967. Naše jame 10, 1-2, str. 69—81, Ljubljana.
- 1972. Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja s posebnim ozirom na razvoj glaciokrasa. Doktorska disertacija. Univerza v Ljubljani. Filozofska fakulteta, Ljubljana.
- 1973. The High Mountainous Karst of Julian Alps in the System of Alpine Karsts. Symposium on Karst-Morphogenesis. Papers. IGU — European Regional Conference, Hungary.
- 1975. H geomorfološkemu razvoju Bovške kotline v pleistocenu. Geografski vestnik XLVII, Ljubljana.
- 1976. Kotlič, specific depression form of subnival alpine karst. International Speleology 1973. Proceedings of the 6th inter. Congr. of speleologie, Praha.
- 1978. Intenzivnost zakrasevanja in njegovi učinki v Zahodnih Julijskih Alpah — Kaninsko pogorje. Geografski vestnik, Ljubljana.
- 1979. Some experiences in measuring the surface karst denudation in high alpine environment. Actes du Symposium international sur l'erosion karstique UIS, Aix en Provinces, Marseille-Nimes.
- 1980. Razvoj in sledovi zadnje stadialne poledenitve v Zgornjem Posočju (I). Geografski vestnik LII, Ljubljana.
- Lesjak, Z., 1977. Sistem Male Boke. Naše jame 18, 1976, Ljubljana.
- Loiseleur, B., H. Salvayre, 1978. Sur quelques aspects de la morphologie superficielle du karst alpin de la Charetalp. Karst de montagnes, karst et structure. Extrait de la Revue de Geographie Alpine, No. 2 et 3.
- Louis, H., 1968. Allgemeine Geomorphologie, Berlin.
- Ladurie, Le Roi E., 1967. Histoire dru climat depuis l'an mil, Paris.
- Lehmann, H., 1954. Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. — Bericht von der Arbeitstagung der Internationalen Karstkommission in Frankfurt a. M. vom 27.—30. Dez. 1953 mit Beiträgen von J. Roglič, C. Rathjens, G. Lagerre, H. Harrassowitz, J. Corbel u P. Birot. Erdk. 8. str. 112—139, Bonn.
- Lehmann, O., 1927. Das Tote Gebirge als Hochkarst. Mitt. Georg. Ges, Wien, 70, str. 201—242, Wien.
- Lechner, A. 1948. Verkarstung im Karwendel. Unveröff. Diss. Innsbruck, 182. Besprechung in: Geogr. Über. a. Österr. XXVI, 1952, str. 174—175, durch H. Kinzl.

- Lechner, J., 1961. Nimmt die Verkarstung zu? Jhrb. d. Bundesrealgymn., 1959/60, 11—14, Salzburg.
- Linton, D. L., 1964. The Forms of Glacial Erosion. Presidential address. Institute of british geographers, London.
- Machatschek, F., 1934. Geomorphologie, Leipzig—Berlin.
- Maire, R., 1980. Elements de karstologie phisique. 1980, no. 1 supplement special no. 3, Paris.
- Manohin, V., 1965. Deset let opazovanj na visokogorski postaji Kredarici (2515 m). Razprava V. Društvo meteorologov Slovenije, str. 1—15, Ljubljana.
- Marinelli, O., 1909, Il limite climatico delle nevi nel gruppo del M. Canin (Alpi Giulie), Zeitschr. f. Gletscherk., str. 334—345.
- 1922. Atlante dei tipi geografici, desunti dal rilievo al 25.000 e al 50.000 dell'Istituto Geografico Militare, Firenze.
- Mayr, F., 1964. Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima und Gletscherschwankungen seit den Begin der postglazialen Wärmezeit. Zeitschr. f. Geomor., str. 257—285, Berlin.
- Melik, A., 1935. Slovenija. I. del, 1. zvezek, Ljubljana. 1954. Slovenija. II. del, 1. zvezek: Slovenski alpski svet, Ljubljana.
- 1956. Pliocenska Soča. Geografski zbornik IV., str. 129—156, Ljubljana.
- 1961. Vitranc, Zelenci in Bovško, Geomorfološke študije iz Zahodnih Julijskih Alp. Geografski zbornik VI, str. 287—331, SAZU, Ljubljana.
- 1962. Bovec in Bovško. Regionalnogeografska študija. Geografski zbornik VII, SAZU, str. 307—387, Ljubljana.
- Nova glaciološka dognanja v Julijskih Alpah. Geografski zbornik II, SAZU, str. 5—47, Ljubljana.
- 1963. Slovenija I. Splošni del. Druga predelana izdaja, Ljubljana.
- Merill, G. K., 1960. Additional Notes on Vertical Shafts in Limestone Caves. Bull. of the NSS, str. 2, Arlington.
- Mihalov, A. E., 1956. Polevie metodi izučenija treščin v gornih porodah, Moskva.
- Milojević, S. M., 1955. Bogaz, contribution a l'etude du relief des terraines calcaires. Zbornik radova, knj. 1, Institut za proučavanje krša »Jovan Cvijić«, str. 7—22, Beograd.
- Miotke, F. D., 1968. Karstmorphologische Studien in der glazialüberformten Höhenstufe der »Picos de Europa«, Nordspanien, Hannover.
- Nicod, J., 1968. Carte des phénomènes karstiques des plans du Verdon. Memoires et Documents CNRS, Ann. 1967, Nouvelle Série, Vol. 4, Carte No. 2. c., Paris.
- Nosan, B., 1966. Rezultati visokogorske padavinske mreže. Letno poročilo 1966. HZ SRS, Ljubljana.
- Novak, D., 1962. Nekaj rezultatov hidrogeološkega in speleološkega raziskovanja v Triglavskem narodnem parku in njegovi okolici. Varstvo narave I, str. 35—44, Ljubljana.
- 1963. »Vodnjak«, značilna oblika visokogorskega krasa. Treči jugoslovenski speleološki kongres, str. 131—137, Sarajevo.
- 1967. K diskusiji o nekaterih kraških oblikah visokogorskega krasa. Planinski vestnik, br. 67, št. 4, str. 169—174, Ljubljana.
- 1979. Sledenje podzemeljskih kraških voda v Alpah. Naše jame 20, 1978, Ljubljana.
- Penck, A., 1894. Po Simonoviću, 1921, str. 144.
- Pettijohn, F. J., 1957. Sedimentary rocks. Second ed., New York.

- Perna, G., Sauro U., 1978. Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto. Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali. Vol. XXII. Nuova serie, Trento.
- Plesnik, P., 1971. O vprašanju zgornje gozdne meje in vegetacijskih pasov v gorovjih jugozahodne in severozahodne Slovenije. Geografski vestnik XLIII, str. 3—26, Ljubljana.
- Radinja, D., 1967. Škavnica, kraška mikroreliefna oblika. Geografski zbornik XIV, 2, str. 60—63, Ljubljana.
- Rakovec, I., 1937. Morfogeneza in mladoterciarna tektonika vzhodnega dela Julijskih Alp. Geografski vestnik XII—XIII, str. 61—100, Ljubljana.
— 1951. K paleogeografiji Julijskih Alp. Geografski vestnik XXIII, str. 109—135, Ljubljana.
— 1956. Pregled tektonske zgradbe Slovenije. 1. jugosl. geol. kongres, str. 73—83, Ljubljana.
- Ramovš, F., 1968. Ali naj še naprej uporabljamo pojem mendolski dolomit. Geografski vestnik XL, str. 120—123, Ljubljana.
— 1973. Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji, Geologija 16, 6, Ljubljana.
- Rathjens, C., 1939. Geomorphologische Untersuchungen in der Reiteralp und im Lattengebirge im Berchtesgadener Land. Mitt. Geogr. Ges. München, 32, str. 15—88, München.
— 1951. Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie. Erdkunde, 5, str. 310—315, Bonn.
— 1954. Karsterscheinungen in der klimatisch-morphologischen Vertikalgliederung des Gebirges. In: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. 1. Bericht v. d. Arbeitstagung der Internationalen Karstkommission in Frankfurt/Main v. 27—30. 12, 1953, zusammengest. v H. Lehmann. Erdkunde, 8, str. 120, Bonn, 1954 c.
- Rebek, R., 1964. Poizkus merjenja korozije. Naše jame VI, 1-2, str. 38—40, Ljubljana.
- Richter, 1905. Po Simonoviću 1921, str. 145.
- Roglić, J., 1965. The Depth of the Fissure Circulation of Water and of the evolution of Subterranean Cavities in the Dinaric Karst. Problems of the speleological research, Prague. 25—36.
- Sauro, U., 1975. The geomorphological mapping of »Karrenfelder« using very large scale: an example. Karst Processes and relevant landforms, Ljubljana.
- Schnitzer, W. A., 1967. Bromphenolblau zur unterscheidung von Kalkstein und Dolomit. Zement-Kalk-Gips, B. 56, Januar, str. 31—32.
- Seidl, F., 1907. Kamniške ali Savinjske Alpe, njih zgradba in njih lice, Ljubljana.
- Selli, R., La geologia dell' alto bacino dell' Isonzo. Giorn. d. Geol., S. 2 a, 19, str. 1—153, Bologna.
— 1963. Schema geologica delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali. Annali Museo Geol. Bologna. Sor. 2, Vol. 3, Bologna.
- Simonović, R., 1921. O škrapama. Glasnik geografskog društva, sv. 5, str. 142—159, Beograd.
- Simony, 1895. Po Simonoviću 1921, str. 146.
- Stefanini, G., 1915. Neogene Veneto, Padova.
- Sweeting, M. M., 1973. Karst landforms, New York.

- Šercelj, A., 1962. Zgodovina gozda v Dolini triglavskih jezer. Varstvo narave I, str. 45—46, Ljubljana.
- 1965. Paleofloristična raziskovanja v Triglavskem pogorju. Razprave VIII, razred IV, SAZU, str. 473—498, Ljubljana.
- 1970. Würmska vegetacija in klima v Sloveniji. Razprave XIII/7, razred IV, str. 211—249, Ljubljana.
- Šifrer, M., 1963. Nova geomorfološka dognanja na Triglavu. Geografski zbornik VIII, str. 157—208, Ljubljana.
- Štirn, J., Visokogorski kras na Malih Podih pod Skuto. Poročilo DZRJS, Proteus XVI, 1953/54, str. 252—255, Ljubljana.
- Terzaghi, C., 1913. Beitrag zur Hydrographie und Morphologie des kroatischen Karstes. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Reichsanst. XXII, str. 225—369, Budapest.
- Trimmel, H., 1957. Über die Ausbildung regelmässiger Trichterdolinen in Lockermaterial. Die Höhle, 8, str. 54—55, Wien.
- 1965. Speläologisches Fachwörterbuch (Fachwörterkunde der Karst- und Höhlenkunde), Wien.
- Tuma, H., 1929. Imenoslovje Julijskih Alp, Ljubljana.
- Wagner, G., 1950. Rund um Hochifen und Gottesackergebiet, Ohringen.
- Williams, P. W., 1966. Limestone pavements with special reference to Western Ireland. Transactions No. 40, Institute of Brit. Geogr., str. 155—172, London.
- Winkler, A., 1919. Morphologische studien im Isonzogebiet. Mitt. d. Geogr. Gess., 62, Wien.
- 1924. Über den Bau der östlichen Südalpen. Sonderabdr. a. d. Mitt. d. Geol. Gess., B. XVI, Wien.
- 1931. Zur spät und postglazialen Geschichte des Isonzotales. Zeitschr. f. Gletscherk., XIX, str. 56—88, Leipzig.
- 1929. Über die Probleme ostalpinen Geomorphologie. Mitt. Geogr. Gess., 72, str. 175, Wien.
- 1957. Geologisches Kräftepiel und Landformung, Wien.
- Woldstedt, P., 1959. Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Zweiter Band, Europa, Stuttgart.
- Wraber, M., 1970. Die obere Wald und Baumgrenze in den slowenischen Hochgebirgen in ökologischer Betrachtung. Mitt. Ostalp.—din. Ges. f. Vegetkde. B. 11, str. 265—268. Obergurgl, Innsbruck.
- Zwitkovits F., 1963. Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten. Geogr. Jber. aus Österr., 1961/62, str. 40—74, Wien.
- 1966. Klimabedingte Karstformen in den Alpen, den Dinariden und im Taurus. Mitt. osterr. Geogr. Ges., Band 108, H. 1., str. 72—98.
- 1969. Alters und Höhengliederung der Karren in N. Kalkalpen. Geol. Rundschau, 58, Stuttgart.

GEOMORPHOLOGY OF THE KANIN MOUNTAINS WITH SPECIAL REGARD TO THE GLACIOKARST (Northwestern Slovenia)

Summary

The Kanin Mountains are an extensive massiv in Western Julian Alps. Its elongated character is related to the geological structure, for in its entirety this is the northern limb of the vessel-shaped Bovec syncline. In Kossmat's opinion, it has the characteristics of a monoclinial fold; according to Buser, it contains in the upper parts also smaller anticlines and synclines. Therefore the limestone strata are generally coinciding with the hillside slope in the direction of the Bovec basin. A different dip of the strata is occasionally to be found on the 'podi'. The more recent geological research has confirmed Kossmat's belief that the Bovec basin had formed itself on the area of a big syncline, filled normally with early triassic, jurassic and cretaceous strata. The same kinds of strata are to be found on the slopes (Buser, 1976, 1978).

The author has established that in addition to pure limestone there are frequent various degrees of dolomitized limestone; so, beside the typical dolomite, four degrees of dolomitization have been identified. The dolomitization hinders the corrosional shaping which is no longer found in weakly dolomitized limestone (6% $MgCO_3$) or even earlier. On the other hand, the dolomitization makes limestone more exposed to mechanical disintegration. Thus we get in the massiv regions with increased coarse gravel also below the lower level of mechanical disintegration. In the Krnica valley, is an extensive region of the upper triassic dolomite that is in contact with Dachstein limestone bedded, but in depth increasingly massive. The dolomite belt extends also in the upper parts of Goričica, Črneta and via Prevala on to the Italian side of the mountains. Prevala had formed itself through the discontinuation of the limestone cover over the dolomite. The same dolomite continues under Goričica into the Moznica valley; also, as may be assumed that dolomite forms the basis for the entire central part of the Kanin Mountains. It seems that in some places it indirectly affects the surface, in the region of collapse dolines at Skripi. Narrow belts and patches of chemically similar dolomite are occasionally found in the lower part of Kanin 'podi', but this is possibly due to a subsequent diagenetic dolomitization.

The Kanin Mountains have two large plateaus, Kaninski podi and Goričica, and a number of smaller erosional plains. The statistical analysis has shown that the two plateaus are not a continued erosional (karst) plain, but that it is divided into several levels. The differences among them are hard to identify, since there is the interaction of geological structure, effects of the karstification with big depressions, possible remains of the old pre-quaternary fluvial relief and glacial transformation. Kaninski podi are thus a big, tilted erosional plain, which is three to four different levels come down from 2300 m to ca. 1950 m. In their clearly lower part they appear already as gentle slopes, down to the alti-

tude of 1800 m. Then follow slopes, discontinued by terraces of partly erosional and partly structural origin. A more distinct, narrow erosional terrace, extending over considerable distance is Na Pečeh, on the lower slopes of Gozdec, Razor and Škripi, altitude between 870 and 1000 m. Possibly this is what has remained from the pre-quaternary bottom of the Bovec basin. This fold is more emphasized also because of the steep Peči, over the pocket valley Glijun, and other recent or older karst springs west to the village Plužna. Beside this strong karst spring there are here also periodic springs and older, dry outlet cave Srnica. The difference between the western and the eastern parts of the mountains, or between the two erosional plains, Kaninski podi and Goričica, shows an interesting difference in the altitude — 150 m — that may be a consequence of the differences in the neotectonic dynamics.

The neighbouring mountain ridges of Polovnik and Kobariški Stol show with the remains of erosional terraces and plains that the original consequent flow-off from the Kanin Mountains was more and more adapting itself to the geological structure. The Soča at Zaga is on a tectonically broken-up, recently lowered area, which must in the past favourably affect a possible river capture by eroding one stream into the drainage basin of another one.

The author has studied the origin of characteristic narrow ridges, 'skednji', which go from the highest parts of the mountains parallel with slope-belts down to the altitude of ca. 1150 m. A comparison between the erosional deepening of the individual sections of slopes and the bigness of the mountainous background shows a harmonic proportion. Therefore these ridges are narrow remains of a formerly broader old tertiary surface, as many of them start at the altitude of the lower edge of the 'podi'. The formation was made all the more easy because of the monoclinial and dip slope geological structure. Similar divides are to be found in other limestone mountains, where the strata are horizontal, and this is related to the characteristic vertical jointing of limestone strata. The fault lines on the slopes were more important for the formation of grooves and less for narrow ridges.

In the Kanin Mountains there are preserved numerous traces of the glacial erosion and accumulation. Especially the glacial erosion has left marked traces on the live-rock basis. Despite the strong exaration there have in places been preserved fossil 'kotliči' — Kettles (German: Schachtoline) and from one of the interglacial period eroded 'škraplje', karren. The effect of the same processes and of the characteristic dip of the limestone strata is the high presence of pavements on the surface. The different relation between the dip of the strata and the steepness of the relief permits us differentiate as many as eleven types of the pavement surfaces. Most of the moraine material was deposited at Na Pečeh, at the lower edge of the 'podi', at the bottom of big karst depressions and on the upper part of the 'podi' — which permits conclusions concerning the retreat stages. At the Krnica valley frontal moraines are clearly preserved. The morainic material is for the most part strongly karstified, especially at the bottom of depressions and bogazes.

The glacial transformation had caused that after the glacial period the high-mountainous karst surface gradually started to the karstify — both because of the polished surface and primarily because of the varying moraine coverings. The area is therefore karstified in varying degrees and exhibits in dimension and permanence a great variety of karst forms. One reason for this is also the different amounts of water flow-off, a consequence of the different snow covers in convex and concave parts.

The karst process is reflected not only in the great number of karst forms but also in the tiny dissection which is particularly noticeable on the bare, glacially polished rock basis. Among the smallest corrosion forms are biocorrosional grooves, a consequence of the lithophile algae and lichen. Here the grooves reach a depth of up to 6 mm. Characteristically their colour goes from a patinated greyish one to the light yellow fresh colour of limestone. The effects of various forms of the action of snow-water onto the rock-basis under snow-covered ground was also noticed. The high number of pavements and other glacier-polished bare rocky surfaces have led in the Kanin Mountains to a great many different small or smaller forms of corrosion in the Holocene. On the 'podi' the micro-grooves, Rillenkarrren are rather more rare; that is possibly due to the higher amounts of snow in comparison with the rain-water. Very rare also the corrosional steps, explainable perhaps through the petrographic properties of the Dachstein limestone and also the climate. Very often the live-rock surface is evened out, with numerous extraordinary big and elsewhere unknown corrosional levels, 20 to 25 cm thick. There are also five genetically different variants of kamenitza: closed, with flow-off, open, broken up, and eroded. The bare rocky surfaces must have been fine ground for numerous kamenitzas, developing over a long period in Holocene, until they started to be affected by vertical corrosional processes. In the strongly humid climate here an intensive development was in process also with Rinnenkarren and Kluffkarren all sorts especially on the lower sections of pavements. Their high frequency, size and depth are a proof of a powerful erosional process. The meander grooves reach before the sink from place to place a depth of up to several metres.

Characteristic is the sequence of karst landforms on many pavements in the lower part of the 'podi'. Under the moraine deposit, which is gradually receding, are first Rinnenkarren, next karren, and these turning then into Kotliči and potholes. Such a sequence is directly related to the duration of the corrosional dissection of the rock surface because of the gradual receding of the moraine and also because of the different amounts of the aggressive water. Most commonly are to be found hole-like, elliptical and parallel karren, also such forms known as Rundkarren, and others. While in many places karren have straight ribs and as such may be a remnant of erosion of older karren, there has been found also a grouping of karren of possibly pre-Würmian period.

The sample of 39 Kotliči-kettles has given their following average dimensions: diameter — 7.1 m; depth — 5.9 m. The depth is normally bigger than width. These »Schachtdolines« are here among the predominant karstic form. They are to be found over 1600 m high up and as high up as the belt of the more intensive mechanical disintegration, where transitional forms, including doline are also to be found. Although their size would as a rule reflect the duration of the development, there must be assumed for also the possibility of an intensified development. Local conditions strongly influence the cross-section and the plan. About half of the Kotliči have a longish plan, either because of the joints or because the surfaces have a slope. In the latter case the »Schachtdolines« are longish because of the strong corrosion on the lower side. These forms are particularly numerous in places with high accumulation of snow.

Of post-glacial age are certainly the dolines in the moraine material; mostly they reach a diameter of 30 m and maximum depth of 15 m.

Because of the dense network of joints and fault lines their influence on the formation of karst forms is very strong. Therefore karstgassen are also very frequent.

In the Mountains we have come across 31 bigger karst depressions, with diameter of 80 to 680 m, and depth up to 45 m. Only a few of them might have

been formed through collapse, most of them are of polygenetic origin. Depressions formed themselves mostly in bottoms of old valley-basins and at the meeting point of fault lines. The glacial transformation has on the one side deepened the depression, while on the other the moraine material in places protected the bottom from the corrosional lowering. Nevertheless the depressions are doubtlessly areas of a relatively more intensive lowering of the surface, resulting from the thicker snow-cover, than convex areas.

The more recent, non-karstic transformation of the surface is most noticeable in the belt of stronger mechanical disintegration, i.e. over 2100 m high up. To this category belong also the rockfalls and the interesting dry erosional trenches on the slopes, formed at time when the glaciers started to recede before at the beginning of Holocene.

KAZALO

Izveleček — Abstract	199 (3)
1. UVOD	201 (5)
1.1. Glaciokras, visokogorski kras ali alpski kras?	203 (7)
1.2. Regionalni pregled	204 (8)
2. GEOLOŠKA ZGRADBA IN NJENA VLOGA V RELIEFU	207 (11)
2.1. Lega skladov in relief	208 (12)
2.2. Laštasto površje kot tip strukturnega reliefa	211 (15)
2.3. Vloga in pomen razpokanosti in prelomljenosti skladov v razvoju površinskih oblik	215 (19)
2.4. Petrografske razmere in njihovi geomorfološki učinki	219 (23)
2.5. Klasifikacija karbonatnih kamnin glede na kemični sestav	223 (27)
3. MORFOLOGIJA IN MORFOGENEZA MAKRORELIEFNIH OBLIK	225 (29)
3.1. Pregled dosedanjih geomorfoloških proučevanj	225 (29)
3.2. Problematika proučevanja ostankov starih površij	231 (35)
3.3. Ostanke ravnin in nivoji na Kaninskih podih in v okolici	233 (37)
3.4. Pobočja Gozdeca	235 (39)
3.5. Uravnave na Goričici	238 (42)
3.6. Primerjava med uravnavami zahodnega in vzhodnega dela pogorja	240 (44)
3.7. Suhe doline in podolja	241 (45)
3.8. Morfogenetski pomen kaninskih suhih dolin v odnosu do kaninskega sesedstva	241 (45)
3.9. Skednji in problem njihovega nastanka v luči razvoja pobočij	243 (47)
4. UČINKI IN SLEDOVI PLEISTOCENSKE POLEDENITVE	247 (57)
4.1. Ledeniški tokovi in morensko gradivo	247 (51)
4.2. Akumulacijsko gradivo glacialnega izvora na pobočjih in na podih	248 (52)
4.3. Učinki ledeniške erozije	249 (53)
5. MORFOLOGIJA IN MORFOGENEZA KRAŠKEGA POVRŠJA	253 (57)
5.1. Izhodišča za analizo kraškega površja	254 (58)
5.2. Vrste in učinki ploskovne korozije	256 (60)
5.3. Vrste in učinki linearne korozije	269 (73)
5.4. Pojav, oblike in širjenje škrapelj	276 (80)
5.5. Kotlički kot zonalna oblika visokogorskega krasa	286 (90)
5.6. Dimenzijska in oblikovalna variabilnost kotličev kot posledica lokalnih vplivov	292 (96)
5.7. Vpliv nagnjenosti	294 (98)
5.8. Gostota in lokacija kotličev	296 (100)
5.9. Vrtače, kraške oblike, ki je vezana na skalnato ali gruščnato podlago	299 (103)
5.10. Klasifikacija vrtač, ki nastopajo na podih in na pobočjih	303 (107)
5.11. Kraški jarki — primer korozijsko in glacialno preoblikovanih tektonskih linij	303 (107)
5.12. Velike kraške depresije — konte ali dol	306 (110)
5.13. Geneza in dinamika razvoja depresij na primeru Velikega Dola	314 (118)

6. HOLOCENSKI NEKRAŠKI MEHANIČNI PROCESI IN UČINKI . . .	315 (119)
6.1. Učinki dolomitiziranosti	315 (119)
6.2. Klimatska pasovitost pogorja	318 (122)
6.3. Pojav strukturnih kolobarjev in linearnega sortiranja	322 (126)
6.4. K pojavu in izvoru žlebov na pobočjih	322 (126)
7. GEOMORFOLOŠKO KARTIRANJE LEDENIŠKO-KRAŠKEGA RE- LIEFA	324 (128)
7.1. Komparativna morfologija dveh laštastih površij	326 (130)
7.2. Specifične značilnosti obeh površij	328 (132)
7.3. Rezultati mikromorfološke analize	328 (132)
ZAKLJUČEK	331 (135)
LITERATURA IN VIRI	335 (139)
GEOMORPHOLOGY OF THE KANIN MOUNTAINS WITH SPECIAL REGARD TO THE GLACIOKARST — NORTHWESTERN SLOVENIA (Summary)	341 (145)