

SLOVENSKA AKADEMIJA ZNANOSTI IN UMETNOSTI
ACADEMIA SCIENTIARUM ET ARTIUM SLOVENICA

RAZRED ZA NARAVOSLOVNE VEDE
CLASSIS IV: HISTORIA NATURALIS

ZNANSTVENORAZISKOVALNI CENTER SAZU
INŠTITUT ZA RAZISKOVANJE KRASA - INSTITUTUM CARSOLOGICUM

ACTA CARSOLOGICA

KRASOSLOVNI ZBORNIK

XX
1991

**ZBORNIK SLOVENSKO-FRANCOSKE OKROGLE MIZE O
GORSKEM MEDITERANSKEM KRASU**

**ACTES DE LA TABLE RONDE FRANCO-SLOVENE SUR
LE KARST DES MOYENNES MONTAGNES
MÉDITERRANÉENNES**



LJUBLJANA
1991

SPREJETO NA SEJI RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 5. DECEMBRA 1991

IN NA SEJI PREDSEDSTVA
DNE 19. DECEMBRA 1991

UREDNIŠKI ODBOR
JOŽE BOLE, JOŽE ČAR, IVAN GAMS, PETER HABIČ,
ANDREJ KRANJC, MARIO PLENIČAR

UREDNIK
PETER HABIČ

Tuje povzetke v slovenščino in slovenske v angleščino je prevedla
MAJA KRANJC

Zamenjava - Exchange
Biblioteka SAZU
Novi trg 5/1, 61001, P.P. 323, Slovenija

Tiskano s subvencijo Ministrstva za znanost in tehnologijo Republike Slo-
venije ter Znanstvenoraziskovalnega centra SAZU

**ZBORNIK SLOVENSKO-FRANCOSKE OKROGLE MIZE O
GORSKEM MEDITERANSKEM KRASU**

**ACTES DE LA TABLE RONDE FRANCO-SLOVENE SUR
LE KARST DES MOYENNES MONTAGNES
MÉDITERRANÉENNES**

**PROCEEDINGS OF FRENCH-SLOVENE ROUND TABLE
ON THE MEDITERRANEAN MOUNTAINS KARST**

SOMMAIRE - VSEBINA

<i>Andrej KRANJC</i>	
LE PROGRAMME ET LE COURS DE LA MANIFESTATION	7
Program in potek prireditve	8
<i>Andrej KRANJC</i>	
DISCOURS D'OUVERTURE	11
Pozdravni govor	12
<i>Jean NICOD</i>	
REGARDS SUR LES TABLES RONDES ORGANISEES ENTRE LES KARSTOLOGUES FRANÇAIS ET LEURS PARTENAIRES	15
Pregled okroglih miz francoskih krasoslovcev s partnerji	16
<i>Andrej KRANJC</i>	
LA COOPÉRATION FRANCO-SLOVENE EN KARSTOLOGIE, L'ACCENT SUR LE PROGRAMME DE ZAMTES ET C.N.R.S.	17
Francosko-slovensko sodelovanje v krasoslovju s poudarkom na programih ZAMTES in C.N.R.S.	
<i>Martine AMBERT</i>	
DATATION ISOTOPIQUES DU PERIGLACIAIRE DE L'ADRIA- TIQUE YUGOSLAVE	25
Izotopska datacija periglaciala z jugoslovanskega Jadrana	
<i>Philippe AUDRA</i>	
LA GROTTTE VALLIER (VERCORS, ISERE). PREMIERS RE- SULTATS STRATIGRAPHIQUES	35
Jama Vallier (Vercors, Isère). Prvi stratigrafski rezultati	
<i>Jean-Jacques DELANNOY</i>	
CONTRIBUTION DES GRANDS RESEAUX SOUTERRAINS A LA COMPREHENSION KARSTOGENIQUE DE LA SERRAN- NIA DE GRAZALEMA (Andalousie - Espagne)	51
Prispevek velikih kraških sistemov k razumevanju razvoja krasa v Serrania de Grazalema (Andaluzija, Španija)	

<i>Christiane GACHELIN-RIBAULT</i>		
L'UTILISATION DE L'IMAGE SATELLITE SPOT POUR L'ETUDE DU KARST MONTENEGRIN		77
Uporaba satelitskih posnetkov SPOT pri študiju črnogorskega krasa		
<i>Philippe MARTIN</i>		
QUANTIFICATION ET MODELISATION DU FON- CTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES PRINCIPAUX AQUIFERES CARBONATES DU KARST DE LA SAINTE BAUME (B.du Rh. - Var; France)		87
Kvantifikacija in modelizacija hidrološkega delovanja glavnih karbonatnih vodonosnikov v krasu Sainte Baume (Bouches du Rhône, Var, Francija)		
<i>Jean NICOD</i>		
IMPACTS DES DEBOISEMENT ET DEFRICHEMENTS RECENTS SUR LES PLATEAUX ET MOYENNES MONTAG- NES CALCAIRES DU DOMAINE MEDITERRANEEN		107
Recentni vpliv deforestacije in sečnje gozdov na apneniških planotah in sredogorju Mediterana		
<i>Jean VAUDOUR</i>		
LES SOLS DES TERRASSES DE CULTURE EN BASSE PROVENCE CALCAIRE ET LEUR EVOLUTION APRES ABANDON		121
Prsti na kulturnih terasah spodnje karbonatne Provanse in njihov razvoj po opustitvi		
<i>Peter HABIČ</i>		
GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF NW DINARIC KARST		133
Geomorfološka členitev NW Dinarskega krasa		155
<i>Janja KOGOVŠEK</i>		
LA QUALITE DE LA RIVIERE A PERTE PIVKA DANS LES ANNÉES DE 1984 JUSQU'AU 1990		165
Kvaliteta ponikalnice Pivke v letih 1984 do 1990		180
<i>Nadja ZUPAN</i>		
FLOWSTONE DATATIONS IN SLOVENIA		187
Datacije sig v Sloveniji		199
<i>Stanka ŠEBELA, Jože ČAR</i>		
GEOLOŠKE RAZMERE V PODORNIH DVORANAH VZHODNEGA ROVA PREDJAME		205
Geological setting of collapse chambers in Vzhodni rov in Predjama cave		221

LE PROGRAMME ET LE COURS DE LA MANIFESTATION

La plupart des participants est arrivé à Postojna le dimanche, 23 Juin 1991 déjà et ils ont fait les formalités à l'Institut pour les recherches du karst. Il y avait tous ensemble 26 experts de six pays: de plus de la France (12) et Slovénie (7), les autres venaient de l'Espagne, de l'Italie, de Pologne et de Yougoslavie (voir la liste). Tous les membres réguliers de la table-ronde de la Slovénie étaient les co-operateurs de l'Institut, mais cinq autres karstologues slovènes ont participé à l'inauguration, aux communications de la première journée et à l'excursion d'un jour.

Le lundi 24 Juin, à 9 heures, dans la bibliothèque de l'Institut de Postojna, où se trouvaient 50 personnes en environs, les karstologues pour la plupart, la table-ronde était ouverte après les discours d'ouverture et salutations (A. Kranjc, J. Nicod, J.N. Salomon, J. Vaudour, I. Gams, J. Kunaver, F. Šušteršič et A. Kranjc au nom de directeur M. Zupančič, tombé malade) et a commencé avec le travail professionnel. Pendant la première journée et le soir de la deuxième on a présenté 17 communications: 10 auteurs français, 5 slovènes, 2 espagnols et 1 polonais. 13 communications étaient directement liées avec les recherches incluses dans le programme bilatéral de trois ans ou bien elles présentaient la co-opération franco-slovène dans la sphère de la karstologie. L'après-midi du premier jour a vu la séance commune où on a défini la direction et la thématique de la collaboration approfondie en futur. Si on mentionne la présentation des diapositives et video en soir, la visite de Postojnska jama et Predjama pour les participants qui n'ont pas encore vu cetttes grottes et l'accueil en soir chez le maire de Postojna, M. Bratina c'est tout dit sur le déroulement de la table-ronde.

Le travail du terrain était beaucoup plus intense. Guidé par les chercheurs de l'Institut les participants ont visité le mardi, 25 juin le karst de moyenne montagne dinarique, la région de Planina à travers Hrušica et Trnovski gozd. Pour l'excursion de quatre jours, on a prévu de visiter le karst dans la région de Velebit et Gorski kotar, y inclus les cascades de la Krka dalmate et les Lacs de Plitvice. Par ailleurs une partie de ce plan était réalisée mais pas entièrement. La route a conduit à travers Brkini, Grobničko polje et le karst de montagne en arrière-pays de Rijeka à Velebit (Zavižan, Rožanski Kukovi, Veliki Alan) et à travers Snežnik, Loško et Cerčniško polje à Postojna de nouveau. A cause des événements connus il était nécessaire, malheureusement, de

renoncer à la partie sud de Velebit et les Lacs de Plitvice. A cause de l'agression de l'Armée yougoslave sur la Slovénie l'excursion était raccourcie pour un jour et l'excursion de dimanche, le 30 juin sur le karst de Trieste-Komen, comme l'excursion supplémentaire, était hors de question.

Andrej KRANJC
Traduit par Maja KRANJC

PROGRAM IN POTEK PRIREDITVE

Večina tujih udeležencev je prišla v Postojno že v nedeljo, 23. junija 1991, in opravila formalnosti na Inštitutu za raziskovanje krasa. Vsega skupaj se je okrogle mize udeležilo 25 strokovnjakov iz šestih dežel: največ iz Francije (12) in Slovenije (7), drugi pa so prišli še iz Španije, Italije, Poljske in Jugoslavije (glej seznam). Vsi redni člani okrogle mize iz Slovenije so bili delavci Inštituta, vendar je na otvoritvi, predavanjih prvega dne in na enodnevni ekskurziji sodelovalo še pet drugih slovenskih krasoslovcev.

V ponedeljek, 24. junija ob 9^h, se je otvoritve okrogle mize v prostorih Inštituta udeležilo okoli 50 oseb, predvsem strokovnjakov. Po otvoritvenih govorih in pozdravih (A. Kranjc, J. Nicod, J.N. Salomon, J. Vaudour, I. Gams, J. Kunaver, F. Šušteršič in A. Kranjc v imenu obolelega M. Zupančiča) smo pričeli s strokovnim delom. Na prvi dan ter drugega dne zvečer je bilo predstavljenih 17 prispevkov: 10 francoskih, 5 slovenskih, 2 španskih in 1 poljskega avtorja. 13 prispevkov je bilo neposredno vezanih na raziskave, vključene v bilateralne triletne programe oziroma na predstavitev francosko-slovenskega sodelovanja na področju krasoslovja. Popoldne prvega dne je bil tudi posvet v ožji sestavi, na katerem so bile podrobneje določene smeri in tematika bodočega, še poglobljenega sodelovanja. Če omenim še večerno prikazovanje diapozitivov in video posnetkov, ogled Postojnske jame in Predjame za udeležence, ki ju še niso poznali ter večerni sprejem pri postojnskem županu g.Igorju Bratini, je s tem v kratkem povedano vse o samem poteku okrogle mize v Postojni.

Terensko delo je bilo precej obsežnejše. Pod vodstvom inštitutskih raziskovalcev so si člani okrogle mize v torek, 25. junija, na ekskurziji od Planine prek Hrušice in Trnovskega gozda, podrobno ogledali del slovenskega dinarskega sredogorskega krasa. Na drugi, štiridnevni ekskurziji, smo nameravali goste seznaniti s krasom na širšem območju Velebita in Gorskega kotara, vključno s slapovi na dalmatinski Krki in s Plitvičkimi jezeri. Velik del tega načrta je bil sicer izpeljan, vendar ne v celoti. Udeležence je pot vodila prek Brkinov, Grobniškega polja in gorskega krasa v zaledju Reke na Velebit (Zavižan, Rožanski Kukovi, Veliki Alan) ter prek Snežnika, Loškega in Cerkniskega polja nazaj v Postojno. Zaradi znanih dogajanj smo morali, žal, izpustiti južni del Velebita in Plitvička jezera. Zaradi napada JA na Slovenijo je bilo treba ekskurzijo za en dan skrajšati. Ogleda tržaško-komenskega Krasa, ki je bil predviden za nedeljo, 30. junija, kot dodatna ekskurzija, pa tudi ni bilo več mogoče izpeljati.

Andrej KRANJC

LA LISTE DES PARTICIPANTS DE LA TABLE-RONDE FRANCO-SLOVENE TENU A POSTOJNA EN 1991, DE 24 - 28 JUIN

SEZNAM UDELEŽENCEV FRANCOSKO-SLOVENSKE OKROGLE MIZE V POSTOJNI, V ČASU OD 24. DO 28. JUNIJA 1991

- ALVAREZ GARCIA Genaro**
Apartado Correos, 4275 (c/Virgen de Antigua no.16-2^o A), 41011 SEVILLA, España
Sociedad Espeleologica GEOS
- AMBERT Martine**
190 Rue des Genevriers, 34830 CLAPIERS, France
- AMBERT Paul**
190 Rue des Genevriers, 34830 CLAPIERS, France
- AUDRA Philippe**
7, Rue Lionel Terray, 38180 SEYSSINS, France
- BONIFACINO Jacques**
Chemin du Singe Vert (vieille route de Pélissanye), 13300 SALON DE PROVENCE, France
- DELANNOY Jean-Jacques**
"Le Mahray", Route de Chartreuse, 38800 COUBLEVIE, France
- DIAZ DEL OLMO Fernando**
c/Maria de Padilla, s/n., 41004 SEVILLA, España
Departamento de Geografía Física, Facultad de Geografía e Historia, Universidad
- GACHELIN Cristiane**
7/63 Résidence Flandre, 59170 CROIX, France
Université de Lille I.
- HABIČ Peter**
Prekomorskih brigad 20, 66230 POSTOJNA
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
- KNEZ Martin**
Kovačeva 12, 61380 CERKNICA
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
- KOGOVŠEK Janja**
Stjenkova 4, 66230 POSTOJNA
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
- KRANJC Andrej**
Rožna ul. 6, 66230 POSTOJNA
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
- MAIRE Richard**
Courcouyac, 33550 HAUX, France
C.N.R.S. Centre d'Etudes de Géographie Tropicale, Domaine Universitaire de Bordeaux, 33405 TALENCE CEDEX
- MARTIN Philippe**
1, rue Fénélon (7, rue dorée), 30.000 NIMES, France
U.A.903 du C.N.R.S.
- MIHEVC Andrej**
Grič 10, 61370 LOGATEC
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU

MULAOMEROVIĆ Jasminko
G.Novakovića 9, 71000 SARAJEVO

NICOD Jean
35, Av. 24 Avril 1915, Florida 1, 13012 MARSEILLE, France

PULINA Marian
Ul.Mielczarskiego 60, 41.200 SOSNOWIEC, Polska
Department of Karst Geomorphology, Silesian University

SALOMON Françoise
20, Avenue Président Poincaré, 33400 TALENCE, France

SALOMON Jean-Noel
20, Avenue Président Poincaré, 33400 TALENCE, France

SAURO Ugo
Via del Santo 26, 35123 PADOVA, Italia
Dipartimento di Geografia

SAURO Laura
Via del Santo 26, 35123 PADOVA, Italia

ŠEBELA Stanka
Sjenkova 2, 66230 POSTOJNA
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU

TYC Andrzej
Ul.Mielczarskiego 60, 41.200 SOSNOWIEC, Polska
Department of Karst Geomorphology, Silesian University

VAUDOUR Jean
29, Av. R.Schuman, Aix-en-Provence, France
URA 903, Institut de géographie

ZUPAN Nadja
Kolodvorska 1a, 66230 POSTOJNA
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU

**MESDAMES ET MESSIEURS, CHERS HOTES
ET COLLEGUES,**

permettez-moi de vous saluer au nom de l'organisateur de cette table ronde, l'Institut pour les recherches du karst du Centre de la recherche scientifique de l'Académie slovène, et de vous remercier pour la participation et pour votre assistance pendant l'organisation de notre rencontre. Je suis très content que les participants étrangers, c'est à dire les Français pour la plupart, n'ont pas eu peur des événements en Yougoslavie et qu'ils sont venus dans le nombre et la structure attendus.

Grâce à l'aide de ZAMTES, l'institution slovène pour la coopération internationale et du C.N.R.S. français, les karstologues français et slovènes, surtout les membres de l' U.A. 903 et de notre institut, pratiquent la coopération sous la forme des projets triennaux déjà longtemps. Dans le plan du dernier projet (1989-91) on a prévu l'organisation de la table ronde aussi dont le but soit de présenter les travaux des dernières trois années, la coopération en passé et les projets pour la coopération prévue à l'avenir.

En automne 1989 on a projeté la table ronde, on a écrit la première circulaire, tout le temps parlant de la table ronde franco-yougoslave. A cause de changements politiques assez frénétiques aussi, notre réunion ne peut plus être franco-yougoslave, mais franco-slovène: il n'y a pas des participants des autre parties de Yougoslavie (à l'exception honorable de M. J. Mulaomerović), le financement ou le co-financement a tombé sur la Slovénie seule et juste pendant ces jours la Slovénie est en train de proclamé l'indépendance formelle. Ces sont des raisons de ne plus insister sur le nom "yougoslave" mais nous l'avons changé, peut-être un peu arbitrairement, en "slovène". Si quelqu'un pense que c'est la dépréciation de notre rencontre, le fait qu' elle est une parmi les premières sous l'égide de la nouvelle Slovénie puisse le consoler.

Les communications destiné à notre table ronde devraient être publier sous la forme d'actes avant le commencement de la réunion déjà. C'est notre obligation vers l'organisme qui nous finance. On n'a pas réussi, mais cette fois la raison n'était ni le manque d'argent ni le manque du temps mais tous simplement on n'a pas reçu assez du matériel des auteurs prévus - c'est peut être l'image de notre politique

aussi. Mais je suis sûr que nous allons accomplir cette tâche au cours de cette année même.

Le travail sur le terrain est la partie la plus importante de notre table ronde - faire la connaissance du karst de moyennes montagnes dinariques. L'itinéraire de l'excursion originelle comprenait la partie sud de Velebit, les chutes de la Krka dalmate et les lacs de Plitvice. Dans ce sens le guide a été préparé aussi. En concordance avec des événements on a coupé l'itinéraire et changé les directions de jour à l'autre. Ainsi la route sera différente de cette décrite dans le guide, parce que changer le livret tout le temps n'était pas possible. Quand même j'espère qu'il sera possible de visiter une grande partie du karst Dinarique de moyenne montagne, de Velebit aussi, et que le contenu de notre excursion ne sera pas tellement mutilé.

Je remercie tous pour venir à l'inauguration de notre table ronde, je remercie pour le support financier le Secrétariat de la recherche et de la technologie, le Centre des recherches scientifiques de l'Académie Slovène, la commune de Postojna et Postojnska jama. Au karstologues-spécialistes je souhaite le travail couronné du succès et que notre table ronde sera la contribution pour la coopération future entre les chercheurs du karst français et slovène.

Andrej KRANJC
Traduit par Maja KRANJC

DAME IN GOSPODJE, DRAGI GOSTJE IN KOLEGI,

dovolite, da vas v imenu organizatorja okrogle mize, Inštituta za raziskovanje krasa ZRC SAZU, najlepše pozdravim in se vam obenem zahvalim za udeležbo in pomoč pri organiziranju tega srečanja. Še posebej sem vesel, da se tuji udeleženci, predvsem francoski, niso ustrašili dogajanj v Jugoslaviji in so prišli v pričakovanem številu in načrtovani sestavi.

Ob pomoči slovenskega Zavoda za mednarodno sodelovanje (ZAMTES) in francoskega Nacionalnega centra za znanstvene raziskave (C.N.R.S.), francoski in slovenski krasoslovci, predvsem člani skupine U.A. 903 in našega inštituta, uspešno sodelujemo že vrsto let v okviru triletnih mednarodnih programov. V delovnem načrtu zadnjega programa (1989-91) smo predvideli tudi organiziranje okrogle mize, na kateri naj bi podrobneje prikazali delo zadnjih treh let, medsebojno sodelovanje in se obenem tudi pogovorili o načrtih bodočega sodelovanja.

Prvotno, to je jeseni 1989, kot tudi piše v prvi okrožnici, smo načrtovali francosko-jugoslovansko okroglo mizo. Zaradi političnih, marsikdaj precej burnih sprememb, se je izkazalo, da naša prireditev ne bo francosko-jugoslovanska ampak francosko-slovenska: udeležencev iz drugih delov Jugoslavije (s častno izjemo g. J. Mulaomerovića) ni bilo mogoče pridobiti, celotno finansiranje oziroma sofinansiranje je na plečih

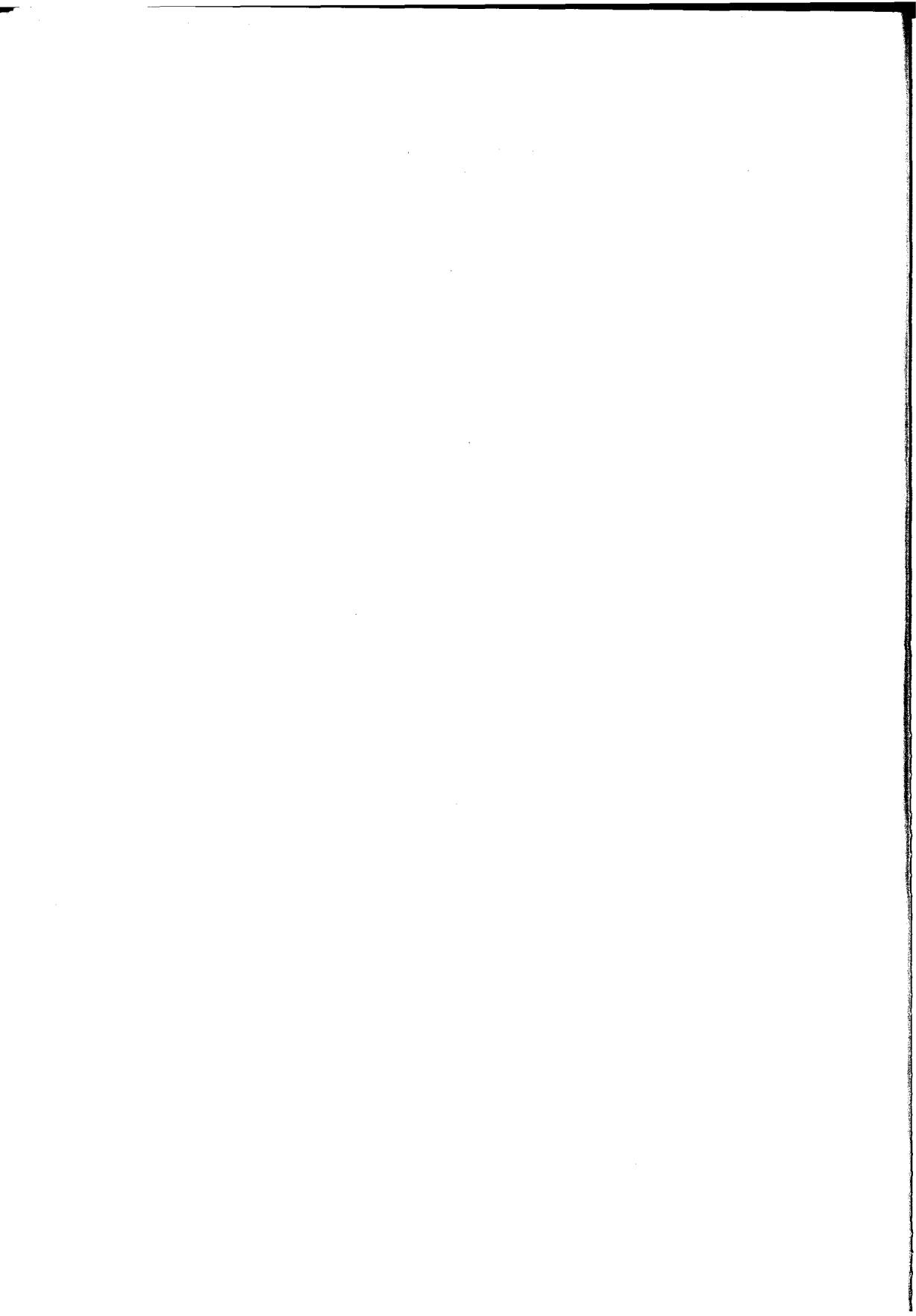
Slovenije, povrhu pa ravno v času našega srečanja poteka formalno osamosvajanje Slovenije. Zato se nam ne zdi prav, da bi še vztrajali na imenu "jugoslovanska", ampak smo se, morda malo samovoljno, odločili za spremembo imena v francosko-slovensko srečanje. Če se komu zaradi tega zdi okrogla miza razvrednotena, naj ga potolaži misel, da je naše srečanje eno izmed prvih mednarodnih srečanj v okviru samostojne Slovenije.

Načrtovano je bilo, da bodo prispevki, namenjeni okrogli mizi, tiskani v obliki zbornika še pred samim srečanjem, kar je tudi naša obveza do sofinanserja. Da tega nismo izpolnili, ni bil vzrok v pomanjkanju denarja in ne časovna stiska, ampak preprosto nismo dobili dovolj gradiva od avtorjev - morda se tudi v tem odraža politična nestabilnost. Vsekakor pa sem prepričan, da bomo to lahko nadoknadili še v tem letu.

Podobno je s terenskim delom našega srečanja - na tem je celo poudarek, na praktičnem spoznavanju dinarskega sredogorskega krasa. Od prvotno načrtovane ekskurzije (vključno južni Velebit, slapovi na dalmatinski Krki in Plitvička jezera), za katero smo tudi pripravili pismeno gradivo, smo morali rezati kos za kosom in spreminjati smer, tako da bo, žal, precej drugačna od tiste, opisane v vodniku, saj tega ni bilo mogoče sproti prilagajati in spreminjati. Vseeno upam, da si bomo lahko skupaj ogledali in spoznali precejšen del zanimivega dinarskega sredogorskega krasa, tudi Velebita, in da zato vsebina naše okrogle mize ne bo bistveno okrnjena.

Vsem skupaj se najlepše zahvaljujem, da ste se udeležili današnje otvoritve, posebej se zahvaljujem sofinanserjem, Republiškem sekretariatu za raziskovalno dejavnost in tehnologijo, Znanstvenoraziskovalnemu centru SAZU, postojnski občini in Postojnski jami, strokovnjakom-krasoslovcem pa želim, da bi njihovo delo potekalo uspešno in da bi bila tudi ta okrogla miza prispevek k bodočemu sodelovanju med francoskimi in slovenskimi raziskovalci krasa.

Andrej KRANJC



REGARDS SUR LES TABLES RONDES ORGANISEES ENTRE LES KARSTOLOGUES FRANÇAIS ET LEURS PARTENAIRES

Ce thème de "Table-ronde" désigne une réunion bilatérale, correspondant à la politique du CNRS dans les années 1970 et alors financée partiellement par lui. Ce fut le cas en particulier de la Table ronde franco-italienne de karstologie (Nice - Verona - Trento) co-organisée par P. FENELON, alors président de la Commission des Phénomènes karstiques du Comité National de Géographie, et G. CORRA et U. SAURO, et largement sponsorisée par les autorités régionales et locales.

L'A.F.K. (Association française de Karstologie), émanation de cette même Commission s'est attachée à poursuivre ce type de rencontres, qui ont bénéficié du côté français de l'appui de l'E.R.A 282 (devenue URA 903 du C.N.R.S.) et de missions financées au titre des accords internationaux par le C.N.R.S. et les organismes scientifiques des pays partenaires. Après l'Italie (1975), les rencontres de type table-ronde (en laissant de côté diverses réunions en France) eurent lieu successivement en Suisse (1978), en Belgique (1979), dans le Sud de l'Allemagne fédérale (1980), dans le Moyen-Atlas du Maroc (1981), en Grande Bretagne (1983), puis en Pologne (1987), et en Andalousie (1989). Mentionnons aussi la rencontre tripartite en Belgique et en Westphalie (1984). La réunion présente de Postojna s'inscrit dans une longue tradition.

Ces réunions ont eu lieu en salle, mais aussi et surtout sur le terrain dans les karsts et les grottes. Elles ont permis de discuter des méthodes de recherche (technique d'analyse, de datation, cartographie), et de faire le point des recherches dans les pays visités et en France aussi... Pour les participants français - et les quelques invités de pays tiers - ce fut toujours l'occasion de visiter, parfois de réétudier en compagnie d'éminents spécialistes les régions karstiques les plus caractéristiques de chaque pays, de discuter de nombreux problèmes scientifiques et techniques. Toutes ont permis d'établir des liens amicaux, de développer l'esprit de camaraderie que la pratique du terrain confère. Il nous manquait le karst classique, cette lacune est maintenant comblée grâce à nos amis de l'Institut za raziskovanje krasa de Postojna et à leurs collègues! Qu'eux mêmes, et tous ceux qui ont assuré le

plein succès des précédentes tables-rondes croient à toute la gratitude des karstologues français

J. NICOD, Président d'honneur de l'A.F.K.

PREGLED OKROGLIH MIZ, KI SO JIH ORGANIZIRALI FRANCOSKI KRASOSLOVCI S SVOJIMI PARTNERJI

Izraz "okrogla miza" označuje bilateralno srečanje, njihova organizacija pa je v skladu s politiko CNRS, ki jih od leta 1970 tudi delno sofinansira. Tako je bilo tudi s francosko-italijansko okroglo mizo (Nice - Verona - Trento), ki so jo organizirali P. FENELON, takratni predsednik Komisije za kraške pojave pri Comité National de Géographie in G. CORRA in U.SAURO in izdatno podprle regionalne in lokalne oblasti.

L'A.F.K. (Association française de Karstologie - Francoska krasoslovna zveza), ki izhaja iz te komisije, je nadaljevala s takim načinom srečevanj, podprli pa sta jih s francoske strani ERA 282 (zdaj URA 903 CNRS) in institucija za mednarodno sodelovanje pri CNRS ter vsakokratni organizem za znanost partnerske dežele. Po Italiji (1975) so se okrogle mize odvijale (če ne naštevamo različnih srečanj v Franciji) zaporedoma v Švici (1978), v Belgiji (1979), na jugu zvezne države Nemčije (1980), v Srednjem Atlasu Maroka (1981), v Veliki Britaniji (1983), nato na Poljskem (1987) in v Andaluziji (1989). Omenimo še tripartitno srečanje v Belgiji in Vestfaliji (1984). Tako ima sedanje srečanje v Postojni bogato tradicijo.

Srečanja se odvijajo v dvorani, ampak tudi in predvsem na terenu, na krasu in v jamah. Omogočajo razpravo o metodah raziskav (tehnika analiz, datacija, kartografija) in predstavijo stopnjo raziskav v obiskani deželi kakor tudi v Franciji... Za francoske udeležence - in nekatere povabljenke iz drugih dežel - so bile okrogle mize vedno priložnost, da so obiskali, ali ponovno preučili najznačilnejša kraška področja dežele v spremstvu priznanih strokovnjakov in razpravljali o številnih znanstvenih in tehničnih problemih. Vse to omogoča prijateljske vezi in razvoj čuta za tovarštvo, ki ga spodbuja terensko delo. Manjkal pa nam je "klasični kras" in ta vrzel je zdaj zapolnjena po zaslugi naših prijateljev z Inštituta za raziskovanje krasa iz Postojne in njihovih kolegov! V imenu francoskih krasoslovcev se zahvaljujem tako njim, kot vsem, ki so omogočili uspeh sedanje okrogle mize.

J. NICOD, častni predsednik A.F.K.
Prevedla Maja KRANJC

**LA COOPÉRATION FRANCO-SLOVENE
EN KARSTOLOGIE, L'ACCENT SUR LE
PROGRAMME DE ZAMTES* ET C.N.R.S.****

FRANCOSKO-SLOVENSKO SODELOVANJE V
KRASOSLOVJU S POUČARKOM NA PROGRAMIH ZAMTES IN
C.N.R.S.

A N D R E J K R A N J C

Izvleček

UDK 551.44(44:497.12)

Kranjc, Andrej: Francosko-slovensko sodelovanje v krasoslovju s poudarkom na programih ZAMTES in C.N.R.S.

Prispevek na kratko obravnava sodelovanje med Francozi in Slovenci na področju krasoslovja in speleologije, začenši z Valvasorjem. Podrobneje opisuje stike in sodelovanje v okviru triletnih programov (od 1979 dalje) preko ZAMTES - C.N.R.S. med skupino E.R.A. 903 (Aix-en-Provence) in Inštitutom za raziskovanje krasa ZRC SAZU iz Postojne.

Abstract

UDC 551.44(44:497.12)

Kranjc, Andrej: The french-slovene co-operation in karstology, the programs of ZAMTES and C.N.R.S. stressed.

The co-operation between French and Slovenes in karstology and speleology is shortly presented, starting with Valvasor. The contacts and co-operation within the three-years ZAMTES - C.N.R.S. programs (from 1979 onwards) between the group E.R.A. 903 (Aix-en-Provence) and Institute for karst reserach ZRC SAZU from Postojna is described more in detail.

Address-Naslov

Dr. Andrej KRANJC
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Slovenija

* The SRS Office for International Scientific, Technical, Educational and Cultural Co-operation

** Centre National de la Recherche Scientifique

On peut commencer cette revue aussi avec Valvasor: il a visité une grande partie du karst français, la grotte "de Sainte-Baume" en particulier parce que il s'intéressait du son "puits" lequel il voulait comparer avec le puits dans Sveta jama près du Socerb au-dessus Trieste (Valvasor 1689). Donc Valvasor déjà faisait la comparaison des phénomènes karstiques en Provence avec ceux du Karst proprement dit, avec une seule distinction, Valvasor payait son voyage et séjour de sa poche. Que l'intérêt n'était pas unilatéral prouve peut-être le résumé du travail de Steinberg sur le Lac de Cerknica (Steinberg 1758) consacré par H.Constapel à Madame la Comtesse de Cobenzl, née Comtesse de Palfi (Steinberg 1761). Je ne mentionne B. Hacquet parce que nous le considérons comme le notre et pas comme un Français.

Beaucoup de Français ne s'intéressaient que pour la Grotte de Postojna. Dans le livre d'inscription de Postojnska jama, introduit en été 1819, on trouve dans les années 1820-1821 les visiteurs de la France déjà: abbés Dernier et Emile Lafitte, architecte de Paris Paul Moreau et M. et Mme. Forlescue. Parmi les personages éminentes on peut mentionner la visite du prince de Napoléon (Jerôme) 1869 et Philippe, Duc d'Orléans, 1897.

Ainsi le centre de gravité de "coopération" passait vers la partie française - en 1893 E.A. Martel (1894) explorait chez nous, en 1914 Jeannel et Racovitza ont visité beaucoup des grottes slovènes tandis que les chercheurs slovènes ne s'engageaient pas en France.

Après la seconde guerre mondiale les contacts professionnels se sont intensifiés. Un des premiers contacts officiels entre les karstologues et spéléologues français et notre institut était la participation de Messieurs E. Pretner et R. Savnik au Premier Congrès Spéléologique International en 1953 à Paris. M. Pretner a visité le laboratoire à Moulis aussi. Dans les années suivantes plusieurs karstologues français (J. Rouire et dr. Gajac 1955, J. Corbel 1962 et 1963) ont visité le karst slovène. M. Pretner aidait les Français d'organiser les recherches spéléologiques dans le karst Dinarique.

Au début de 1970 les contacts entre Laboratoire souterrain de Moulis et l'Institut de Postojna commençait - une groupe de spéléologues français faisait un séjour de quelques semaines sur le karst slovène et j'étais pour deux mois à la spécialisation à Moulis et ailleurs en France. L' Institut a organisé la visite du karst français (7 membres) pour une semaine.

Et ainsi commence la coopération avec la groupe U.A.(E.R.A.),

l'Institut à Aix, respectivement. En 1972 j'ai eu la chance de rencontrer M. Nicod pour la première fois, j'étais son hôte (je n'oublierai pas la caille grillée) et dès lors nos contacts n'étaient plus interrompus; à cause des avantages financiers nous les avons institutionnalisés. Nous l'avons fait par l'aide des programmes de trois ans à travers ZAMTES, organisation française correspondante, respectivement. A travers ces programmes (comme il ne s'agit pas de la chronique mais je l'écris de mémoire, excuser-moi s'il y a des fautes) le karst slovène et autres parts du karst dinarique étaient visités en 7 missions par 8 karstologues français: M. et P. Ambert, M. Bakalowicz, M. Chardon, J. L. Guendon, R. Maire, J. Nicod et J. Vaudour. De notre part nous avons réalisé 9 missions avec 11 membres de notre Institut: R. Gospodarič, P. Habič, M. Knez, J. Kogovšek, A. Kranjc, A. Mihevc, T. Slabe, S. Šebela, F. Šušteršič, M. Zlokolica et N. Zupan.

Par ces programmes les spécialistes français ont fait la connaissance de plupart du karst slovène, ils ont visité les autres parts du karst Dinarique, yougoslave respectivement (Bosnie et Herzégovine, Croatie et Macédoine). Parceque je suppose que la partie française dira quelque chose sur la coopération passée, je ne parlerai pas sur les impressions mais je veuille dire quelque chose sur les avantages, activités et résultats de chercheurs slovènes dans le cadre du coopération franco-slovène en exploration du karst.

Comme l'essentiel je veuille accentuer la connaissance du karst français: nous n'avons visiter seulement le karst en environs d'Aix et Marseille mais aussi une grande partie du karst provençal, de calanques et Baumes à travers le canyon du Verdon jusqu'au Fontaine de Vaucluse. Je pense que je n'exagère trop si je dis que nous connaissons bien les plateaux de Causses, nous avons visité le karst de montagne, de Pyrénées à travers le karst de haute montagne dans les Alpes Centrales (Désert de Platé) jusqu'au karst bas du Périgord et karst dans la craie en Champagne.

Nous avons visité le karst français sous la conduite de nos collègues français en cadre du travail sur le terrain organisé spécialement pour les programmes spéciaux (p.e. PROCOP franco-allemand) ou bien dans le cadre des excursion pendant les manifestations professionnelles et rencontres. Comme l'exemple nous avons participé au Symposium sur l'érosion karstique à Nîmes (1979), aux Karsts Littoraux (Colloque de Perpignan 1982), aux Journées Internationales de karstologie en souvenir de Jean Corbel à Metz (1985), à la Table ronde franco-polonaise "Le Paléokarst et la protection du milieu karstique" en Pologne (1987), à la Centenaire de la spéléologie française, Symposium d'histoire de la spéléologie (Millau 1988) et à GEOFORUM des Géomorphologues français (Aix 1990).

Il est difficile d'évaluer quoi et combien les membres de notre institut ont profité par cette coopération en regard professionnel et comment et où ils ont employé la connaissance et les expériences acquises par les visites du karst et par l'étude des karstologues français. Dans plusieurs cas le résultat de notre travail se manifeste dans le publication et je pense, que la bibliographie, comme le résultat immédiat

de notre coopération (comme la thématique du coopération ou la rapport du coopération) puisse montrer si notre coopération était efficace.

La bibliographie est composé par trois groupes de publications:

1. les contributions, désignés aux rencontres en France;
2. les rapports des visites et du travail sur le karst français;
3. les rapports sur la littérature et nouveautés en France.

Le premier groupe est le plus important; avec l'aide de 29 communications (en environs de 80 pages) la partie française était informée avec les résultats de nos recherches. Les rapports du notre travail en France comprennent pour la plupart les rapports de la participation en échange et dans les réunion professionnelles. Les rapports des nouveautés dans la littérature karstologique française comprennent les évaluations du travaux des membres de la groupe U.R.A. 903 et les travaux qui ont attiré notre attention ou nous les avons reçu par l'échange.

BIBLIOGRAPHIE DES MEMBRES DE L'INSTITUT

1. les contributions, désignés aux rencontres en France:

- Habič, Peter & Kogovšek, Janja, 1979: Percolating water karst denudation in the case of Postojnska and Planina jama.- Actes du Symp.int.sur l'érosion karstique, 49-60, Nîmes
- Kranjc, Andrej, 1979: The influence of man on cave sedimentation.- Actes du Symp.int.sur l'érosion karstique, 117-123, Nîmes
- Kranjc, Andrej, 1982: Proposition d'une bibliographie yougoslave sur le karst littoral.- Memoire AFK, 4, 41-50, Nîmes
- Kranjc, Andrej, 1985: Un exemple de corrosion sur les galets carbonatés.- Spelunca Mémoires. Actes du XVI Congrès national de spéléologie, 14, 80, Nancy-Metz
- Kranjc, Andrej, 1987: Un peu sur l'histoire de l'aménagement de Postojnska jama.- Table ronde franco-polonaise, 1.-8.6.1987, Abstracts et Compte-rendu, 20-23, Sosnowiec
- Kranjc, Andrej & Jakopin, Primož, 1983: Informatisation d'un fichier de cavités. L'exemple de la Slovénie, Yougoslavie.- Spelunca Mémoires, 13, 35-36, Hyères
- Kranjc, Andrej & Kranjc, Maja, 1988: E.A. Martel na jugoslovanskem kra-su (Prispevek k stoletnici organiziranega jamarstva v Sloveniji).- Naš krš, 14, 149-158, Sarajevo
- Novak, Tone & Kranjc, Maja & Kranjc, Andrej, 1982: In Memoriam Egon Pretner (1896-1982).- Mémoires de Biospéologie, 10, 7-9, Moulis
- Šušteršič, France, 1979: Some principles of the cave profiles simulator.- Actes du Symp.int.sur l'érosion karstique, , 125-131, Nîmes

2. les rapports des visites et du travail sur le karst français:

- Kranjc, A. & Gospodarič, R. & Kogovšek, J., 1984: Poročilo o študijskem bivanju v Franciji, 1.9. - 7.9. 1984.- Raziskovalec, 14, 461, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1982: Karstologia.- Raziskovalec, 12, 347, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1982: Mednarodno posvetovanje o obalnem krasu.- Geografski vestnik, 54, 152, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1983: Karstologia.- Geografski vestnik, 55, 124, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1987: Francosko-poljska okrogla miza o paleokrasu in varstvu kraškega okolja (Poljska Jura in Sudeti, 1.-8.junij 1987).- Naše jame, 29, 54-55, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1987: Poročilo o udeležbi na francosko-poljski okrogli mizi o paleokrasu in varstvu kraškega okolja (poljska Jura in Sudeti, 1. -8.junija 1987).- Raziskovalec, 17, 235-236, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1988: Stoletnica francoske speleologije.- Naše jame, 30, 71-72, Ljubljana

3. les rapports sur la littérature et nouveautés en France:

- Kranjc, Andrej, 1979: Norois, revue géographique de l'Ouest et des pays de l'Atlantique Nord.- Geografski vestnik, 51, 200-202, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1979: Spelunca Spécial, 1977, no.2.- Naše jame, 20(1978), 105-106, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1980: Karsts de montagne - Karst de structure.- Geografski vestnik, 52, 192-193, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1981: Bakalowicz, M., Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.- Geografski vestnik, 53, 144-145, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1982: Bakalowicz, M.:Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.- Naše jame, 23-24(1981-82), 126-128, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1982: P.Cabrol, Contribution à l'étude du concretionnement carbonate des grottes du Sud de la France, morphologie, genèse, diagenèse.- Geografski vestnik, 54, 132-133, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1983: Karsts littoraux.- Geografski vestnik, 55, 123-124, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1984: Karstologia.- Geografski vestnik, 55, 124, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1984: Karstologia.- Geografski vestnik, 56, 104-105, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1986: Karstologia, št. 6.- Geografski vestnik, 58, 129-130, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1987: Delannoy, J.J., R.Maire, J.Nicod: Karsts des Alpes Occidentales.- Geografski vestnik, 59, 181-182, Ljubljana
- Kranjc, Andrej, 1987: La Grotte de Saint-Elzéar de Bonaventure - A la découverte de la Gaspésie souterraine, Spéléo, 3-28, 10 skic in načrtov, 15 fotografij, Québec, 1986.- Naše jame, 29, 74-75, Ljubljana

Kranjc, Andrej, 1990: Karstologia, 8, 9, 10, 13.- Geografski vestnik, 61 (1989), 184-189, Ljubljana

Traduit par Maja KRANJC

BIBLIOGRAPHIE UTILISÉ:

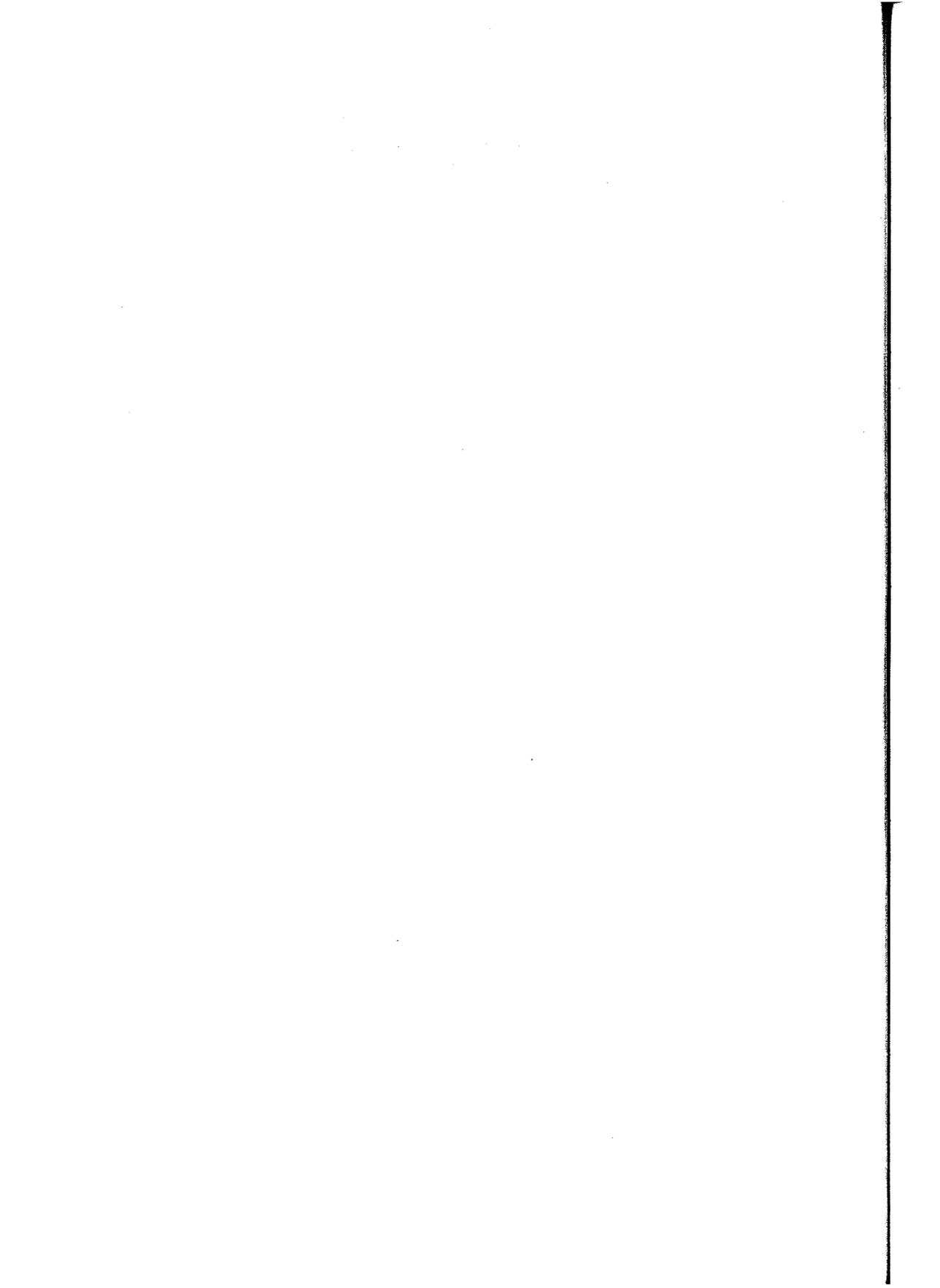
LETOPIŠ SAZU, 1979-1990

MARTEL, E.A., 1894: Les Abîmes .- Librairie C. Delagrave, pp. 576, Paris

STEINBERG, F.A., 1758: Gründliche Nachricht von dem in dem Inner-Crain gelegenen Czirknitzer-See... pp. 235, Laybach

STEINBERG, (F.A.), 1761: Le lac Merveilleux, ou description du Lac de Czirknitz en Carniole... pp. 59, Bruxelles

VALVASOR, J.W., 1689: Die Ehre des Herzgothums Crain. - I. Theil pp. 696, Laybach-Nürnberg



**DATATION ISOTOPIQUES DU PERIGLACIAIRE DE
L'ADRIATIQUE YOUGOSLAVE**

**IZOTOPSKA DATACIJA PERIGLACIALA Z
JUGOSLOVANSKEGA JADRANA**

M A R T I N E A M B E R T

Abstract

UDK 551.311.33 (262.3)

Ambert, Martine: Isotopic datations of Periglacial from the Yugoslav Adriatic

New ¹⁴C dating of coastal loess and frost-shattered scree, more recently discovered, along the littoral, authorizes to prove the importance of periglacial phenomena in Upper Würm along northern coastal Adriatic. A correlation is possible with cold fauna of Šandalja's Cave in Southern Istria. The two Würm phases are put obviousness, here and there the break > 35.000 BP.

Key words: isotopic datation, periglacial, Adriatic Coast

Izvilleček

UDK 551.311.33 (262.3)

Ambert, Martine: Izotopska datacija periglaciala z jugoslovanskega Jadrana

Novejše radiokarbonske datacije obalne puhlice in razpadlega grušča, nedavno odkritega v primorju, pričajo o pomembnih periglacialnih dogajanjih v Zgornjem Würmu ob severni jadranski obali. Možna je primerjava s hladnodobno favno iz jame Šandalje v južni Istri. Obe würmski fazi sta jasno ločljivi, tu in tam je presledek > 35.000 B.P.

Ključne besede: izotopska datacija, periglacial, jadranska obala

Address-Naslov

Martine AMBERT

U.R.A. 90 du CNRS

Institut de Géographie

Université Paul Valéry

Route de Mende

B.P. 5043

F - 34032 MONTPELLIER - CEDEX I.

J. TRICART (1973), résumant ses observations et les travaux des géologues yougoslaves, a conclu à la modicité des actions périglaciaires sur le littoral yougoslave. Pourtant, l'on connaît depuis longtemps (MOSER, 1907; KIŠPATIĆ, 1910; D' AMBROSI, 1955) dans toute la partie septentrionale de l' Adriatique, l'importance des dépôts loessiques. Alors même qu' ils sont souvent cités comme interglaciaires (BOGNAR et al., 1983), les datations isotopiques confèrent à une partie d'entre eux un âge Würmien supérieur. Par ailleurs, la découverte d' éboulis de versants périglaciaires typiques, souvent riche en fraction sableuse, comme l'existence de faunes froides dûment datées, permettent de proposer une nouvelle interprétation de ces dépôts.

I. LES LOESS DE L'ADRIATIQUE

Ils sont présent de Savudrija, au Nord, jusque dans la région de Nin, au Sud (fig. 1), avec plus ou moins de fréquence, mais les coupe de l'île de Susak, par leur importance, méritent de devenir classiques, en particulier celles du Cap Dragočaj (fig. 1).

Le socle crétaé de l'île est recouvert par de rares lambeaux de brèches, puis par une importante sédimentation sablo-limoneuse jaune avec des poupées à la base, meuble au sommet (couches 2 et 3), tronquée par une colluvion lithochrome brun rouge, qui la sépare des termes supérieurs de la coupe. C' est alors (couches 6 à 11), une alternance de sables jaunes et de sables limoneux plus bruns, riche en matière organique et localement en charbon. L'un de ces horizon (couche 7) a fait l' objet d'une datation isotopique (Gif. 5557) 23.400 \pm 700 ans, attribuant ainsi au Würm supérieur, les loess panachés de Susak. Cette datation est d'autant plus séduisante, qu'elle recoupe parfaitement celles obtenues par BORTOLAMI et al. (1977) dans la sédimentation du golfe de Venise pour la période 22.000-18.000, considérée comme la plus sèche et la plus froide des derniers 40.000 ans. D'ailleurs, une confirmation de leur appartenance à la dernière période du Würm est fournie par les loess panachés du Cap Salvore (Savudrija) (fig. 2) qui ont donnée dans l'un des horizons supérieurs la date de 11.155 \pm 209 (MALEZ & POJE, 1976).

A Susak enfin, la datation des coquilles continentales de la base des loess de la couche 3 (Gif 6049) \pm 28.000 B.P., permet de supposer que le terme inférieur de la série doit être corrélé, avec assez de vraisemblance, à une phase ancienne du Würm.

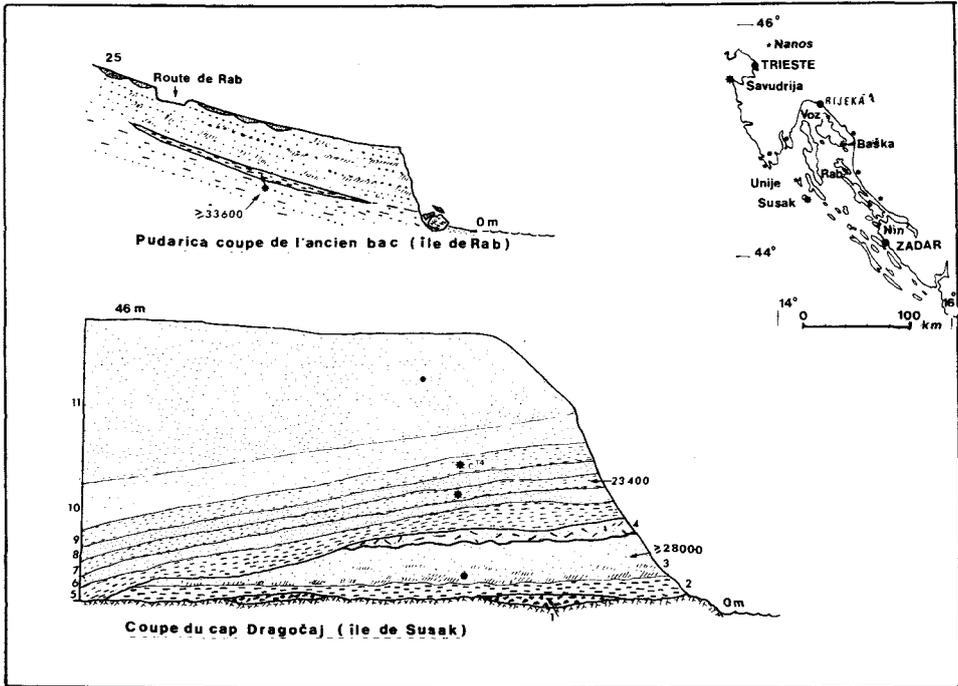


Fig. 1: A) Carte des principaux gisements cités. Pour les coupes, légende dans le texte

Sl. 1: A) Karta glavnih obravnavanih plasti. Prerezi imajo legendo v besedilu

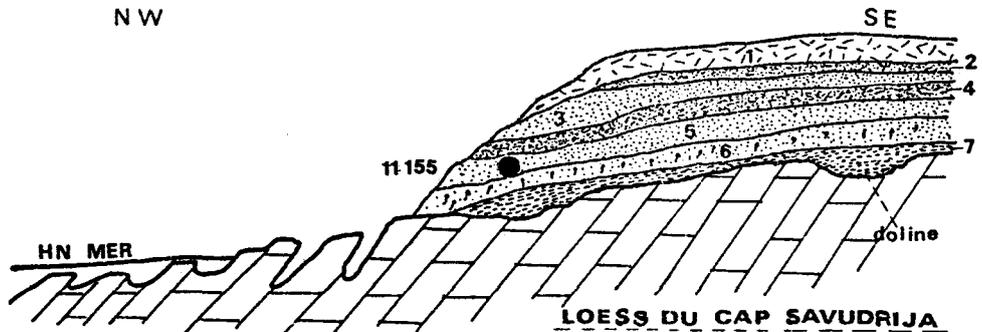


Fig. 2: Coupe de loess du Cap Savudrija (Salvore - Istrie) 1 - colluvions post-glaciaires; 2, 4 - loess brun; 3, 5 - loess clair; 6 - loess à poupées; 7 - terra rossa

Sl. 2: Prezrez puhlice v Savudriji (Istra) 1 - post-glacialni koluvij; 2, 4 - rjava puhlica; 3, 5 - svetla puhlica; 6 - lutke iz puhlice; 7 - terra rossa

Il est dès lors évident que, de part et d'autre de la grande phase d'érosion de la couche 4 de Susak, l'Adriatique yougoslave a connu deux grandes périodes d'érosion éolienne, entretenues par la Bora, sur les aires de déflation du delta du Pô largement exondé. Cette hypothèse est depuis longtemps comprobée (MUTIĆ, 1967) par l'analyse comparée des minéraux lourds des loess adriatiques et des sédiments du delta du Pô.

II. LES FORMATIONS PÉRIGLACIAIRES MIXTES

La coupe de référence peut en être prise à Baška (île de Krk) dans la grande carrière au sud immédiat de la plage. Cette coupe remarquable montre deux ensembles de formations périglaciaires mixtes séparés par un sol noir, très charbonneux qui a donné une date C14 \approx 35.000 B.P. (Gif. 6050); ce sont des dépôts sablonneux, à classement éolien, qui passent latéralement à des éclats de gel lités, formant vers le paroi de véritables grèzes. Ces deux ensembles épais chacun d' une vingtaine de mètres peuvent être corrélés avec les deux termes sableux du cap Dragočaj, et comme eux, attribués en première analyse aux deux phases du Würm. En effet la coupure matérialisée par le sol noir ne peut être considérée comme caractéristique d'un interglaciaire si l'on considère le témoignage froid des rares pollen trouvés dans ce niveau (travaux de A. ŠERCELJ). Ils permettent une corrélation entre les dépôts loessiques d'une part, et les formations clastiques (étudiées ci-après) d'autre part. Ces formations périglaciaires mixtes sont caractéristiques de toutes les régions à climat périglaciaire qui sont le siège de fortes éolisations. C'est reconnaître ici le rôle de la Bora dans la position des dépôts, comme le Mistral régit ceux de la Basse Provence Occidentale (GABERT, 1965; AMBERT, 1988; AMBERT & CLAUZON, sous presse). Ce caractère mixte existe dans la plupart des dépôts de grèzes du littoral yougoslave, mais nous avons considéré comme des grèzes périglaciaires tous ceux où l'élément clastique domine.

III. LES GREZES PÉRIGLACIAIRES

C'est en particulier le cas à Pudarica (île de Rab) qui n'est que la coupe la plus remarquable d'un ample piémont construit (le plus beau de l'Adriatique littoral) qui s'étend, sans interruption, depuis la ville de Rab au nord jusqu'à l'extrémité de l'île. Les coupes de l'ancien bac de Pudarica (fig. 1) sont les plus révélatrices puisqu'elles montrent deux ensembles de grèzes de vingt-cinq mètres de puissance, localement bréchifiées, et entrecoupées vers le milieu par deux à trois lits limoneux roses à très nombreux gastropodes. Un échantillon de coquilles a fourni une date \approx 33.600 \pm 2.600 B.P. (Gif. 5558) qui ne peut, en l'absence de ravinement profond, être considérée sans hésitation comme la coupure majeure repérée à Susak ou à Baška.

Néanmoins, l'appartenance au Würm d'une partie des dépôts

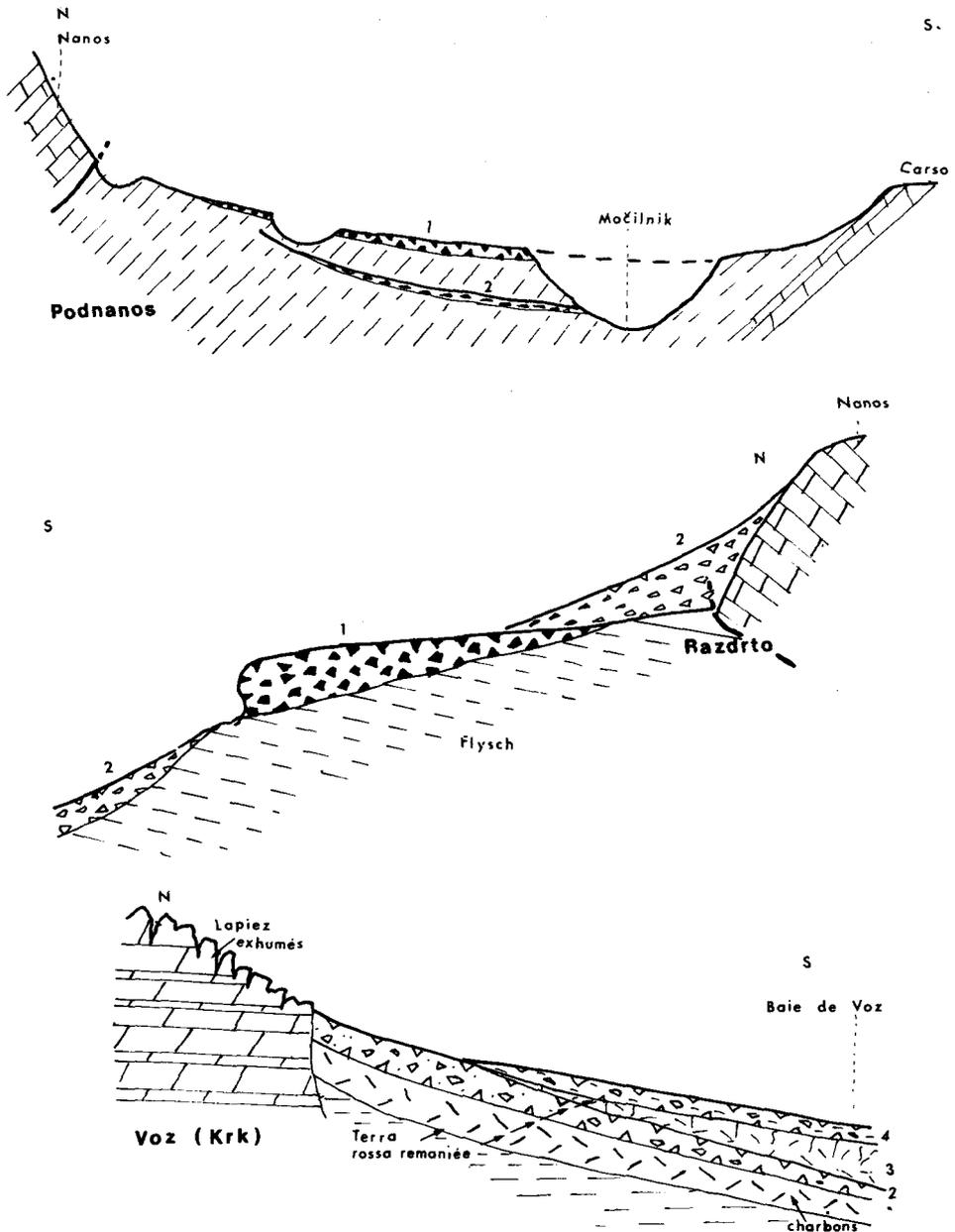


Fig. 3: A et B coupes des versant du Nanos (Slovénie), C l'île de Krk 1 - brèches anciennes; 2 brèches périglaciaires würmiennes; 3 - brèches et colluvions post-glaciaires

Sl. 3: A in B prereza na pobočju Nanosa (Slovenija), C - otok Krk 1 - stara breča, 2 - periglacialna würmska breča; 3 - post-glacialna breča in koluvij

périglaciaires est vraisemblable, des éboulis à céramique néolithique ravinant le haut de la coupe de part et d'autre de la route de Rab.

Les grèzes de même type, sans être légions, sont repérables dans la plupart des sillons de flysch, excavés en creux, de la plupart des îles de l'Adriatique Nord, en contrebas de puissantes brèches plus grossières. C'est le cas dans l'île de Pag, mais surtout à Jurandvor (AMBERT et al., 1986), et près de Baška (île de Krk) où de belles coupes entament le piémont. Ailleurs, partie sud de l'île de Krk, comme à Trget (Istrie) ou Jablanac, de puissantes grèzes typiques fossilisent localement une paléogéographie complexe. En d'autres points, elles sont remaniées par les torrents descendant du Velebit, comme dans la région de Senj, ou a un débouché de la Velika Paklenica. On les retrouve enfin à l'intérieur des terres, au pied méridional du Nanos (fig. 3) (HABIČ, 1982; AMBERT et al., 1986).

Leur fraîcheur, l'absence de sols évolués à leur sommet laissent à penser qu'elles sont attribuables aux dernières périodes froides, bien qu'une bréchification parfois très puissante les affecte. Dans ce milieu éminemment carbonaté, l'induration des matériaux meubles est parfois très rapide.

D'ailleurs, l'existence de faunes froides würmiennes bien datées dans des grotte du littoral implique bien une morphogenèse périglaciaire würmienne sur l'Adriatique yougoslave.

IV. LA COUPE ET LES FAUNES FROIDES DE ŠANDALJA (ISTRIE)

La grotte de Šandalja (Istrie méridionale) a révélé une stratigraphie couvrant une bonne partie du Würm Supérieur (MALEZ, 1972). La base de la coupe datée de 25.340 ± 450 B.P., montre des faciès argilo-sableux, contenant une industrie Aurignacienne (fig. 4, f). L'épaisse séquence gravettienne sus-jacente et la couche C, en particulier (fig. 4), datée de 21.740 ± 450 B.P., montre une sédimentation très différente, formée de nombreux cailloutis de petite taille, emballée dans une argile fine micacée brun jaune clair à gris olive (MALEZ, 1972), sédimentation très semblable aux grèzes sableuses et aux loess décrits précédemment. La faune de la couche C contient en particulier le Renne, la Marmotte et le Lagopède, montrant bien la rudesse du climat au début du Gravettien. Cette couche C pourrait correspondre au début de la seconde phase éolienne repérée en Istrie (Savudrija, Premantura ec.) comme dans les îles du Kvarner. La fin de la même civilisation vers 10.830 ± 50 B.P. où perdure la Marmotte, souligne la poursuite des conditions périglaciaires en bon accord avec les loess panachés du cap Salvore (Savudrija) (fig. 2) datés de 11.155 ± 209 (MALEZ & POJE, 1976).

Le Gravettien correspond à n'en pas douter, à la dernière phase périglaciaire steppique entretenue ici par la Bora, ailleurs, Provence Occidentale, par le Mistral (AMBERT et al., 1974).

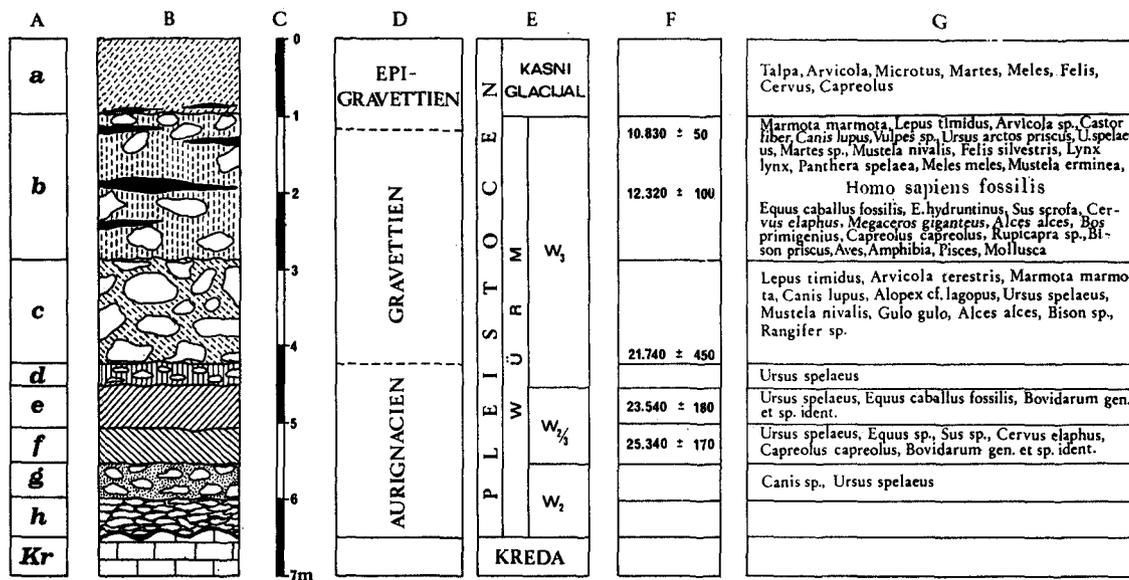


Fig. 4: Coupe de la grotte de Šandalja (Istrie). Datations 14C et Faune de mammifères (d'après Malez, 1972)
 Sl. 4: Profil jame Šandalja (Istra). Radiokarbonske datacije in sesalska favna (po MALEZU, 1972)

CONCLUSION

Bien que représentées de façon discontinue, les formations périglaciaires existent à l'évidence sur tout le littoral septentrional de l'Adriatique yougoslave. Les faunes froides, comme la datation de la phase supérieure des loess permettent d'affirmer l'existence de conditions périglaciaires au Würm Supérieur. Il est vraisemblable que les grèzes supérieures leurs sont contemporaines. La grande coupure des coupes de l'Adriatique semble >- 35.000 B.P.; dès lors, il peut s'agir du grand interstade würmien, ou de la coupure Riss-Würm. La première solution reste la plus vraisemblable permettant d'attribuer au Würm Ancien les formations périglaciaires inférieures (loess, dépôts de pente). En cela, le littoral septentrional de l'Adriatique yougoslave ne montrerait pas d'originalité par rapport aux côtes calcaires du Nord de la Méditerranée (BRUNNACKER, 1969; AMBERT, 1988; AMBERT & CLAUZON, sous presse).

Remerciements: La plupart des datations C14 ont été réalisées à notre demande au laboratoire de Radiocarbon de Gif sur Yvette grâce à la compréhension de Mme G. Delibrias.

Les échantillons ont été prélevés au cours de missions, au titre de la Convention d'Echange entre le C.N.R.S. et l'Institut Fédéral Yougoslave des Sciences.

BIBLIOGRAPHIE

- AMBERT, M., 1978: Le littoral de l'Istrie: Premières observations géomorphologiques. - Méditerranée, 1-2, 47-56
- AMBERT, M. et P. & J. NICOD, 1986: Problèmes géomorphologiques de la Slovénie et de la Croatie Septentrionale. - Revue de Géographie de l'Est, 1-2, 3-25
- AMBERT, P., 1988: L'érosion éolienne périglaciaire dans le Sud-Est de France. - Mémoires hors Série de Géologie Alpine, no. 14, Colloque sur le Détritisme, Chamberry, 227-234
- AMBERT, P. & G. CLAUZON, (sous presse): Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire: Les dépressions fermées du pourtour du Golfe du Lion (France Méditerranéenne). - Zeitschrift für Geomorphologie, Actes du Congrès de Francfort, 2. G.I.G., 24 p., Berlin
- AMBERT, P. & J. EVIN, & P. GABERT, 1974: Datation 14C d'un horizon lithochrome würmien en Basse Provence occidentale. Compte-rendu de l'Académie de Sciences, Ser. D., 278, 33-35, Paris
- AMROSI (D'), C., 1955: Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Goglio - Trieste - Padova
- BOGNAR, A. & R. KLEIN & R. TONČIĆ-GREGL & A. ŠERCELJ & Z. MAGDALENIĆ & M. CULIBERG, 1983: Kvartarne naslage otoka Suska i Baške na otoku Krku i njihovo gemorfološko značenje u

- tumačenju morfološke evolucije kvarnerskog prostora. - Geografski glasnik, 45, 7-32, Zagreb
- BORTOLAMI, G. & J. FONTES & V. MARKGRAF & J. SALIEGE, 1977: Land, sea and climate in the Northern Adriatic region during Late Pleistocene and Holocene. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 21, 139-156
- BRUNNACKER, K., 1969: Affleurements de loess dans les régions nord-méditerranéennes. - Revue de la Géographie Physique et Géologie Dynamique (2), 11, 3, 335-334
- HABIČ, P., 1981: Nouvelles recherches sur le Karst classique. - Acta carsologica, 6, 7-94, Ljubljana
- GABERT, P., 1965: Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et de la Néotectonique dans la région de Berre. - 90^e Congrès National des Soc. Sav., Section Sc, 2, 75-88, Nice
- KIŠPATIĆ, M., 1910: Der Sand von der Insel Sansego (Susak) bei Lussin. - Verhandlungen der Geol. Reichanstalt, 13, Wien
- MALEZ, M., 1972: The remains of the Upper Pleistocene man from Šandalja. - Palaeontologia Iugoslavica, 12, 5-39
- MALEZ, M. & M. POJE, 1976: Quartäre lössartige Ablagerungen bei Savudrija im nordwestlichen Istrien. - Bulletin Scientifique de l'Académie Yougoslave, 70-71, Zagreb
- MOSER, K., 1907: Ein Ausflug nach der Sandinsel Sansego. - Globus, ser. XCI, Braunschweig
- MUTIĆ, R., 1967: Pijesak otoka Suska. - Geološki vjesnik, 20, Zagreb
- TRICART, J., 1973: Quelques observations relatives aux limites de l'action du froid au Quaternaire supérieur en Yougoslavie et en Roumanie. - Bulletin Assoc. Et. Quat., 4, 287-298

**LA GROTTÉ VALLIER (VERCORS, ISÈRE).
PREMIERS RESULTATS STRATIGRAPHIQUES**

JAMA VALLIER (VERCORS, ISÈRE).
PRVI STRATIGRAFSKI REZULTATI

PHILIPPE AUDRA

Résumé

UDC 551.444 (44)

Audra, Philippe: La grotte Vallier (Vercors, Isère). Premiers résultats stratigraphiques.

La grotte Vallier est un des grands réseaux du Vercors (- 400, 8 km de développement). La plupart des conduits ont été creusés par une puissante rivière souterraine, aujourd'hui disparue, puisque la cavité est quasiment sèche. L'étude de la spéléomorphologie et des remplissages souterrains montre des apports d'eaux allochtones, par le glacier de l'Isère, lors d'une glaciation antérieure au Würm. Cette phase a succédé à un épisode plus ancien de creusement et de sédimentation, dont le contexte n'est pas encore entièrement élucidé, remontant au moins au Quaternaire moyen.

Mots clés: karst, remplissages endokarstiques, glaciation, grotte Vallier, Vercors, France

Izvešček

UDK 551.444 (44)

Audra, Philippe: Jama Vallier (Vercors, Isère). Prvi stratigrafski rezultati.

Jama Vallier je eden od velikih jamskih spletov v Vercorju (globina 400 m, dolžina 8 km). Večino rogov je izdelala velika podzemna reka, ki je danes ni več, saj je jama takorekoč suha. Študij jamskih oblik in sedimentov kaže dotok alohtonih voda z ledenika Isère v predwürmski dobi. Ta faza je sledila še starejšemu obdobju izvotljevanja in sedimentacije, ki pa še ni docela preučeno, sega pa najmanj do srednjega kvartarja.

Ključne besede: kras, endokraški sedimenti, poledenitev, jama Vallier, Vercors, Francija

Address-Naslov

Philippe AUDRA

Institut de Géographie Alpine

Grenoble

La grotte Vallier est un des grands réseaux du Vercors. Elle développe tout un complexe de vastes galeries, évoquant le passage ancien d'une puissante rivière souterraine. Or, cette cavité est aujourd'hui sèche, et son environnement topographique ne peut expliquer l'existence d'un tel écoulement. L'étude de la morphologie des conduits, et surtout des dépôts endokarstiques montre que la grotte Vallier s'est élaborée dans un contexte paléogéographique bien différent de l'actuel.

I. UNE CAVITÉ DÉCONNECTÉE DES ÉCOULEMENTS ACTUELS

Une présentation du relief et de la structure géologique permet de dresser le cadre de la grotte Vallier. L'étude de la morphologie des galeries pose le problème de l'origine de la rivière souterraine.

A - Situation de la cavité

La grotte Vallier se situe au pied du Moucherotte, célèbre sommet du Vercors dominant Grenoble (fig. 1). Le Moucherotte est le premier bastion annonçant le grand escarpement oriental du Vercors, qui se développe vers le sud, telle une muraille, jusqu'au delà du Grand Veymont, point culminant du massif (2.341 m).

La partie septentrionale de ces grands escarpements, a déjà fait l'objet de recherches de notre part; il s'agit du massif du Moucherotte-Pic Saint-Michel (AUDRA, 1991). Ce secteur, allongé le long des escarpements sur 8 km et culminant au Pic Saint-Michel à 1966 m, est entièrement drainé par la source du Bruyant (978 m).

C'est donc sous le Moucherotte (1875 m), au pied d'un escarpement de 350 m, que s'ouvre la grotte Vallier, à 1520 m d'altitude. Elle domine de 1300 m l'agglomération grenobloise, qui s'est établie dans le sillon alpin, là où après un coude, l'Isère le quitte par la cluse de Voreppe.

B - Le pli couché du Moucherotte

L'assise karstifiable du secteur est, bien entendu, le calcaire à faciès urgonien, calcaire qui constitue l'essentiel de l'ossature des

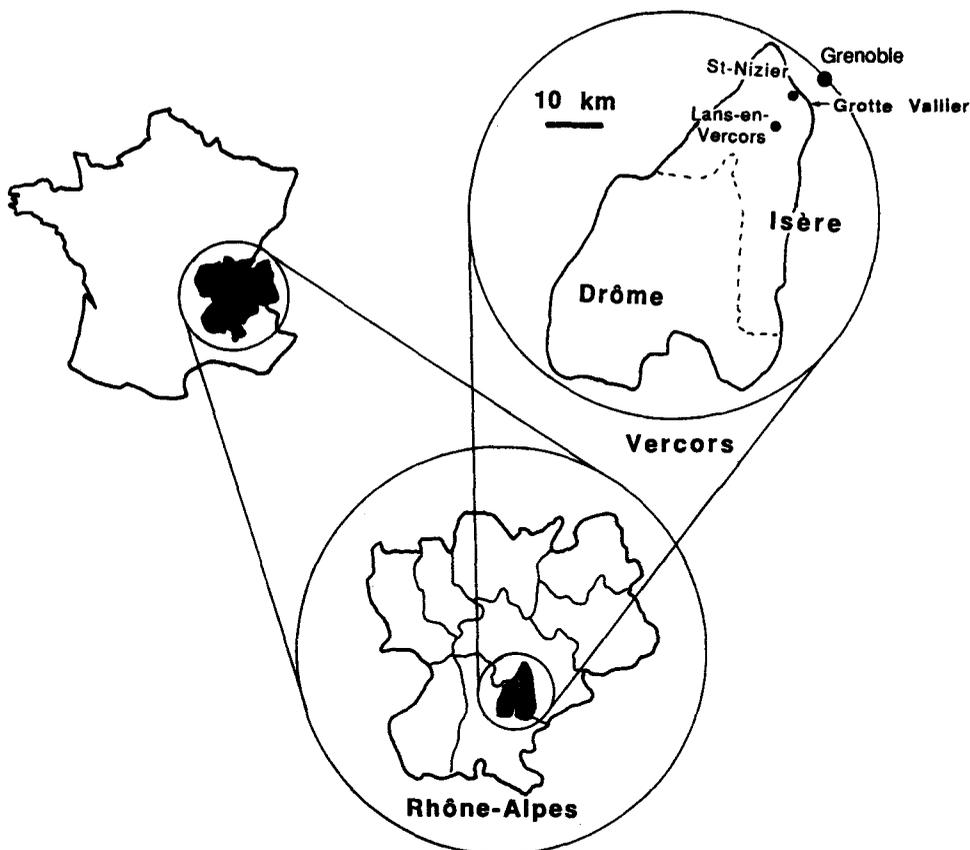


Fig. 1: Situation de la grotte Vallier
Sl. 1: Položaj jame Vallier

plateaux du Vercors. Ce calcaire récifal très pur atteint presque 300 m d'épaisseur est c'est lui qui est à l'origine des puissants escarpements orientaux du Vercors.

L'originalité locale provient d'une disposition des couches selon un pli couché, dont le flanc inverse laminé vient chevaucher le synclinal de Lans-en-Vercors (DEBELMAS, 1983). A l'ouest, la charnière du pli plonge à la verticale sur la source du Bruyant, qui s'ouvre, elle, dans le calcaire sénonien à silex du synclinal de Lans-en-Vercors (fig. 2).

La grotte Vallier s'ouvre au pied du grand escarpement urgonien, au contact des marnes hauteriviennes. Ces marnes imperméables délimitent vers le bas l'aquifère urgonien. Le réseau souterrain s'organise au niveau de ce contact, ou à quelques dizaines de mètres au dessus, dans la masse du calcaire urgonien. Lorsque les

galeries atteignent la charnière du pli, où l'écran de marnes hauteriviennes disparaît, le réseau se divise en deux: des galeries se prolongent dans le calcaire, où le pendage devient progressivement vertical; une autre partie du réseau s'enfonce par des puits dans la charnière du pli, et passe sans doute dans le flanc inverse, à 400 m de profondeur.

L'ensemble des galeries explorées pour l'heure atteint 8 km.

C - Un ancien drain majeur, aujourd'hui inactif

Le réseau souterrain s'agence selon des galeries présentant de vastes sections en conduites forcées, parfois surcreusées par des écoulements vadoses et perforées de marmites de plusieurs mètres de diamètre. La grotte Vallier, réseau aujourd'hui presque entièrement sec, fut parcourue par une puissante rivière souterraine. Les formes de creusement (vagues d'érosion, marmites ...) indiquent sans équivoque que cette rivière provenait de l'entrée, et se dirigeait vers le fond du réseau.

Aujourd'hui les petits ruissellements reconnus peuvent être facilement attribués à l'infiltration provenant du plateau du Moucherotte. Ils traversent verticalement la couche de calcaire, par des réseaux de puits et fissures, pour gagner la source du Bruyant, sur le pied occidental du Moucherotte (non encore prouvé par traçage, fig. 2).

Quant à l'ancienne rivière souterraine, elle s'est mise en place dans un contexte topographique bien différent de l'actuel. Les traces d'écoulements noyés omniprésentes impliquent la présence d'un niveau de base bien plus élevé que maintenant. De plus, comment imaginer l'alimentation d'une telle rivière, alors que le porche est aujourd'hui perché plus de 1.000 m au-dessus d'une des grandes vallées alpines ?

C'est grâce à l'étude des remplissages, notamment ceux qui ont été déposés par cette rivière souterraine que nous tenterons d'apporter un élément de réponse.

II. DEUX SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES SUCCESSIVES

La cavité recèle une grande variété de remplissages, répartis dans l'ensemble du réseau. Nous avons choisi d'étudier préférentiellement deux sites (fig. 2). En effet, les informations fournies par ces remplissages sont complémentaires; elles permettent de reconstituer l'ensemble de la série stratigraphique connue dans la grotte. On a pu mettre en évidence deux séquences successives de sédimentation, dont les caractéristiques sont bien distinctes.

A - Description des sites étudiés

Au delà du puits de 100 m, les galeries se développent dans la masse urgonienne. Ces conduites forcées, où les eaux circulaient assez

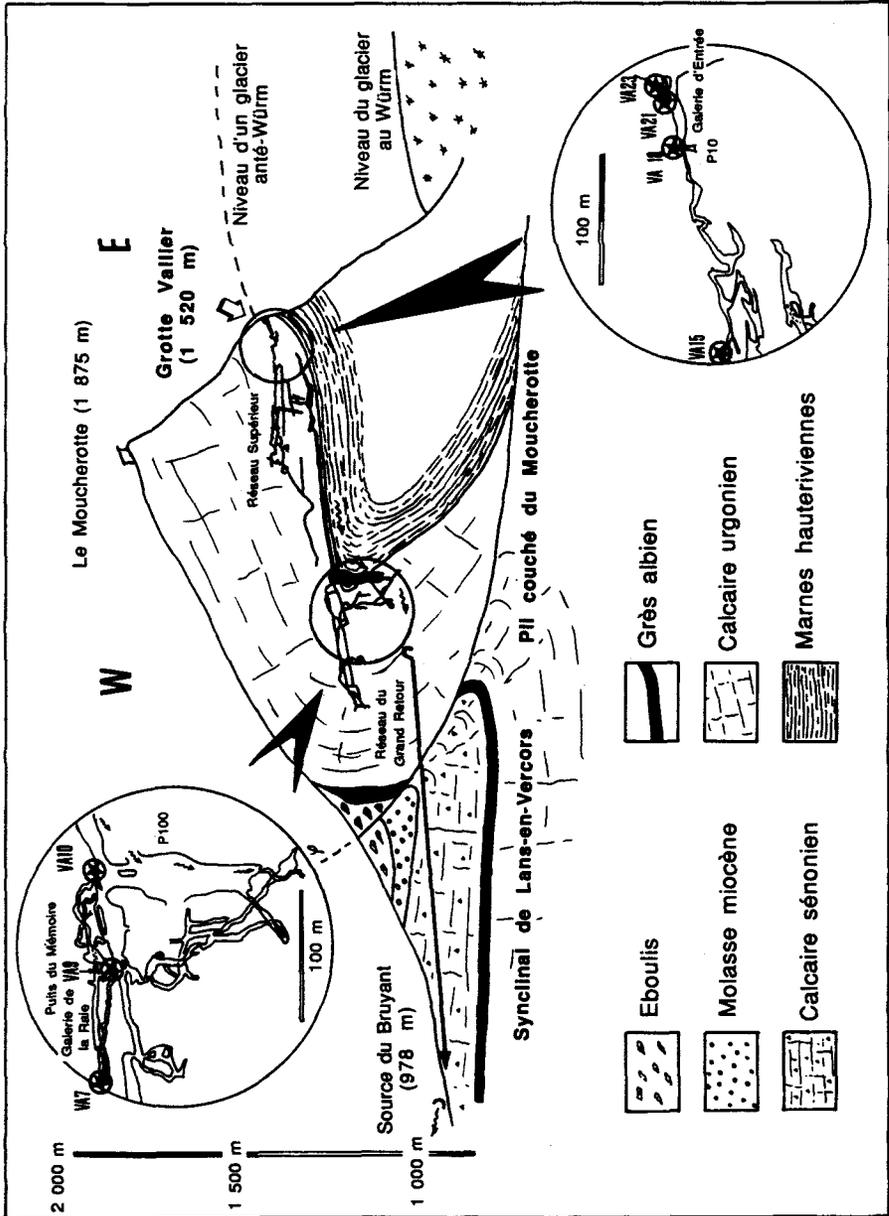


Fig. 2: Le pli couché du Moucherotte. Situation des remplissages étudiés dans la grotte Vallier, et niveaux atteints par les différents glaciers lors du Quaternaire

Sl. 2: Poglela guba na Moucherotte. Lega preučenih sedimentov v jami Vallier in višina nekaterih ledenikov v kvartarju

lentement, se révèlent comme d'excellents pièges à sédiments. Elles ont gardé leur aspect "d'origine", sans éboulements ou modifications de l'état des parois. Les sédiments sont en place, tels qu'ils ont été abandonnés par l'ancienne rivière. La zone d'entrée a été beaucoup plus perturbée, ne serait-ce que par la proximité des influences extérieures. Cependant, elle recèle d'intéressants dépôts.

1. Les coupes des réseaux profonds

Coupe VA 7: Cette coupe se situe au-delà du P 100, dans la galerie de la Raie (fig. 2). Cette galerie est une ancienne conduite forcée, creusée aux dépens d'une fracture inclinée (sans rejeu postérieur). Ce site a l'avantage de présenter de manière quasi-synthétique l'ensemble des dépôts connus dans les réseaux profonds (fig. 3).

Séquence inférieure:

- dans quelques creux, des sables fins (0 VA 7) à nombreux grains de fer.
- dans les niches du plafond, des argiles sombres (1 VA 7), très fines et très plastique. Elles recouvrent parfois les sables ferreux.
- des concrétions, stalagmites essentiellement (3 VA 7), reposant sur les

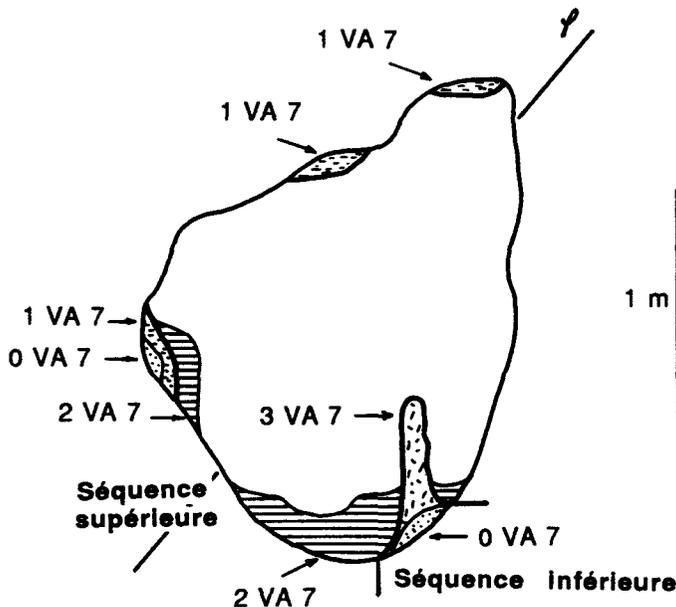


Fig. 3: Coupe VA 7, galerie de la Raie
Sl. 3: Prenez VA 7, rov Raie

sables ferreux. Le coeur est monocristallin et il constitue l'essentiel du volume de la concrétion. La surface est recouverte d'une succession de fines couches altérées, très blanches. Toutes présentent des traces de corrosion importante. Certaines ont même des sections profilées, orientées selon l'axe des anciens écoulements.

Séquence supérieure:

- des argiles carbonatées (2 VA 7), très compactes, indurées en surface et finement laminées, se sont déposées sur les parois et au sol. En paroi, elles recouvrent parfois les argiles sombres (1 VA 7). Au sol, elles enfouissent partiellement les stalagmites (3 VA 7). Par endroit, ces argiles carbonatées ont été recreusées par un petit chenal.
- dans ce chenal, sur les replats et les contrepentes, se sont déposés des sables moyens, contenant de nombreux cristaux de mica (VA 8).
- enfin, localement, un plancher récent fin (VA 20) vient couvrir les sédiments au sol. Des cristaux d'aragonite se développent sur le sol et les parois, en particulier dans les secteurs rétrécis où le courant d'air est plus sensible.

D'autres coupes moins complètes se rattachent à la stratigraphie de la coupe VA 7.

Coupe VA 9:

elle est située au pied du puits du Mémoire (puits en conduite forcée, creusé de bas en haut), 100 m en amont de la coupe VA 7 (fig. 2). Son intérêt est de présenter une grande épaisseur des niveaux détritiques inférieurs (jusqu'à 1 m). Ceux-ci sont sans doute à rattacher aux argiles sombres (1 VA 7). Il s'agit d'argiles sans carbonates, disposées en lits entrecroisés. Des bandes sombre ou orangées, contenant probablement du manganèse et du fer, indiquent des niveaux de battance de nappes d'eau. Ces argiles passent à un niveau plus carbonaté. Au dessus, on retrouve les argiles carbonatées de la séquence supérieure (type 2 VA 7), puis les sables micacés (type VA 8).

Coupe VA 10:

c'est un ressaut calcité, dans une galerie au dessus du P100 (fig. 2). On y retrouve la séquence supérieure, moulant des creux du plancher de la séquence inférieure. Ce dernier recouvre la roche-mère de la galerie. Dans le ressaut, le plancher passe à une coulée, sa surface est très corrodée. Les creux entre les voiles de calcite sont comblés d'argiles carbonatées (type 2 VA 7), elles-mêmes recouvertes de sables micacés (type VA 8).

Coupe VA 15:

elle a été relevée dans le réseau Supérieur, beaucoup plus proche de l'entrée (fig. 2). Dans tout ce réseau, les argiles carbonatées (type 2 VA 7) sont omniprésentes. Au niveau de la coupe, elles sont recouvertes par un beau plancher de calcite, de plusieurs centimètres d'épaisseur, sans trace apparente de corrosion.

Si l'on représente ensemble de ces dépôts sur une échelle stratigraphique synthétique, on obtient la totalité des deux séquences observées (fig. 6):

- la séquence inférieure, constituée de sables ferreux (type 0 VA 7) et d'argiles sombres (type 1 VA 7), recouverts par des concrétionnements très corrodés (type 3 VA 7).
- la séquence supérieure, surmontant la précédente, comprend des argiles carbonatées (type 2 VA 7), puis des sables micacés (type VA 8). Les dépôts détritiques sont parfois scellés par des planchers de calcite (type VA 15), ou par des efflorescences d'aragonite (type VA 20).

2. Les coupes proches de l'entrée

A 20 m du porche d'entrée, une galerie double mène à une entrée supérieure, à + 12. Cette double galerie, surcreusée de nombreuses marmites, recèle notamment d'épaisses coulées stalagmitiques, dont la surface a été corrodée, cupulée, sculptée par de puissants écoulements, postérieurs à la phase de concrétionnement.

Coupe VA 21:

elle se trouve à l'endroit où la galerie supérieure surplombe en balcon la galerie d'entrée (fig. 2). La séquence inférieure est ici représentée par de fins gravillons notamment quartzeux et ferreux (1 VA 21). Elle passe au sommet à une fine couche de sables bruns fins (2 VA 21). La séquence s'achève par un fin plancher, correspondant au prolongement d'une stalagmite érodée (3 VA 21). Le tout est recouvert par du sable clair carbonaté (4 VA 21), appartenant à la séquence supérieure (fig. 4).

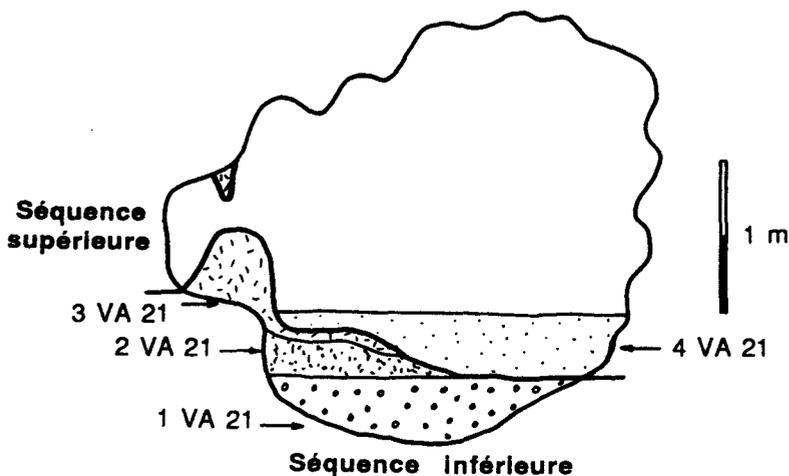
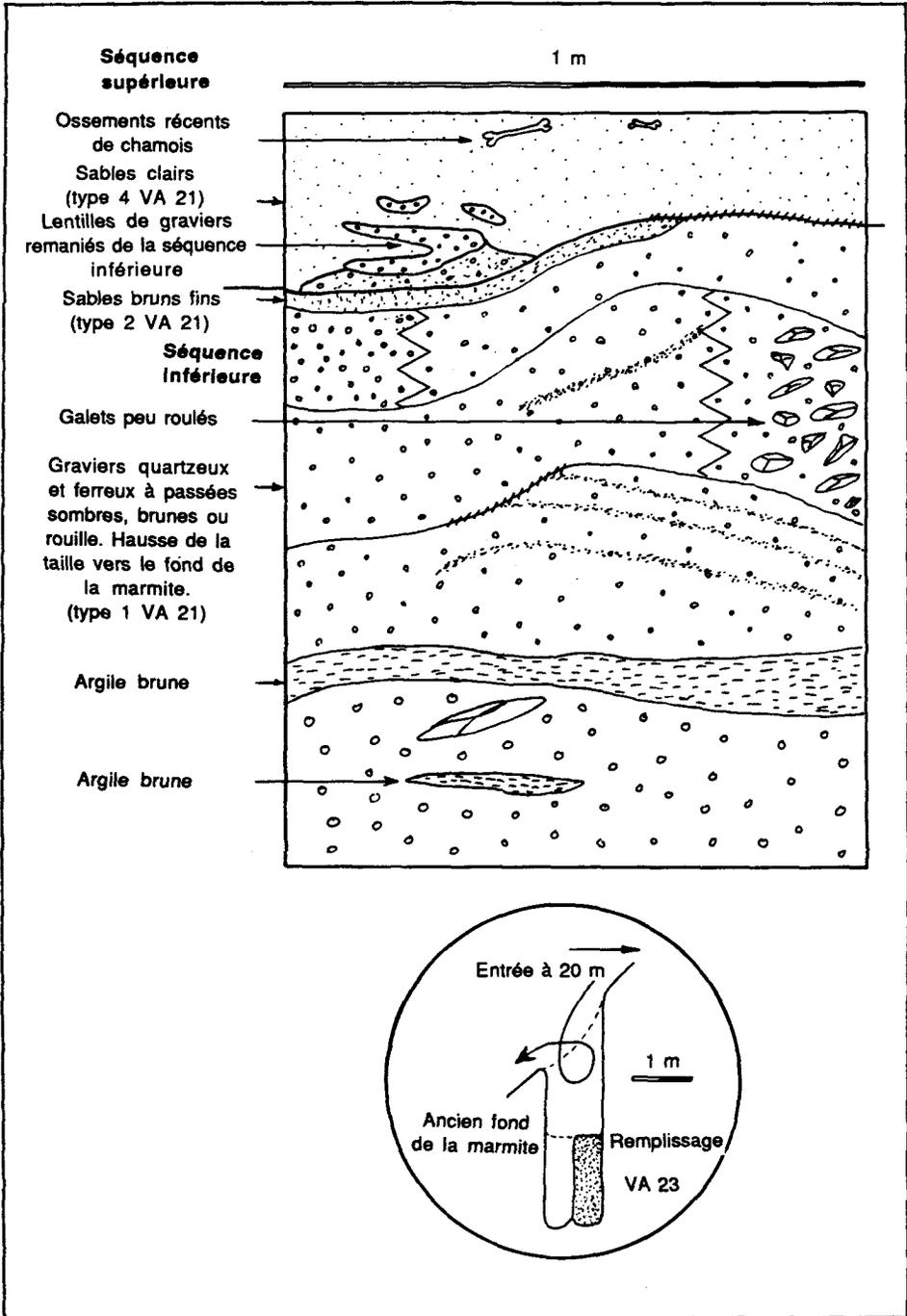


Fig. 4: Coupe VA 21, galerie du Balcon
Sl. 4: Prerez VA 21, rov Balcon



Coupe VA 23:

une grosse marmite se présente à proximité de l'entrée supérieure (fig. 2). D'un diamètre de 1 m, elle accusait une profondeur de 1 m 50. Nous avons entamé le décolmatage du remplissage situé au fond de cette marmite. Celui-ci se développait sur plus de 1 m 50, et a apporté de nombreux enseignements (fig. 5). A la suite à ces travaux, la profondeur réelle de la marmite est de plus de 3 m ! Au sommet, on trouve les sables clairs de la séquence supérieure (type 4 VA 21), sur une épaisseur d'environ 10 cm. En surface, se mêlent divers dépôts liés à la proximité de l'extérieur (charbons, ossements de chamois ...). Le reste du remplissage, soit une épaisseur de plus de 1 m 50, correspond aux gravillons ferreux et quartzeux (type 1 VA 21). La taille des éléments croît en fonction de la profondeur. Ceux-ci sont disposés selon une géométrie particulière aux écoulements tourbillonnant qui ont affecté la marmite (lits inclinés, en biseaux, nombreuses lentilles ...).

Coupe VA 18:

à 100 m de l'entrée, un P 10 aveugle est partiellement recouvert d'énormes concrétions (plancher et stalagmites), aux formes sculptées ou arrondies, évoquant le passage d'un cours d'eau puissant et rapide (fig. 2). Ces concrétions sont de la même génération que la stalagmite 3 VA 21.

L'échelle stratigraphique synthétisant les dépôts de la zone d'entrée est aussi composée des deux séquences identifiées dans le réseau profond. Cependant, les sédiments diffèrent notablement (fig. 6):

- la séquence inférieure est représentée par d'épais dépôts de sables ou graviers ferreux et quartzeux (type 1 VA 21), surmontés par une couche plus discrète de sable brun fin (type 2 VA 21). Cette séquence est scellée par de puissants édifices de calcite, puissamment corrodés, qui font toute l'originalité de la zone d'entrée (type 3 VA 21).
- la séquence supérieure n'est représentée ici que par une couche unique de sables clairs (type 4 VA 21).

Malgré ces quelques dissemblances, les séquences sédimentaires conservent une structure comparable, aussi bien à l'entrée que dans les parties profondes (fig. 6). On note une diminution de la taille des éléments constitutifs, en direction du fond. Les graviers et sables grossiers de la séquence inférieure de l'entrée de sont plus que des sables fins 1 km plus loin. De même, les sables clairs carbonatés de la séquence supérieure passent à des argiles carbonatées, finement litées. Dans tout le réseau, ces deux séquences sont séparées par d'importants dépôts de calcite, présentant des traces de corrosion généralement nettes.

Fig. 5: Coupe VA 23, marmite de la galerie du Balcon

Sl. 5: Prerez VA 23, drasla (erozijski lonec) v rovu Balcon

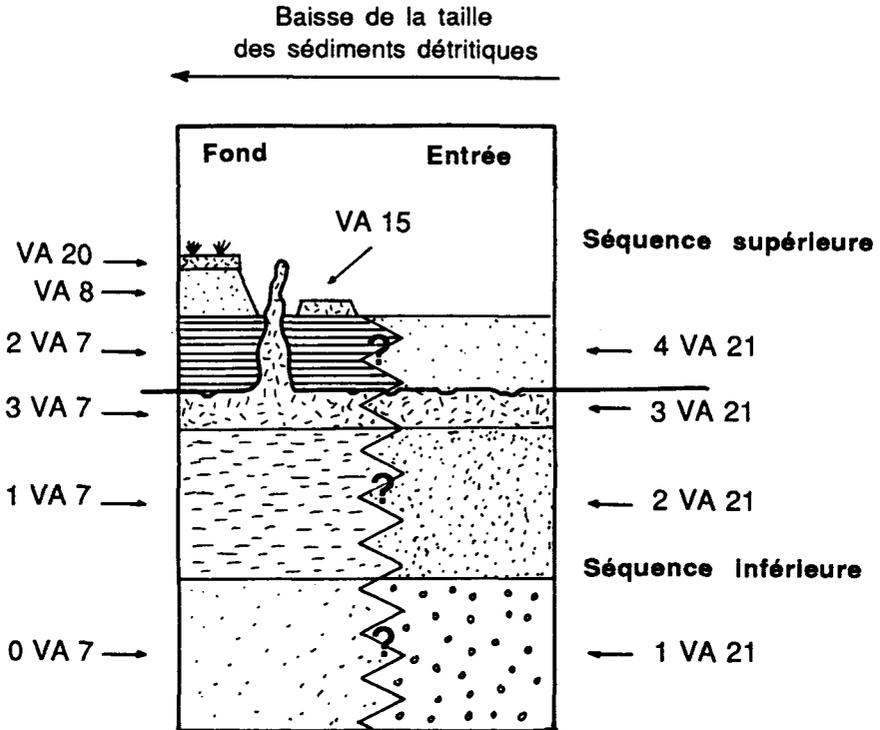


Fig. 6: Stratigraphie synthétique des remplissage de la grotte Vallier. On n'a pas tenu compte de l'épaisseur des différents remplissages, pour la commodité du dessin

Sl. 6: Pregledna stratigrafija sedimentov v jami Vallier. Zaradi preglednejše slike ni upoštevana debelina različnih nanosov

B - Sédimentologie et signification des différentes dépôts

Pour l'heure, seules quelques observations rapides ont été effectuées sur les sédiments jugés les plus intéressants. Le travail prioritaire concernait avant tout la stratigraphie, préalable nécessaire à toute étude. De ce fait, ces remarques restent lacunaires et ne sont à considérer qu'à titre indicatif.

1. La séquence inférieure

Les sables et graviers de l'ensemble inférieur (type 1 VA 21) présentent les caractéristiques pétrographiques et morphoscopiques suivantes:

- parmi les grains de quartz, un grand nombre s'apparentent au type ronds-mats (CAILLEUX & TRICART, 1959). De tels émoussés ne proviennent pas d'un quelconque transport fluvial. En fait, il s'agit vraisemblablement de grains de quartz contenus dans les calcaires sénoniens ou les grès albiens, usés par le ressac lors de la sédimentation crétacé. Ils ont été ultérieurement transportés sous terre, en ayant conservé leur forme originale.
- il semble qu'il y ait des silex, sous forme de galets très plats. Ils se signalent par une couleur blanche, signe d'une profonde altération.
- les grains de fer, très nombreux, se reconnaissent aisément à leur teinte sombre. Ils sont assez émoussés.
- les éléments issus du calcaire urgonien sont également émoussés. Cependant, leur forme en fuseau, ou en tétraèdre, suggère, plutôt qu'une usure fluviale, une corrosion chimique, dans un sol.

Tout ceci apporte un certain nombre d'informations. L'altération poussée de la plupart des constituants ainsi que les éléments ferreux font penser à des formations pédologiques typiques des climats chauds. La pétrographie (silex ?, grains de quartz) indique que ces graviers proviennent de couches surmontant le calcaire urgonien, ayant depuis disparu des sommets environnants (fig. 2). Il s'agit sans doute d'altérites, formées lors du Tertiaire, selon des processus pédogénétiques typiques des climats chauds, à partir des roches sédimentaires locales. De telles conditions ayant perduré durant tout le Tertiaire, les couches superficielles ont ainsi été "digérées". Le remplissage de l'entrée de la grotte provient de remaniements ultérieurs de ces paléosols, lors d'un changement des conditions climatiques. Les éléments détritiques ont été soutirés vers le karst et piégés (CHARDON & MARNEZY, 1978).

Les types d'écoulement fluviaux qui ont mis en place ces sédiments détritiques, ont été progressivement remplacés par de nouvelles données hydrodynamiques. L'assèchement graduel, avec un maintien des conditions climatiques chaudes, est à l'origine des puissants édifices stalagmitiques rencontrés notamment à l'entrée. Ces formations en bancs très épais correspondent à un environnement relativement stable, induisant un concrétionnement fort et continu. L'assèchement du réseau peut avoir deux origines: évolution climatique, ou arrêt des circulations karstiques à la suite d'une modification des dispositions du relief.

Tous ces spéléothèmes sont corrodés en surface, ce qui prouve le retour d'un écoulement important dans la cavité, à l'origine des dépôts de la séquence supérieure.

2. La séquence supérieure

Elle est représentée par des sables carbonatés vers l'entrée (type 4 VA 21), correspondant vraisemblablement aux argiles carbonatées des zones profondes (type 3 VA 7). Là, ces argiles sont recouvertes de sables micacés (type VA 8).

Les argiles carbonatée se présentent comme une succession de multiples lamines, de couleurs claire et sombre en alternance. Ces dépôts fins, rythmés, sont sans doute des argiles varvées. Elles auraient été mises en place par les débâcles glaciaires saisonnières (MAIRE, 1990). Ces apports d'eau brutaux auraient provoqué des mises en charge successives du réseau. Les éléments fins se seraient alors déposés par décantation.

Les sables micacés (type VA 8) terminent la séquence détritique. Ils ont aussi été transportés par d'importants courants. Cependant, l'observation des formes de creusement les plus récentes (étroits surcreusements actuels exclus), comme les marmites, ou les méandres, prouve qu'une partie des écoulements n'était pas toujours noyé. Un examen rapide au binoculaire a permis d'identifier deux types d'éléments: des quartz ronds-mats et des grains de fer provenant du remaniement des remplissages de la séquence inférieure, auxquels se mêlent majoritairement, des quartz anguleux, ainsi que quelques minéraux tels des micas, des feldspaths, des zircons et des épidotes. Tous ces minéraux sont exempts de traces d'altération, excluant ainsi un âge très ancien. Un tel cortège minéral suggère immédiatement un apport de la part des grands glaciers alpins, qui circulaient dans les vallées de l'Isère et du Drac, vallées longeant le Vercors septentrional.

Cette séquence s'achève finalement par un niveau de concrétionnement, confirmant l'ultime assèchement de la cavité. Si nombre de ces spéléothèmes ne sont plus en activité, les concrétionnements blancs du réseau du Grand Retour, ainsi que les afflorescences d'aragonite d'autres secteurs semblent encore actifs.

Quelques ruissellements indigents poursuivent encore le surcreusement en d'étroits conduits, dont le gabarit n'a rien de comparable avec l'ensemble des anciennes galeries.

Enfin, il convient de signaler que tous les remplissages portent fréquemment les stigmates d'une activité sismique récente: concrétions déplacées, brisées, sédiments crevasés, etc. ... Ces mouvements s'expliquent par la proximité d'une faille majeure, que la cavité a d'ailleurs fréquemment utilisée lors de l'élaboration des conduits. L'étude n'en est pas suffisamment avancée, cependant, il semblerait que l'on puisse identifier des mouvements historiques.

L'observation globale de tous ces remplissages permet de déduire une première série d'interprétations, qui seront précisées par les études en cours.

III. INTERPRÉTATIONS

Cette première approche stratigraphique montre clairement que la grotte Vallier a subi une succession chronologique d'évènements aux caractéristiques fort différentes, tant du point de vue climatique, qu'hydrologique ou topographique.

La présence des derniers dépôts détritiques de la séquence

supérieure que sont les argiles varvées surmontées de sables micacés, suggère un contexte climatique glaciaire, avec de puissants apports d'eau. Ces volumes d'eau ont contribué à une reprise d'érosion dans l'ensemble de la cavité, affectant notamment les anciens spéléothèmes. Mais ils ont aussi déposé ces sédiments fins, qui ont fossilisé les vieilles concrétions de la séquence inférieure. La contamination par des minéraux de type alpin (épidotes, zircons, feldspaths) implique un apport latéral de la part du glacier de l'Isère. Ceci sous-entend évidemment que ce glacier a atteint au moins l'altitude du porche de la grotte, à 1530 m. Les travaux sur le Quaternaire régional ont montré que la langue würmienne n'a guère dépassé les 1.100 m d'altitude (MONJUVENT, 1978, figure 2). On est donc obligé de rattacher cette phase d'activité de la grotte Vallier à une glaciation antérieure (Riss ou plus ancienne ?).

Les épais concrétionnements de la fin de la séquence inférieure ont été mis en place lors de périodes climatiques chaudes et relativement prolongées. Ils dateraient donc d'un Interglaciaire antérieur au Riss récent, et auraient donc plus de 150.000 à 180.000 ans (Interglaciaires du stade isotopique 7).

Quant aux sables ferreux et quartzeux de la séquence inférieure, antérieurs à ces concrétionnements, il est prématuré de leur attribuer un repère chronologique précis. Admettons pour l'instant que leur âge le plus récent remonterait au moins à Quaternaire moyen. En revanche, leur composition particulière (fer, quartz arrondis) les rattacherait à des remaniements d'ancienne altérites. Ces éléments de paléosols auraient été entraînés dans le karst profond, lors d'une mutation des conditions environnementales (évolution climatique, modifications topographiques ?).

CONCLUSION

Cette première approche de l'évolution de la grotte Vallier, basée presque exclusivement sur l'étude stratigraphique des dépôts souterrains, a permis de poser les premiers jalons. On a ainsi mis en évidence une alternance de phases glaciaires et interglaciaires, caractérisées par des sédiments spécifiques. Du point de vue chronologique, cette cavité n'a plus connu d'enneigements au moins depuis la fin du Riss. Depuis, son aspect s'est globalement figé, à l'exception des concrétionnements et des écoulements actuels qui poursuivent au ralenti leur travail de dépôt et d'érosion.

Les études en cours (sédimentologie, datations ...), viendront compléter ces premières données.

BIBLIOGRAPHIE

AUDRA, P., 1991: Le karst du massif Moucherotte-Pic Saint Michel. - Mémoire de D.E.A. I.G.A, 109 p., Grenoble

- CAILLEUX, A. & J. TRICART, 1959: Initiation à l'étude des sables et des galets. - C.D.U., 1, 1-376, Paris
- CHARDON, M. & A. MARNEZY, 1978: Les poches de "terra rossa" de la Chapelle-en-Vercors, leur signification dans la connaissance de l'évolution géomorphologique du karst du Vercors. - Colloque Karst de Montagnes, karst et structure, 1977, R.G.A. I.G.A., 2-3, 271-280, Grenoble
- DEBELMAS, J., 1983: Alpes du Dauphiné. - Guides géologiques régionaux, Masson, (50-55), Paris
- MAIRE, R., 1990: La haute montagne calcaire. - Karstologia Mémoires, 3, 731 p. Thèse d'état, Nice, F.F.S., Paris & A.F.K., Grenoble
- MONJUVENT, G., 1978: Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. - Thèse d'Etat, Institut Dolomieu, (160-164), Grenoble

**CONTRIBUTION DES GRANDS RESEAUX
SOUTERRAINS A LA COMPREHENSION
KARSTOGENIQUE DE LA SERRANIA DE
GRAZALEMA (Andalousie - Espagne)**

**PRISPEVEK VELIKIH JAMSKIH SISTEMOV K
RAZUMEVANJU RAZVOJU KRASA V SERRANIA DE
GRAZALEMA (Andaluzija - Španija)**

J E A N - J A C Q U E S D E L A N N O Y

Résumé

UDK 551.444 (46)

Delannoy, Jean-Jacques: Contribution des grands réseaux souterrains à la compréhension karstogénique de la Serrania de Grazalema (Andalousie - Espagne)

La Serrania de Grazalema (Cordillères Bétiques occidentales) se caractérise par des paysages karstiques remarquables tant en surface qu'en profondeur. Dans cet article, seuls les deux principaux réseaux souterrains de cette région sont abordés: la Cueva de la Pileta et la traversée Hundidero-Gato. Ces deux systèmes endokarstiques dépendent du même niveau de base: le rio Guadiaro. L'étagement de ces réseaux souterrains, d'une part, et l'étude morphospéléologique, d'autre part, permettent de mettre en valeur les différentes phases d'encaissement de ce cours d'eau méditerranéen; phases qui ont provoqué et/ou accentué la karstification de la *serrania* (per-tes, poljés...)

Mots clés: endokarst, remplissages carbonatés, datation, karstogénèse, Serrania de Grazalema, Cordillères Bétiques, Espagne

Izveček

UDK 551.444 (46)

Delannoy, Jean-Jacques: Prispevek velikih jamskih sistemov k razumevanju razvoja krasa v Serrania de Grazalema (Andaluzija, Španija)

Značilnost Serranie de Grazalema (zahodne Betijske Kordiljere) je izrazito razvit kras, tako na površju kot v globini. Članek obravnava dva glavna podzemna sistema s tega področja: la Cueva de la Pileta in sistem Hundidero-Gato. Ta dva endokraška spleta imata isto osnovo in sicer reko Guadiaro. Zgradba teh dveh sistemov po eni strani in študij oblik po drugi strani omogočata ovrednotenje različnih faz vrezovanja tega mediteranskega vodnega toka; ti dve fazi sta povzročili in/ali pospešili zakrasevanje *serranie* (ponori, polja ...)

Ključne besede: endokras, karbonatni sedimenti, datacija, geneza krasa, Serrania de Grazalema, zahodne Betijske Kordiljere, Španija

Address-Naslov

Jean-Jacques DELANNOY

U.R.A. 903 du C.N.R.S.

"Karst et Géosystèmes carbonatés"

Institut de Géographie Alpine

17 rue M. Gignoux

38031 GRENOBLE Cedex

INTRODUCTION

La Serranía de Grazalema qui appartient à l'extrémité occidentale des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne), se caractérise par une juxtaposition de sierras calcaires culminant à 1654 m (fig. 1).

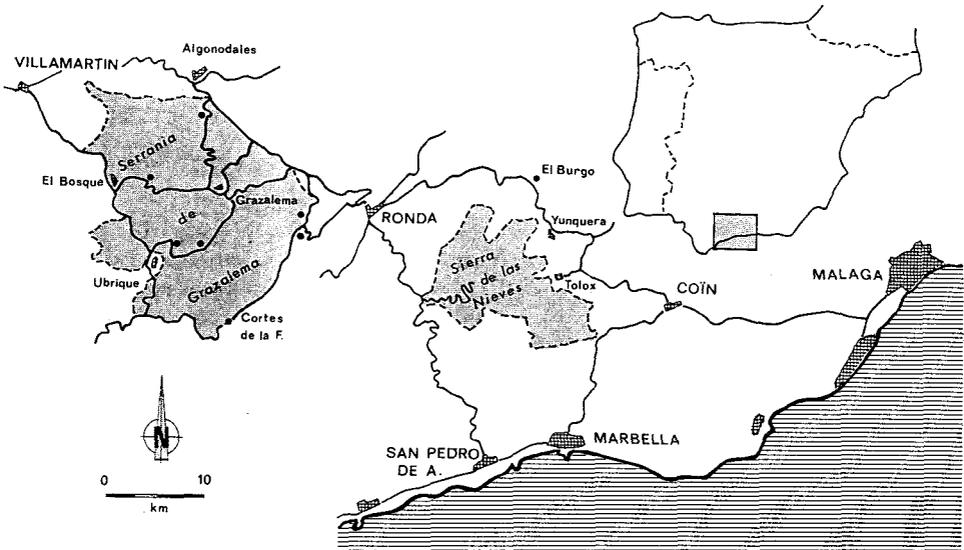


Fig. 1: Situation de la Serranía de Grazalema
Sl. 1: Položaj Serranie de Grazalema

Celles-ci comportent des paysages karstiques de surface remarquables (poljes de Libar, de Villaluenga del Rosario ...) et un karst souterrain développé (DELANNOY, 1986, 1987). Dans cet article, nous nous intéresserons plus particulièrement aux réseaux souterrains susceptibles de définir les grandes étapes de karstification de la Serranía de Grazalema. Peu de réseaux souterrains actuellement pénétrables répondent à cette exigence hormis la Cueva de la Pileta et le complexe souterrain de l' Hundidero-Gato. Ces deux grands cavités se situent dans la vallée encaissée du Guadiaro qui, d'une part, constitue la limite sud-orientale

de la Sierra de Libar et du même coup de la Serrania de Grazalema et, d'autre part, joue le rôle de niveau de base de cette retombée de la *serrania*.

D'un point de vue géologique, la Serrania de Grazalema appartient aux zones externes bétiques qui se caractérise d'un point de vue lithostratigraphique par:

- une série jurassique entièrement calcaire de 400 à 600 mètres d'épaisseur, sur laquelle reposent 200 m de marno-calcaires du Crétacé supérieur-Oligocène (les "couches rouges"). Un flysch autochtone argilo-gréseux aquitano-burdigalien termine la série (Sierra Peralto - las Cumbres - Alconorcales).

L'étude des dépôts molassiques du bassin de Ronde qui borde vers l'Est la Serrania de Grazalema, permet d'affirmer que dès le Tortonien moyen, les reliefs jurassiques commencent à se dégager de leur couverture imperméable crétacée. C'est donc à partir du Miocène moyen que la karstification a débuté dans cette *serrania*.

LES GRANDS RÉSEAUX SOUTERRAINS ET LEURS ENSEIGNEMENTS KARSTOGÉNIQUES

1. LA CUEVA DE LA PILETA

La Cueva de la Pileta (Benajoan) s'ouvre sur la retombée orientale de la Sierra de Libar, à quelques trois kilomètres au sud du village de Benajoan. Cette cavité qui est perchée à 350 mètres au dessus du talweg du Guadiaro, est le témoin d'une ancien drainage souterrain lié à un ancien stade d'enfoncement du rio Guadiaro.

Description des réseaux spéléologiques de la Cueva de la Pileta

Cavité sèche de plus de 2 kilomètres de développement, elle se subdivise en deux étages superposés sur une cinquantaine de mètres et de direction générale Nord-Sud (fig. 2).

L'ensemble de la cavité se caractérise par de larges galeries de type "conduites forcées" (3 à 10 mètres de large). Le raccord entre les deux étages s'effectue par un système anastomosé de galeries en "conduite forcée" de moindre dimension (2 à 4 m). Seuls les réseaux de la Cueva de las Grajas (entrée actuelle naturelle) et de la base de la "Gran Sima" font exception: ils présentent une morphologie chaotique due à des phénomènes de décompression-écroulement.

Un autre trait caractéristique de la Cueva de la Pileta est son important concrétionnement. On distingue trois générations de concrétions:

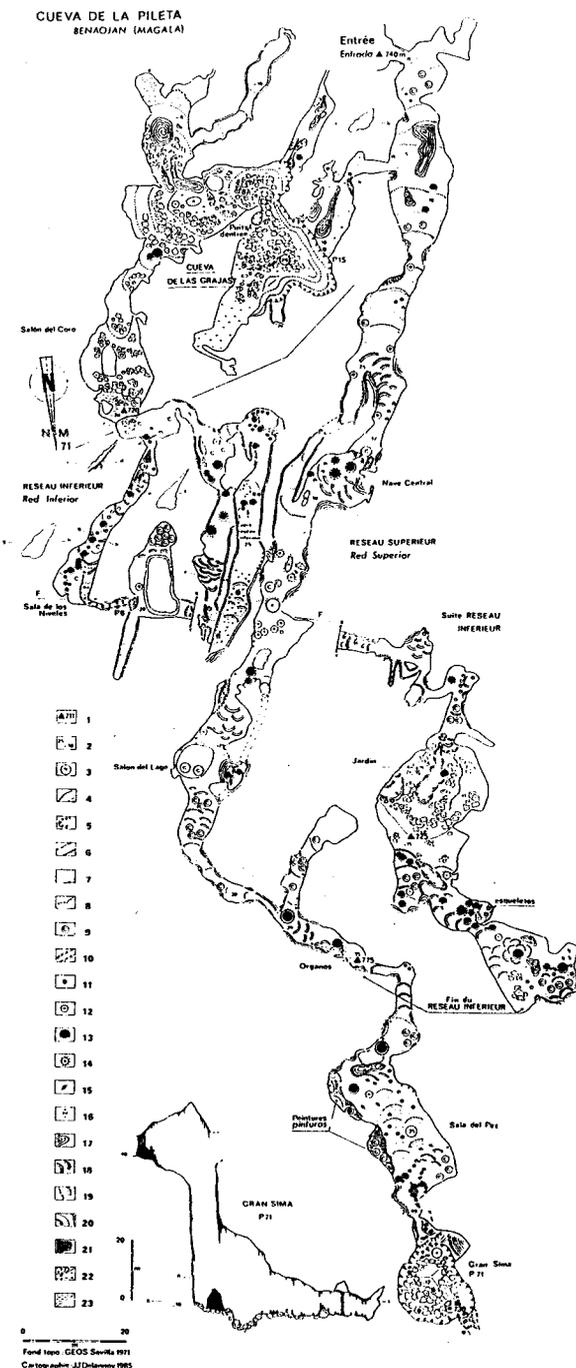
- De puissantes colonnes et coulées stalagmitiques séniles qui ont été postérieurement érodées comme en témoignent les vagues d'érosion qui les sculptent (Type 1).
- Un système de gours-coulées brunâtres stratifiées qui a recouvert le

Fig. 2: Carte spéléo-morphologique de la Cueva de la Pileta (Benaojan)

- 1: Altitude;
- 2: Côte;
- 3: Hauteur du plafond;
- 4: Escarpement;
- 5: Puits;
- 6: Conduite forcée;
- 7: Lac temporaire;
- 8: Chenal de voûte;
- 9: Coupole;
- 10: Coup de gouge;
- 11: Stalactite;
- 12: Stalagmite;
- 13: Colonne stalagmitique;
- 14: idem profilée par érosion;
- 15: Concrétion cassée;
- 16: Draperie;
- 17: Coulée stalagmitique;
- 18: Gours;
- 19: idem non actifs;
- 20: idem étagés;
- 21: Plancher stalagmitique;
- 22: Blocs / Guano;
- 23: Argile / Sable

Sl. 2: Speleo-morfološki načrt jame Cueva de la Pileta (Benaojan)

- 1: nadmorska višina;
- 2: kota;
- 3: višina stropa;
- 4: pobočje;
- 5: brezno;
- 6: tok pod pritiskom;
- 7: občasno jezero;
- 8: sifon;
- 9: kupola;
- 10: merilni (vadozni) profil;
- 11: stalaktit;
- 12: stalagmit;
- 13: kapniški steber;
- 14: erozijski rov;
- 15: razbita siga;
- 16: zavesa;
- 17: siga;
- 18: ponvica;
- 19: suh rov;
- 20: rov v stopnjah;
- 21: tla pokrita s sigo;
- 22: bloki / guano;
23. glina / pesek



plancher des galeries de la Pileta. Ce système est hérité d'une ancienne phase d'écoulements incrustants. Cette génération n'a pas été ultérieurement érodée par des écoulements (Type 2).

- La troisième génération de concrétionnement correspond à de minces encroûtements stalagmitiques partiellement fonctionnels (lors des périodes pluvieuses) (Type 3).

En dehors de l'aspect spéléomorphologique, la Cueva de la Pileta se caractérise par plus de 500 mètres de galeries ornées de peintures rupestres. Leur étude a permis de distinguer cinq phases d'occupation humaine et de représentation picturale qu'il est possible de rattacher à deux grandes périodes; l'une contemporaine du Paléolithique supérieur (Solutrien-Magdalénien); - la seconde du Néolithique (OJEDA, 1973; BULLON, 1983; ARQUEOLOGIA, 1986).

Au terme de cette rapide description de la Cueva de la Pileta, il ressort que cette cavité sèche est complètement déconnectée à la fois du contexte morpho-topographique actuel et de l'organisation des circulations karstiques de la retombée orientale de la Sierra de Libar dont l'un des exutoires (émergence de Jimera de Libar) se situe plus de 350 mètres en contrebas de la Pileta.

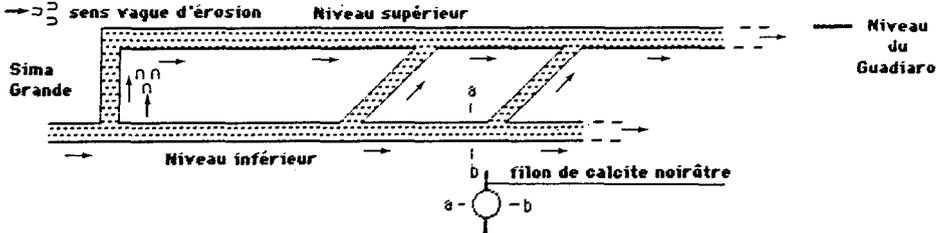
L'évolution spéléogénique de la Cueva de la Pileta

On peut distinguer plusieurs stades d'évolution pour la Cueva de la Pileta (fig. 3):

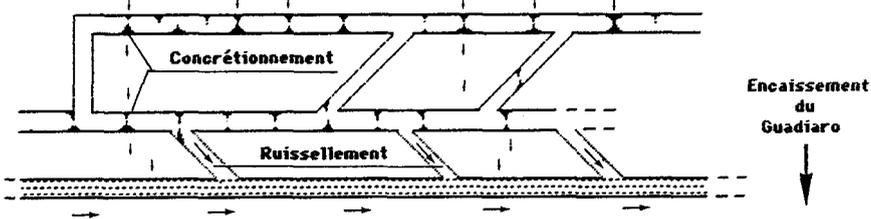
- Stade 1 - La morphologie des galeries en "conduite forcée" et l'organisation des réseaux attestent d'un creusement initial en "régime noyé". Les galeries de la Pileta correspondent donc à d'anciens drains du karst noyé. Si on se réfère à l'organisation hydrogéologique actuelle où le Guadiaro constitue le niveau de base des circulations karstiques de Libar, le niveau piézométrique du karst noyé de la Pileta était vraisemblablement commandé par un ancien niveau du talweg du Guadiaro qui devait se situer aux alentours de 700-800 mètres d'altitude.
- Stade 2 - C'est suite à l'encaissement du Guadiaro que le système de la Pileta est devenu non-fonctionnel d'un point de vue hydrogéologique et que les galeries se sont dénoyées. Dès lors, les réseaux de la Pileta ne sont plus traversés que par les eaux d'infiltration voire par des ruissellements souterrains qui rejoignent la zone saturée du karst, située en contre-bas.
- Stade 3 - Ces eaux d'infiltration sont à l'origine des formations stalagmitiques qui ornent cette cavité. La phase de concrétionnement contemporaine des gros édifices stalagmitiques (Type 1) est particulièrement bien marquée dans le paysage de la cavité. Les datations isotopiques effectuées sur cette génération de concrétionnement donnent des âges plus vieux que 350.000 BP (limite du géochronomètre U/Th).

Stade 4 - Postérieurement à cette période de concrétionnement, les galeries de la Pileta ont été parcourues par des ruissellements agressifs

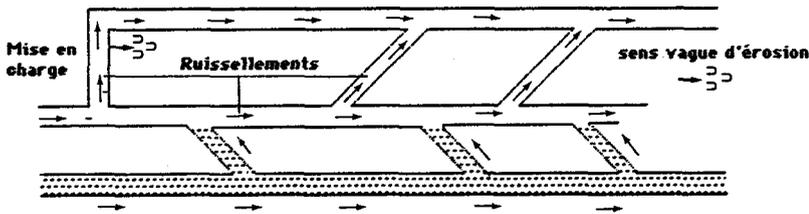
Système de la Pileta : les galeries de la Pileta fonctionnent en drains de la zone noyée



Paléo-système de la Pileta : les conduits évoluent en réseaux spéléologiques le nouveau drain de la zone noyée s'est enfoncé en fonction de l'encaissement du Guadiaro



Les réseaux de la Pileta connaissent un épisode de ruissellements érosifs responsables de l'érosion des édifices stalagmitiques.



Les galeries de la Pileta sont recoupées par le versant suite à l'enfoncement du poljé d'Harilla.

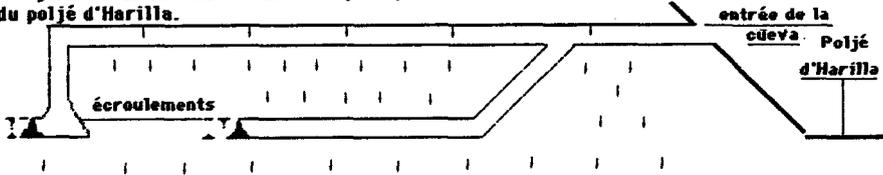


Fig. 3: Evolution schématique des galeries de la Cueva de la Pileta
 Sl. 3: Shematični prikaz razvoja rogov v jami Cueva de la Pileta

qui ont érodé les parois et profilé les coulées et colonnes stalagmitiques. Ces ruissellements se dirigeaient vers le Sud comme l'indique l'orientation des vagues d'érosion qui sculptent les parois et les formations stalagmitiques.

Cette nouvelle activité des galeries de la Pileta peut avoir plusieurs origines:

- on peut envisager une remontée du niveau de base ayant entraîné un ennoyage partiel de la cavité. Cette hypothèse apparaît cependant peu probable pour diverses raisons dont la principale est d'ordre tectonique: la gouttière synclinale du Guadiaro a essentiellement fonctionné en subsidence depuis la mise en place fini-burdigalienne des sierra subbétiques.

- L'hypothèse suivante correspond à l'incapacité des conduits de la zone de ruissellement (dont dépend alors la Pileta) d'évacuer le totalité des eaux vers la zone saturée. L'existence d'une tel "barrage" peut entraîner un transfert des ruissellements souterrains vers des galeries pré-existantes tels les paléo-drains de la Pileta.

Quelqu'en soit la cause, les ruissellements érosifs qui ont parcouru les galeries de la Pileta, supposent une puissante activité hydraulique vraisemblablement provoquée par un brusque changement des conditions climatiques par rapport à la phase biostatique précédente (concrétionnement de type 1).

Stade 5 - Suite à cet épisode érosif, les ruissellements souterrains abandonnent définitivement les réseaux spéléologiques de la Pileta. Seules quelques circulations annexes ont, postérieurement, débouché dans les galeries de la Pileta. Ces circulations furent à l'origine d'une nouvelle génération de concrétion: les gours et coulées stalagmitiques brunâtres qui constituent le plancher des galeries de la cueva. Cette génération (type 2) est antérieure aux occupations humaines du Paléolithique supérieur étant donné qu'une partie des peintures rupestres et vestiges préhistoriques repose sur ces concrétionnements.

L'abrupt versant qui recoupe l'entrée de la Pileta et le petit poljé de la Pileta (situé en contre-bas de la grotte), sont assurément postérieurs au fonctionnement de la Pileta en régime noyé (stade 1) mais également à l'épisode érosif qu'ont connu ses réseaux spéléologiques (stade 4); en effet, d'une part, le versant recoupe le paléo-drain de la Pileta qui se trouve perché à plus de 100 mètres au dessus du poljé et, d'autre part, on retrouve à l'extérieur, dans le prolongement de l'entrée touristique de la cueva, des placages de coulées stalagmitiques portant les traces de vagues d'érosion. D'un point de vue morphologique, cela signifie que l'évolution karstique contemporaine des poljés de la retombée orientale de la Sierra de Libar est fort tardive par rapport à la mise en place et au fonctionnement en régime noyé de la Pileta.

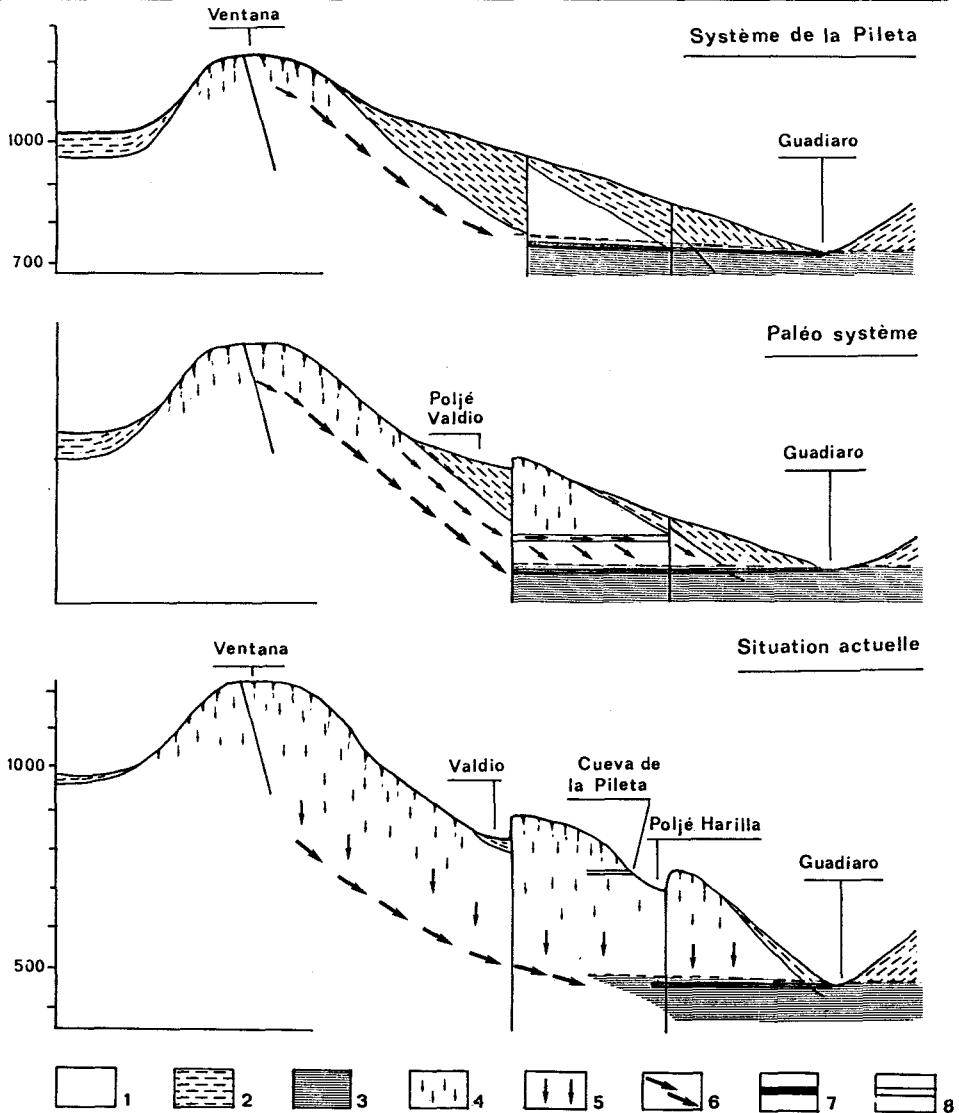


Fig. 4: Evolution schématique du Système de la Pileta dans son environnement morpho-structural et en fonction de l'encaissement du rio Guadiaro

1: Calcaires pénibétiques; 2: Marno-calcaires crétacés; 3: Zone karstique saturée; 4: Zone d'infiltration karstique; 5: Zone de ruissellement karstique; 6: Collecteur (ruissellement); 7: Drain de la zone noyée; 8: Paléo drain karstique.

Sl. 4: Shematični prikaz razvoja sistema Pileta v njegovem morfostrukturnem okolju in vrezovanje reke Guadiaro

1: apnenec; 2: kredni lapornati apnenec; 3: nasičena kraška cona; 4: kraška infiltracija; 5: kraško prenikanje; 6: zbiralnik (prenikanja); 7: odtok iz poplavljenе cone; 8: paleokraški odtok

Les enseignements karstologiques de l'étude de la Cueva de la Pileta

L'étude de la Cueva de la Pileta nous a donc permis de mettre en valeur différentes phases de karstification qui sont (fig. 4):

- une phase de karstification ancienne durant laquelle les galeries de la Pileta fonctionnaient comme des drains de la zone noyée; le niveau de base de ce système dépendant du Guadiaro devait se situer vers 750-800 mètres d'altitude actuelle.
- L'encaissement du Guadiaro entraîne une restructuration du drainage karstique qui se traduit par l'assèchement des galeries de la Pileta.
- L'enfoncement du Guadiaro et implicitement le développement de la karstification ont déclenché l'évolution du poljé de la Pileta. C'est suite à une tel enchainement que la Cueva de la Pileta a été recoupée par le versant et s'est retrouvée perchée à plus de 100 mètres au dessus de ce petit poljé.
- On ne connaît malheureusement pas de réseaux spéléologiques étagés entre le paléo-système de la Pileta et l'émergence actuelle de Jimera de Libar séparés par plus de 350 mètres de dénivellé qui auraient permis de cerner les étapes d'enfoncement du drainage karstique et implicitement de l'encaissement du Guadiaro. Par contre l'étude du complexe souterrain Hundidero-Gato, situé plus en amont, devrait nous permettre de définir l'organisation du système karstique actuel et les phases de karstification liées aux derniers stade d'enfoncement du Guadiaro.

2. LE COMPLEXE SOUTERRAIN HUNDIDERO-GATO

Le complexe souterrain Hundidero-Gato est le phénomène souterrain majeur de la Serrania de Grazalema à la fois par l'ampleur de ses galeries et le développement de ses réseaux qui totalise près de 8 kilomètres (fig. 5).

Situé à l'extrémité septentrionale de la Sierra de Libar - Algarrobo, le complexe souterrain Hundidero-Gato doit une part de sa genèse et de son fonctionnement aux pertes de rio Guadares qui est alimenté par les ruisseaux drainant les collines gréseuses des sierras Peralto - Cumbres - Alcornocales. Ce cours d'eau qui vient buter contre l'extrémité septentrionale de la Sierra de Libar, se perd dans le vaste porche de l'Hundidero (593 m). Le Guadares souterrain traverse la structure en demi-horst d'Algarrobo pour resurgir dans la vallée du Guadiaro au niveau de la Cueva del Gato (423 m). Cette cueva est perchée à une vingtaine de mètres au dessus du talweg de ce rio.

Breve description du réseau spéléologique Hundidero-Gato: l'approche spéléologique

Nous ne décrivons que très brièvement le complexe Hundidero-Gato. Nous nous intéresserons, ici, uniquement aux formes souterraines susceptibles d'apporter des informations karstogéniques.

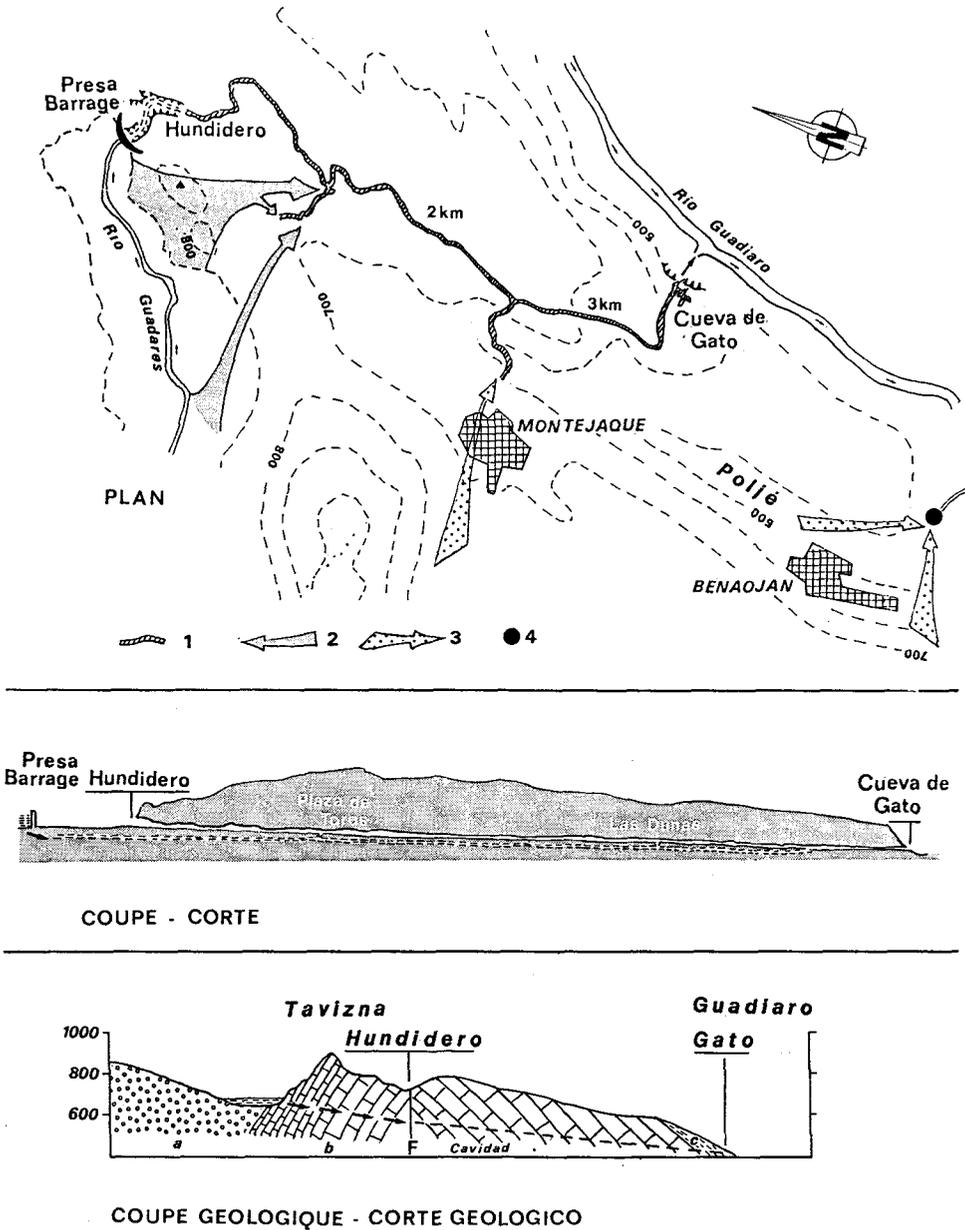


Fig. 5: Le complexe souterrain Hundidero-Gato (Montejaque - Benaojan)
 Sl. 5: Podzemni sistem Hundidero-Gato (Montejaque - Benaojan)

L'Hundidero s'apparente à un vaste canyon souterrain accidenté par des méga-marmites de géants d'une dizaine de mètres de diamètre.

Au delà de cette Sala des Gours et jusqu'à la "Plaza de Toros", le réseau s'apparente à une large galerie méandriforme dont le fond est occupé par un lac pérenne. C'est au niveau de ce lac que réurgit une partie des pertes du Pentano de Montejaque, barrage construit au début des années 20 à quelques centaines de mètres à l'amont de la perte de l' Hundidero.

De la "Plaza de Toros", vaste salle d'effondrement circulaire de 60 mètres de diamètre, jusqu'au Cabo de las Tormentas, la galerie est affectée par un surcreusement qui peut atteindre en certains endroits une trentaine de mètres. En période de hautes eaux, cette partie du réseau est parcourue par un véritable torrent souterrain.

Au niveau du coude du Cabo de las Tormentas, se perd une partie des écoulements temporaires. D'autres "pertes-estavelles" jalonnent, en hautes eaux, la "Galeria del Aburrimiento" qui présente un surcreusement de 6-7 mètres. Au dessus du surcreusement, subsistent des témoins de planchers stalagmitiques qui coiffent des dépôts alluviaux de galets. Cette génération de plancher stalagmitique est particulièrement bien visible aux abords du "Salto del Angel".

La Galeria del Aburrimiento reçoit sur sa rive droite, au niveau du km 2,6, une galerie affluente: la "Galeria Nueva" ou "Affluent de Montejaque".

Au delà de cette confluence, le réseau spéléologique change de physionomie. Il présente un profil transversal en trou de serrure: vaste "conduite-forcée" d'une dizaine de mètres de large entaillée par un petit canyon.

Au niveau de la Sala de las Dunas s'ouvre un puits qui permet d'accéder sur une cinquantaine de mètres à un réseau inférieur actif. Lorsque la Galeria del Aburrimiento est parcourue par le torrent souterrain, les écoulements viennent se perdre dans ce puits. Cependant au delà d'un débit de l'ordre de 5 m³/s, le réseau souterrain s'engorge et entraîne une mise en charge partielle de la Sala de las Dunas et le drainage du réseau spéléologique jusqu'à la Cueva del Gato: la "Galeria del Gato".

Ce dernier tronçon se caractérise par une ample galerie en "conduite forcée" légèrement surcreusée. A l'aval, la galerie qui se situe le long d'une fracture, prend de l'ampleur et devient beaucoup plus chaotique.

Enfin, au débouché de la Cueva de Gato, sourde en rive droite un affluent pérenne possédant un régime régulier - Affluent Km 3,8 - et réurgit en étiage dans le lit-même de la galerie les eaux du Guadares souterrain qui se caractérisent par d'importantes variations du débit.

La Cueva de Gato qui débouche en rive droite du Guadiaro, est perchée à une vingtaine de mètres au dessus du talweg de ce rio (fig. 6).

Au terme de cette rapide description du réseau spéléologique Hundidero-Gato, il est possible de retenir les caractères suivants:

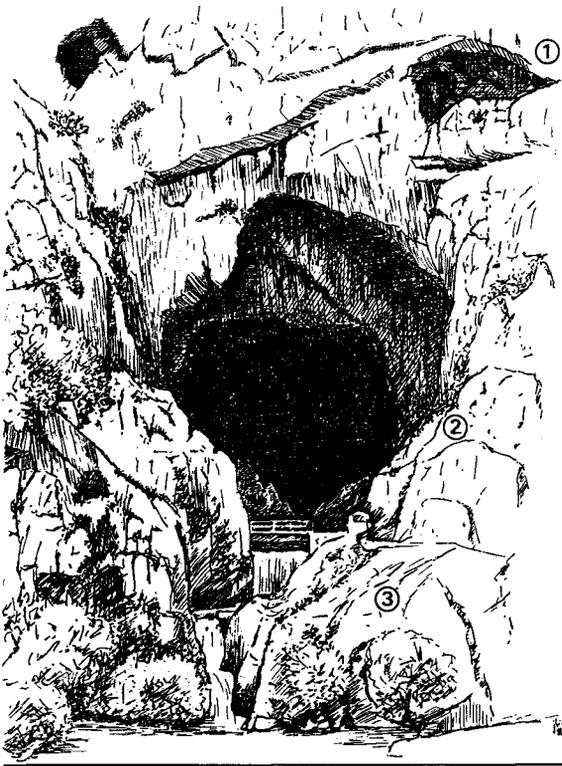


Fig. 6. Aspects morphologiques et position morphogénique de la Cueva del Gato
 1: Entrées supérieures; 2: Entrée de la cueva; 3: Gorge de raccordement.

Sl. 6: Morfološki videz in morfogenetski položaj Cueva del Gato
 1: gornji vhod; 2: vhod v jamo; 3: povezovalno brezno

- Au fur et à mesure de la traversée, la morphologie de la galerie évolue: on passe progressivement d'un réseau de type canyon à une galerie en "conduite forcée".
- L'ensemble du réseau est affecté par un surcreusement. Cependant, en aval de la Sala de la Dunas, ce surcreusement est beaucoup moins marqué.

- La présence de circulations pérennes au niveau de l' exutoire (Affluent Km 3,8) qui présentent un régime et des caractères physico-chimiques différents des eaux du Guadares souterrain, évoque l'existence de connexion entre des circulations karstiques s.s. et le parcours hypogé du Guadares.
- La position perchée de ce réseau et de son exutoire (Cueva del Gato) par rapport au talweg du Guadiaro.

Le fonctionnement actuel du système karstique Hundidero-Gato: l'approche hydrogéologique

Il peut paraître paradoxal de vouloir présenter le fonctionnement actuel du complexe souterrain Hundidero-Gato alors qu'un des agents principal de son agencement, le rio Guadares, en est déconnecté du fait de la présence du barrage de Montejaque. En fait, cette déconnexion n'est qu'apparente. En effet, lors de la mise en eau du *pantano* en 1924, ce sont plusieurs m³/s qui rejoignent le réseau souterrain Hundidero-Gato, laissant rapidement le barrage à vide (en une dizaine de jours).

Afin de localiser les points d'infiltrations et de résurgences, de quantifier les fuites, et de connaître le fonctionnement hydrogéologique, de nombreuses expériences de traçages et études ont été réalisées (Compania Sevillana de Electricidad, inédits et 1968; THEROND, 1973; DURAN VALSERO, 1986; BENAVENTE & MANGIN, 1984).

Des expériences de traçage, et des analyses hydrochimiques, on peut retenir les faits suivants:

- Le réseau spéléologique Hundidero-Gato correspond à un drain temporaire qui devient actif lors des crues du Guadares. En basses eaux, le Guadares rejoint un drain inférieur inconnu, par l'intermédiaire des nombreux soutirages affectant son lit.
- La confluence, au niveau de la Cueva del Gato, d'un affluent karstique (Affluent Km 3,8) qui n'a aucun rapport direct avec le Guadares. Cet affluent possède des variations de débit plus pondérées que le Guadares souterrain.

Ces quelques remarques dénotent que le fonctionnement hydrogéologique actuel du système Hundidero-Gato est beaucoup plus complexe qu'un simple percée hypogée du Guadares. En effet, les travaux de J. BENAVENTA et A. MANGIN démontrent que le système Hundidero-Gato se caractérise:

- d'une part, par un impluvium non karstique (grès et marnes crétacées) drainé par le rio Guadares, qui a pour effet de concentrer, en période de pluies, les eaux de surface vers la perte de l'Hundidero. Cette organisation est à l'origine d'une structure de drainage transmissive.
- par un important karst noyé alimenté partiellement par le Guadares et surtout par les infiltrations karstiques s.s.

Essais de reconstitution spéléogénique du complexe souterrain Hundidero-Gato

Par l'étude hydrogéologique, on sait que, le réseau spéléologique Hundidero-Gato est, d'une part, le siège d'écoulements temporaires durant les crues du Guadares, et, d'autre part, perché au dessus d'un aquifère karstique régional. L'existence-même de ce vaste réseau spéléologique qui résulte d'un creusement souterrain, suppose donc des conditions de creusement et de drainage différentes de celles existant "actuellement". Dans ce contexte, il faut considérer le réseau spéléologique Hundidero-Gato comme l'expression d'une ancienne structure de drainage souterrain.

Plusieurs stades d'évolution relative peut être, d'ores et déjà, mis en valeur (fig. 7):

Stade 1 - La morphologie en canyon de l'Hundidero est liée à un creusement par des écoulements à surface libre possédant un fort potentiel érosif: le rio Guadares dont les eaux charriaient du matériel abrasif (le matériel gréseux). Vers l'aval, les eaux rejoignaient une zone noyée dont un des drains était la Galerie del Gato; cette zone noyée était conditionnée par l'altitude du niveau de base (Guadiaro). Le gabarit des galeries aussi bien de type canyon que de type "conduite forcée", atteste de la "durée" de fonctionnement de cette ancienne organisation des écoulements souterrains, ce qui suppose une relative stabilité du potentiel de karstification et implicitement des conditions tectoniques et morpho-climatiques.

Stade 2 - Suite à un abaissement du niveau de base (Guadiaro), le drainage souterrain doit se réorganiser en fonction des nouvelles conditions hydrogéologiques. Cette réorganisation provoque l'assèchement de la galerie del Gato qui n'appartient alors plus à la zone noyée du karst.

Stade 3 - Malgré cette modification du drainage karstique, il ne fait guère de doute que le réseau spéléologique Hundidero-Gato reste parcouru par des écoulements souterrains à surface libre. On distingue plusieurs phases du ruissellement.

- une phase d'écoulement incrustants qui est à l'origine des cascades et planchers stalagmitiques. Ces formations stalagmitiques de couleur brunâtre qui sont riches en matériel détritique, sont assurément liées à des écoulements non turbulents et incrustants alimentés par le Guadares. Les datations isotopiques de ces concrétions donnent un âge moyen de l'ordre de 80.000 BP. La forte teneur en argile des planchers stalagmitiques a handicapé les analyses et rend les dates moyennement fiables. Néanmoins, le fait de retrouver sur ces

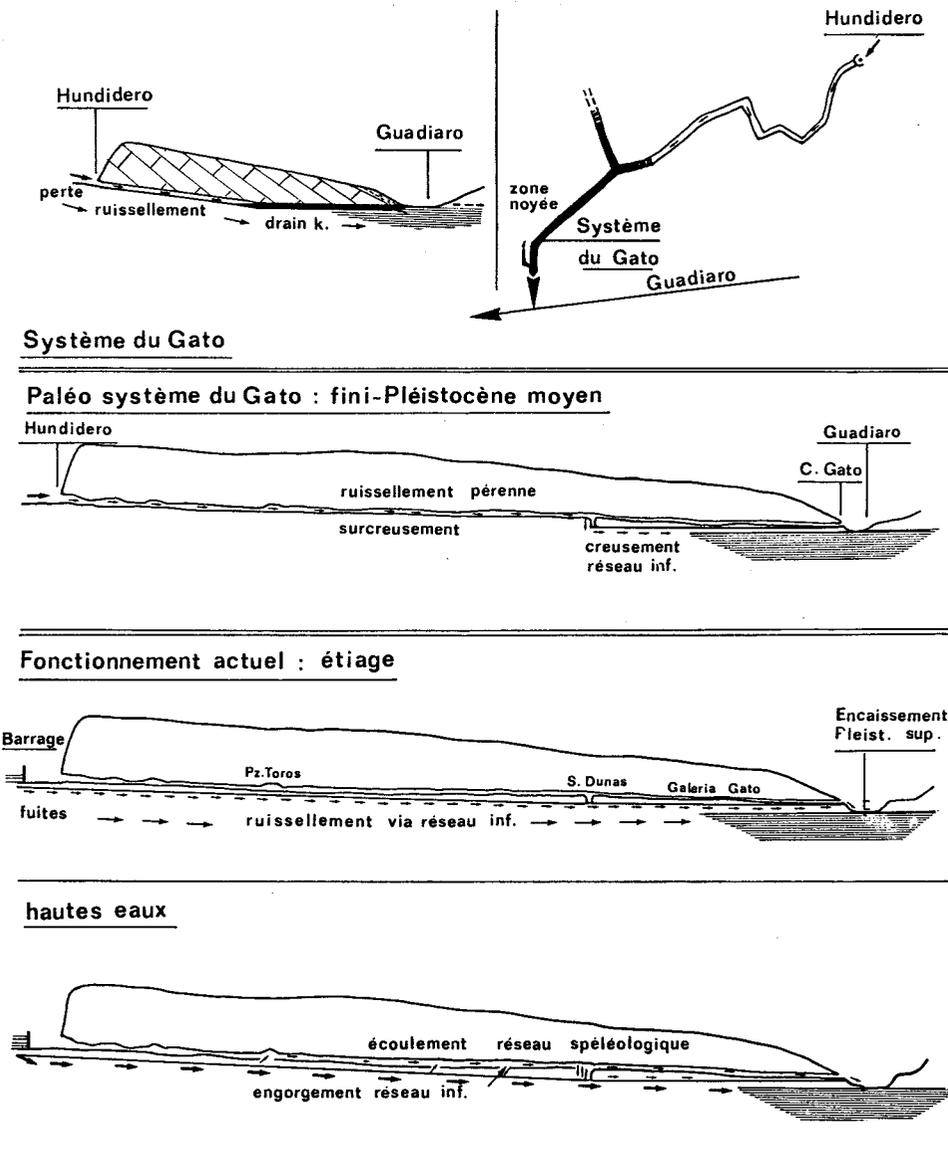


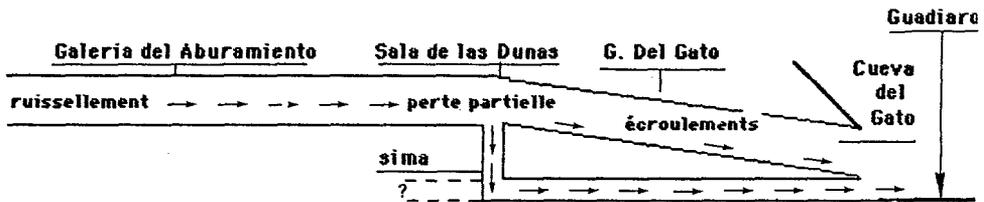
Fig. 7: Les fonctionnements successifs du système endokarstique Hundidero-Gato
 Sl. 7: Zaporedno delovanje endokraškega sistema Hundidero-Gato

divers échantillons, une tranche d'âge relativement similaire située entre 95 et 75.000 BP, autorise à rattacher ces formations à l'épisode émien mais sans plus de précision.
 - Plusieurs arguments permettent d'envisager que cet épisode de

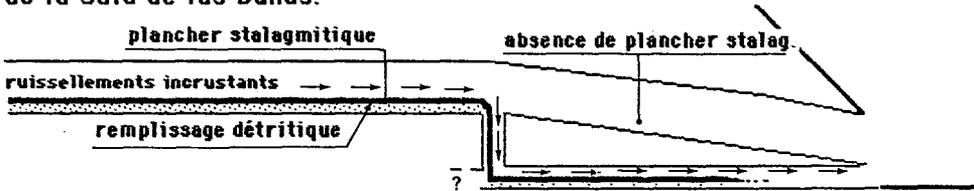
concrétionnement se situe après une première phase d'incision du réseau spéléologique. Le principal d'entre-eux est qu'en amont de la Sala de las Dunas, le plancher stalagmitique éémien coiffe une formation alluviale détritique (galets gréseux) qui colmate un surcreusement méandriforme.

- Après l'Eémien, le réseau spéléologique connaît une nouvelle phase d'incision comme en témoignent le recreusement du plancher stalagmitique et le surcreusement méandriforme. Ce surcreusement est particulièrement bien marqué dans la première partie de la traversée (fig. 8). A l'aval de la Sala de

Fonctionnement anté-éémien du réseau spéléologique Hundidero-Gato



Fonctionnement éémien : dépôt plancher stalagmitique en amont de la Sala de las Dunas.



Fonctionnement post-éémien : recreusement plancher stalagmitique et remplissages détritiques et surcreusement en amont de la S. Dunas.

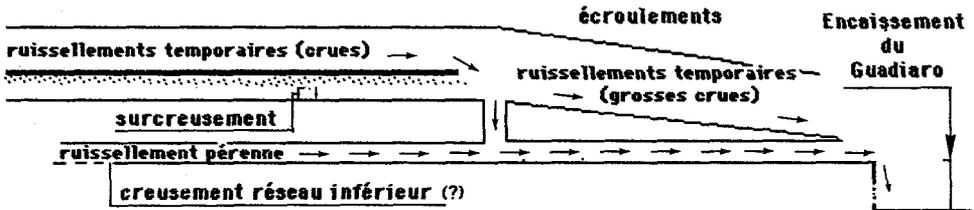


Fig. 8: Evolution du réseau spéléologique de la Cueva del Gato en fonction de l'enfoncement du niveau de base: le Guadiaro

Sl. 8: Razvoj jamskega sistema Cueva del Gato s poglabljanjem erozijske baze: reka Guadiaro

las Dunas, l'incision est beaucoup plus localisée (Paso de las Oclas). Cela peut-être attribué au fait que seule une partie des écoulements transitait par la galerie du Gato; le reste devant au niveau de la Sala de las Dunas rejoindre le réseau inférieur.

Nous avons, précédemment, souligné la position perchée de la Cueva del Gato par rapport au talweg "actuel" du Guadiaro (position d'ailleurs identique pour les émergences de Benaojan et de Jimera de Libar) (fig. 6). A un petit kilomètre en aval de la Cueva del Gato, sur la rive droite du Guadiaro, subsiste un lambeau de terrasse perchée à une vingtaine de mètres au dessus du lit du Guadiaro, c'est à dire au même niveau que la Cueva del Gato. Ce niveau de terrasse a pu être rapporté au Pléistocène moyen (DELANNOY, 1989). Aussi, dans cette hypothèse, l'encaissement basal du Guadiaro qui a perché la Cueva del Gato, serait postérieur au Pléistocène moyen.

Cette hypothèse est, d'ailleurs, confirmée par les tufs situés au débouché de Tajo de Ronda. Les datations isotopiques réalisées sur ces formations donnent un âge de l'ordre de 95.500 BP, ce qui permet de les rattacher à l'épisode éémien. Le recoupement de ces cascades de tufs signifie un creusement vraisemblablement contemporain des épisodes froids et humides du Pléistocène supérieur. Par ailleurs, dans le vallon de raccordement de l'émergence de Benaojan (440 m) au talweg du Guadiaro, se sont déposés des tufs attribués à l'Holocène; ce qui signifie que l'encaissement du Guadiaro par rapport à cette émergence est anté-holocène.

En fonction de ces divers repères chronologiques, on peut donc rattacher au Pléistocène supérieur l'enfoncement du Guadiaro qui a perché les émergences de Libar (Cueva del Gato, émergences de Benaojan et de Jimera de Libar).

Ces différents calages chronologiques nous permettent de confronter l'évolution spéléogénique du réseau Hundidero-Gato avec le cadre morpho-climatique pléistocène moyen et supérieur.

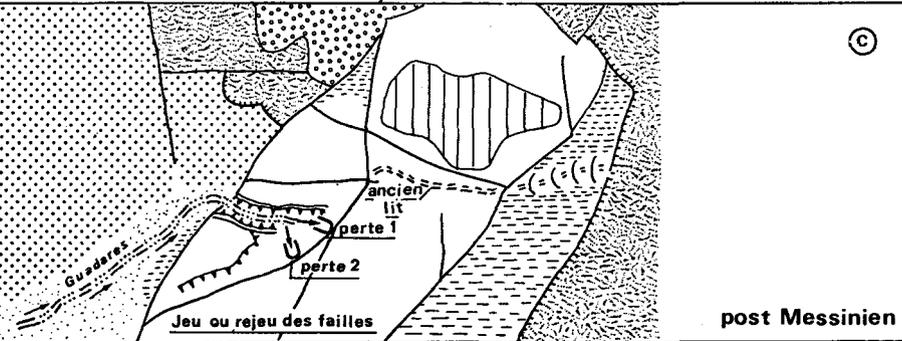
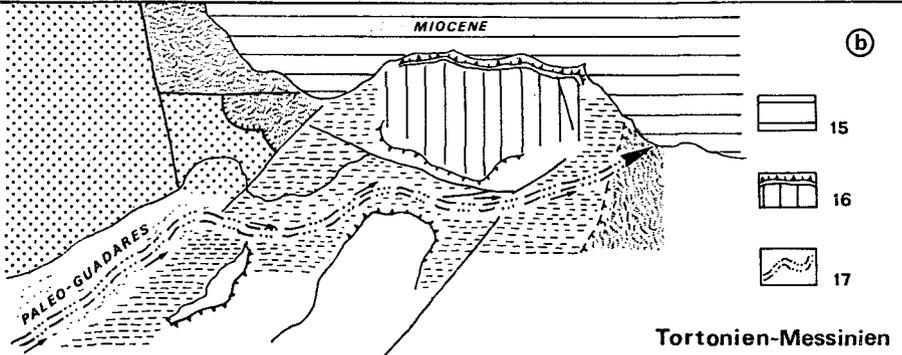
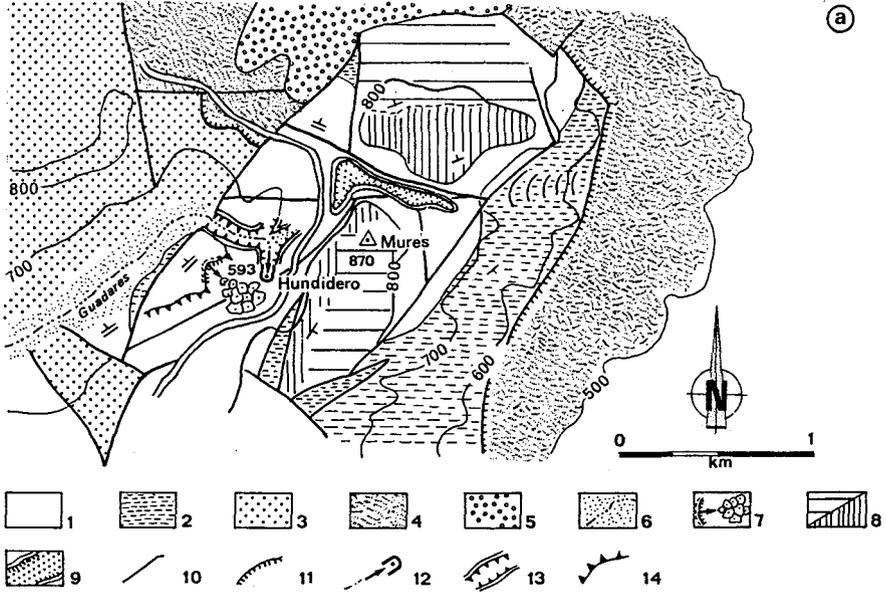
- Evolution anté-éémienne: L'étude des terrasses du Guadiaro a permis de fixer, à une vingtaine de mètres au dessus du talweg actuel, le niveau de ce rio durant le Pléistocène moyen. Les émergences du Gato de Benaojan et de Jimera de Libar se situant à ce même niveau, il est tentant d'attribuer à cette même période la mise en place de ces exutoires karstiques dépendants du Guadiaro. Nous rattachons également à cette période l'entaille partielle de la "Galeria del Hundidero - Galeria del Aburrimiento" et le creusement de la "Sima de las Dunas" pour les raisons suivantes:
- cette phase d'incision est en grande partie antérieure à l'Eémien (puisque'elle est fossilisée par des dépôts détritiques eux-même surmontés par les planchers stalagmitiques éémiens).
- le réseau inférieur del Gato (Sima de las Dunas - Cueva del Gato) se raccorde au niveau de base pléistocène moyen du Guadiaro.

- Evolution éémienne: Durant l'Eémien, les conditions climatiques méditerranéennes étaient favorables au concrétionnement. Le fait de suivre les planchers stalagmitiques pratiquement tout le long du parcours souterrain du Guadares (hormis au delà de la Sala de las Dunas) suppose l'existence de ruissellements quasi-pérennes. Cette quasi-permanence d'écoulements non turbulents peut être attribuée au fait qu'il y avait alors peu de fuites vers un réseau situé sous la galerie de l'Hundidero, soit parce que ce réseau n'était pas encore creusé, soit parce qu'il avait été colmaté.
- Evolution post-éémienne: Le Pléistocène supérieur se caractérise, à la fois, par un encaissement d'une vingtaine de mètres du Guadiaro, et par le surcreusement du réseau spéléologique Hundidero-Gato (recouplement et perchement des planchers stalagmitiques éémiens). Corrélativement à cette incision du réseau spéléologique, s'est agencé le réseau inférieur par lequel transitent actuellement les eaux du Guadares, en dehors des crues. Cette entaille du réseau spéléologique et l'agencement du réseau inférieur ont été, sans nul doute, favorisée par un potentiel hydraulique accru lié aux conditions climatiques de cet épisode (épisode froid et humide).

Réflexions sur la capture du rio Guadares par le karst

Si on arrive à cerner le passage du creusement du drain Hundidero-Gato au système actuel et si l'évolution spéléologique récente a pu être relativement bien calée, restent posées les causes et l'âge de la capture du Guadares par le karst. L'étude des paléo-systèmes de la Pileta et du Gato a mis en évidence un étagement d'anciens niveaux de drainage karstique liés à différentes étapes d'enfoncement du rio Guadiaro. Dans le bassin de Ronde s.s., il est difficile de distinguer des témoins d'anciennes organisations hydrographiques du Guadiaro: par contre, sur ses bordures calcaires péribétiques, subsistent des paléo-morphologies fluviales. Une de ces paléo-formes les mieux marquées correspond à l'entaille de l'extrémité septentrionale de la Sierra de Libar (Nures - Cupil). En effet, dans le prolongement du terme aval de l'actuelle vallée de Guadares, 150 mètres au dessus de la perte de l'Hundidero, se développe une dépression longiforme qui débouche vers l'Est sur le bassin de Ronde (fig. 9). La présence de nombreux galets roulés provenant des collines gréseuses de la Sierra Peralto permet d'affirmer que cette dépression a été parcourue par un ancien cours du Guadares, avant sa capture par le karst. Il est donc important de caler chronologiquement le fonctionnement de cette ancienne vallée du Guadares.

L'étude morphologique de l'extrémité septentrionale de la Sierra de Libar (Mures - Cupil) qu'il serait trop long de développer ici, permet de définir un creusement fini-pliocène de la paléo-vallée du Guadares; l'argument principal étant que cette ancienne vallée recoupe une surface d'aplanissement d'âge pliocène.



Cette ancienne vallée du Guadares se raccordait, sans nul doute, au Guadiaro dont le lit devait se situer aux alentours de 750 mètres d'altitude actuelle. L'existence de cet ancien niveau du Guadiaro vers 750 mètres, est, par ailleurs, confirmée par la présence, à une même altitude, de l'ancien niveau noyé de la Pileta (conduites forcées).

La position d'aujourd'hui perchée de l'ancienne vallée du Guadares, l'assèchement des drain noyés de la Pileta et l'entaille en gorges des molasses (Tajo de Ronda) supposent un important enfoncement du Guadiaro lié à un potentiel énergétique est en grande partie lié au soulèvement post-pliocène. A ce paramètre tectonique, il faut adjoindre le potentiel d'érosif lié aux conditions morpho-climatiques pléistocènes (épisodes froids et humides).

CONCLUSION : LA CONTRIBUTION DES RÉSEAUX SOUTERRAINS DANS LA DÉFINITION DU CADRE KARSTOGÉNIQUE DE LA SERRANIA DE GRAZALEMA

L'étude des réseaux souterrains de la Pileta et du Gato a, d'une part, mis en valeur en étagement de paléo-systèmes karstiques lié aux différents stades d'enfoncement du Guadiaro et, d'autre part, permis de définir l'évolution spéléogénique de ces cavités reflétant relativement bien les variations climatiques. L'étude morphologique de la vallée de Guadiaro (terrasses) et de la paléo-vallée du Guadares ainsi que les datations isotopiques des formations stalagmitiques ont contribué à caler le cadre karstogénique.

Les principales informations karstogéniques qui émanent de cette démarche globale sont (Fig. 10):

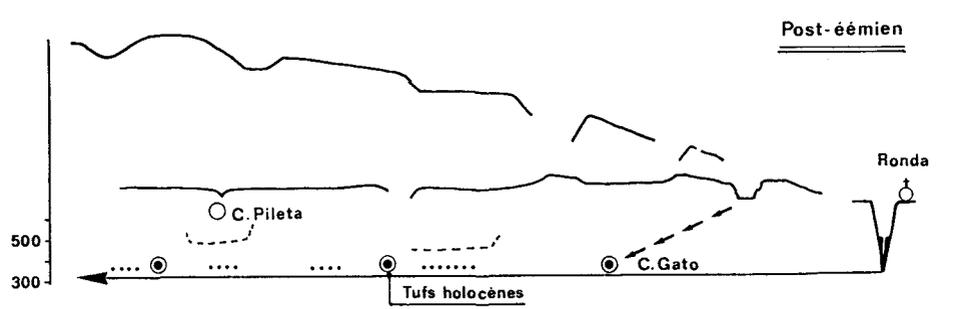
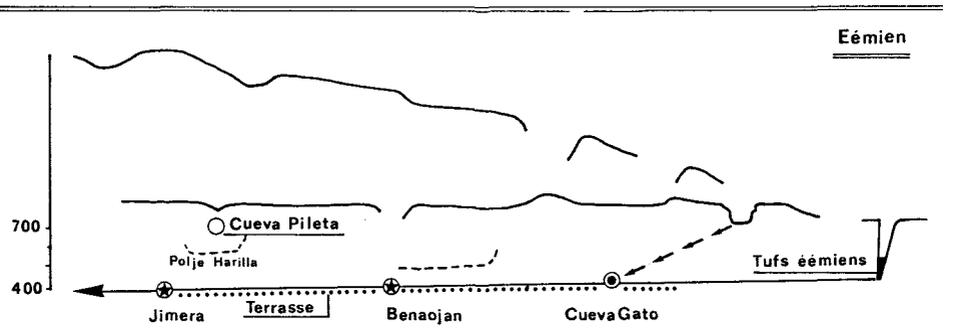
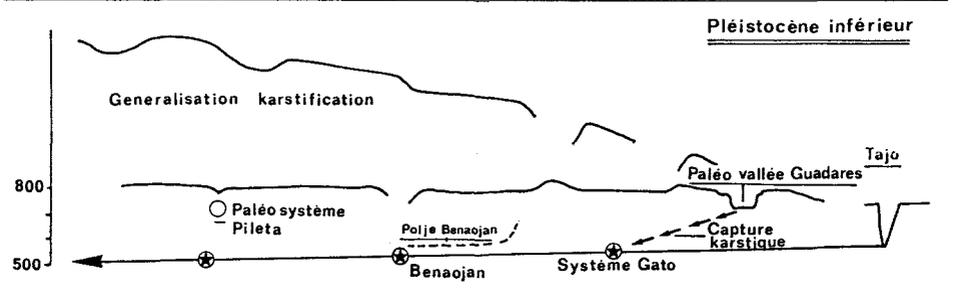
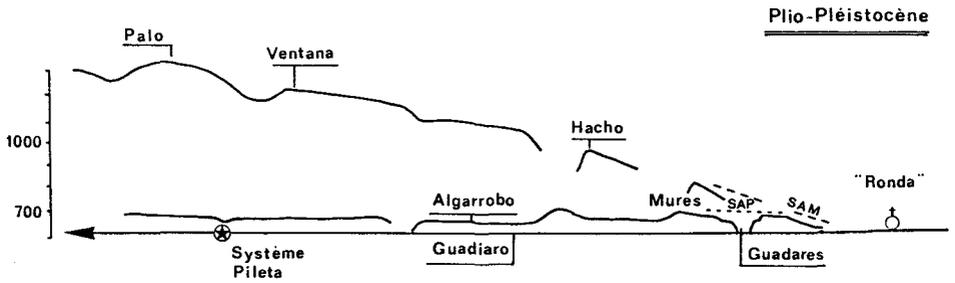
- La fin du Pliocène et la transition plio-pléistocène constituent un épisode charnière dans l'organisation et l'évolution karstique de la Serrania de Grazalema. Cette période se marque, en effet, à la fois par une régression marine, par un soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques et par une modification du contexte bio-climatique. C'est à cette dynamique d'ensemble que nous attribuons la mise en place et surtout la première phase d'enfoncement du réseau hydrographique dépendant du rio Guadiaro qui recoupe l'aplanissement pliocènes.

Fig. 9: La paléo-vallée du Guadares et la perte de l'Hundidero

1: Calcaires jurassiques; 2: Marno-calcaires crétacés; 3: Grès et sables numidiens; 4: Flyschs; 5: Molasses tortonio-messiniennes; 6: Cours d'eau et dépôts alluviaux; 7: Ecoulement; 8: Surface d'aplanissement messinienne / Surface d'aplanissement pliocène; 9: Dépression fermée perchée; 10: Faille; 11: Escarpement; 12: Perte; 13: Canyon; 14: Crêt

Sl. 9: Paleo-dolina Guadares in ponor potoka Hundidero

1: jurski apnenec; 2: kredni lapornati apnenec; 3: numidijski peščenjak in pesek; 4: fliš; 5: tortono-mesinijska molasa; 6: vodni tok in aluvialni sedimenti; 7: podor; 8: mesinijska uravnava / pliocenska uravnava; 9: zaprta depresija; 10: prelom; 11: strmo pobočje; 12: ponor; 13: canyon; 14: greben



- ⊗ 1
- 2
- 3

Les témoins contemporains de cette organisation hydrographique sont relativement nombreux. L'exemple le plus spectaculaire est assurément la paléo-vallée perchée du Guadares qui se dirigeait vers le bassin de Ronde pour confluer avec Guadiaro dont le talweg se situait aux environs de 750 mètres d'altitude actuelle.

Le creusement plio-pléistocène du Guadiaro a, également, provoqué la karstification des hautes sierras pénibétiques. C'est durant cette phase de karstification que s'est mise en place le système karstique de la Pileta; les galeries en conduite forcée de cette cavité correspondent aux drains de la zone noyée.

La karstification plio-pléistocène des sierras pénibétiques est vraisemblablement restée limitée aux régions sommitales dégagées de la couverture crétacée et qui possédaient un potentiel de karstification à la fois gravitaire et hydraulique; ce qui n'était pas encore le cas pour les reliefs de moyenne altitude, les bas versants et les dépressions toujours tamponnées par la couverture crétacée et possédant un modeste potentiel gravitaire par rapport au niveau de base karstique.

- Le Pléistocène inférieur se caractérise, d'un point de vue géologique, par un soulèvement d'ensemble des Cordillères Bétiques qui est à l'origine d'un puissant potentiel d'érosion gravitaire. C'est durant cet épisode que les cours d'eau ont commencé à entailler de profondes gorges tels le Tajo de Ronda, ou la cluse de las Buitreras (en aval de Cortes de la Frontera).

D'un point de vue karstologique, cet épisode apparaît fondamental puisque suite à l'enfoncement du réseau hydrographique (Guadiaro), la karstification a pu être effective sur l'ensemble de la serrania. Celle-ci est traduite par une profonde restructuration du drainage karstique (cf. système de Gato) et par une désorganisation du drainage superficiel qui se marque, soit par des pertes karstiques (cf. Guadares), soit par l'individualisation des dépressions pénibétiques qui vont dès lors évoluer en poljé s.s. (Llanos de Libar, del Pozuelo, de Villaluenga...).

- Durant le Pléistocène moyen et supérieur, l'enfoncement du réseau hydrographique se poursuit. Cela est particulièrement net dans la vallée du Guadiaro qui a recoupé puis perché la zone noyée du système karstique du Gato qui a évolué depuis en réseau spéléologique

Fig. 10: Les étapes d'enfoncement du Guadiaro et les structurations du drainage karstique dépendant du niveau de base de Guadiaro

1: Drain de la zone noyée; 2: Paléo-drain karstique évoluant en réseau spéléologique; 3: Paléo-drain recoupé par la vallée du Guadiaro et continuant à fonctionner en exutoire karstique S.A.M.: Surface d'aplanissement messinienne; S.A.P.: Surface d'aplanissement "pliocène".

Sl. 10: Stopnje poglobljanja Guadiara in zgradba kraškega odtoka, ki je odvisen od nivoja baze Guadiara

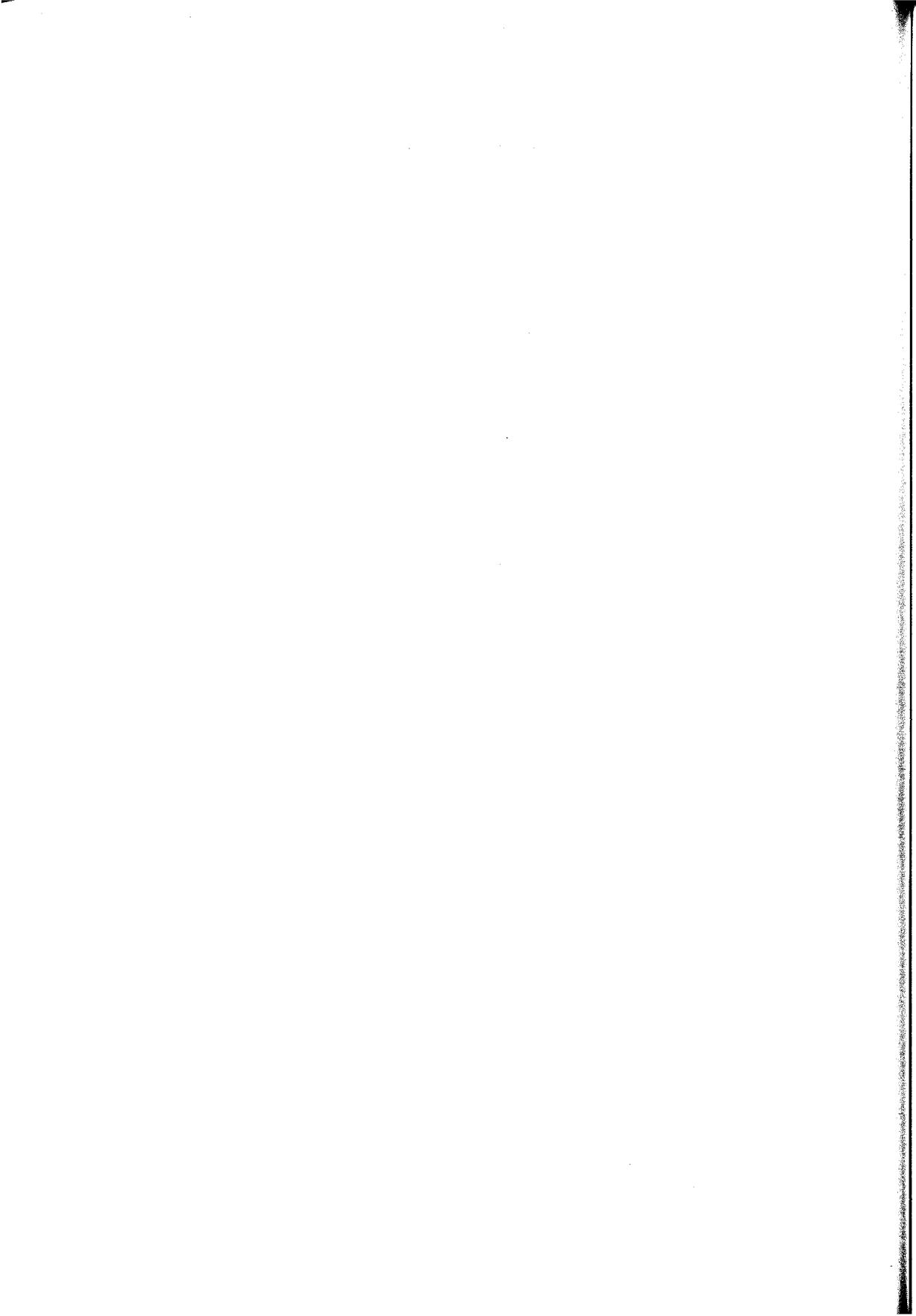
1: odtok iz poplavne cone; 2: paleo-kraški odtok, ki se je razvil v speleološki sistem; 3: paleo-odtok, prerezan z dolino Guadiara sedaj deluje kot kraški odtok. S.A.M.: mesinjska uravnava, S.A.P.: "pliocenska" uravnava.

(surcreusement en méandre, écroulement, concrétionnement ...). L'étude spéléomorphologique de ces réseaux nous a aidé à fixer leur évolution durant le Pléistocène supérieur et à soulever l'inadaptation des exutoires karstiques par rapport à l'encaissement post-éémien du Guadiaro.

BIBLIOGRAPHIE

- ARQUEOLOGIA, 1986: La Cueva de la Pileta, Hoy : Arte Rupestre. - Rev. Arqueologia, 66, 36-44
- BENAVENTE, J. & A. MANGIN, 1984: Aplicacion del analisis de series de tiempo al sistema espeleologico Huididero-Gato. - Actes del I. Congreso Español de Geologia, 3, 541-553
- BOURGOIS, J., 1978: La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. - Thèse, Ann. Sc. Université de Besançon, Géologie, 445 p.
- BULLON, J.A., 1983: La Cueva de la Pileta. IPEK, 1974-1979, 24, 27-36, Berlin
- CADET, J.P. & J. FOURNIQUET & M. GIGOUT & M. GUILLEMIN & G. PIERRE, 1978: La néotectonique des littoraux de l'Arc de Gibraltar et des pourtours de la mer d'Alboran. - Quaternaria, 185-201
- COMPANIA SEVILLANA DE ELECTRICIDAD, 1968
- DELANNOY, J.J., 1984: La Serrania de Grazalema (Cordillères Bétiques occidentales). - Travaux E.R.A. 282, 13, 1-54
- DELANNOY, J.J. & F. DIAZ DEL OLMO, 1986: La Serrania de Grazalema (Cadiz - Malaga). - Karstologia Mémoires, 1, 55-69
- DELANNOY, J.J. & GUENDON, J.L., 1986: La Sierra de las Nieves (Malaga). La Sima Gesm.- Karstologia Mémoires, 1, 71-85
- DELANNOY, J.J., 1987: Inventaire bio-géographique des espaces naturels d'Andalousie: La Serrania de Grazalema et la Sierra de las Nieves. - Casa de Velazquez - Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucia, 50 p.
- DELANNOY, J.J. & F. DIAZ DEL OLMO & G.A. PULIDO BOSH, 1989: Libro-guida de la Reunion franco-española sobre los karsts mediterraneos de Andalucia occidental
- DIAZ DEL OLMO, F. & J.J. DELANNOY, 1989: Cordilleras beticas: el subbetico y las zonas internas. El karst en España.- Monografia num. 4 de la S.E.G.
- DURAN DELGA, M., 1980: la Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. - Livre Jubilaire Soc. Géol. française, Mémoires h.s., 10, 203-224
- DURAN VALSERO, J.J., 1986: Estudio estadístico de la correlacion entre la precipitacion y el caudal en un rio subterraneo: Sistema Huididero-Gato. - Andalucia Subterranea, 6, 11-36
- ERASO, A.R., 1986: Aplicacion del metodo de prediccion de las direcciones de dreanaje al karst de la Sierra de Libar (Malaga). - Agua en

- Anadalucia, Actas del II. Simposio sobre el Agua en Andalucia, 291-302, Granada
- GIGOUT, M. & J.P. CADET & J. FOURNIQUET & M. GUILLEMIN & G. PIERRE, 1977: L'histoire tectonique récente de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran: la chronologie du Quaternaire. - B.S.G.F., 7, 19, 575-614
- GIGOUT, M. & J.P. CADET & G. PIERRE, 1974: Sur le comportement de l'Arc de Gibraltar au Quaternaire récent d'après les déformations littorales. - 2ème Réunion des Sciences de la Terre, 167 p., Nancy
- LHENAFF, R., 1977: Les formes majeures du relief karstique dans la Sierra de Libar.-
- LHENAFF, R., 1986: Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. Karstologia Mémoires, 1, 5-24
- LHENAFF, R., 1986: Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. - Karstologia Mémoires, 1, 101-112
- OJEDA VILLAJERO, F., 1973: La Cueva de la Pileta. - Jabega, 4, 64-71, Malaga
- ORUETA, D. de, 1919: Informe sobre el reconocimiento de la Serrania de Ronda. - Bol. Inst. Geol., 11, 201 p.



**L'UTILISATION DE L'IMAGE SATELLITE SPOT
POUR L'ETUDE DU KARST MONTENEGRIN**

**UPORABA SATELITSKIH POSNETKOV SPOT PRI ŠTUDIJU
ČRNOGORSKEGA KRASA**

CHRISTIANE GACHELIN-RIBAULT

Résumé

UDC 551.44 (497.16):778.3

Gachelin-Ribault, Christiane: L'utilisation de l'image satellite SPOT pour l'étude du karst Monténégrin

L'analyse d'une image satellite à haute résolution est du plus haut intérêt pour l'étude de montagnes et plateaux profondément karstifiés et souvent difficiles d'accès. L'exemple du haut karst monténégrin développé entre les Bouches de Kotor et le lac de Scutari est symbolique à cet égard. Nous souhaitons montrer ici de quelle manière, à partir d'une scène SPOT multi-spectrale tirée sur papier à l'échelle du 1:100.000 et de plusieurs traitements sur écran de la donnée numérique, l'image satellite devient un outil indispensable pour la Recherche. Les traitements numériques de l'image ont été réalisés par un spécialiste. Nous entrons le moins possible dans les techniques pour nous intéresser aux résultats obtenus.

Mots clés: image satellite SPOT, karst, Monténégro

Izveček

UDC 551.44 (497.16):778.3

Gachelin-Ribault, Christiane: Uporaba satelitskih posnetkov SPOT pri študiju črnogorskega krasa

Uporaba dobro ločljivih satelitskih slik je izredno pomembna za študij težko dostopnih, globoko zakraselih gora in planot. Pravi primer je visoki črnogorski kras med Kotorskim zalivom in Skadarskim jezerom. Članek želi predstaviti način uporabe multispektralnega satelitskega posnetka SPOT na papirju, v merilu 1:100.000 in različne numerične obdelave na ekranu, kar uvršča satelitske posnetke med nujne pripomočke pri raziskavah. Numerične obdelave slike je izdelal specialist, zato se bom izognila tehničnim podatkom in se raje posvetila dobljenim rezultatom.

Ključne besede: satelitski posnetek SPOT, kras, Črna gora

Address-Naslov

Christiane GACHELIN-RIBAUT
Laboratoire de Géomorphologie et
d'Etude du Quaternaire
Université des Sciences et
Techniques de Lille

I. LE TRAITEMENT D'UNE IMAGE SPOT: UNE PREMIERE APPROCHE

Une étude approfondie supposerait l'acquisition de plusieurs images prises en différentes saisons et l'analyse de deux types d'images: multispectrales (résolution 20 mètres) et panchromatiques (résolution 10 mètres). La sélection des images s'effectue en fonction des centres d'intérêt et des buts recherchés.

1. Le choix de l'image

Nous avons choisi l'image multispectrale dont les traitements couleur permettent une bonne analyse des paysages et des nuances de la couverture végétale.

L'image a été prise en été, le 31 août 1987, à Sh44 TU et couvre un carré de 60 kilomètres de côté. A partir d'une ligne Risanj - Titograd qui marque le bord Nord de la prise de vue, elle comprend un vaste ensemble de montagnes calcaires qui s'étendent depuis le massif du Lovćen (1749 mètres) jusqu'à la Rumija (1593 mètres) et dominent la région littorale. Vers le Sud-Est, les altitudes s'abaissent et le karst s'émiette en pitons qui viennent progressivement s'envoyer dans les eaux du lac de Scutari.

Les traitements couleur sur écran peuvent faire ressortir les différentes composantes du paysage karstique. La résolution étant de 20 mètres, les lapiés et formes de petite dimension ne peuvent apparaître. Par contre, on peut distinguer avec netteté les dolines et dépressions fermées, les surfaces dénudées, mamelonnées, les escarpements, les nuances de la couverture végétale.

L'image rend par ailleurs possible une bonne lecture de tous les accidents cassants, qu'il s'agisse de grandes failles et linéaments ou d'une fissuration des calcaires beaucoup plus fine. C'est peut-être là son intérêt majeur. En effet, les travaux scientifiques soulignent depuis longtemps, avec une insistance de plus en plus marquée au cours des dernières années, le rôle de la fracturation dans la localisation des formes d'érosion qu'il s'agisse du karst, des formes fluviales ou glaciaires. Par ailleurs, l'étude des grandes failles actives de la planète repose maintenant de plus en plus sur l'imagerie satellite. Ainsi une équipe de géologues travaille depuis quelques années sur les images SPOT panchromatiques pour étudier le mouvement des failles décrochantes actives en Chine sur

la bordure Nord du plateau tibétain. Le Monténégro étant une région sismique, il serait intéressant d'analyser de manière approfondie les systèmes de failles qui recoupent à l'emporte pièce les grands accidents tectoniques tertiaires contemporains de l'édification des Dinarides.

2. Le choix des traitements

Les détecteurs photo-électriques du satellite SPOT effectuent 3 mesures: la première dans le canal vert (XS1), la deuxième dans le canal rouge (XS2) et la troisième dans le canal infrarouge (XS3). A partir de ces mesures, deux compositions colorées ont été réalisées:

- le traitement n°1 est une composition colorée réalisée à partir des trois canaux. La végétation y apparait en rouge, rouge d'autant plus vif que l'activité chlorophyllienne y est intense. Ainsi les feuillus de l'étage montagnards et les roselières des zones humides apparaissent en rouge vif tandis que les oliviers et arbustes méditerranéens de la frange littorale sont d'un rouge plus foncé. Le monde minéral, les roches dénudées apparaissent en blanc ou un bleu pâle (couleur cyan), l'eau en noir. Les espaces cultivés sont en général dans les tons bruns, en raison de la sécheresse estivale.

- le traitement n°2 est une autre composition colorée plus riche en nuances. Elle est réalisée à partir de trois données: le canal XS1 de SPOT, l'indice de végétation accroît les nuances entre les différentes formations végétales et accentue l'opposition entre ce qui est végétal et non végétal. Il est calculé selon la formule suivante:

$$IV = \frac{PIR - R}{PIR + R}$$

R = Valeur Rouge - PIR = valeur proche infra-rouge

L'indice de brillance correspond à la formule:

$$IB = \sqrt{PIR^2 + R^2}$$

Sur cette composition, la végétation apparait dans une gamme de couleurs allant du jaune au rouge et par conséquent plus riche que pour la première composition colorée.

Grâce à ces deux traitements, les creux des dolines, les fissures du karst qui piègent le sol, l'humidité, concentrent la végétation, se remarquent avec netteté sur l'image.

L'analyse et l'interprétation d'une image à haute résolution seront d'autant plus fines qu'elles pourront être complétées ou vérifiées par des documents cartographiques et des observations de terrain.

II. LES PARTICULARITÉS DU KARST MONTÉNÉGRIN

1. Une originalité certaine au sein du domaine méditerranéen

Les karsts du Monténégro occidental offrent un certain nombre de particularités qui donnent à cette région un caractère original.

La première raison est climatique:

- la côte et les montagnes proches du littoral sont particulièrement arrosées (5 mètres par an à Crkvice dans le massif de l'Orjen) ce qui rend possible une évolution actuelle du karst.

- au cours des périodes froides quaternaires, les climats étaient également humides et des formes glaciaires et nivales ont été reconnues à une altitude relativement modeste.

La deuxième raison est paléogéographique:

a - ce karst correspond à d'épaisses assises calcaires datant du Mésozoïque. Après la sédimentation des flysch éocènes et le paroxysme orogénique qui se situe à la charnière éocène-oligocène dans cette partie des Dinarides, la région a échappé aux transgressions marines miocènes et pliocènes. Une longue période de karstification a donc pu se développer au Tertiaire sous des climats chauds.

b - une tectonique plioquaternaire est responsable des volumes actuels. Le soulèvement se poursuit dans les massifs montagneux et les plus élevés tandis que la région du lac de Scutari, une partie des Bouches de Kotor et du littoral ont tendance à subsidence.

c - le domaine du Haut Karst est uniformément calcaire tandis que dans la région littorale apparaissent d'autres roches: flysch et marnes en position déprimée tandis que les calcaires forment les corniches et les points hauts. En quelques endroits, dans la zone de Budva, affleurent des diabases et radiolarites tandis que les calcaires, de sédimentation plus pélagique peuvent être des calcaires en plaquettes à silex.

d - la tectogénèse tertiaire a été beaucoup plus intense dans la région littorale où plis et chevauchements se sont concentrés. La charpente de l'édifice tertiaire reste en place, mais connaît de nombreuses fissures, bien visibles sur l'image SPOT. Ces dernières commandent probablement l'évolution actuelle du karst, tandis que la longue période de karstification explique les modelés et l'absence à peu près totale de drainage superficiel et notamment de grandes vallées.

2. La reconnaissance des types de paysage karstiques sur l' image SPOT

Ces particularités expliquent les oppositions régionales. On peut reconnaître en gros quatre domaines correspondant à quatre types de paysage.

Le domaine montagnard au-dessus de 1000 mètres d'altitude. Il se développe largement au Nord et au Nord-Ouest de l'image, entre les Bouches de Kotor et Cetinje. Il se prolonge ensuite, en se rétrécissant, jusqu'à la Rumija.

Un paysage de plateaux mamelonnés entre Cetinje et le lac de Scutari, avec des altitudes moins élevées (inférieures à 900 mètres) et s'abaissant vers le SE.

La dépression du lac de Scutari où quelques pitons rocheux dominent une vaste zone humide entourant le lac lui-même.

La région littorale, plus ou moins large, offrant un paysage de chainons peu élevés, tranchés par la mer en falaises et séparés par de petites plaines littorales bordant de larges baies.

a - le domaine montagnard

Il comprend sur la carte trois types de paysages.

- **de grands escarpements dénudés** associés à des fronts de chevauchements. Le plus impressionnant se développe au-dessus des Bouches de Kotor. A la base, le chevauchement du calcaire sur le flysch forme une limite nette dépourvu de grands glacis et de grands cônes d'accumulation.

- **quelques sommets en forme de pitons**, tels le Lovćen, dominent une topographie d'ensemble plus calme mais très irrégulière dans le détail. Ce paysage couvert d'une forêt de feuillus assez continue, conserve une empreinte glaciaire importante.

- **de vastes espaces où le calcaire affleure à nu**. Ces espaces apparaissent très nettement sur l'image et correspondent probablement à des champs de lapiés dénudés. Des couleurs plus foncées soulignent des prairies ou des champs cultivés le plus souvent dans des dépressions karstiques ou nivo-karstiques pour les plus élevées. Les dolines et dépressions fermées apparaissent comme de petites taches nombreuses et de toutes dimensions. Le poljé de Cetinje est de loin la plus vaste.

b - Les plateaux mamelonnés apparaissent de manière progressive. Au Nord et à l'Est de Cetinje, l'évolution des couleurs sur l'image montre la transformation à la fois des formes du relief et de la couverture végétale. Les arbres se réfugient dans les dolines et dans les creux tandis que les parties en saillie sont couvertes d'une végétation très maigre.

c - Les milieux humides du lac de Scutari

Aux abords du lac de Scutari, apparaissent des vallées drainées, en particulier celle de la Morača, ainsi qu'une plaine marécageuse où les pitons calcaires forment des hums. Les couleurs les plus vives correspondent aux roselières.



Fig. 1: Le littoral monténégrin: les unités structurales

1 - Haut Karst: calcaires néritiques du Trias au Crétacé, 2 - Zone de Budva: facies pélagique du Trias au Crétacé, 3 - Flysch (Eocène-Oligocène), 4 - Calcaires néritiques de la zone dalmate (Crétacé-Eocène), 5 - Chevauchements
D'après la Carte Géologique de Yougoslavie, 1:500.000, Savezni geološki zavod 1970

Sl. 1: Strukturne enote črnogorskega primorja

1 - Visoki kras: neritični apnenec (trias do kreda), 2 - okolica Budve: pelagični facies (trias do kreda), 3 - fliš (eocen-oligocen), 4 - neritični apnenec dalmatinskega območja (kreda-eocen), 5 - narivi
Po Geološka karta SFRJ, 1:500.000, Savezni geološki zavod 1970

d - Le domaine littoral

Le domaine littoral offre une variété de paysages qui ne sera pas analysée en détail. L'image montre bien dans les nuances des couleurs qu'il s'agit d'un milieu bio-climatique différent qui s'arrête brusquement au pied des escarpements du Haut Karst. Les affleurements de flysch ravinés en badlands se remarquent au Sud de la baie de Tivat et au Sud de Bar.

III. LA FRACTURATION DU KARST

L'image permet de distinguer essentiellement trois types de fractures:

- **la fissuration** fine, très importante et visible par simple lecture sur l'image
- **les failles** soulignées par un escarpement ou une discontinuité dans les couleurs
- **les grands linéaments** dont le tracé repose sur une interprétation puisqu'ils se reconnaissent à des alignements parfois discontinus d'accidents linéaires orientés dans la même direction: fractures, escarpements, alignement de dolines ou de végétation plus dense.

1. La fissuration des calcaires et des failles

Elle est particulièrement visible et importante sur le Haut Karst, beaucoup moins évidente dans la région littorale. Elle forme des réseaux de cassures parallèles et rectilignes se poursuivant sur quelques kilomètres et recoupées obliquement par des cassures identiques (cf carte). En générale l'une des deux directions est dominante. Un tel ensemble est particulièrement net entre Cetinje et le Lovćen. Dans ce secteur les dolines sont très nombreuses et s'alignent dans le sens des fractures les plus importantes, d'orientation Nord-Est-Sud-Ouest.

La dépression karstique la plus importante, le poljé de Cetinje, est délimitée par un réseau de failles et de fractures qui ont influencé ses formes et peut-être sa localisation.

2. Les grands linéaments

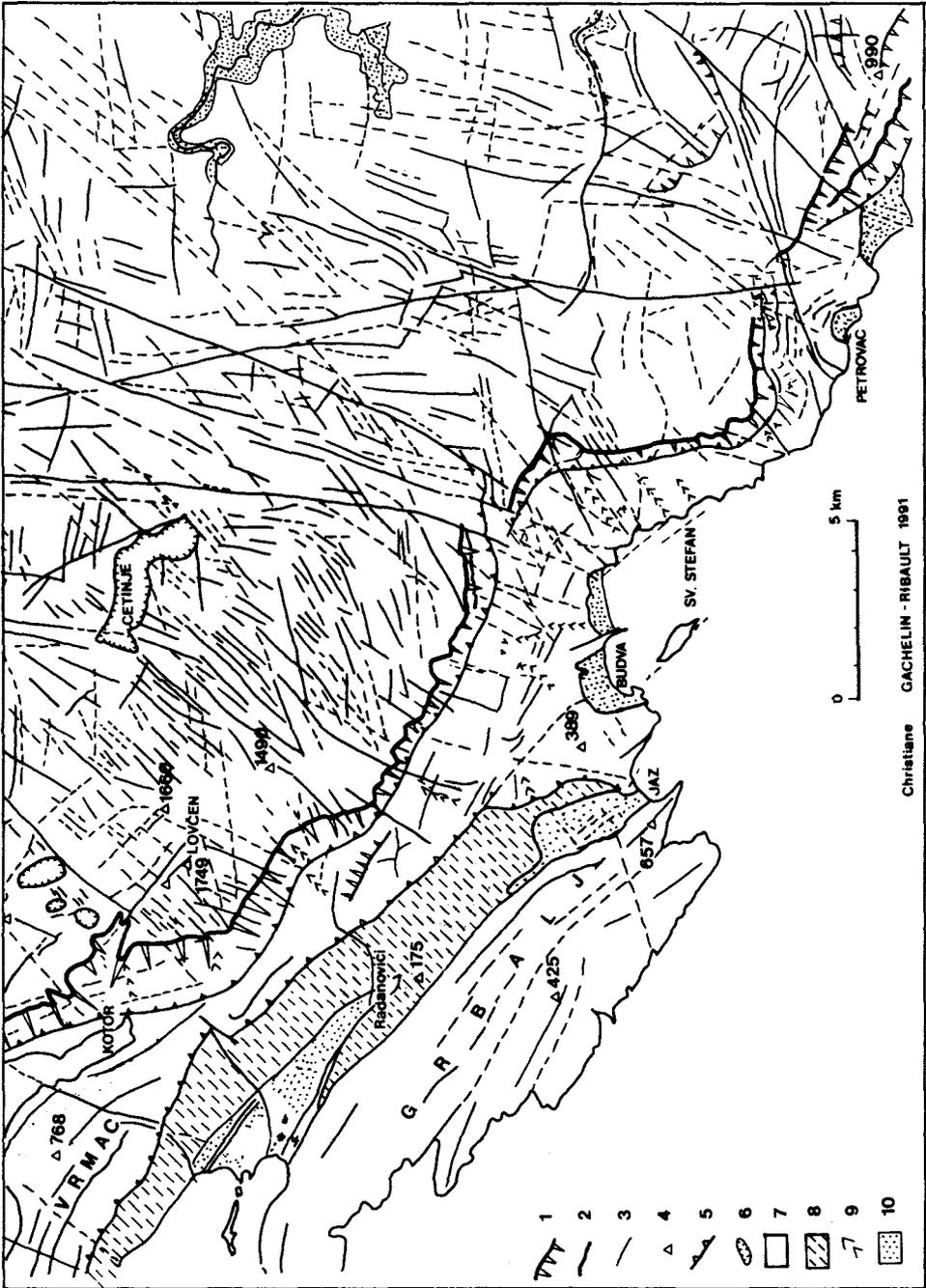
ont un tracé parfois rectiligne, parfois légèrement arqué et des directions variées indifférentes aux plis et chevauchement dinarique

Fig. 2: La fracturation du Monténégro Occidental. Interprétation de l'image SPOT du 31-8-1987

1 - escarpement important, 2 - ligne de crête, 3 - fracture, faille, linéament, 4 - sommet, 5 - chevauchement tertiaire, 6 - poljé, ouvala, grande dépression fermée, 7 - plateaux et montagnes calcaires, 8 - dépressions et collines dans le flysch, 9 - ravins, 10 - plaine et remblaiement quaternaire

Sl. 2: Prelomi na zahodu Črne gore. Interpretacija posnetka SPOT z 31.8.1987

1 - strmo pobočje, 2 - linija grebena, 3 - prelom, razpoka, brazda, 4 - vrh, 5 - terciarni nariv, 6 - polje, uvala, velika zaprta depresija, 7 - planote in apneniški hrbti, 8 - depresije in griči na flišu, 9 - globel, grapa, 10 - uravnava in kvartarni sedimenti



qu'elles recoupent obliquement ou perpendiculairement. A la différence de la fissuration de détail, ces linéaments ne sont jamais parallèles entre eux. Ils se rapprochent et parfois se croisent en quelques points, particulièrement au fond des Bouches de Kotor, à Orahovac, à Budva, Petrovac et Bar. Ces linéaments forment parfois sur l'image des fissures ouvertes, creusant un sillon rectiligne qui traverse indifféremment les accidents mineurs ou majeurs du relief. Une analyse plus précise montrerait sans doute que certains d'entre eux ont joué en décrochement.

CONCLUSION

Cette présentation d'une image SPOT n'est pas, il s'en faut, exhaustive. Mais ce n'était pas le but recherché qui était de montrer l'utilisation possible d'une image satellite à haute résolution pour l'étude d'une région karstique. Confrontée à des observations de terrain et à des documents cartographiques, elle apparaît aujourd'hui comme un outil précieux pour l'analyse des formes de surface. Elle met en évidence le rôle de la fissuration et de tous les accidents cassants, parfois difficilement identifiables sur le terrain, dans l'impressionnant chaos de formes dues à la dissolution des calcaires telles qu'elles apparaissent dans les régions aussi profondément karstifiées que "l'hyperkarst" monténégrin.

**QUANTIFICATION ET MODELISATION DU
FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES
PRINCIPAUX AQUIFERES CARBONATES DU KARST
DE LA SAINTE BAUME (B.du Rh. - Var; France)**

**KVANTIFIKACIJA IN MODELIZACIJA DELOVANJA
POGLAVITNIH KARBONATNIH VODONOSNIKOV V KRASU
SAINTE BAUME (B.du Rh.-Var; Francija)**

PHILIPPE MARTIN

Abstract

UDC 556.33 (44)

Martin, Philippe: Measurement and modelling of hydrological behaviour of main carbonated aquifers of Sainte Baume karst (B. du Rh., Var; France)

Sainte Baume (B.du Rh., Var; France), the most southern lower carbonated Provence mountains constitutes a high chain (~ 1100 m) lying E-W which dominates important karst plateau. Its geologic structure (pyrénéo-provençal) results from south provençal overthrust (upper Eocene) during the pont-pliocene tectonic phase. These complex geologic structures (essentially E-W) are cut at right angle by a fluviate drainage (essentially S-N). This particular lay-out realises a divided underground drainage. Carbonated aquifers are thus numerous and of small size. The studies realised on a dozen karstic systems allowed us to quantifie their individual possibilities. The springs flows are modest. The application of hydrodynamic models (Maillet, Horton) permits a better use of these reserves. These karst systems have a diversified function. These quantifications (total mountain outflow and hydraulic models) reveal that the Sainte Baume drainage is effectuated at 3 levels and following 3 axes.

Level 1: each of the small aquiferous of the mountain is drained north towards local valley springs.

Level 2: it interests the whole mountain and reveals the actual reorganisation of underground drainage towards the lower oriental and occidental springs.

Level 3: southward underground drainage towards Cassis submarine springs (Port Miou, Bestouan) which Sainte Baume feeds (outflow 1 m³/s).

These multiple types of function accentuate the idea we could have of karst heterogeneity.

Key words: Sainte Baume, Provence, karst, hydrometry, hydrodynamics, Maillet, Horton, heterogeneity, paleogeography, submarine spring.

Izveček

UDK 556.33 (44)

Martin, Philippe: Kvantifikacija in modelizacija hidrološkega delovanja poglavitnih karbonatnih vodonosnikov v krasu Sainte Baume (Bouches du Rhône, Var, Francija)

Masiv Sainte Baume je najjužnejši del karbonatne Spodnje Provence, ki ga gradi "velika veriga" (1100 m n.m.) v smeri vzhod - zahod s pomembnimi kraškimi planotami. Njena geološka zgradba je pirenejsko-provansalskega tipa, nastala zaradi južno-provansalskega nariva (Zgornji Eocen) v ponto-pliocenski tektonski fazi. To geološko strukturo (najpomembnejša smer W-E) preseka rečni odtok pravokotno nanjo (pretežno N-S). Ta posebna zgradba pogojuje razdeljeno podzemno drenažo. Karbonatnih vodonosnikov je torej veliko in so manjših dimenzij. Preučili smo kak ducat kraških sistemov, kar nam je omogočilo kvantificirati njihove posebnosti. Pretoki niso zanimarjivi. Aplikacija hidrodinamičnih modelov (Maillet, Horton itd.) nam je omogočila boljšo predstavo. Ti kraški sistemi pa obenem tudi predstavljajo izredno različnost delovanja. Kvantifikacija (vodna bilanca glede na masiv), kakor tudi modelizacija sta odkrili, da poteka odtok s Sainte Baume na treh nivojih v treh različnih smereh:

Prvi nivo: vsi majhni vodonosniki se odcejajo proti N, v lokalne izvire.

Drugi nivo: je prisoten na celotnem masivu in odkriva sedanjo reorganizacijo podzemnega odtoka proti najnižjim vzhodnim in zahodnim točkam.

Tretji nivo odteka proti S, proti podmorskim izvirom v Cassisu (Port Miou in Bestouan), ki prejemajo iz Sainte Baume 1 m³/s.

Vsi ti različni tipi odtoka ponovno dokazujejo izredno heterogenost krasa.

Gljučne besede: Sainte Baume, Provence, kras, hidrometrija, hidrodinamika, Maillet, Horton, heterogenost kras, paleogeografija, podmorski izvir

Address-Naslov

Philippe MARTIN

UA 903 du CNRS

7, rue Dorée

30.000 Nîmes, France

Le massif de la Sainte Baume constitue le plus important ensemble montagneux de la Basse Provence carbonatée. En raison des ces caractéristiques topographiques, il en est aussi le principal château d'eau.

1. LE MILIEU NATUREL

Situé à une quinzaine de kilomètres des rivages de la Méditerranée, ce chaînon carbonaté d'orientation WSW-ENE, s'impose dans ce paysage provençal par son escarpement septentrional, véritable signature topographique du massif. Autour de celui-ci et donc de la "Haute Chaîne" qui domine de ses 1100 m d'importants plateaux karstifiés, s'organise le paysage.

Cet ensemble est classiquement subdivisé en plusieurs unités topographiques (NICOD, 1967, p.247). Depuis la "Haute Chaîne" d'où l'on domine l'ensemble du massif nous discernons (fig. 1): à l'W les collines de Bassan, au NNW le dôme de la Lare (841 m), au N le plateau du Plan d'Aups, au NNE le fossé de Nans les Pins qui s'ouvre sur l'ample dépression du Cauron, à l'ENE les plateaux de Mazaugues drainés par le Caramy et enfin au S de la "Haute Chaîne", le flanc méridional du massif qui descend graduellement vers le poljé de Cuges les Pins, le bassin du Beausset et la Méditerranée.

1. Structure géologique et évolution paléogéographique cénozoïque

Cette topographie variée exprime en fait la complexité extrême de la géologie de ce massif, tant au niveau de séries stratigraphiques que de la mise en place des unités tectoniques. Celui-ci est constitué d'un soubassement autochtone plus ou moins plissé (série du bassin de l'Arc) et d'unités para-autochtones (série renversée) et allochtones (série jurassique et crétacée du Beausset en position normale) (GUIEU, 1969; BLANC et al., 1974).

L'anticlinal de la Lare, le synclinal faillé du Plan d' Aups ainsi que les plateaux de Mazaugues matérialisent le soubassement autochtone de la chaîne qui chevauche la série allochtone qui constitue le massif de l'Agnis, le versant méridional de la Sainte Baume, le volet monoclinale de Bassan, ainsi que quelques dolines connues sous le nom d'unité de Roque Forcade - Nans. La "Haute Chaîne" est, elle, formée par la série

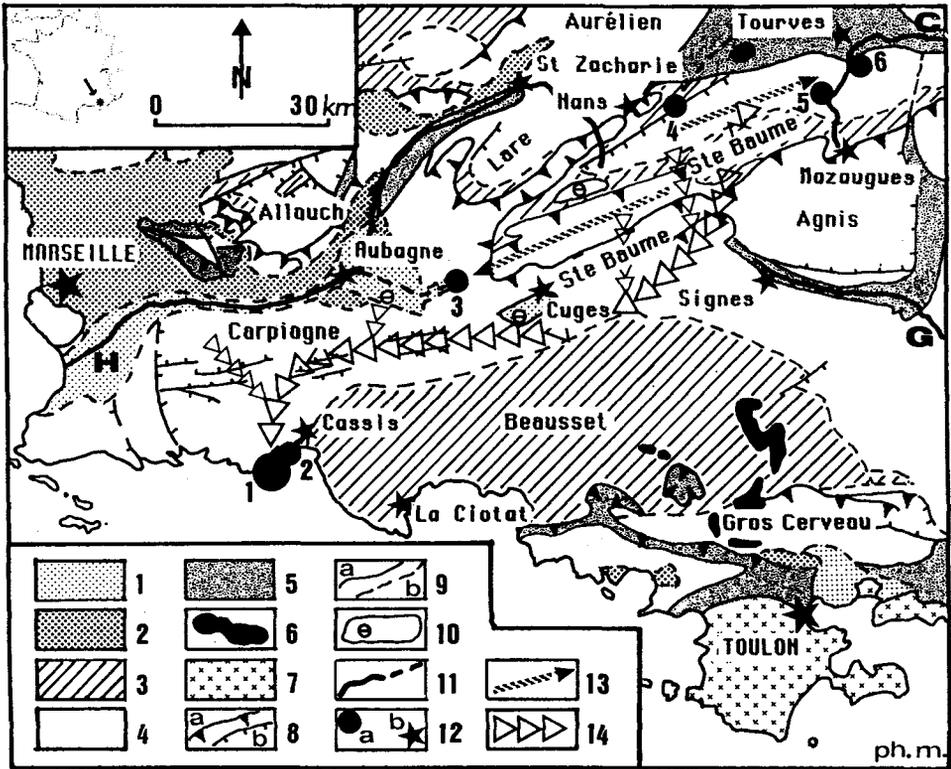


Fig. 1: Structures géologiques et principaux axes de drainage souterrain

Légende:

1 - Quaternaire. 2 - Oligocène. 3 - Crétacé supérieur. 4 - Jurassique et Crétacé inférieur. 5 - Trias. 6 - formation volcanique. 7 - permien et formation métamorphique. 8a - chevauchement, 8b - faille. 9a - décollement principal. 9b - limite stratigraphique. 10 - poljé et ponor. 11 - rivière pérenne et temporaire. 12a - source. 12b - ville et village. 13 - drainage à l'échelle du massif vers les sources orientales et occidentales les plus basses (niveau 2). 13 - drainage à l'échelle régionale vers les sources sous marines de Port Miou et du Bestouan à Cassis (niveau 3).

Sl. 1: Geološka zgradba in glavne smeri podzemnega odtoka

Legenda:

1 - kvartar. 2 - Oligocen. 3 - zgornja kreda. 4 - spodnja jura in kreda. 5 - trias. 6 - vulkanski material. 7 - permij in metamorfne kamnine. 8a - nariv. 8b - prelom. 9a - glavni prelom. 9b - stratigrafska meja. 10 - polje in ponor. 11 - stalna ali občasna reka. 12a - izvir. 12b - mesto ali vas. 13 - odtok z masiva proti najnižjim izvirov na vzhodu in zahodu (nivo 2). 13 - odtok regionalnega reda proti podmorskim izvirov v Port Miou in Bestouan v Cassis (nivo 3). Inventaire des source - Seznam izvirov

1 - Port Miou, 2 - Bestouan, 3 - Saint Pons, 4 - Foux de Nans, 5 - Figuière, 6 - Lieutaud.

para-autochtone affectée de tronçatures horizontales. Elle est charriée sur le Crétacé supérieur autochtone du Plan d'Aups.

Pour l'essentiel cette organisation du massif a été acquise lors de la phase pyrénéo-provençal. A l'Eocène supérieur des déplacements tangentiels ont affecté des séries déjà faillées, plissées et érodées (TEMPIER, 1987). Ces vastes décollements de couverture à vergence N (fig. 2) ont pu atteindre des distances importantes (8 à 10 km (AUBOUIN & CHOROWICZ, 1967; GUIEU, 1969) ou 20 km (GUIEU & ROUSSET, 1979) dans le cas de la Sainte Baume). Au cours et vers la fin de l'Oligocène ces séries ont été déformées par des ploiements de direction SW-NE auxquels il convient de rattacher par exemple l'anticlinal de la Lare. Mais ces mouvements ne résultent pas d'une phase orogénique majeure à l'Oligocène dans cette région de la Provence (GUIEU, 1959, p.23). La surrection des zones actuellement élevées ainsi que l'affaissement de la région de Toulon sont déterminés, à la fin du Miocène et pendant le Pliocène, par les contre-coups de la phase alpine tardi-tectonique et par les mouvements d'affaissement du continent méridional (BLANC et al., 1974) qui s'élevait dans le prolongement occidental du massif des Maures.

Toutefois, avant, pendant ou entre ces phases, se réalisent une ou des surfaces d'aplanissement, dès Oligocènes et dans un milieu continental pour J.NICOD (1967), surtout à partir du Miocène et dans un milieu maritime (abrasion marine) pour d'autres auteurs (COPPOLANI et al., 1973; RICHARDOT & ROUSSET, 1975; ROUSSET, 1975), surface(s) dont on trouve de nombreuses traces aujourd'hui sur les reliefs.

J.NICOD (1967, p. 270) a montré que les différents réseaux hydrographiques, d'orientation essentiellement sub-méridienne (cours amont du Caramy, de l'Huveaune, du Peyruis, des Encanaux et du Latay) qui rayonnent aujourd'hui autour de la "Haute Chaîne", sont en grande partie surimposés (NICOD, 1967, p. 270) sur des structures géologiques (chevauchement, plissement, fracturation) d'orientation globalement E - W. Ces drains se sont donc installés sur une surface sub-horizontale entourant un paléo relief s'élevant sur l'emplacement actuel de la "Haute Chaîne". Cette surface peut être théoriquement soit d'érosion, soit d'accumulation. Mais comme l'on ne retrouve pas autour de la Sainte Baume d'éléments indiscutables d'une couverture sédimentaire discordante marine et miocène (GUIEU, 1969, p. 23) telle qu'on peut l'observer dans le bassin de l'Arc ou sur la chaîne de la Nerthe, on doit admettre que cette surface est d'abrasion si elle est marine et miocène et vraisemblablement d'érosion si elle est Oligocène (pédiment).

Ce rapide tour d'horizon montre, quoi qu'il en soit, que nous avons affaire à un karst qui a subi de nombreuses influences qui ont, sans nul doute, une influence sur le fonctionnement actuel.

2. Hydrographie du massif

Ce chaînon est aussi le principal château d'eau d'une Basse Provence aride (NICOD, 1980). Comme dans toutes les régions où les faciès

carbonatés ont une importance prédominante, les écoulements s'effectuent en surface et/ou en profondeur. Toutefois, seuls les versants W, N, et E recèlent des écoulements pérennes. Le flanc S ne possède aucune source notable pouvant entretenir un écoulement de surface permanent.

Le domaine septentrional de la Sainte Baume alimente deux fleuves côtiers (fig. 1):

l'Argens à l'est (2800 km²) par l'intermédiaire de deux affluents de rive droite:

- le Cauron (133 km²) qui bénéficie des eaux de la Foux de Nans, de la Font Alaman, de la source de la Bastide Blanche, et celle de Rougiers.

- le Caramy (205 km²) qui reçoit les eaux des sources du Caramy, celles de la source de la Figuière, celles de la source Lieutaud et celles de la source des Lecques.

l'Huveaune à l'ouest (505 km² dont 77 km² appartiennent au massif de la Saine Baume) qui prend sa source au pied du Plan d'Aups, au fond de la reculée de Castelette (grotte de Castelette, trou des Moulins, source supérieure de l'Huveaune, source de la Taurelle, source Lazare et source de la Brise) et qui reçoit les eaux de trois ruisseaux:

- le ruisseau de Peyruis qui est alimenté par les sources de Peyruis et des Nayes.

- le ruisseau de la Vède qui bénéficie des débits des sources des Encanaux et du réseaux des Brailles.

- le Fauge dont les débits sont soutenus par les eaux des sources et de la Tourne de St. Pons et des Cabrelles.

A ces exutoires il faut ajouter la modeste source de Saucette dont les eaux rejoignent directement l'Huveaune à la latitude de Pont de l'Etoile.

Fig. 2: Eléments d'hydrologie du massif de la Sainte Baume

Légende:

A - massif carbonaté; B - vallée et dépression; C₁ - travertin; C₂ - grotte émissive temporairement; C₃ - limnigraphe; D₁ - ruisseau pérenne; D₂ - ruisseau temporaire; E - limite de bassin versant; F - gorges; G₁ - poljé; G₂ - ponor; H₁ - sommet; H₂ - source; H₃ - village

Sl. 2: Hidrološki elementi masiva Sainte Baume

Legenda

A - karbonatni masiv; B - dolina in depresija; C₁ - lehnjak; C₂ - jama - občasni bruhalnik; C₃ - limnigraf; D₁ - stalni potok; D₂ - občasni potok; E - omejitve porečja; F - soteske; G₁ - polje; G₂ - ponor; H₁ - vrh; H₂ - izvir; H₃ - vas

Inventaire des source - Seznam izvirov:

1 - Saint Pons, 2 - Saucette, 3 - Encanaux inférieurs, 4 - Encanaux supérieurs, 5 - Nayes supérieures, 6 - Nayes inférieures, 7 - Peyruis, 8 - Brise, 9 - Lazare, 10 - Huveaune supérieure, 11 - Font Alaman, 12 - Foux de Nans, 13 - Lieutaud, 14 - Figuières, 15 - Bastide Blanche, 16 - Taurelle, 17 - Mazaugues, 18 - Lecques

Inventaire des grottes émissives temporairement -

Seznam jam - občasnih bruhalnikov

a - Tourne de Saint Pons, b - Réseau des Brailles, c - Réseau Sabre

93

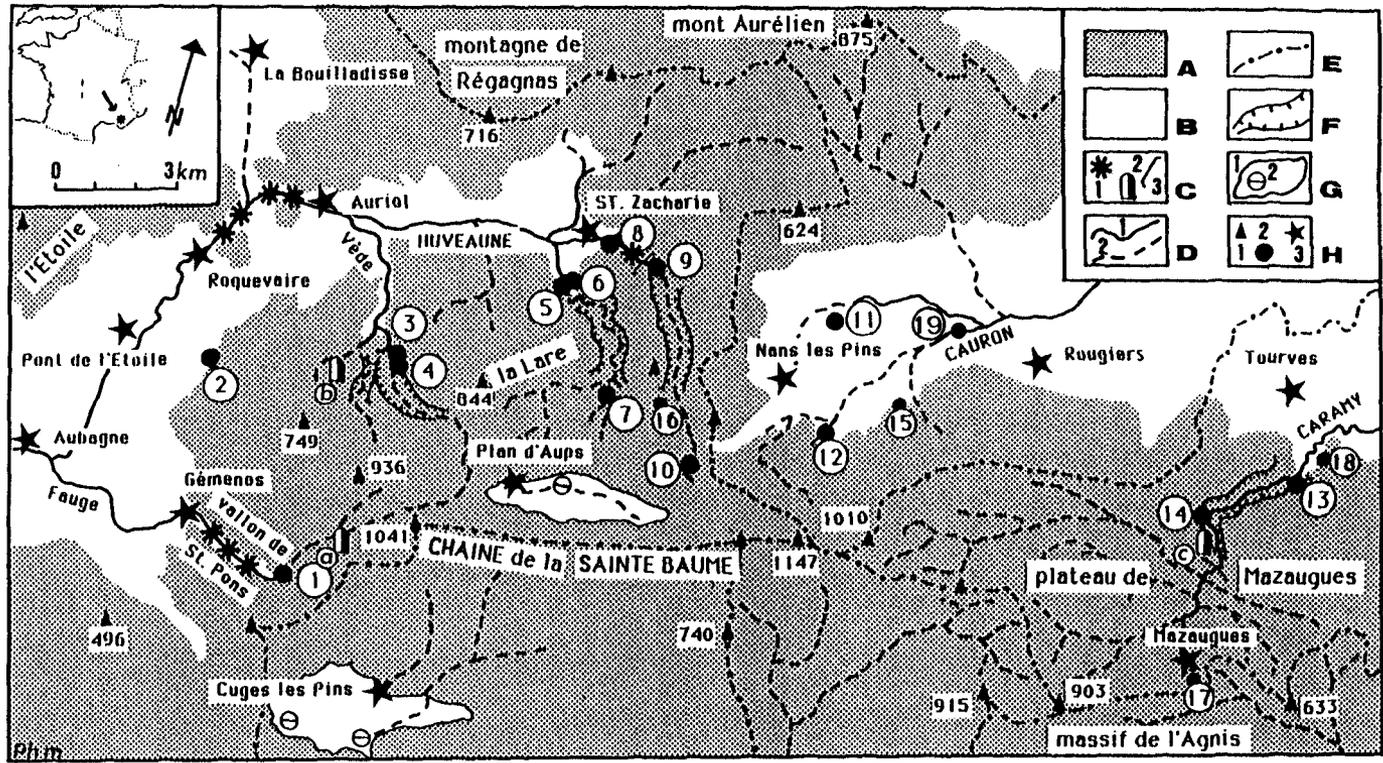


Figure n° ELEMENTS SUR L'HYDROLOGIE DU MASSIF DE LA SAINTE BAUME.

II. CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES PRINCIPAUX AQUIFÈRES

Les structures géologiques du versant N de la chaîne, (essentiellement W-E) sont donc recoupées orthogonalement par un drainage fluvial en grande partie sub-méridien (fig. 1). Ce maillage relativement serré détermine un morcellement du drainage souterrain en une quinzaine d'aquifères.

La quasi totalité de ces aquifères a fait l'objet, dans le cadre d'un doctorat (MARTIN, 1991) soutenu par la DGRST, l'URA 903 du CNRS et le Laboratoire de Géographie Physique d'Aix-en-Provence, d'un suivi hydrométrique de juin 1984 à décembre 1986. Ces mesures succèdent à celles effectuées, de mars 83 à juin 84, par C. COULIER (1985) sur les sources occidentales du massif.

Lorsque ces mesures ont été acquises par des limnigraphes (cf. Tableau no. 1 et 2) cela l'a été soit par la mise à notre disposition, par la SRAE Provence côte d'Azur, du matériel nécessaire que nous avons géré (St. Pons, Encanau sup., Font Alaman, Foux de Nans, Figuière), soit par l'utilisation d'informations collectées et aimablement communiquées par la Société du Canal de Provence (sca Lazare). A partir de ces chroniques nous avons pu effectuer, grâce à A. MANGIN (1975; 1981 a & b; 1984; BAKALOWICZ & MANGIN, 1980) du Laboratoire souterrain du CNRS à Moulis (Ariège), une analyse complète du fonctionnement de ces aquifères.

Par contre, lorsque les données ont été acquises par jaugeages, seuls les tarissements qui sont caractérisés par une certaine permanence et qui peuvent donc être suivis avec un pas de temps plus large, sont hautement significatifs. C'est pourquoi, dans cette synthèse comparative nous développerons essentiellement la modélisation des tarissements de fin de cycle.

Nous avons regroupé la majeure partie des informations sur les débits et les tarissements de ces sources des versants W et N de la Sainte Baume dans deux tableaux (Tableaux 1 et 2) sur lesquels il convient d'apporter quelques commentaires.

1. Débits et surfaces drainées

Les chiffres communiqués correspondent à des débits moyens journaliers. Lorsque nous avons constaté un assèchement des griffons, il nous a paru intéressant d'en indiquer la durée et donc, par différence, celle du fonctionnement. Très classiquement d'ailleurs, ce sont les sources les plus hautes qui s'assèchent. Parmi les sources pérennes, on remarquera qu'il y a deux groupes: l'un est constitué par les sources des gorges du Caramy qui ont un débit minimum important (= 50 l/s), l'autre regroupe celles dont le débit minimal s'échelonne entre 2 et 10 l/s.

Les débits maximaux sont eux connus avec moins de précision même lorsque nous avons bénéficié d'un limnigraphe, car d'une part, les seuils étaient naturels, sauf dans le cas des installations de la SCP, et

car d'autre part, lorsque ces aquifères sont très transmissifs, il est très difficile de jauger la pointe de crue, ce qui nous a obligés à extrapoler la valeur du débit moyen journalier maximal.

Par ailleurs, en raison d'une part, de la complexité des structures géologiques, et d'autre part, de fonctionnements particuliers (cf. ci-dessous), il est impossible, sauf exceptions (COULIER, 1985), d'établir les limites des bassins versants de ces sources. En conséquence il nous a paru plus pertinent de calculer, en fonction des précipitations du moment, à quel bassin minimal théorique correspondent les débits mesurés, en considérant que la totalité des pluies s'est infiltrée. En affectant ce bassin versant minimal d'un coefficient d'infiltration, on peut établir la surface réellement drainée. Tout le problème revient donc à trouver le coefficient d'infiltration représentatif de chaque bassin versant. Différents calculs (SCHOELLER, 1962, p. 211) effectués à partir de chroniques de sources très modulées donnent une valeur comprise entre 0,42 et 0,33 (MARTIN, 1991), si l'on ne tient pas compte des périodes très influencées par les réserves. Ces valeurs sont conformes à celles que l'on a pu mesurer dans d'autres karsts méditerranéens (de 0,23 à 0,42 avec des valeurs de 0,33 et 0,36 pour des karsts languedociens et 0,37 en Provence (DROGUE et al., 1983). Toutefois, en raison de la multiplicité des faciès affleurants, il est probable que ce coefficient varie fortement sur le massif. En conséquence nous ne l'utiliserons que dans une approche globale et moyenne (cf. ci-dessous).

2. Ajustement des tarissements au modèle du Maillet et calcul du volume dynamique

Depuis plus d'un siècle divers auteurs ont essayé d'ajuster, aux courbes de récession (décrue + tarissement), des modèles mathématiques dont les paramètres correspondraient à des grandeurs physiques (voir CASTANY, 1967; MANGIN, 1975 pour un historique de cette recherche). Parmi la multitude des essais, il semble bien que ce soit le modèle de MAILLET (1905), même en milieu karstique, qui rende le mieux compte du tarissement. Son équation est de la forme:

$$Q_t = Q_0 + e^{-\alpha t}$$

Q_0 étant le débit du tarissement
 Q_t étant le débit du temps t . du tarissement
 α étant le coefficient de tarissement

Ce dernier nous informe sur l'étendue du karst noyé et sur les pertes de charges qui affectent son écoulement. Il correspond à l'inverse du temps que met le débit pour décroître de la 0,368^{ème} partie de sa valeur initiale (MANGIN, 1975). Par ailleurs, lorsque les volumes dynamiques, calculés pour différents tarissements de fin de cycle, sont semblables (aquifère captif ou karst noyé réduit), le coefficient α que fait intervenir la fonction exponentielle, ne devrait que peu varier d'un tarissement à l'autre. Par contre, avec une zone saturée importante et

non captive, l'allure du tarissement dépend particulièrement de l'état d'imbibition de l'aquifère. En cela les valeurs minimales et maximales obtenues sont intéressantes.

L'étude la plus importante a été effectuée sur la source Lazare qui draine un aquifère correspondant à la zone très fracturée située à la jonction des massifs de l'Aurelien et de la Sainte Baume. Nous avons modélisé 13 tarissements de fin de cycle. Les valeurs obtenues peuvent servir de référence pour apprécier les coefficients des autres sources. On notera la grande similitude avec ceux de la Figuière. Deux valeurs, celle de Peyruis et celle de Lieutaud, s'écartent de l'ensemble.

Dans le cas de Peyruis il n'est pas sûr que nous soyons là en présence d'une source possédant un réel tarissement. Cette émergence fonctionne vraisemblablement comme un trop-plein de la source de la Taurelle (débit de 16 l/s le 26/02/86) située plus bas dans le prolongement oriental de la série chevauchante de Roque Forcade - Nans.

Dans le cas de Lieutaud il semble par contre que nous ayons à faire à un aquifère très capacitif d'autant que cette valeur a été obtenue lors de l'étiage de 1985 qui a été exceptionnellement long. Toutefois, une chronique du BRGM de 24 jaugeages effectués entre 16/01/70 et le 04/01/71 permet de calculer un coefficient de tarissement de 0,0054 et un volume dynamique de 1,2 Mm³ soit des valeurs plus proches de celles que l'on observe sur la Sainte Baume. Mais lors de l'établissement de cette chronique BRGM, une mine de bauxite dite de "Mazaugues aval" et située au N de la source, était en activité, alors qu'elle ne l'était plus lors du tarissement de 1985. Cette mine qui a été mise en exploitation en 1968 (DURAND, 1972) a connu à partir du juillet 69 une venue d'eau "per ascensum" au toit des calcaires du Jurassique supérieur nécessitant le rejet d'une exhaure d'au moins 100 l/s dans le Caramy via le vallon de l'Epine (DURAND, 1972). On peut donc supposer que cette action anthropique a pesé sur les modalités de tarissement et qu'aujourd'hui, les circulations "naturelles" s'étant rétablies, on retrouve une image plus correcte du fonctionnement de cet aquifère.

Ces caractéristiques particulières n'oblitérent quand même pas la corrélation linéaire qui existe sur ce massif entre l'altitude des sources et la valeur du coefficient moyen de tarissement. Celle-ci avec $n = 13$ et $r = 0,791$ apparaît comme peu significative lorsque l'on effectue la correction induite par le caractère réduit de la série de données. Avec un seuil de 5% le coefficient de corrélation devrait être de 0,846. Par contre, cette corrélation est significative avec un seuil de 1% si l'on ne prend pas en compte les sources de Saucette, de la Brise, et des Encanaux supérieurs ($n = 9$, $r = 0,970$, part de la variance expliquée: 94%). Comment interpréter cette corrélation si ce n'est en pensant que l'altitude de chaque exutoire détermine certaines modalités de fonctionnement comme le tarissement. Ce qui revient à dire, sur un plan plus général, qu'elle est l'expression d'une relation existant entre un ou des système(s) fluvial(s) et leurs sous systèmes, ici des systèmes karstiques. La position des émergences est déterminée d'une part, par les grandes unités morfo-structurales (position liée à une faille, à une

limite stratigraphique, etc. ...) mais aussi et surtout d'autre part, par le fonctionnement et par l'évolution morpho-dynamique du réseau de drainage aérien (creusement des gorges et des vallées par ex.). L'essentiel des gorges étant creusé, comme nous l'avons vu, sur le versant N de la Sainte Baume cela implique que la majorité des exutoires soit localisée sur la périphérie septentrionale de la chaîne. Cette logique correspond au premier type (niveau 1) d'organisation des écoulements souterrains de ce massif.

Le volume dynamique correspond au volume d'eau en mouvement du karst noyé qui détermine le débit à l'exutoire. Il est exprimé en millions de m³ et est égal à:

$$Vd = Q_0 / \alpha \cdot 86400.$$

avec Q_0 en m³

Si on écarte celui de la source Lieutaud dont nous venons de débattre indirectement, il apparaît que peu de sources sur ce massif présentent des "réserves" importantes (Figuère, St. Pons, Naves, Lazare). Mais celles qui en ont sont toutes situées en périphérie du massif. Toutefois, cette vision devra être nuancée par l'étude de récession piézométriques de la Foux de Nans développées dans le chapitre 3.

III. MULTIPLICITÉ DES NIVEAUX ET DES ORIENTATIONS DE DRAINAGE

La description systématique du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique des 14 principaux aquifères de la Sainte Baume (MARTIN, 1991) a montré d'une part que chacun d'eux a un fonctionnement original et d'autre part que le drainage souterrain s'effectue à plusieurs niveaux selon plusieurs orientations. Nous illustrerons ce dernier fait à partir de 3 exemples: celui des exutoires de Saint Pons, celui de la Foux de Nans les Pins et celui de la source de la Figuère.

1. Saint Pons: un aquifère très capacitif à exutoires multiples

La source de Saint Pons est située dans la vallée orientée grossièrement E - W du Fauge qui éventre la terminaison occidentale de la chaîne entre le pic de Bertagne (1042 m) et la plaine d'Aubagne. La partie aval de cette vallée située entre la source et le village de Gémenos est comblée par une très importante formation travertineuse qui, dans sa partie amont, est recoupée par le Fauge (MARTIN, 1984, 1986, 1988, 1989, 1991).

En fait, aujourd'hui, la vidange de l'aquifère de Saint Pons ne s'effectue plus seulement par la source de Saint Pons et par son trop plein naturel: la source des Cabrelles. Pour accroître les débits récupérables une galerie drainante a été creusée sous le niveau de la source, à travers la masse des travertins, jusqu'à un affleurement

calcaire, en suivant vraisemblablement un petit sous écoulement préexistant.

Le débit moyen sur la période d'étude (06/84 - 12/86) et de 79 l/s à la source de Saint Pons, de 45 l/s dans la galerie et de 71 l/s à la source des Cabrelles. Ce dernier chiffre a été obtenu par extrapolation à partir d'une analyse des débits classés cumulés de la source de Saint Pons et de la galerie drainante. Il n'est donc qu'indicatif mais en première analyse on peut estimer que l'aquifère de Saint Pons fournit en moyenne 195 l/s.

Un traçage effectué à partir de l'aven de l'Escandaou (COULIER, 1985) situé sur la haute chaîne permet d'intégrer la partie occidentale de la haute chaîne au bassin versant de la source et cela bien que le taux de restitution de la fluorescéine n'ait été que de 3,5 %. La vitesse de transit du colorant étant elle aussi faible (8,5 m/h) bien que la pente théorique soit très forte (13,4 %).

Le bassin versant de l'aquifère de Saint Pons est donc constitué par la partie ouest de la haute chaîne mais il englobe aussi certainement la terminaison occidentale du Plan d'Aups comme tend à le prouver un premier traçage qualitatif (MARTIN, 1991) effectué à partir du trou Tartane, ponor occidental et temporaire du poljé du Plan d'Aups.

Tout ceci met en évidence, pour la partie occidentale de la chaîne, un axe majeur de drainage E → W conforme à l'orientation des structures géologiques.

2. La piézométrie de la Foux de Nans

En période de hautes eaux les exutoires de l'aquifère de la Foux de Nans s'échelonnent sur plusieurs centaines de mètres entre la Foux à l'amont et les sources de la Liéne à l'aval.

La source vaclusienne de la Foux de Nans (398 m NGF) est pénétrable en étiage sur une profondeur de 35 m, soit 363 m NGF. Elle a été explorée en plongée jusqu'à la cote 286 m NGF. Au delà un ensemble de diaclases remontantes a été reconnu jusqu'à la cote 334 m NGF. Cette source est captée par l'intermédiaire de forages recoupant le drain. La société qui exploite ce captage a ainsi pu obtenir une chroniques des fluctuations piézométriques. Les récessions ainsi mesurées s'ajustent lors des périodes humides au modèle de MAILLET et lors des périodes plus sèches au modèle de HORTON (MARTIN, à paraître) qui est une double exponentielle.

Sur les 6 tarissements d'étiage que nous avons étudiés, 5 sont correctement décrits par le modèle de HORTON cf. tabl. no. 3 ci-dessous.

Nous rappellerons pour mémoire que le modèle de HORTON (TRIPET, 1969) qui est dérivé du modèle du MAILLET et dans lequel on considère les variations continues du coefficient de tarissement, est de la forme:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t^m}$$

Q_0 étant le débit au début du tarissement
 Q_t étant le débit au temps t . du tarissement
 α et m sont des paramètres du modèle

avec $\beta = (\log.Q_0 - \log.Q_t) / t \cdot \log.e - \alpha t^{-p}$ et $m = 1 - p$. Lorsque $\log.\beta$ en fonction de $f(\log.t)$ se linéarise on peut écrire: $\log.\beta = \log.\alpha - p \log.t$. p étant la pente de la droite.

La qualité de l'ajustement est excellente comme en témoignent les différents coefficients de corrélation calculés. Les paramètres α et m sont relativement constants ($m_x = 0,773$, $\alpha_x = 0,026$). Ils peuvent être considérés comme des dimensions caractéristiques de l'aquifère. Celui-ci a donc un fonctionnement non linéaire lorsqu'il est dans un état de faible imbibition.

Tableau 3: Les tarissements de la Foux de Nans s'ajustent au modèle de HORTON

Table 3: The recession of Foux de Nans fitting HORTON'S model

Année du taris sement	Date début	date fin.	Hauteur piézomé. HO.	Modèle de HORTON		Coeff.cor. log. β /log.t	Coeff.cor.piézo calc/piézo. mesur.
				α	m		
1981	16/05/81	18/12/81	105	0,059	0,590	0,979; n=54	0,994; n=16
1982	26/04/82	10/11/82	80	0,024	0,782	0,966; n=51	0,998; n=12
1983	28/05/83	15/12/83	72	0,020	0,822	0,957; n=52	0,998; n=12
1984	14/06/84	20/08/84	122	0,023	0,799	0,988; n=17	0,990; n=10
1985	10/08/85	06/01/86	73	non conforme		aux mesures	
1986	3 06/09/86	13/11/86	67	0,0076	0,872	0,906; n=16	0,996; n=10

L'ajustement au modèle de Horton s'effectue avec les cotes relatives que nous a fournies la société exploitant la Foux de Nans. Pour retrouver la cote NGF il faut utiliser la formulation suivante:

$$\{ [Ho \cdot e^{(-\alpha t^m)}] \cdot 0,4 \} + 337 = Pt \text{ en NGF}$$

avec: Pt = valeur piézométrique au temps t
 Ho = mesure piézométrique

La double exponentielle de HORTON décroît, dans un premier temps, plus rapidement, puis dans un second temps, plus lentement, que la fonction de MAILLET. Ainsi la fin du tarissement se présente comme un palier. Le calcul montre qu'en fait les niveaux piézométriques minimaux ont une valeur voisine de 340 m NGF. Ceci est aussi vérifié empiriquement par les spéléologues qui ont souvent rencontré le plan d'eau à ~35 m sous l'entrée de la Foux, soit à une altitude de ~363 m NGF. En 1986 cette cote a été atteinte au milieu du mois de septembre.

Dans le cas où l'aquifère se trouve dans un état d'imbibition supérieur, le modèle de HORTON ne correspond plus à la réalité. Il faut alors faire appel à celui de MAILLET. C'est ce qui s'est produit lors du

tarissement de 1985 et lors d'une partie de celui de 1986, comme le montre le tableau no 4 ci-dessous, récession qui s'est terminée, après une petite remontée du niveau piézométrique, par un ajustement au modèle de HORTON cf. tabl. n 3.

Ces ajustements à un modèle non linéaire (HORTON) lors de périodes peu humides ou à un modèle linéaire (MAILLET) lors de périodes plus humides permettent donc de connaître les modalités de vidange de l'aquifère de la Foux de Nans sous le niveau de la source de la Liéne. Cet abaissement du niveau piézométrique sous la cote de débordement implique aussi l'existence de fuites. Ces fuites, pour être cohérentes avec l'altitude minimale de la surface piézométrique du karst noyé, doivent s'effectuer, au travers d'une zone peu transmissive, à une cote supérieure à 330-340 m.

L'existence de ces fuites doit nous conduire à envisager des lieux de ressortie possible. A l'ouest du Cauron, dans la vallée de la Haute Huveaune, aucune source majeure ne se trouve à une altitude acceptable. A l'est, la résurgence de la Figuière qui apparaît dans les gorges du Caramy, remplit les conditions requises: elle est à la bonne altitude, du bon côté de la gorge et elle bénéficie, nous allons le voir, de débits de base modulés.

Tableau 4: Les tarissements de la Foux de Nans s'ajustant au modèle de MAILLET

Table 4: The recession of "Foux de Nans" fitting MAILLET'S model

Année du taris- sement	Date début	date fin.	Hauteur piézomé. HO.	Modèle de MAILLET		Coeff.cor.piézo calc/piézo. mesur.
				α moyen	médiane	
1985	10/08/85	06/01/86	73	0,00327	0,00328	0,999; n = 10
1986 1	13/05/86	18/06/86	95	0,00684	0,00656	0,989; n = 10
1986 2	30/06/86	25/07/86	75	0,00675	0,00645	0,999; n = 8

L'ajustement au modèle de MAILLET s'effectue avec les côtes relatives que nous a fournies la société exploitant La Foux de Nans. Pour retrouver la cote NGF il faut utiliser la formulation suivante:

$$[(H_o \cdot e^{(-\alpha t)}) \cdot 0,4] + 337 = \text{Pt en NGF}$$

avec: Pt = valeur piézométrique au temps t

Ho = mesure piézométrique

Par ailleurs, nous avons pu mettre en évidence (MARTIN, 1991) la capture d'un paléo-vallon sub-méridien situé au droit du village de Rougiers, par les affluents du Caramy, lesquels sont affectés de pertes karstiques en relation (traçage) avec la Figuière (DURAND, 1972). Il semble donc bien que depuis déjà en certain temps le bassin versant aérien et souterrain du Caramy se développe vers l'W, essentiellement au dépend de celui du Cauron. Il conviendrait, pour confirmer totalement cette analyse, d'effectuer un traçage, lors d'une phase de récession, à

partir du siphon terminal aval de l'aven du Petit Saint Cassien situé sur le plateau, au-dessus de la Foux.

3. L'hydrogramme de la source de la Figuière résulte de la combinaison de plusieurs types d'écoulement

Parmi les sources des gorges du Caramy, la source de la Figuière, est sans aucun doute la plus importante. Son exutoire principal est situé à quelques centaines de mètres à l'aval d'un remarquable ensemble de cavités pénétrables qui constituent le réseau Sabre (CAF - SCM, 1987) et dont la source de la Figuière est, comme l'a montré un traçage effectué à partir des pertes dans le Grand Gaudin (DURAND, 1972), le point le plus déprimé.

Avec ses 180 l/s c'est la plus importante source de la Sainte Baume. Ses débits de fin d'étiage sont aussi les plus importantes (50 l/s). Ils sont 10 à 50 fois supérieurs à ceux des autres sources du massif.

Les hydrogrammes que nous possédons montrent très clairement les grandes lignes du fonctionnement de cet aquifère. Faisant suite à une crue qui peut être importante (cf. Q max.) et à 2 ou 3 jours de décrue rapide, nous trouvons une période de moindre diminution des débits; période que nous avons nommée "pied de décrue". Ce type de fonctionnement dure environ une quarantaine de jours puis cède la place à un tarissement dont rend très bien compte la modèle de MAILLET. Cette modélisation permet de calculer que le volume dynamique est de l'ordre de 1,5 Mm³ mais ne permet pas de rendre compte du "pied de décrue". Nous l'interprétons comme une venue d'eau différée et modulée. L'impulsion donnée par la pluie a été très largement filtrée.

Le bassin versant de la source de la Figuière s'étend à l'W du Caramy mais sans que l'on sache exactement jusqu'où. Par contre, au moins par l'intermédiaire des affluents occidentaux du Caramy (Petit et Grand Gaudin), il est manifesté que la terminaison orientale de la haute chaîne - la zone des Glacières - géologiquement très compartimentée ainsi que les grès du Santonien affleurant plus à l'E, sont drainés vers la source de la Figuière. Il me semble que l'on peut voir dans cet zone aquifère un système annexe ss (MANGIN, 1975) qui fournit ces débits modulés et décalés qui constituent le "pied de décrue". Par ailleurs l'importance des débits de tarissement va tout à fait dans le sens d'une alimentation de la source de la Figuière par l'aquifère de la Foux de Nans.

Il semble donc que nous ayons là un axe de drainage W → E intéressant la partie orientale de la Sainte Baume.

4. Un massif globalement déficitaire

Le massif de la Sainte Baume est suffisamment bien délimité pour que nous puissions faire un bilan. La série chevauchante du

versant méridional de la chaîne qui est généralement considérée comme hydrologiquement intégrée au bassin du Beausset (COULIER, 1985) sera exclue. Nous conserverons par contre les collines de Bassan, situé au nord du vallon de Saint Pons, dont le seul exutoire bien modeste est la source de Saucette. Au N nous limiterons le massif à la retombée de l'anticlinal de la Lare, à la limite N de la zone broyée entre Sainte Baume et Aurélien et à la faille de Rougiers. La limite orientale étant constituée par le bassin de la Roquebrussanne. Cet ensemble a une surface de 186 km².

A partir des précipitations journalières enregistrées à la station de la Météorologie Nationale du Plan d'Aups pendant la période 1982 → 1987 nous pouvons établir la précipitation moyenne par jour soit: 2,419 mm, et donc le flux total moyen précipité par seconde sur le massif.

$$(186 \cdot 10^6 \cdot 0,002419)/86400 = 5,2 \text{ m}^3/\text{s}$$

Si on affecte ce flux d'un coefficient d'infiltration compris entre 30 et 40 % on obtient une fourchette à l'intérieur de laquelle devrait se trouver les débits drainés par le karst. Ces coefficients d'infiltration correspondent à ceux généralement admis dans la littérature (DROGUE et al., 1983). Si l'on compare ce flux entrant à la somme de la moyenne des débits journaliers des sources (0,8 m³/s), on obtient le tableau suivant:

Valeurs théoriques	valeurs réelles	Ecart
5,2 m ³ /s . 0,30 = 1,56 m ³ /s	0,8 m ³ /s	-0,76 m ³ /s
5,2 m ³ /s . 0,35 = 1,82 m ³ /s	0,8 m ³ /s	-1,02 m ³ /s
5,2 m ³ /s . 0,40 = 2,08 m ³ /s	0,8 m ³ /s	-1,28 m ³ /s

On constate qu'il manque dans le meilleur des cas 0,8 m³/s et que dans le pire 1,3 m³/s, flux qui échappent au drainage local tel que nous l'avons mesuré (MARTIN, 1991). Bien qu'il y ait une imprécision sur les crues, bien que nous n'ayons pas mesuré les cavités émissives comme la Tourne de Saint Pons, le réseau des Brailles ou le réseau Sabre qui ont un fonctionnement on ne peut plus épisodique et violent, et bien que nous n'ayons pas pris en compte les débits de toutes les petites sources (les Lecques: Q_x = 18,4 l/s; Bastide Blanche; Q le 01/04/86 = 35 l/s; St. Julien Q = 30 l/s; Cabrelles; etc.), il apparaît que l'ensemble du massif de la Sainte Baume est déficitaire d'environ 1 m³/s.

Ceci peut être confirmé par une approche plus globale. Les différents auteurs s'accordent généralement pour considérer que la pluie efficace tombant sur la Sainte Baume est voisine de 0,35 m/an (DROGUE et al., 1983; COULIER, 1985, 1986) soit 2,06 m³/s.

Cette valeur regroupe à la fois les infiltrations et le ruissellement. Parmi les rivières de la Sainte Baume, seul le Caramy a un écoulement permanent. Les débits de l'Huveaune en amont de la source Lazare sont pour une très large part issus du karst et ont donc été pris en compte au niveau des sources. Les ruisseaux de Peyruis, des

Encanaux et du Fauge ont des débits de ruissellement presque nuls.

Celui du Caramy, en amont du limnigraphe "Caramy Chantier", s'est établi en moyenne sur la période 1968 -> 1987 à $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$, si on exclut les débits des sources du Caramy alimentées par le massif de l'Agnis que nous n'avons pas pris en compte dans le calcul de la surface totale du massif.

Moyennant quoi nous avons:

en entrée:		$2,06 \text{ m}^3/\text{s}$
en sortie:	$0,80 \text{ m}^3/\text{s} + 0,30 \text{ m}^3/\text{s}$	$\frac{1,10 \text{ m}^3/\text{s}}$
soit un déficit d'environ		$0,95 \text{ m}^3/\text{s}$

Valeur qui est très proche de celle que nous avons trouvée précédemment. La mise en évidence d'un tel déficit implique automatiquement que les versants W et N de la Sainte Baume soient drainés vers un exutoire très important. Rappelons que tout un faisceau d'informations (ROUSSET, 1968, 1988; COULIER, 1985) tend à montrer que le versant S de la Sainte Baume est drainé vers les sources sous marines de Port Miou et du Bestouan. En raison de leurs caractéristiques (Port Miou: 3 à $5 \text{ m}^3/\text{s}$ à l'étiage, plus de 100 à $160 \text{ m}^3/\text{s}$ en crue (POTIER, 1973; ROUSSET, 1988) ces exutoires semblent être les seuls à pouvoir écouler les débits qui font défaut aux sources de la Sainte Baume. Inversement avec un débit spécifique de l'ordre de 10 l/s/km^2 dans cette partie de la région, le bassin d'alimentation de Port Miou doit couvrir plus de 300 km^2 alors même que les relations prouvées par traçage et des considérations géologiques n'aboutissent qu'à une surface de 135 km^2 (COULIER, 1985).

CONCLUSIONS

Le drainage de la Sainte Baume s'effectue à trois niveaux selon trois orientations

Nous avons vu que les principales structures géologiques ont une orientation E - W et qu'elles sont principalement recoupées orthogonalement par un réseau de drainage important dont les talwegs principaux ont une orientation S - N. Cette disposition particulière détermine un morcellement du drainage souterrain. De nombreuses petites sources drainent la partie superficielle de petits aquifères carbonatés. Ce drainage s'effectue préférentiellement vers le N en raison de la position périphérique et septentrionale des ces petites sources.

Le second niveau se développe à l'échelle du massif. Les débits les plus importants sont écoulés par les exutoires de l'aquifère de Saint Pons et par la source de la Figuière. Ces sources correspondent à des bassins versants très étendus et nous avons vu à travers de l'exemple de la Figuière que d'autres aquifères pouvaient être plus ou moins drainés vers ces émergences majeures. On notera enfin que la source de la

Figuière est située à une altitude très basse pour le massif (280 m) dans la seule gorge traversée par une rivière pérenne. Il n'est donc pas illogique qu'elle étende son bassin versant en attirant des débits supplémentaires.

Pour la source de Saint Pons la position et l'altitude de l'exutoire peuvent difficilement nous renseigner sur la dynamique de cet aquifère en raison de l'existence de cette accumulation travertineuse. On constate ainsi une propension à la remontée de l'engorgement par les travertins. Cette dynamique peut avoir rehaussé le niveau des exutoires. Les débits montrent toutefois qu'il s'agit d'un aquifère majeur dont le bassin versant doit s'étendre non seulement à la partie occidentale de la haute chaîne mais aussi à la terminaison occidentale du Plan d'Aups.

Ce second niveau de drainage traduit une réorganisation actuelle des écoulements vers les points orientaux et occidentaux les plus bas, compte tenu des structures géologiques.

Le troisième niveau de drainage et celui qui a été identifié au travers du bilan du massif. Ce sont des circulations profondes qui doivent se faire avec de très grosses perte de charge car l'eau doit franchir la zone de chevauchement qui ne doit pas être considérée comme une limite hydrogéologique majeure. Par ailleurs, le caractère sous marin des sources de Port Miou et du Bestouan indique que ces circulations ont bénéficié de niveaux marins régressifs.

Nous avons donc une organisation du drainage à 3 niveaux selon 3 orientations. Les bassins versants sont en quelque sorte emboîtés. Ceci est rapproché du système d'écoulement défini par TOTH (in KIRALY, 1977) et où l'on trouve 3 types d'écoulement: un local, un intermédiaire et un régional.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN, J. & J. CHOROWICZ, 1967: Le chevauchement sud-provençal: de l'Etoile à la Sainte Baume. - Bull. Soc. Géol. de France, 7, IX, 600-608
- BAKALOWICZ, M. & A. MANGIN, 1980: L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. - Mém. h. sér. Soc. Géol. France, no. 11, 71-79
- BLANC, J.J. & J.P. CARON & C. GOUVERNET & G. GUIEU & J.P. MASSE & J. PHILIP & J. ROUIRE & C. ROUSSET & C. TEMPIER, 1974: Carte géologique de la France à 1/50.000. Notice explicative de la feuille 1045: Cuers. - 1ère édition. - Orléan: BRGM. - 2 p. 1 fig., et carte en coul., par ROUIRE et al., 1974
- CASTANY, G., 1967: Traité pratique des eaux souterraines. - 2ème édition, Dunod édit. 661 p., Paris
- COPPOLANI, M.F. & G. GUIEU & C. ROUSSET, 1973: Données nouvelles sur la paléogéographie miocène et la néotectonique en Basse Provence occidentale. - C.R. Acad. Sc. Paris, 276, sér. D, 493-496

- COULIER, C., 1985: Hydrogéologie karstique de la Sainte Baume occidentale. Bouches du Rhône, Var; France. - Thèse 3ème cycle, Université de Provence Aix-Marseille I, 400 p.
- COULIER, C., 1986: Le karst de la Sainte Baume (Bouches du Rhône et Var, France). Structure et évolution: l'approche hydrogéologique. - *Karstologia*, 8, 7-12
- DROGUE, C. & A.M. LATTY & H. PALOC, 1983: Les eaux souterraines des karsts méditerranéens. Exemple de la région pyrénéo-provençale (France méridionale). - *Bull. BRGM: Hydrogéologie - Géologie de l'Ingénieur*, 4, 293-311
- DURAND, R., 1972: Etude du karst de la haute vallée du Caramy.- D.E.S., Université de Provence Aix-Marseille I, 59 p.
- GUIEU, G., 1969: Carte géologique de la France à 1/50.000. Notice explicative de la feuille 1044: Aubagne Marseille. - 2ème édition. - Orléan: BRGM.- 26 p., 1 fig., et carte en coul., par GUIEU et al., 1969
- GUIEU, G. & C. ROUSSET, 1979: Le massif de l'Olympe et de l' Aurélien représentent la zone frontale du chevauchement de la Sainte Baume (Bouches-du-Rhône et Var, France). - *C.R. Acad. Sc.*, 289, sér. D., 623-626, Paris
- KIRALY, L., 1977: La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition. - *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 2, 83-216
- MAILLET, E., 1905: Essais d'hydraulique souterraine et fluviale.- Herman édit., 218 p. Paris
- MANGIN, A., 1975: Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. - Thèse Science, *Annales de Spéléologie*, 1974, 29, 3, 283-332; 1974, 29, 4, 495-601; 1975, 30, 1, 21-124
- MARTIN, Ph., 1986: Les travertins du vallon de Saint Pons (Gémenos, B. du Rh.). - *Méditerranée*, 1-2, 92-100
- MARTIN, Ph., 1988: Conséquences du fonctionnement et de l' évolution des aquifères carbonatés sur les constructions travertineuses. - *Travaux URA 903 du CNRS*, 17, Rapport ATP-PIREN Histoire de l'environnement et des phénomènes naturels, 193-200
- MARTIN, Ph., 1989: Les travertins: formations corrélatives des géosystèmes karstiques; relations entre les unités de drainage et les constructions travertineuses sises à l'aval. Le cas de bassins versants provençaux (France). - 2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris, Association des Sédimentologistes Français, livres des résumés, 191-192
- MARTIN, Ph., 1991: Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (B. du Rh., Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. - Thèse, Université Aix-Marseille II, 412 p.
- MARTIN, P., (à paraître): Diversité de fonctionnement des principaux aquifères carbonatés d'un karst méditerranéen et provençal: le massif de la Sainte Baume, Bouches du Rhône, Var, France. - 115ème Congrès National des Sociétés Savantes, Avignon, 1990, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques

- NICOD, J., 1967: Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire. - Thèse d'état, Université Aix-Marseille II, Louis Jean éditeur, Gap, 557 p.
- NICOD, J., 1980: Les ressources en eau de la région Provence - Alpes - Côte d'Azur. Importance et rôle des réserves souterraines. - Méditerranée, no. spécial: l'eau en Provence - Alpes - Côte d'Azur, d.l.: 4ème trim., 1980, 23-34
- POITIER, L., 1973: Etudes et captages de résurgences d'eau douce sous marines. Résurgence sous marines de Port Miou (Cassis, France). - Colloque international sur les eaux souterraines, 603-620, Palerme
- RICHARDOT, F. & C. ROUSSET, 1975: Trace de la transgression miocène sur les massifs de l'Agnis et de la Loube (Var, France). - C.R. Acad. Sc., 280, sér. D., 267-270, Paris
- ROUSSET, C., 1968: Contribution à l'étude des karsts du sud-est de la France: altérations morphologiques et minérales. - Thèse d'état, Université Aix-Marseille I, vol. ronéot., 33 p.
- ROUSSET, C., 1975: Etat de la question de la pénéplanation miocène et des effets de la phase de compression ponto-pliocène, en Provence occidentale. - Géologie méditerranéenne, II, 4, 191-195
- ROUSSET, C., 1988: Apports de nouveaux forages à la connaissance de l'aquifère karstique de Port-Miou. Communes de Cuges et Gémenos, Bouches du Rhône, France. - 4ème Colloque d'hydrologie en pays calcaires, Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, Mémoires hors série no. 6, 275-280
- SCHOELLER, H., 1962: Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. - Masson édit., 642 p., Paris
- TEMPIER, C., 1987: Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. - Bull. Soc. Géol. France, (8), III, 3, 533-540
- TRIPET, J.P., 1969: Une méthode d'approche de l'analyse du tarissement d'une source karstique. Etude préliminaire. - Journées H. S. Bordeaux. Mémoire BRGM, 701-719.

**IMPACTS DES DEBOISEMENT ET DEFRICHEMENTS
RECENTS SUR LES PLATEAUX ET MOYENNES
MONTAGNES CALCAIRES DU DOMAINE
MEDITERRANEEN**

RECENTNI VPLIV DEFORESTACIJE IN SEČNJE GOZDOV
NA APNENIŠKIH PLANOTAH IN SREDOGORGJU
MEDITERANA

J E A N N I C O D

Abstract

UDC 630*3 (497.1:64):551.3.053

Nicod, Jean: Impacts of recent deforestation and clearing in the plateaus and middle mountains of the Mediterranean area

In this paper, any cases of a recent deforestation in wooded karst are surveyed: in east Serbia, near the basin of Rakova Bara and on the Miroč plateau; in the central Middle-Atlas of Morocco, in the Ain Nokrah syncline. The morphogenetic processes - clearing of Rundkarren and flowing effects - are produced; and the part of climatic accidents and human impact discussed.

Key words: anthropic erosion, karst, weathering, Causses, Morocco, Yugoslavia.

Izvieček

UDK 630*3 (497.1:64):551.3.053

Nicod, Jean: Recentni vpliv deforestacije in sečnje gozdov na apneniških planotah in sredogorju Mediterana

Članek predstavlja primere recentne deforestacije na pogozdenem krasu: vzhodne Srbije v kotlini Rakova Bara in na planoti Miroča; v centralnem Srednjem Atlasu Maroka v sinklinali Ain Nokrah. Predstavljeni so morfogenetski procesi - razgaljanje škrapelj in učinek tekoče vode ter deloma klimatski in antropogeni vplivi.

Ključne besede: antropogena erozija, kras, raztapljanje, Causses, Maroko, Jugoslavija

Address-Naslov

Jean NICOD
U.R.A. 903 du CNRS
Institut de Géographie
29, Av. Robert Schumann
13621 Aix-en-Provence

Dans l'étude de nombreuses régions karstiques autour de la Méditerranée, nous avons rencontré quelques cas d'érosion active, consécutifs à l'exploitation et dégradation des forêts, particulièrement dans des régions reculées de Yougoslavie, et dans le Moyen Atlas marocain. Il est intéressant de les analyser, pour comprendre ce qui a pu se passer lors des grandes phases de défrichement, qui vont du Néolithique à l'époque romaine ou au Moyen Age, suivant les régions, et parfois plus tardivement (défrichements fin XVII^e, début XVIII^e en Provence intérieure, fin XIX^e début du XX^e en Afrique du Nord (BENCHETRIT, 1972). Notons le cas remarquable des Grands Causses, très largement défrichés du Chalcolithique, à la fin du Subboréal (VERNET, 1968, 1981).

1 - POSITION DES PROBLEMES

A la lecture d'une abondante littérature (condensée par DUFAURE et al., 1984 et NEBOIT-GUILHOT, 1983, 1990), et en portant l'accent sur les plateaux et massifs calcaires, trois problèmes essentiels peuvent être dégagés.

a) La plupart des karsts de moyenne montagne ont une couverture forestière importante et étendue.

Certes ces forêts ont été modifiées par des millénaires d'exploitation pastorale, de droit d'usage et de coupes répétées, mais dans l'ensemble elles subsistent et assurent au sol une protection efficace contre le ruissellement et la déflation. Nous laissons de côté le problème récent des incendies de forêts, couvrant suivant une fréquence croissante des surfaces de plus en plus importantes. Même les formations buissonnantes et épineuses, comme le *šibljak* dalmate, grâce à leur densité, assurent cette protection.

Localement, quelques forêts ont échappé à ces transformations ou se sont reconstituées, soit parce qu'elles se trouvaient sur des marges et zones d'insécurité, soit que la pression de population était faible ou pour ces deux raisons réunies. C'est là que l'on trouve des sols relativement épais, masquant les irrégularités des surfaces karstiques (lapiés endogés du type Rundkarren) et contribuant à leur évolution.

Selon l'altitude et la lithologie il s'agit de vieux sols rouges fersiallitiques, de sols bruns calciques ou de rendzines plus ou moins évolués; ces sols se sont développés sur les calcaires et dolomies, mais aussi sur les formations résiduelles (terra rossa en poches, restes de formations alluviales, localement cinérites etc.) et pour les plus récents sur les dépôts périglaciaires (BOTNER, 1972). Par leurs réserves hydriques, ils assurent l'équilibre de la forêt et entravent le ruissellement et l'infiltration de l'eau en profondeur: un équilibre biotassique est ainsi réalisé.

b) Inversement, le déboisement et défrichement

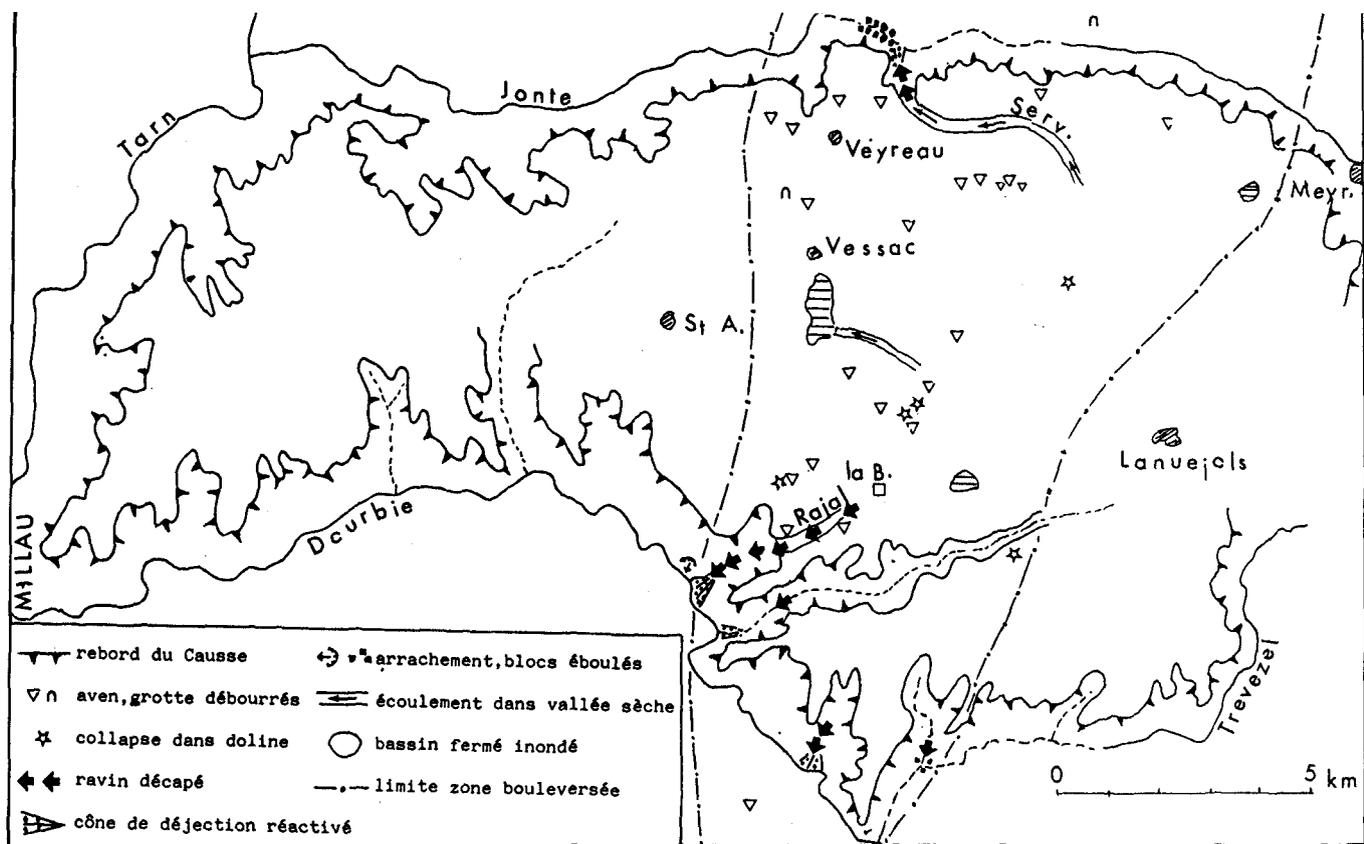
permettent à des processus d'érosion active de s'exercer sur les surface karstiques: ils sont plus efficaces que la seule dissolution, faible à modérée, généralement dans la fourchette 30 - 60 mm /10³ ans sur ces plateaux et moyennes montagnes. Il s'agit du décapage des sols et paléo-sols par l'action du ruissellement, de leur infiltration progressive dans l'épikarst, parfois aussi de la déflation éolienne: on trouvera des valeurs dans GAMS (1988) et NICOD (1990). Nous insisterons particulièrement sur le rôle d'averses brutales, de type "cévenol" susceptibles d'assurer d'un seul coup le décapage des sols sur une grande surface, l'exhumation des *Rundkarren*, le transport de blocs dans un flot boueux dans des ravins habituellement secs, et l'inondation des dépressions fermées. Ce fut le cas en 1907 dans le Larzac méridional (AMBERT, 1991, p.176) lors de l'inondation brutale du petit poljé du Coulet, et plus récemment, en 1980 sur le Causse Noir. Lors de l'épisode pluvieux des 20-21 septembre 1980 (300 mm à Meyrueis) des phénomènes brutaux se produisirent sur le Causse: débouillage de cavités, effondrements et ouvertures d'avens dans le fond des dolines; décapage du calcaire en amont du vallon de la Bouteille, fonctionnement de la vallée sèche de Servillières (Fig. 1). Des écoulements boueux se produisirent dans les ravins périphériques, et celui du Rajal, correspondant au secteur de la Bouteille, donna un cône de déjection spectaculaire dans la vallée de la Dourbie (DORIA 1986, p. 185). Même si ce genre d'événements est de fréquence centennale, la possibilité d'érosion brutale en secteur karstique déboisé ne doit pas être sous-estimée, ni celle d'écoulements torrentiels dans les vallées "sèches".

c) Le rôle respectif de l'homme et des crises climatiques

C'est un vieux débat (cf. "la légende de déboisement des Alpes du Sud") repris d'une façon plus méthodique par l'étude des terrasses

Fig. 1: Bouversements occasionés par la pluie torrentielle de la nuit 20/21 sept., sur l'est du Causse Noir (d'après DORIA, 1986, fig. 31)

sl. 1: Razdejanje, ki ga je povzročilo hudournno deževje v noči z 20. na 21. september 1980 na vzhodu Causse Noir (po DORIA, 1986, sl. 31)



holocènes et historiques et de leur rapport avec les restes archéologiques, dont VITA-FINZI (1968) a été l' initiateur. On trouvera une discussion du problème dans les textes de NEBOIT et JULIAN (in DUFAURE et al., 1984, p. 336), de JORDA et VAUDOUR (1980), de NEBOIT-GUILHOT (1983, 1989) etc. ... Pour nous limiter au milieu karstique, rappelons que d'une manière générale l'érosion des sols consécutive aux déboisement, défrichement et densification du parcours des troupeaux a considérablement accru la turbidité des écoulements, ce qui a entraîné l'arrêt des constructions travertineuses, à diverses époques, du Chalcolithique au Moyen-Age (VAUDOUR et al., 1988). Il s'agit d'une modification accentuée du fonctionnement du "géosystème" karstique sous l' influence de l'anthropisation. Mais la coïncidence avec des épisodes climatiques, en particulier la fréquence d'averses violentes ne peut être écartée: rappelons le cas de Glanum, cité gréco-romaine de Provence, détruite par les Germains vers 270 ap. J.C., enfouie sous le vaste cône de déjection d'un petit torrent des Alpilles aujourd'hui bien inoffensif.

2. QUELQUES EXEMPLES YOUGOSLAVES

L'existence de vastes ensembles forestiers longtemps protégés dans l'intérieur de ce pays s'explique par les vicissitudes historiques l'insécurité, puis les préoccupations militaires ont contribué à maintenir sur les frontières des pays constituant la Fédération des forêts épaisses, ouvertes tardivement à l'exploitation et aux défrichements. Ce fut en particulier le cas de la Krajina croate, face à la Bosnie, turque jusqu'en 1878: ROGLIĆ (1977) a pu montrer le rôle protecteur du milieu forestier dans la pureté des eaux, assurant à Plitvice la continuité des édifications travertineuses et le maintien des lacs. Dans une vallée aveugle résurgente dans la Savinja (Slovénie du NE), une sédimentation détritique a engorgé la grotte-ponor Rupa pendant les 150 dernières années (KRANJC, 1979), témoignant des modifications récentes du couvert végétal.

Lors d'une tournée de terrain (1980) avec C.S. MILIĆ et P. AMBERT dans les karsts de Serbie de l'Est, nous avons particulièrement étudié le secteur karstique du Kučaj du N: vallée du monastère de Tuman, et bordures du bassin de Rakova Bara (Fig. 2). C'est une région forestière, où dominant de belles hêtraies, sur des plateaux de 380 à 560

Fig. 2: Carte du bassin de Rakova Bara (Serbie orientale)

1 - Miocène à lignites, contour indicatif, 2 - calcaires, 3 - doline, 4 - source karstique + tufs de source.

(Sites, courbes et sigles d'après la carte au 1: 100.000, V. Gradište). D'après AMBERT & NICOD, 1981. En haut, croquis de localisation

Sl. 2: Zemljevid kotline Rakova bara (vzhodna Srbija)

1 - miocen z lignitom, približni obseg, 2 - apnenec, 3 - vrtača, 4 - kraški izvir + lehnjak

(topografski znaki po karti 1:100.000, V.Gradište) Po AMBERT & NICOD, 1981. Zgoraj skica lokacije

m. Le karst s' est développé dans les calcaires jurassiques et crétacés fortement disloqués de l'arc carpatho-balkanique; il a évolué sous couverture des dépôts miocènes (argiles à lignite et sables sarmatiens) du petit bassin de Rakova Bara, remblayant au voisinage d'anciennes dolines et ouvalas: c'est un nèo-karst actif dans un paléo-karst (AMBERT et NICOD, 1981). Aussi les sols dérivés des dépôts résiduels, riches en limonite, sont épais, et la hêtraie vigoureuse. La forêt assure une protection efficace contre les violents orages de type pannonien. Ce massif n'a été colonisé que tardivement par les pasteurs valaques, et n'a été occupé par la Serbie qu'après 1833. L'économie y est restée traditionnelle sur les plateaux karstiques boisés, avec la production de charbon de bois et des clairières pâturées correspondant aux dolines et ouvalas. Toutefois, les progrès de cette exploitation ont entraîné des ravinelements dans la couverture limoneuse des dépressions du plateau karstique de Duhina, par exemple dans l'ouvala de Derezna, ainsi que dans la vallée sèche de Dubašnica: d'où la mise en valeur des chicots calcaires, *Rundkarren*, dus à la crypto-corrosion au sein des formations résiduelles.

Sur le plateau de Miroč, plus à l'E, culminant à 768 m, et dominant le canyon du Danube dans les Portes de Fer, la karstification, étudiée par MILIĆ (1965) a été particulièrement active au contact des formations résiduelles provenant de nappes fluviales (à éléments cristallins) des paléo-cours du Danube. Là encore, des sols épais ont permis le développement de la futaie de hêtre. Mais maintenant, des processus d'érosion vigoureuse et de dégagement des lapiés sont visibles le long de nouveaux chemins.

3 - EROSION ACTIVE DANS LE SYNCLINAL D'AIN-NOKRAH (MOYEN-ATLAS CENTRAL)

Cet ensemble montagneux, situé entre 1800 et 2400 m, est dominant au N la haute plaine de Guigou, comporte les éléments suivants (Fig. 3), d'après J. MARTIN (1981):

- les plateaux calcaires éocènes, principalement des calcaires lutétiens à silixites, d'altitude supérieure à 2000 m, et caractérisés par les formes nivales et périglaciaires; sur le plateau d'Ingounba, la fragmentation des calcaires a été particulièrement favorable au développement des sols forestiers;
- le plateau gréseux et conglomératique de Moulay Abderrhamane;
- les marnes gypseuses de l'Eocène, particulièrement karstifiées avec de grandes dépressions trouant les lanières d' anciens glaciers encroûtés, et des pentes affectées par de nombreux arrachements et bad-lands (Fig. 4);
- le calcaires et dolomies de la série du Jurassique et du Lias, qui constituent les escarpements de chevauchement des J. Tadjia et ben Ij, et les crêts bordiers.

Cet ensemble montagneux est relativement humide (précipitations moyennes entre 600 et 800 mm, d'après la carte donnée par

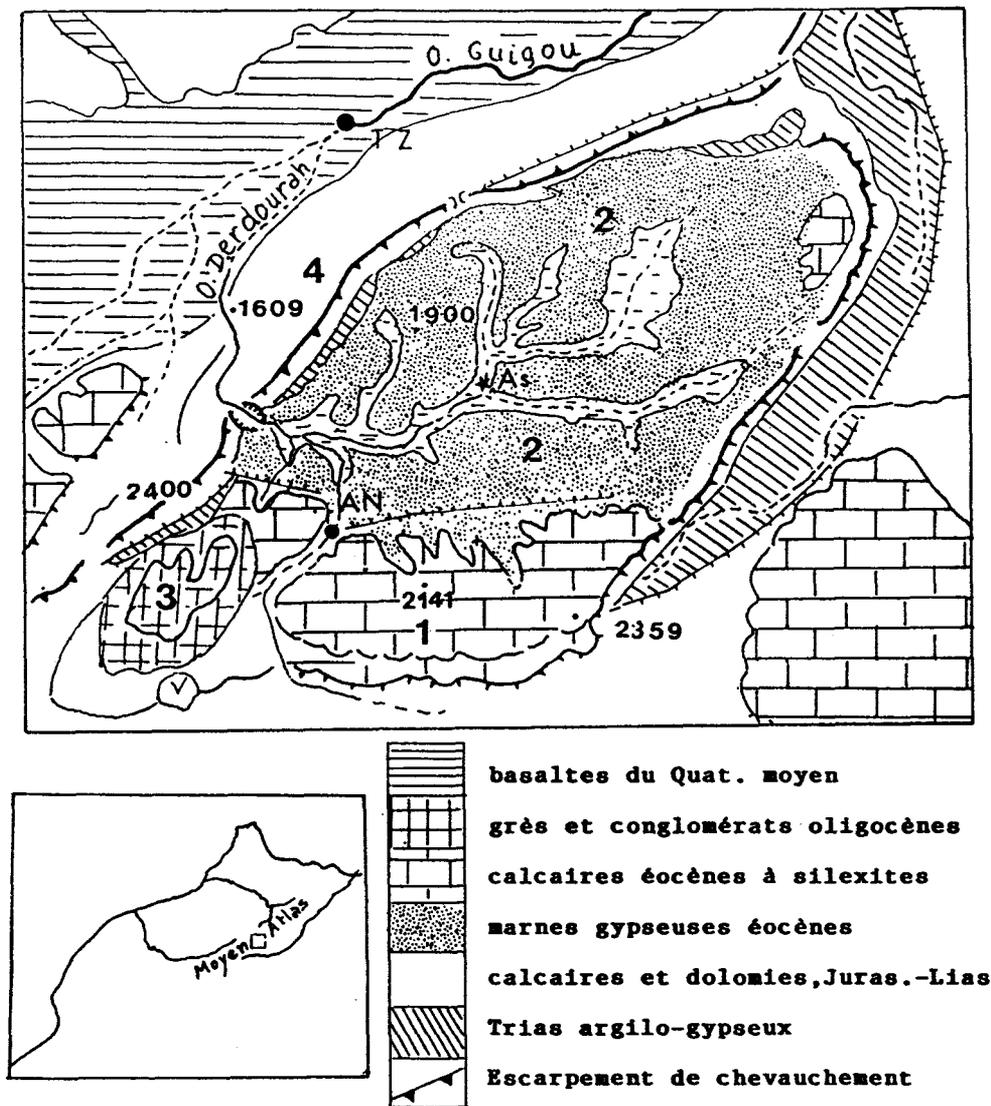


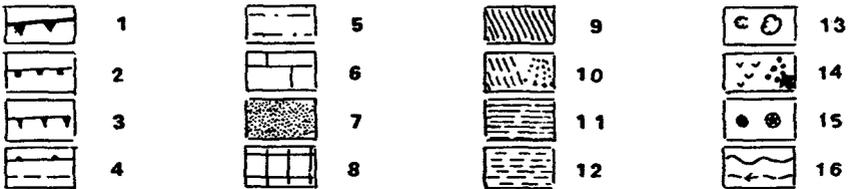
Fig. 3: Le synclinal d'Aïn Nokrah, d'après J. MARTIN, 1981 (fig.86)

1 - karst des calcaires à silexites de l'Éocène, plateau d'Ighounba; 2 - karst des gypses éocènes; 3 - karst des conglomérats oligocènes, pl. de Moulay Abderhamane; 4 - karst des calcaires et dolomies du Jurassique et du Lias

Sources: AN-Aïn-Nokrah; As-Asbibad; TZ-Tit-Zill

Sl. 3: Sinklinala Aïn Nokrah, po J. MARTIN, 1981 (sl. 86)

1 - kras v apnencih z eocenskimi sileksiti, planota Ighounba; 2 - kras v eocenski sadri; 3 - kras v oligocenskih konglomeratih, pl. Moulay Abderhamane; 4 - kras v apnencih in dolomitih iz jure in liasa
Virji: AN-Aïn-Nokrah; As-Asbibad; TZ-Tit-Zill



BENJELLOUL, 1990, p. 107), et connaît un enneigement hivernal prolongé. Il alimente plusieurs sources karstiques pérennes, principalement celle d'Aïn-Nokrah, émergence du plateau karstique d'Ingounba, et la source "salée" d'Asbibad, dans les gypses, et participe vraisemblablement à l'alimentation lointaine de la puissante émergence de Tit-Zill, dans les basaltes du Quaternaire moyen de la plaine du Guigou.

Grâce à l'altitude, et à l'humidité, les forêts s'étendent largement sur les plateaux calcaires, mais l'étagement classique: illiciaie d'altitude, cédraie, junipéraie de thurifères est fortement nuancé par l'exposition et les sols, les cèdres s'enracinant mieux dans les terrains limoneux (LECOMPTE, 1986, p. 69 et schéma p. 90). Les marnes gypseuses se présentent comme un ensemble asylvatique (BEAUDET, 1979), avec une grande extension de la steppe à armoises sur les sols salins des dépressions, mais aussi des genévriers et des chênes-verts résiduels sur les pentes et sur les plateaux encroûtés.

Jusqu'au début du XX^e siècle, l'impact anthropique était faible sur ce massif; c'était seulement un terrain de parcours, un Almou pour la transhumance estivale de la tribu des Aït Hamza (BENJELLOUL, 1990, p.208). Seuls les fonds de vallée limoneux permettaient une culture céréalière, sur terres collectives. L'ensemble tomba sous la protection domaniale en 1917, et les forestiers en assurèrent la gestion. Depuis l'Indépendance (1956), sans que le statut de forêt domaniale soit remis en cause, les droits d'usage furent étendus: comme dans d'autres régions du Maghreb, l'extension des cultures permanentes (ici la pomme de terre dans la haute plaine de Guigou), a conduit les Aït-Hamza à une utilisation plus importante des pâturages de montagne et des cultures temporaires; le khaimas se sont multipliées. Ainsi en 1985 BENJELLOUL (1990, p. 194) y a recensé 42 familles et 12.500 têtes de bétail (ovins). A cette pression de l'occupation agro-pastorale s'ajoutent diverses pratiques: utilisation des feuillages de chênes pour le bétail, ramassage du bois mort et exploitation abusive des chênes-verts et des cèdres. Outre les

Fig. 4: Esquisse géomorphologique de la partie W du synclinal d'Aïn-Nokrah, d'après M. BENJELLOUL, 1991

1 - escarpement de chevauchement; 2 - rebord de plateau à corniche; 3 - crêt; 4 - chevauchement, faille; 5 - ancien glacis encroûté sur les gypses; 6 - karst des calcaires éocènes; 7 - marnes gypseuses érodées et ravinées; 8 - plateau gréseux de Moulay Abderrhamane (MA); 9 - terrains chaotiques; 10 - brèches de pente et éboulis; 11 - travertins; 12 - limon de fond de vallée; 13 - niche d'arrachement, doline; 14 - vulcanites, cône dejection (actuel); 15 - source pérenne (douce, salée); 16 - cours d'eau pérenne, temporaire

Sl. 4: Geomorfološka skica zahodnega dela sinklinale Aïn-Nokrah, po M. BENJELLOUL, 1991

1 - naravno pobočje; 2 - strmi rob planote; 3 - greben; 4 - nariv, prelom; 5 - stari glacis preko sadre; 6 - kras v eocenskih apnenicah; 7 - erodirani in razrezani sadreni laporji; 8 - planota Moulay Abderrhamane na peščenjaku; 9 - kaotični predeli; 10 - pobočne breče in podori; 11 - lehnjak; 12 - limonit v dnu doline; 13 - erozijska vdolbina, vrtača; 14 - vulkaniti, stožec iz vulkanskih izmečkov (recentni); 15 - stalni izvir (sladek, slan); 16 - vodni tok, stalen, občasen

utilisations locales, il y a un commerce important de bois de chauffage, en particulier pour les fours à chaux des environs de Fès. Aussi sur les plateaux calcaires d'Ighounba et d'Agard, la cédraie est très dégradée, avec de nombreux arbres ébranchés, ou cernés à la base du tronc, et sur les pentes, les chênes-verts n'offrent plus que des peuplements en touffes isolées, rendant possible l'action du ruissellement.

L'exportation des matières fines permet à la pierraille, et aux blocs calcaires d'être mobilisés sur les versants, puis transportés par les oueds des vallées sèches. Déjà une crue de l'O. Oussenane le 14 Juillet 1963 avait donné un important charriage de blocs (J. MARTIN, 1981, p.314); sur l' O. Nokrah, en aval de la source, dans la dilatation de la vallée dans les marnes gypseuses, s'est édifié un cône de déjection, aux bancs de blocs et de galets entre des chenaux actifs (Fig. 4).

Dans le secteur des marnes gypseuses, le surpâturage, et l'extension des cultures temporaires en faisant disparaître les lambeaux de junipérais et les quelques chênes-verts, ont accentué le caractère asylvatique, intensifié, les processus de ruissellement, le développement des niches d'arrachement, d'*ouraghis*, et de formes de *piping*. Comme conséquences indirectes, on note à l'aval le transit de blocs par les flots de crue boueux dans l'O. Derdourah, et plus à l'aval encore, l'importance des transports en suspension dans l'O. Guigou, évalués à 339.000 t/an (BENJELLOUL, 1990, p.259), la plus grande partie des boues provenant du synclinal d'Aïn-Nokrah.

Certes dans cette région montagneuse, l'impact de la pression anthropique joue un rôle prédominant, mais on ne peut exclure une incidence de phénomènes climatiques, en particulier la sécheresse persistante de 1980-1984, compromettant la régénération des cèdres, mais induisant aussi une utilisation plus systématique des ressources forestières. On peut parler dans ce cas d'effet de boucle.

CONCLUSION

Bien que sporadique, les cas étudiés peuvent nous aider à comprendre ce qui a pu se passer lors des grands défrichements. Ils ont entraîné des processus d'érosion considérables, et les aménagements et mesures de correction antiques ou médiévaux ne sont intervenus que bien après - d'où les remblaiements de fond de dolines ou de vallons -. Ce n'est qu'à une date récente - en Provence fin XVII^e (NICOD, 1990) - que la construction des murettes et l'aménagement des vallats ont été imposés par les autorités lors des défrichements, dans les "défends" concédés et allotés par les communautés.

RÉFÉRENCES

- AMBERT, P., 1991: L'évolution géomorphologique du Languedoc central ... depuis le Néogène. Th.État, Aix, 2 vols.
- AMBERT, P. & J. NICOD, 1981 : Quelques karsts de Serbie....- Rev. géogr. Est, XXI. 4, 235-249
- BEAUDET, G., 1979 : Un problème géogr. ... les aires asylvatiques... Maroc.- Méditerranée, 1-2
- BENCHETRIT, M., 1972: L'érosion actuelle... en Algérie.- Paris, P.U.F., 217p.
- BENJELLOUL, M., 1990 : Etude du milieu naturel et de l'impact anthropique...Aïn-Nokrah ... paline du Guigou.- Thèse Aix, 1.vol.
- BOTTNER, P., 1972 : Evolution des sols en milieu carbonaté.- Strassbourg, Sc.géol. 37, 156 p.
- DORIA, B., 1986 : Le Causse Noir et les Canyons bordiers.- Thèse 3ème cycle Aix, 1 vol. + cartes
- DUFAURE et al., 1984 : La mobilité des paysages méditerranéens.- Rev. géogr. Pyrénées et S.O., TRav. II, Toulouse, 387 p. (sp. Chap. X-XII)
- GAMS, I., 1988 : Karst and Man (Proceedings of International Symposium on Human Influence in Karst, Postojna).- Ljubljana, 255 p. + Guide-book
- JORDA, M. & J. Vaudour, 1980 : Sols, morphogenèse et actions anthropiques... N.Médit.- Naturalia Monspelienis, Montpellier, 173-184
- JULIAN, M. & J. NICOD, 1989 : Les Karsts des Alpes du S et de la Provence.- Z.Géomorphologie, Suppl. Bd. 75, 1-48
- KRANJC, A., 1979 : The influence of man on cave sedimentation.- Mém. A.F.K., n° 1, 117-124
- LECOMPTE, M., 1986 : Biogéographie de la Montagne marocaine.- Mém. et Doc. Géogr. CNRS, 202 p.
- MARTIN, J., 1981 : Le Moyen-Atlas, étude géomorphologique.- Serv. Géol. Maroc, Rabat, 445 p. + 5 cartes
- MILIĆ, C.S., 1965 : Morfologija kraške oaze Miroča.- R. Trav. Institut J.Cvijić, n° 20, 15-56
- NEBOIT-GUILHOT, 1989 : Geomorphological evolution and human societies.- Recent Advances in French Geomorphology, Chap. X. 149-158
- NICOD, J., 1990 : Quelques problèmes d'aménagement de dépressions karstiques.- 115ème Congrès Soc. savantes, Avignon ...
- ROGLIĆ, J., 1977 : Les lacs de Plitvice.- Norois, Poitiers, n ° 95 bis, 307-318
- VAUDOUR, J. /édit. 1988 : Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le SE de la France.- URA 903 CNRS, Travaux n° XVII, Aix, 280 p.
- VERNET, J., 1981 : Analyse anthracologique dans les Grands Causses...- Paléobiol. contin. XII-1, 112-115
- VITA-FINZI, C., 1968 : The mediterranean valleys, geological change in historical times.- Cambridge, 139 p.

**LES SOLS DES TERRASSES DE CULTURE EN
BASSE PROVENCE CALCAIRE ET LEUR
EVOLUTION APRES ABANDON**

**PRSTI NA KULTURNIH TERASAH SPODNJE APNENIŠKE
PROVANSE IN NJIHOV RAZVOJ PO OPUSTITVI TERAS**

J E A N V A U D O U R

Abstract

UDC 631.45 (44)

Vaudour, Jean: The soils of cultivation terraces in the Lower calcareous Provence and their evolution after being abandoned

The terraces bear disturbed chalky magnesian soils (anthroposoils). Their evolution after neglect depends on the site dynamic, the man's impact and the frequency of fires. The provençal bioclimate permits a rapid (less than a century) regeneration of forest cover and soils. However, in fragile areas which are submitted to repeated fires, though the maintenance of ancient terraces contributes to brake erosion by water, an accelerated decapement of soil cover is being observed.

Key words: terrace, cultivation, soil genesis, man's impact, organic horizons, erosion by water

Izvleček

UDK 631.45 (44)

Vaudour, Jean: Prsti na kulturnih terasah spodnje apneniške Provanse in njihov razvoj po opustitvi teras

Prst na terasah je kalcijevo-magnezijska (anthroposoil). Njihov razvoj po opustitvi teras je odvisen od dinamike pobočij, človekovega vpliva in pogostnosti požarov. Provansalska bioklima omogoča hitro regeneracijo (manj kot eno stoletje) gozdnega pokrova in prsti. Vendar pa smo kljub temu priča pospešenemu odnašanju pedoprsti, zlasti na najbolj občutljivejših področjih, kjer so požari pogosti, niti vzdrževanje starih teras ne pomaga zoper vodno erozijo.

Ključne besede: kulturna terasa, razvoj prsti, človekov vpliv, organski horizont, vodna erozija

Address-Naslov

Jean VAUDOUR

URA 903 - CNRS,

29, Av.R.Schuman,

13621 Aix-en-Provence Cedex

et Projet APARE: "terrasses de culture: leur évolution après abandon et mode de gestion minimum", Programme "Conséquences écologiques de la déprise agricole" du Comité "Ecologie et Gestion du Patrimoine Naturel" (S.R.E.T.I.E., Ministère de l'Environnement)

I. INTRODUCTION

L'abandon des terrasses de cultures constitue en Basse Provence calcaire un fait majeur par son ampleur et ses conséquences écologiques. Nous étudierons le phénomène sous l'angle des sols et de leur évolution, en tenant compte des données sociales et historiques (occupations successives des parcelles, date de leur abandon etc...)

A) Les étapes de la déprise agricole

Les versants aménagés en terrasses (*restanques, bancaous, faïsses*) occupent souvent plus de 30% de la superficie des finages, parfois plus de 50%. On connaît mal les étapes de la conquête, notamment au cours de l'Antiquité et du Moyen Age. Par contre, on sait que l'extension maximale des aménagements se situe aux alentours de 1850-1875.

Nous distinguons plusieurs types de terrasses abandonnées:

1) certains abandons, en position d'ubac, correspondent à de grands domaines ayant échappé au morcellement pendant la Révolution de 1789. Ces terrasses portent des boisements gérés par l'Office National des Forêts;

2) les abandons les plus importants sont liés à la déprise agricole qui accompagne les bouleversements de la période industrielle. Une première vague se place pendant (ou immédiatement après) la première guerre mondiale. Ses causes sont bien connues. Une seconde vague, plus ample et plus brutale, déferle aux alentours de 1955, tandis qu'on assiste à une migration du vignoble vers le bas des versants et le fond des vallons. Elle accompagne la mécanisation de l'agriculture et affecte de nos jours des parcelles restructurées à la pelleteuse mécanique avec suppression d'une partie des murets de pierre sèche.

B) Les caractéristiques du milieu

1°) Le bioclimat

Au-dessous de 800 m (aire de l'olivier), la Basse Provence sublittorale se caractérise par un climat méditerranéen à nuance subhumide, qui favorise, à l'état naturel, le développement d'un couvert

végétal arboré, selon deux séries dynamiques, celle de Chêne blanc (*Quercus pubescens*) et celle du chêne vert (*Quercus ilex*), la première étant la plus importante.

2°) La prédominance de lithofaciès carbonatés

On note en Basse Provence une mosaïque de paysages due à un relief compartimenté et à une structure complexe. Cependant, le nombre de types de terroirs aménagés en terrasses de cultures est réduit.

Les plus beaux systèmes de terrasses sont observés sur marnes, dolomies et cargneules du Trias, sur calcaires dolomitiques, marnes, argilites et conglomérats d'âge jurassique à oligocène, ou encore sur calcarénites miocènes.

Une autre grande famille de terrasses est localisée, en position d'ubac, sur les dépôts pléistocènes hérités de périodes froides, ou en position d'adret, sur des talus de marnes et argilites plus ou moins affectés par la solifluxion.

3°) Une forte anthropisation

Les versants aménagés constituent des milieux spécifiques, profondément modifiés par l'Homme. La présence de murets de pierre sèche exerce une influence sur le microclimat, la faune et la végétation. Le réseau des chemins d'accès et les aménagements de petite hydraulique (drains, canaux d'irrigation, etc...) réorientent le drainage et les modalités du ruissellement, comme les caractéristiques hydriques des sols. Les structures artificielles continuent à peser sur les dynamiques post-abandon pendant plusieurs décennies.

II. LES SOLS DES TERRASSES CULTIVÉES ET LEUR CARACTÉRISTIQUES AU MOMENT DE L'ABANDON

A) Des sols calcimagnésiques anthropisés

Les sols des terrasses de cultures de la Provence calcaire se rattachent aux sols calcimagnésiques (CPS, 1967). Il s'agit soit de rendzines brunes colluviales ou rendosols (Référentiel Pédologique 1988, 1990), soit de sols bruns calcaires (voire très calcaires) sur colluvions, qui s'apparentent davantage aux calcosols du nouveau Référentiel français. Plus rarement, on reconnaît des calcisols rubéfiés sur calcaire dur (cas de St.Cézaire/Siagne, en Provence orientale).

En fait ces sols sont en grande partie anthropisés, et certains d'entre eux sont totalement anthropiques. Il s'agit de rendosols ou calcosols-anthroposols (BAIZE, 1991). S'il y a peu de sols calciques (calcisols) dans de tels milieux, c'est d'ailleurs parce que les remaniements anthropiques et l'apport d'éléments calcaires pour la construction des murets n'ont fait qu'amplifier le colluvionnement naturel.

B) L'état des sols au moment de l'abandon

Les sols des terrasses cultivées (viticulture en particulier) présentent les caractéristiques suivantes:

1) les horizons de surface sont des Ap très appauvris en matière organique (souvent moins de 1%), de couleur très claire, à réseau racinaire lâche. On note l'absence d'horizons organiques ou même humifères qui caractérisent normalement les sols de la région sous couvert végétal à l'état naturel;

2) on observe fréquemment la présence d'un horizon caillouteux de surface, de taille centimétrique à décimétrique. Ce pavage résulte de l'action combinée de l'érosion en nappe (sheet erosion) et du ravinement élémentaire (rill erosion), qui éliminent la fraction fine (argiles et limons fins);

3) la superposition des horizons est davantage liée aux façons culturales et à l'intervention de l'homme qu'à des différenciations pédologiques. Les discontinuités correspondent à des semelles de labour, au défonçage, etc. ...;

4) le pH-eau est élevé (entre 7,8 et 8,5) et les taux de calcaire total et de calcaire actif importants (d'où un problème de chlorose dans le vignoble et les vergers);

5) on note un appauvrissement de la pédofaune et notamment des populations de Lombricidés, ainsi que le développement de faunes de mollusques adaptées à des milieux ouverts et xériques (abondance d'hélicelles).

Au total, des profils très perturbés, fortement érodés, surtout dans les zones de viticulture.

III. ETAPES ET MODALITÉS DE LA PÉDOGENESE POST-ABANDON

Suivant l'ancienneté de l'abandon (moins de 10 ans, 50 à 100 ans, plus d'un siècle), l'état des parcelles et l'histoire de leur occupation avant et après l'abandon (types de cultures, façons culturales, fréquence des incendies, débroussaillage, etc.), on observe une grande diversité de situations. On peut les regrouper en trois grands ensembles:

A) Reconstitution rapide des couvertures forestière et pédologique

Dans les milieux peu perturbés par l'homme et relativement stables sur le plan de la morphodynamique, la remontée biologique est rapide, surtout en l'absence d'incendies. En moins d'un siècle une couverture végétale suffisamment fermée se reconstitue (forêt mélangée à chêne blanc, chêne vert et cèdre à Maubec, chénaie blanche et pinèdes à Auriol, épais taillis de chêne vert, pin d'Alep et lentisque à Vidauban, etc.). Parallèlement, les horizons organiques et humifères se développent,

en même temps qu'un réseau racinaire dense se forme. La bioturbation est importante. On observe d'abondants turricules de Lombrics en surface, des galeries à 30-40 cm et même des logettes de diapause vers 60 cm (profil sous chênaie blanche, versant sud de la Montagnette, à Maubec). Cette activité des Lombrics favorise la remontée des éléments minéraux en surface. Les horizons caillouteux, hérités de la phase érosive sous labours et cultures, sont progressivement enterrés sous des horizons fins, à structure grenue en partie d'origine coprogène. Aux sols mal structurés, souvent battants, des terrasses cultivées succèdent donc des sols mieux structurés, mieux aérés et moins sensibles à l'érosion hydrique.

Au terme de cette évolution sous couvert végétal fermé, le profil suivant, de type Ol A Aca M (nomenclature du Référentiel Pédologique Français, 1988-1990) peut être décrit. Il comporte, de haut en bas:

1) **une litière non décomposée** (ancien A₀₀ ou Ol) composée de feuilles de chêne blanc, de chêne vert ou encore de pseudophylles de pins, d'une épaisseur centimétrique;

2) **une litière en voie de décomposition** passant rapidement à un horizon organo-minéral de transition (horizon A), foncé, riche en matière organique, à turricules de Lombrics et abondantes structures coprogènes, à nombreux gastéropodes. Cet horizon est un Of, car le taux de C/N est inférieur à 25. Les débris végétaux sont difficilement identifiables. Le pH-eau se situe aux alentours de 7.0 ou même 6,9, même sous pinède de pin d'Alep. Sous taillis sclérophylle, le taux de matière organique atteint jusqu'à 65%. La couleur devient alors noire (10YR2/2 Munsell), l'aspect est feutré, parfois spongieux;

3) **un horizon ACa**, à structure arrondie, plus ou moins sombre (chroma et valeur inférieurs à 3,5), dans lequel le chevelu de radicelles est très développé. Le pH se situe entre 7,9 et 8,5. La charge caillouteuse est variable. Le taux de CaCO₃ total oscille entre 20 et 60%. L'épaisseur de l'horizon est de 10 à 20 cm. Le passage à l'horizon sous-jacent est progressif;

4) **un horizon Aca plus profond, plus clair** (chroma et valeur < 4/4), à radicelles moins abondantes;

5) éventuellement, un **horizon profond carbonaté Sca**, à structure polyédrique, atteignant 40 à 50 cm de profondeur, voire un **horizon K** (sous la corniche de la Montagnette à Maubec), puis un M.

Au fur et à mesure que le milieu "naturel" se reconstitue, les discontinuités observées dans le profil cultural s'estompent, la pédoturbation provoquant un brassage des horizons. Le sol ainsi reconstitué est moins sensible à l'érosion hydrique: le **splash** est freiné et les effets du ruissellement diffus entravés. Au niveau de la parcelle ou

du versant, la perte en terre est moins importante que sous culture. Par contre, les problèmes d'érosion persistent au niveau des principaux collecteurs, l'effet des crues étant amplifié par l'abandon des aménagements traditionnels et le développement de la végétation dans les talwegs.

B) Décapage des couvertures pédologiques par l'érosion

L'évolution des couvertures pédologiques est bien différente sur les versants soumis à une pression anthropique forte et affectés par le passage répété du feu, surtout lorsqu' ils sont instables et fragiles. Dans ce cas, le démantèlement des terrasses non entretenues est rapide et on assiste à une érosion accéléré des sols.

1°) L'action du feu sur les sols

Le passage du feu, surtout s'il est rapide, n'est pas en effet considérable. Par contre, les conséquences sur les sols sont importantes lorsque certaines conditions sont réunies: incendies répétés (plusieurs par siècle), persistance du feu dans certains secteurs à combustion lente (taillis de chêne vert par exemple), intervention d'une pluie intense entraînant un ruissellement effice peu après l'incendie, démantèlement poussé des murets des terrasses, etc.. Les observations conduites dans les zones incendiées de Roquevaire, Auriol et du pourtour de la Sainte Victoire depuis dix ans montrent que, dans l'ensemble, les horizons organiques et humifères sont détruits. Les horizons minéraux sont décolorés sur plusieurs centimètres, voire davantage. La chaleur provoque l'éclatement des cailloux et l'écaillage des dalles dénudées (la température pourrait atteindre 800 à 1000°C). Dans ces conditions, la pédofaune est grillée. Le feu laisse en surface une couverture de cendres, d'abondants fragments de charbon de bois et de coquilles brisées de gastéropodes. A l'emplacement des racines calcinées s'ouvrent des galeries ou des cavités. Ces observations de terrain devront être complétées par des analyses de laboratoire (minéraux argileux, dosage de la silice, du phosphore, du potassium, etc....).

2°) Les effets du ruissellement sur les zones incendiées

Sur le paysage minéral laissé par l'incendie, les pluies d'automne exercent une érosion intense (ruissellement diffus, ravinement installé, ouverture de brèche dans les murets, purges de blocs sur les corniches, etc...). Le décapage des sols est particulièrement actif sur les hauts de versants, où à peu à peu sont dégagée des dalles rocheuses.

Un bel exemple de dégradation des sols et de descente de la couverture pédologique, de haut en bas du versant, est fourni par la figure 1. On remarquera notamment le profil AS1, sous garrigue à chêne kermès et rares Ulex, avec son horizon Aca très mince, directement sur

les calcaires dolomitiques. Sur ce type de versant, l'évolution post-abandon conduit à une perte en terre arable quasi irréversible lorsque le système des restanques n'est plus entretenu.

C) Les cas intermédiaires

Les situations intermédiaires sont nombreuses. Elles correspondent à des milieux dans lesquels la remontée biologique est possible, mais la pédogenèse est entravée par des facteurs défavorables: pente relativement forte, sensibilité des versants à l'érosion pluviale et (ou) aux mouvements de masse, substrat marneux ou gypseux, passage occasionnel du feu etc...

Nous évoquerons quelques cas:

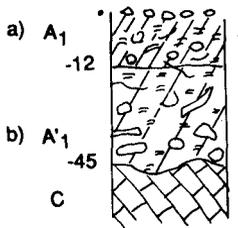
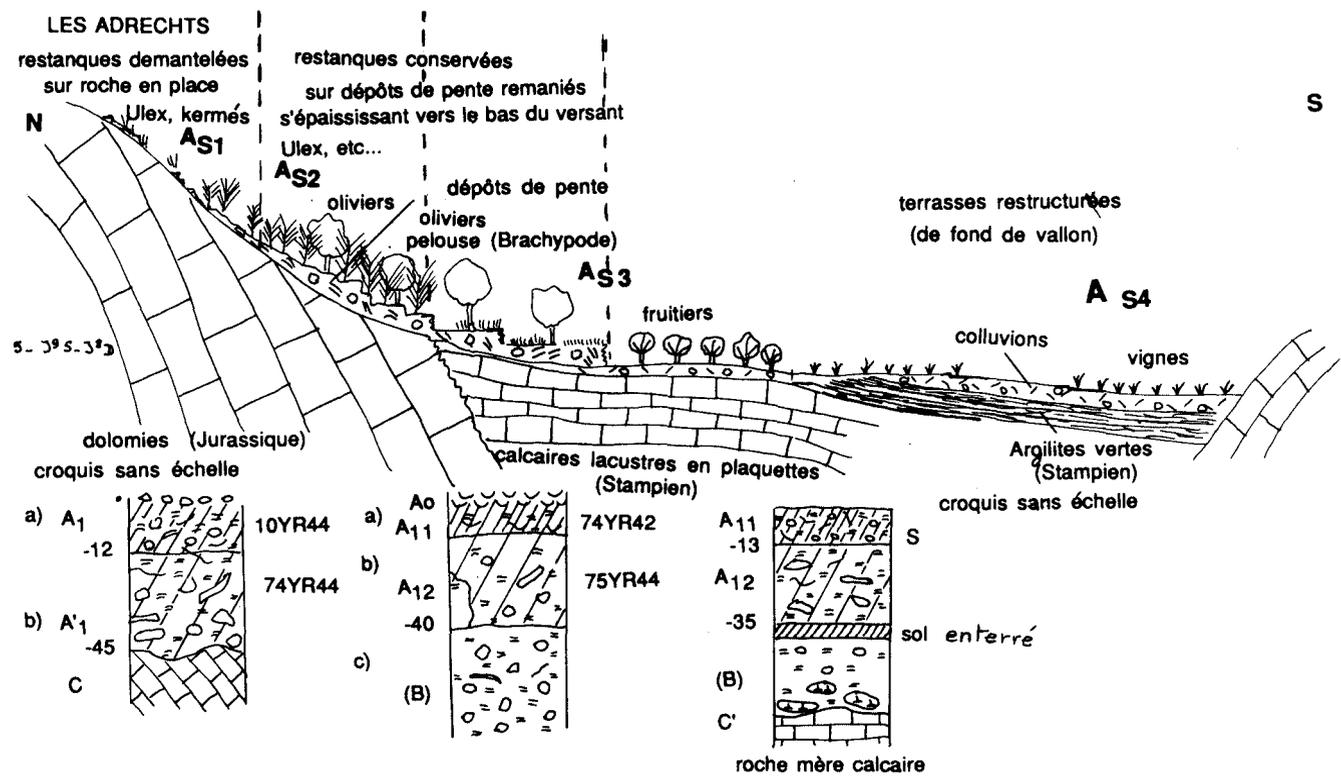
1) Terrasse à pelouse de brachypode piquetée d'arbustes (propriété J. DHO, quartier de Bassan, Auriol), abandonnée dans les années 50. On observe une mince litière et un chevelu de radicelles sur une vingtaine de centimètres. Les horizons organiques sont discontinus dans les secteurs soumis au ruissellement diffus. Des limons à croûte de battance occupent les creux de la microphotographie. La bordure amont de la terrasse se pave de débris grossiers issus du muret à l'abandon. Les modalités de la morphogenèse et de la pédogenèse orientent la reconquête (discontinue) de la banquette par la végétation arbustive (cornouiller, alaterne, sumac, ajonc, etc.).

2) Terrasse en friche (un débroussaillage annuel), même propriété, même versant, même date d'abandon, mais en position amont. Le rôle du ruissellement est plus important. Lorsqu'ils ne sont pas enfouis sous le colluvionnement anthropique, les murets des terrasses sont franchis par des rigoles (**rill erosion**). Constitués d'éléments marno-calcaires sensibles à la gélifraction, ces murets fournissent des débris au ruissellement. A leur pied s'étalent de micro-cônes de déjection, avec un granoclassement des matériaux bien exprimé. Les plages occupées par des limons à croûte de battance sont plus importantes que dans le cas précédent et la dynamique de l'érosion s'oppose encore plus à la reconstitution d'une couverture pédologique continue.

3) Terrasses à couvert très dense d'*Ulex parviflorus*, sur le versant des Adrechts, quartier de Sauveclare à Auriol établies sur un colluvium qui s'épaissit à mi-pente. Le sol est profond (Profil ASJ, Figure 1). Il offre une litière de 5-6 centimètres d'épaisseur et des horizons humifères bien développés et grumeleux. Paradoxalement, dans ce milieu **a priori** favorable, ces horizons sont discontinus alors que la couverture végétal paraît continue. Un pavage de débris progresse à partir des murets en voie de démantèlement. Des rigoles d'érosion se développent à la faveur des sentiers empruntés par les chasseurs. La

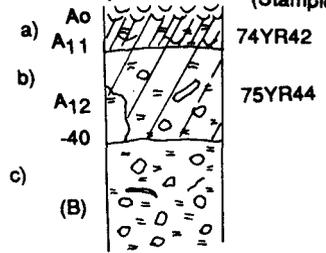
Fig. 1: Les terrasses de culture des Adrechts (quartier de Sauveclare, Auriol, Bouches-du-Rhône) en 1990

Sl. 1: Kulturne terase v Adrechtu (četrť Sauveclare, Auriol, Bouches-du-Rhône) leta 1990



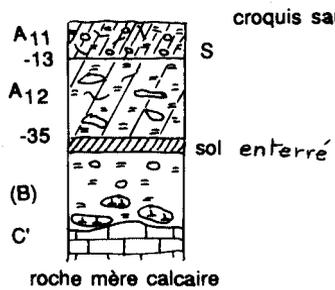
AS1

	%CO.	%NT	C/N
a)	36,1	1,8	20
b)	20,1	1,4	14,4



AS2

	%CO.	%NT	C/N
a)	51,3	2,6	19,7
b)	17,7	1,2	14,8
c)	11,9	0,9	13,2



AS3

	%CO.	NT	C/N
a)	38,3	2,1	18,2
b)	20,8	1,2	17,3
c)	15,8	0,9	17,6

A S4

C.O. : 5%
 pH. (eau) : 8,1
 CaCO₃ : > 402

déprise agricole n'est pas due au facteur édaphique, mais au contexte socio-économique. La reconstitution du milieu forestier était largement amorcée lorsqu'est survenu l'incendie de 1983. La présence de l'*Ulex* crée

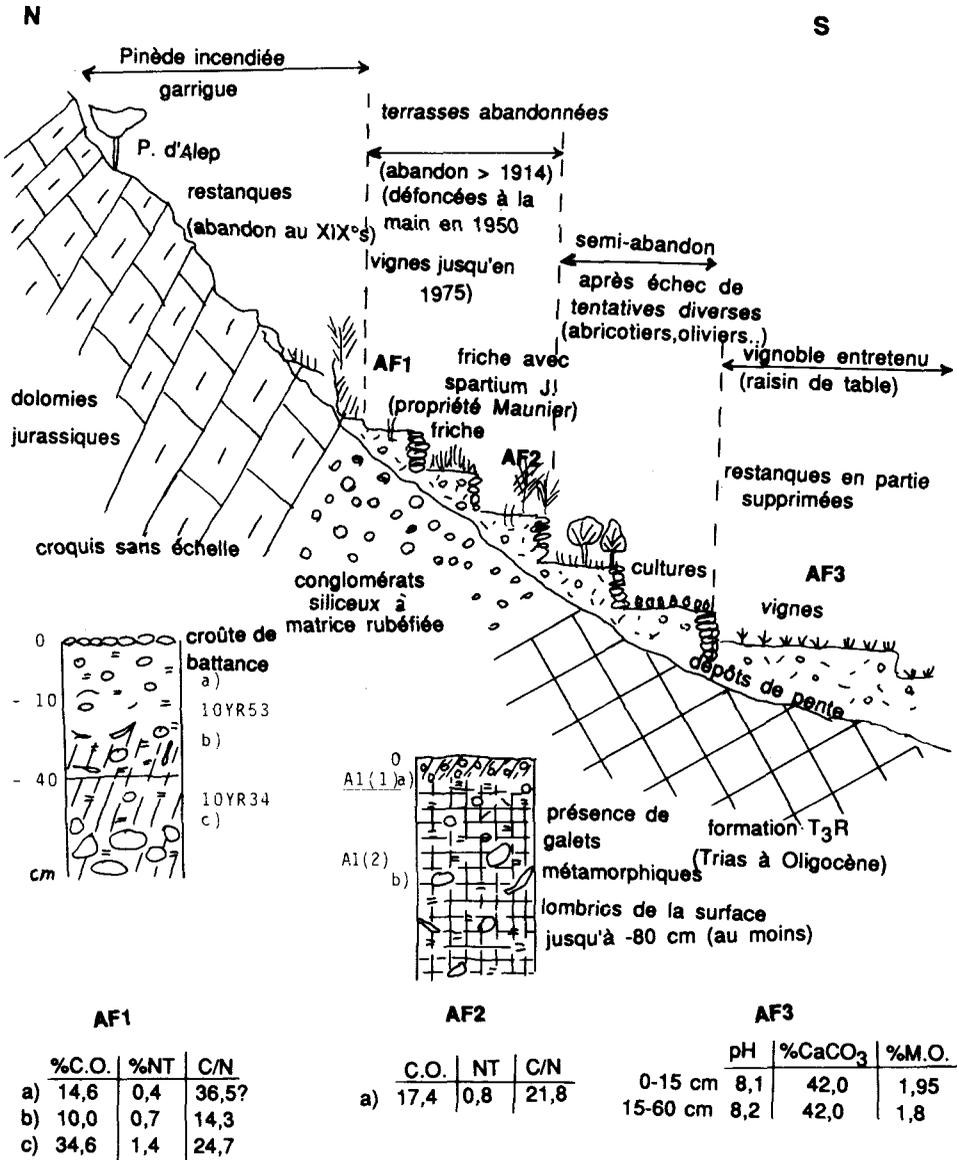


Fig. 2: Les terrasses de culture de la propriété des "France" à Auriol (Bouches-du-Rhône) leta 1990

Sl. 2: Kulturne terase na farmi "France" (Auriol, Bouches-du-Rhône) leta 1990

une situation de blocage et elle accroît le risque d'incendie, déjà considérable dans un tel milieu.

4) Les terrasses des "France" (propriété A. CAILLOL) à Auriol (Fig. 2). Le versant, sur un substrat complexe, offre une gamme variée de terrasses. Les plus élevées ont été abandonnées dès le XIXe s. Elles ont été largement démantelées et leurs sols érodés. Un peu plus bas, des terrasses abandonnées en 1914 avaient été remises en vignes en 1950, puis abandonnées à la friche en 1975. Sur leur sol épuisé, la remontée biologique est difficile (profil AF1). De même, encore plus bas (profil AF2) les sols ont été peu propices à des tentatives d'arboriculture (abricotiers, oliviers) après arrachage de la vigne. Le profil AF3 représente un anthroposol obtenu sur dépôt de pente épais, après restructuration des terrasses en 1980. Un vignoble de qualité (raisin de table) y a été réimplanté avec un relatif succès. Ici le sol n'est pas encore épuisé, malgré une occupation agricole depuis au moins deux siècles, mais il est menacé par l'érosion ... et encore plus par le phénomène de rurbanisation.

IV. CONCLUSIONS

1) Les terrasses de culture ne constituaient pas seulement, en Basse Provence, un artefact de circonstance (conquête de terres en période de forte croissance démographique). Elles apparaissent comme le fruit d'une sagesse empirique acquise au cours des siècles par des communautés d'agriculteurs accrochées à des terroirs ingrats. Certains de ces aménagements, notamment les vrais **restanques** de fond de vallon observées à Auriol, Beaucueil, Le Val, etc. ... sont la réponse volontaire et bien adaptée à une importante crise de ravinement (XVII-XVIIIe s.?). L'exemple est encore à méditer.

2) Même lorsqu'ils sont fortement érodés (mécanisation des labours, protection médiocre fournie par la vigne, insuffisance de restitution en fumure organique etc...), les sols des terrasses peuvent se reconstituer car les potentialités bioclimatiques permettent en Provence une remontée biologique rapide. Il est donc possible, dans les secteurs où la pression anthropique est faible, de gérer au moindre coût les versants aménagés, en laissant faire la nature, à condition de contrôler l'écoulement des eaux pluviales au niveau des chemins et des talwegs.

3) Dans les zones soumises à une forte pression anthropique (intérêt touristique, proximité d'une grande agglomération), le problème majeur est celui de l'érosion des sols liée à la conjugaison des incendies et du ruissellement pluvial. Cette érosion est aggravée par la disparition des litières (y compris les pseudophylles de pin), la destruction des horizons humifères et la dégradation des structures pédologiques. Sous l'angle de la conservation des sols, on ne peut se résigner au passage du feu, même sur de maigres garrigues: l'incendie favorise la descente des terres arables vers le bas des versants et l'évolution irréversible vers les lithosols puis des dalles calcaires ou dolomitiques dénudées.

4) L'abandon des terrasses se traduit par une grande hétérogénéité de réponses au niveau du couvert végétal et des sols. Cette diversité est largement en rapport avec les particularités de l'histoire des parcelles. Il est donc difficile, dans la gamme étendue des situations intermédiaires que nous avons reconnues, de proposer un schème unique de gestion écologique des espaces jadis aménagés en terrasses.

Remerciements: Cette étude a été conduite au sein d'une équipe pluridisciplinaire (collectif, 1990). Elle doit beaucoup au Prof. G. BONIN pour tout ce qui concerne la dynamique de la végétation, à T. TATONI pour les données floristiques et l'analyse des sols et à F. MAGNIN pour le malacofaunes. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BAIZE, D., 1991: Référentiel pédologique. Anthrosoles (projet). - Lettre de l'Association AFES, 11-12
- BAIZE, D./sous la direction de, 1990: Référentiel Pédologique. - AFES, no.3, 1-279
- COLLECTIF, 1990: Terrasses de culture: leur évolution après abandon et mode de gestion minimum. - Rapport final, Programme E.G.P.N. "Conséquences de la déprise agricole, dactyl. + annexes, 1-19
- C.P.C.S., 1967: Classification des sols. - ENSA Grignon, 1-87
- F.A.O. - UNESCO, 1989: Légende révisée de la Carte Mondiale des Sols
- VAUDOUR, J., 1962: L'érosion des sols à Auriol (B-du-R). - Méditerranée, 1, 73-80

**GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF NW
DINARIC KARST**

GEOMORFOLOŠKA ČLENITEV NW DINARSKEGA KRASA

P E T E R H A B I Č

Abstract

UDC 551.44 (234.422.1)

Habič, Peter: Geomorphological classification of NW Dinaric karst

The survey of important geomorphological studies and the situation of NW Dinaric karst is presented, followed by its geomorphological classification and morphological properties of three basic belts: lower Periadriatic, higher central and lower internal or Peripannonian karst. Everywhere different traces of Tertiary tropical planation and dissection and later more arid karst pediplanation are preserved. In the karst relief the features of younger Quaternary corrosional, periglacial and glacial deepening as well as erosional transformation of canyon like fluvial valleys are seen. Morphological differences among the belts are controlled by different geological setting and different intensity of morphogenetical processes.

Key words: karst, geomorphology, relief classification, Dinaric karst, Slovenia

Izveček

UDK 551.44 (234.422.1)

Habič, Peter: Geomorfološka členitev NW Dinarskega krasa

Podan je pregled pomembnejših geomorfoloških študij in položaj NW Dinarskega krasa, sledi njegova geomorfološka členitev in prikazane so morfološke značilnosti treh temeljnih pasov: nižjega perijadranskega, višjega osrednjega in nižjega notranjega ali peripanonskega krasa. Povsod so ohranjeni različni sledovi terciarnega tropskega uravnavanja in razčlenjevanja ter kasnejše bolj aridne kraške pediplanacije. V kraškem reliefu so vidne poteze mlajšega kvartarnega korozijskega, periglacialnega in glacialnega poglobljanja kraških globeli pa tudi erozijskega oblikovanja kanjonskih rečnih dolin. Morfološke razlike med pasovi so pogojene z različno zgradbo in različno intenzivnostjo morfogenetских procesov.

Ključne besede: kras, geomorfologija, klasifikacija reliefa, Dinarski kras, Slovenija

Naslov - Address

Dr. Peter HABIČ

Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU

Titov trg 2

66230 Postojna

Slovenija

INTRODUCTION

In Slovenia the Dinaric karst passes between the Adriatic and Pannonian basin into Pre-alpine and Alpine mountains. The karst surface is composed by inherited and recent forms which resulted in geomorphological development in several phases. The traces of old fluvial and fluviokarstic planation are preserved since the period when the carbonate rocks were limited and impounded from all the parts by the impermeable rocks. After general planation of stirred up post-orogene geologic base, the period of erosional or solutional deepening and dissection followed. Particular areas were either uplifted or subsided by consecutive tectonic movements, uncovered and free limestones and dolomites were exposed to further karst transformation.

There are shapes preserved in relief which should originate in different climatic conditions. Differentiated exposure of variously resistant rocks against erosion and solution was connected to climate too. In cooler Quaternary periods the surface on impermeable rocks lowered more quickly than in karstified carbonate rocks. The last ones were in general less resistant in warm and humid climatic conditions.

The main relief forms developed within the treated area somewhere from Middle Pliocene onwards. On small surface, karst in southern Slovenia comprises some thousands of square kilometers only, morphologically extremely heterogeneous surface developed, that deserves a special professional treatment.

THE REVIEW OF IMPORTANT GEOMORPHOLOGICAL TREATISES

In general quite a lot was written about the Dinaric karst. The first synthetical review was done by J.CVIJIĆ (1893, 1926, 1960). His treatises are essential as numerous younger researchers followed his examples. The CVIJIĆ's scheme of cyclic development of karst surface is known. After him J.ROGLIĆ became famous at home and abroad (1957, 1960, 1965) by his original views to deep circulation, rim corrosional widening, fluviokarstic and corrosional karstic transformation.

The former fluvial origin of Dinaric karst surface in Slovenia was sustainingly defended by A. MELIK (1935, 1961, 1963). According to him the karstification did not start earlier than the epirogenetic uplifting of formerly levelled surface. Thus in cold Pleistocene periods the

fluvial processes strengthened, on karst poljes in particular and the waters accumulated mechanical scree there which filled the underground channels too and caused the water retention on the surface. The mentioned three researchers critically summarized older works on karst that is why we shall not mention them in particular.

Interesting data about the intensiveness of recent solute processes in Slovenia were gathered by I. GAMS (1965, 1966, 1980, 1985); the same author wrote the monograph on recent karstological results (1974). He studied the effects of accelerated corrosion, poljes and blind valleys genesis and other forms of contact fluviokarst (1962, 1973, 1978, 1986).

General geomorphological karst development in Slovenia was presented by D. RADINJA (1972), who analysed the karst of Divača (1967) and Doberdob (1965) in detail. The impact of climate on relief formation in Slovenia tried to define M. ŠIFRER (1967, 1972, 1984, 1990). He emphasized the difference between Pliocene tropical and Pleistocene periglacial and glacial formation of the relief. Structurally and tectonically controlled forms in Dinaric karst were beside morphological and hydrographical classifications and regional morphogenetic studies the subject of P. HABIČ researches (1968, 1978, 1980, 1981, 1982, 1986, 1990).

Among the important treatises on karst underground development let us mention the work of S. BRODAR (1952) who tried to enlighten the genesis of caves on Pivka by paleolithic researches. R. GOSPODARIČ (1976, 1982, 1986) widened and deepened the speleogenetical knowledge by chronostratigraphy of cave sediments. Other studies will be mentioned in connection with concrete problematics.

GEOMORPHOLOGICAL SITUATION AND PREVAILING PROCESSES

The Dinaric karst surface reaches its highest peak in Snežnik (1797 m) and its lowest one in Karst of Doberdob (below 100 m) and in Istria, on the sea level even. Lower karst plains are distributed up to 600 m, higher karst plateaus reach the altitudes between 800 and 1400 m, still higher there are some peaks or ridges only.

Between Gorica and Tolmin karstified Mesozoic rocks underlie the Cretaceous and Eocene flysch that is why further towards NW fluvial erosional mountainous relief prevails. Karst plateaus are built by Paleocene, Cretaceous and Jurassic limestones and Upper Triassic dolomites mostly (Fig. 1).

Between the basins of Ljubljana and Krško the karst plateaus pass into pre-alpine hills. The surface lowers in steps, the karstified Mesozoic rocks sink under the Oligo-Miocene marine, lacustrine and fluvial sediments on the east. On the border of Pannonian basin the traces of Pliocene weathering and the remains of former huge Miocene sediments on the karstified limestones are preserved.

The surface among Alps, Pannonian basin and the Adriatic was formed by waters that flew on both sides from the mountains. The waters from Soča river basin are nowadays still oriented towards the

Adriatic Sea from the karst along the Trieste and Kvarner Bay. The waters from Sava river basin flow towards distant Black Sea. In Pliocene between the Posočje and Posavje there was low superficial watershed. Today the underground waters from Dinaric karst flow to both sides at the same time.

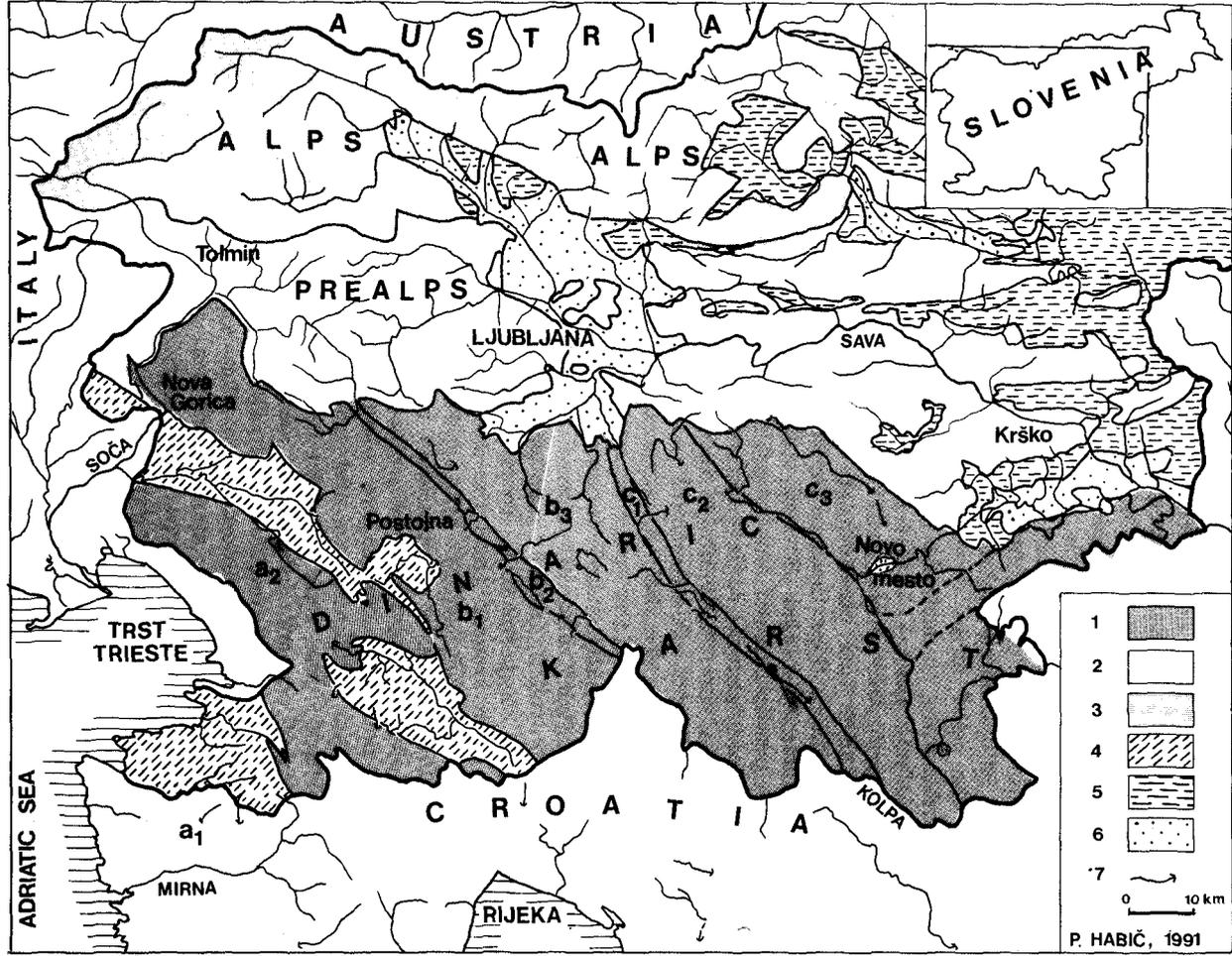
During the geomorphological development the watershed line changed under the influence of erosional processes and tectonical upliftings and subsidences. Older geomorphological studies assigned to this question quite a lot of attention, but the reconstruction of the former fluvial net is not simple and the views of particular researchers differ. What are the relief forms developed by former superficial streams is the question remaining unsolved in particular. Did on carbonate rocks prevailed normal fluvial formation in the first place followed by karst processes later? Geomorphogenetical studies accentuated the successive development phases and prevailing processes as they could be noticed on the karst surface. Superficial transformation elapsed in relatively long post Eocene orogene period. Several epirogenetic phases followed when the rate between permeable and impermeable rocks changed considerably.

Post-over-thrust radial tectonics cut folded and thrustured rocks into big blocks and differently uplifted them. Erosion, that followed, removed thick layers of softer and more resistant rocks as well, as the actual surface comprises different structural units and rarely corresponds to them. In general the surface on the impermeable rocks is more lowered and erosionally more dissected than on limestones or dolomites. The inverse altitude ratio is extraordinary, in Brkini f.e., it is mostly tectonically controlled, as f.e. between Suha krajina and Posavsko hribovje. The impermeable areas controlled by normal superficial drainage are more lowered than the ones draining through the karstified borders.

In the inliers of impermeable rocks in the middle of the karst normal fluvial relief with local erosional base in the altitude of swallow-holes developed. Somewhere along them either smaller or bigger karst depressions, blind valleys and poljes appear, or the allochthonous superficial rivers cut their canyon-like beds in the karst surface. Different types of contact fluvio-karst were formed (I. GAMS, 1986).

Local climatic conditions importantly controlled the genesis of the surface. They are evidenced in locations exposed to sun or sunless and in different altitudes above the sea, on the passage among mediterranean, submediterranean and continental mountain climate in particular. Morphological differences were carried into effect in cool Pleistocene conditions mostly, when the areas above 1300 m were permanently covered by snow and ice, and the surface above 600 m was bare as it is today above the upper forest line in the altitudes between 1600 and 1800 m. On some exposed positions the actual upper forest line is lowered to 1300 m even.

Lower submediterranean areas are warmer and less wet, mean temperature above 10° C, 500 to 1000 mm of rainfall, seldom in form of snow. On the highest ridges of Dinaric karst the mean annual temperatures are about 5° C with more than 3000 mm of rainfall, snow



prevails in cooler half of the year, it can last from October to May, the blanket of snow is 1 to 2 m thick. High intensiveness of rainfall is morphologically important as more than 300 mm could fall in one day even, exceptionally 500 mm (J. ROGLIČ, 1965). All the rainwaters sink directly into karst. Superficial drainage relates to less permeable rocks, distributed among the limestones as partial or complete border or hanging hydrogeological barriers (M. HERAK, 1971).

A lot of water contributes to intensive solution, lowering the karst surface from 30 to 150 mm in thousand years in average. In spite of different methods defining the corrosion intensiveness the values presented on the following table correspond well.

Table 1: Corrosion intensity

River basin	lowering in mm per 1000 years		
Vipava source	82	*)	- (HABIČ, 1968, 217)
	68	**)	- (GAMS, 1966, 54)
Hotenjka	126	*)	
Idrija, Idrija	157	*)	
Podroteja	90	**)	
Trebuša	90	*)	
Ljubljana	65	**)	
Krka, Dvor	33	**)	

Local corrosion effects do not depend on lithological base only but on pedo-cover, vegetation, altitude above the sea level and other

Fig. 1: The situation of Dinaric karst in Slovenia

- 1 - NW Dinaric karst, Mesozoic carbonate rocks
 - 2 - Pre-alpine mountains with isolated karst, Palezoic, Mesozoic and Cenozoic rocks
 - 3 - Julian and Kamnik Alps with High karst, Mesozoic Cenozoic carbonate and noncarbonate rocks
 - 4 - Eocene flysch
 - 5 - Oligomiocene beds
 - 6 - Plioquaternary sediments in the basins
 - 7 - sinking rivers
- a,b,c - explanation in text

Slika 1: Položaj Dinarskega krasa v Sloveniji

- 1 - NW Dinarski kras, mezozojske karbonatne kamnine
 - 2 - Predalpsko hribovje z osameljenim krasom, paleozojske, mezozojske in kenozojske kamnine
 - 3 - Julijske in Kamniške Alpe z visokogorskim krasom, pretežno mezozojske in kenozojske kamnine
 - 4 - eocenski fliš
 - 5 - oligomiocenske kamnine
 - 6 - pliokvartarne naplavine
 - 7 - ponikalnica
- a,b,c - pojasnilo med tekstom

factors (I. GAMS, 1965, 1966) among which the way of vertical percolation too. Infiltrated water joins into trickles and flows through crushed or less impermeable zones. The trickles are either permanent or periodical of various discharge. The rate between low and high discharge and between small and big trickles is 1:10.000 and more (P. HABIČ & J. KOGOVIŠEK, 1979). The consequences of different washing off reflect in intensive karst dissection on the surface. In climatical and energy sense it is more intensive in higher than in lower positions. The dissection of higher karst is not due to solute processes only but to mechanical weathering of limestones and dolomites in particular as well as to sheet erosion of the scree from the slopes into closed karst depressions or into hanging gullies.

The size of karst depressions on the chosen morphological unit Planinec south from Snežnik, 3 times 4 km, is presented on the Table 2.

Table 2: The comparison between number and average size of karst depressions on Planinec (Notranjski Snežnik)

type of doline,	number,	diameter, m	depth, m	surface in, 10^3m^2	volume in 10^3m^3
small kettle	124	10	5	0,3	0,5
doline	57	25	10	2	6,5
small kettle	34	50	20	8	50
medium kettle	28	100	30	30	300
big kettle	16	200	50	125	2.000
double kettle	1	400	80	500	13.000
M.Ponikva,Bakar *)	1	1000	150	600	30.000
V.Ponikva,Bakar *)	1	1400	180	1.200	72.000
Prapratna draga *)	1	2000	210	6.000	150.000

*) comparative sizes of the biggest depressions in the high karst

The distribution and size of vertical drainage channels in karst decisively influenced the distribution and shape of karst depressions.

GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF DINARIC KARST

The author of the first geomorphological classification of Dinaric karst CVIJIĆ (1918) distinguished the virtual karst or holokarst and partial karst or merokarst. In his last, unfinished karst classification (1926) CVIJIĆ divided the morphological types according to landscape: - Tržaški Kras - Karst of Carniola - Karst around Lika and Karlovac - Karst of big karst poljes in western Bosnia - Kistanje karst surface with islands ridge and - karst of Hercegovina and Montenegro.

J. ROGLIĆ (1965) divided the Dinaric karst according to main morphological forms and processes:

- the interior fluviokarst,
- the central, virtual Dinaric karst and
- corrosion plains developed in the altitude of impounded karst.

M. HERAK (1977, 1986) distinguished from geotectonical point of view:

- orogenic folded, dissected and accumulated karst and
- epirogenetic basin and platform tabular karst.

According to this classification in Dinaric karst he differs:

- Adriatic belt with faulted folds of carbonate rocks and flysch, belonging to dissected and accumulated karst,
- High karst belt where overthrust tectonics with neotectonic uplifts and subsidences prevail,
- Interior belt he divided further into two parts:
 - a) border low part of the carbonate platform,
 - b) karst of the Inner Dinarids.

Our hydrographic and speleological division of the karst follows these structural properties in the landscape units of Slovenia (P. HABIČ, 1969, 1982) as it follows:

- a) Littoral Karst or outer Periadriatic karst,
- b) Karst of Notranjska or central High karst
- c) Karst of Dolenjska or inner Peripannonian karst.

In small scale different morphological units alternate in longitudinal Dinaric zones. Particular zones are dissected in longitudinal and transverse units as the parts were differently uplifted or subsided, they have different lithology or they reflect different morphogenetical influences from the vicinity. Fluvial, fluviokarstic and karstic processes of planation or dissection came into force in particular structural units by various ways either regarding the time or the intensiveness.

The basic three longitudinal zones can be further on divided by common morphogenetical properties (Fig. 2).

Outer Periadriatic karst is divided to:

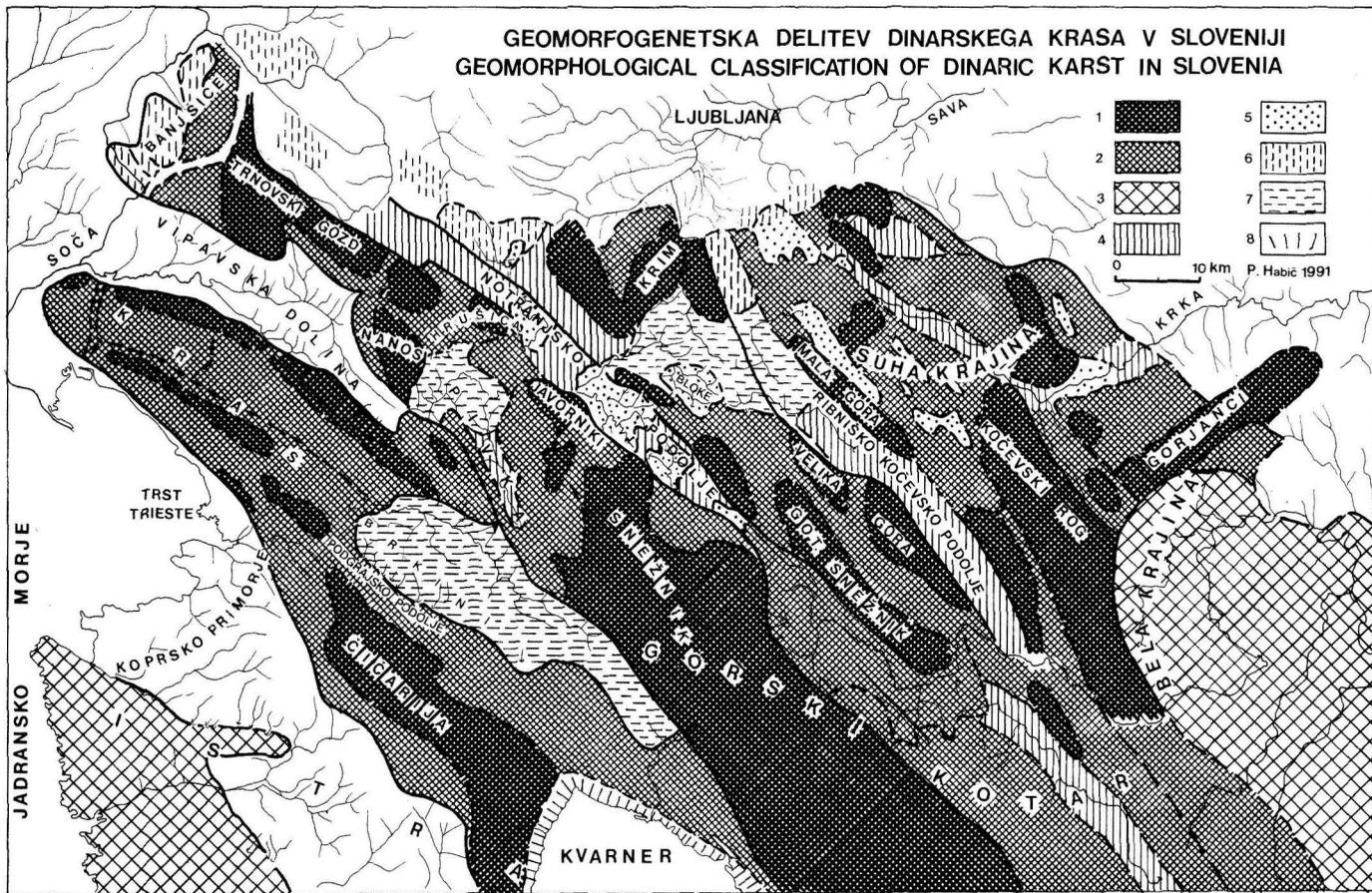
- a₁) Low Istrian karst
- a₂) High Trieste-Liburnian karst.

The limit between them is structural along the flysch border of Trieste Bay and Northern Istria. The limit between Periadriatic and central Dinaric karst is Vipava - Brkini - Vinodol flysch belt overthrust by the High karst. According to Herak's tectonical regionalisation the first Periadriatic zone belongs to Adriatic and the second one to Periadriatic.

The central high Dinaric karst is divided in longitudinal sense along the fault zones to:

- b₁) Western High karst, from Banjšice to Snežnik and Gorski Kotar,
- b₂) Notranjska, plain and poljes

GEOMORFOGENETSKA DELITEV DINARSKEGA KRASA V SLOVENIJI
 GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATION OF DINARIC KARST IN SLOVENIA



b₃) Eastern High karst, from Krim over Bloke, Potočanska high plateau to Goteniški Snežnik and Velika gora of Ribnica and Kočevje.

The inner Peripannonian karst is divided into three longitudinal zones:

c₁) Western Dolenjska along Mišji dol - Želumlje fault zone including Ribnica and Kočevje basin

c₂) Mala gora of Ribnica and Kočevje, Dobrepolje, western Suha krajina and Kočevski Rog with Poljanska gora belong to the higher western Dolenjska karst

c₃) Eastern Suha krajina with Novo mesto basin, Podgorje and western Gorjanci Mts and Bela krajina belongs to lower eastern part between Žužemberk and Temenica lowered surface.

The width of longitudinal zones varies, in average there are about 15 km across. Within the particular zones there are more narrow or less parallel, from 1 to 5 km wide, belts of higher and lower surface. The ridges and lowered surface and wider belts are tectonically controlled along the longitudinal faults.

The longitudinal dissection is less distinctive on the lowest outer zone of Istria and in the inner karst of Bela krajina. In tectonically active the highest central part the longitudinal belts are more distinctive. Longitudinal ridges and interlying dales are tectonically controlled but morphologically better expressed, as in higher uplifted zone local differentiated erosion and karstification previously prevailed. In lower parts the influences from impermeable vicinity endured longer and contributed to prevalent solution, as it exists on karst poljes still nowadays.

Longitudinal dinaric zone are faulted transversely on several parts, they are variously uplifted and separately morphologically dissected. Transverse faults and relief incision are hydrographically important. There the waters from longitudinal zone flow transversely on both sides. Transverse faults are restricted to particular belts, rarely they cut several belts and exceptionally two parallel zones. The cited structural properties decisively influenced the pattern and distribution of geomorphological units inside the particular zones and belts.

Superficial runoff through the longitudinal lowered surfaces and among higher uplifted ridges was possible, as it exists still nowadays there, where the carbonate rocks are impounded by permeable or badly permeable rocks. On the Adriatic side such barrier is presented by

Fig. 2: Geomorphological classification of NW Dinaric karst

- 1 - higher conical karst
- 2 - karst margin plains and pediments
- 3 - lower karst plains
- 4 - lowered surface with karst plains
- 5 - karst poljes
- 6 - contact fluviokarst
- 7 - fluvial relief encircled by karst
- 8 - littoral tectonic karst scarp

Slika 2: Geomorfološka delitev NW Dinarskega krasa

- 1 - višji kopasti kras
- 2 - robne in pedimentne kraške uravnave
- 3 - nižji kraški ravniki
- 4 - podolja s kraškimi ravniki
- 5 - kraška polja
- 6 - kontaktni fluviokras
- 7 - fluvialni relief sredi krasa
- 8 - obalna tektonska kraška reber

Eocene flysch, in the interior by tectonically crushed dolomites and older Carboniferous, Permian and Triassic as well as younger Neogene clastites.

Formation of surface on carbonate rocks and their karstification, conformed to erosional lowering of impermeable barrier and to tectonical uplifting of longitudinal and transverse structural units. Each zone is distinguished for morphogenetical properties connected to geological setting, to relief energy and to consecutive alternating of intensiveness of erosion denudation and karst solution processes.

MORPHOGENETICAL PROPERTIES OF THE BELTS

a₁) ISTRIAN KARST

Istrian karst plain is enclosed from three sides by the sea and from the fourth one by the flysch. The surface on Cretaceous and Jurassic limestones is levelled by corrosional and denudation processes in relatively low position. The contact karst around Buje evidences the former normal superficial drainage from flysch over the limestones (I. GAMS, 1986). The karst of Istria is relatively modestly karstly dissected the fact being connected maybe either by arid climate or by slight tectonic uplift.

Relatively thick layer of red soil (L. MARIĆ, 1964, K. URUSHIBARA, 1976) is preserved on the Istrian karst giving to the landscape the character of the Red Istria. Among the karst depression forms bowl-shaped dolines and shallow ouvalas by accumulated loam bottom prevail (P. Habič, 1978). On higher lying areas the dolines are more dense, as obviously these areas were exposed to vertical karst washing off earlier. In central littoral lower belt there are characteristic low hills, residual hills, which are presented along the coast in a form of attractive series of islands (Brioni and Medulin near Pula and the islands between Rovinj and Poreč).

a₂) TRIESTE OR CLASSICAL KARST

Trieste karst among Gorica plain, Vipava valley and flysch Brkini hills belongs to upper Periadriatic karst. The longitudinal ridges on the plateau-like karst surface reach from 100 m a.s.l. near Doberdob to 500 m a.s.l. in Podgrad area. On wide pediplain there are two parallel lowered surfaces bordered on both sides by higher longitudinal, sigmoid ridges. The karst plain was formed by the superficial waters flowing from flysch Brkini hills which later deepened blind valleys into the limestones of Podgrad area and Vreme valley where today the Notranjska Reka sinks into the underground of Škocjanske jame. The Quaternary development of the caves was studied by R. GOSPODARIČ (1984). The remains of sediments from flysch on the karst surface evidence the former superficial flows (D. RADINJA, 1966, 1967, 1969, 1974) (Fig. 3).



Fig. 3: Classical karst surface (a₂) between Sežana and Tomaj, levelled by erosion-corrosion and pediplanation. In background higher karst plateau Trnovski gozd (b₁).

Slika 3: Erozijsko-korozijsko in pediplanacijsko uravnano površje matičnega Krasa (a₂) med Sežano in Tomajem. V ozadju kraška planota Trnovskega gozda (b₁)

b₁) THE WESTERN HIGH KARST

The Plateau of Banjšice and Trnovski gozd

Banjšice, Trnovski gozd, Nanos with Hrušica, Pivka and Javorniki with Snežnik Mt. belong to the Western High karst. The plateaus are encircled by deeply cut valleys and they reach the altitudes from 600 to almost 1800 m. The western border of Banjšice plateau is morphologically and tectonically dissected. The superficial river net partly remained preserved on the flysch rocks. On the Cretaceous and Jurassic limestones and on the Upper Triassic dolomites the karst prevails absolutely.

On the eastern side the fluviokarstic flysch Banjšice pass into the karst surface of Lokovec between 800 to 1000 m a.s.l. Dry Čepovan valley, about 300 m deep, is downcut into this surface. Eastwards the



Fig. 4: Dry Čepovan valley, cut down into Trnovsko Banjšice karst plateau (b_1) at the foot of Julian Alps, remained hung above the Idrija valley on the north and Vipava on the south.

Slika 4: Suha Čepovanska dolina, zarezana v Trnovsko-banjško kraško planoto (b_1) ob vznožju Julijskih Alp, je obvisela nad dolino Idrijce na severu in Vipave na jugu.

Voglarji plateau, resembling Lokovec, continues by steep flank into flysch Vipava valley. Among the sigmoid summits of Lokovec the fluvial sands and gravels deposited by the former flows from the Julian Pre-Alps, are preserved (Fig. 4).

The central ridge of Trnovski gozd is the highest in conical-shaped peaks of Golaki (1495 m) lowering in steps to the border treads on the Idrija and Vipava sides. Conical-shaped summits and intermediary ouvalas developed by limestone weathering and by superficial and karst debris washing off. In cooler Pleistocene periods the waters deepened karst depressions mostly. In the central ridge there are in kettle-shaped dolines, more than 100 m deep, remains of glacial scree. Similar forms are found elsewhere in the high karst. In lower positions the characteristical forms of subglacial nival forms are found. On corroded limestone pavements there are deep rounded solution runnels passing to the *roche moutonnées* surface. The debris of weathered cherts

among the limestones is morphologically important (P. HABIČ, 1968). More soil and agricultural surfaces are preserved there.

Pivka and the border

Pivka is transitive region between the Trieste karst and Notranjska lowered surface and an important gap in the ridge of the High karst. Around the flysch bottom, lying from 510 to 560 m a.s.l., different morphological units are distributed (Fig. 5). On the flysch smaller independent lost river basins developed. In the valleys there are several generations of quaternary sediments, in denudation ridges among the valleys the erosional relief corresponds to the structure of the flysch base.

Morphological development is connected to the underground runoff through the karst border (P. HABIČ, 1989). Cave sediments in the border limestones were studied in detail by I. GAMS (1965a), R.GOSPODARIČ (1976, 1986) and F. HABE (1970, 1976), the development of the surface on



Fig. 5: Along the karst Pivka valley and Postojna valley (in the center) the pediment plains are distributed in the steps, passing in steep flanks into higher conical karst plateau of Javorniki. In the background Nanos karst plateau.

Slika 5: Ob kraški dolini Pivke in ob Postojnski kotlini (v sredini) so stopnjasto razporejene pedimentne ravnice, ki s strmimi rebrmi prehajajo v višje kopasto kraško planoto Javornikov. V ozadju kraška planota Nanos.

the outflow side of Pivka and on the border of Planinsko polje was studied by F. ŠUŠTERŠIČ (1978).

The impermeable flysch impounded the waters and influenced the formation of karst on the inflow Pivka side. In pediment plain there are periodically flooded ouvalas, up to 50 m deep, with flat rocky bottom in the altitude of high karst waters runoff (P. HABIČ, 1987). In higher border there are older pediments. Above the Pivka basin the pediment lies on the altitude of 590 m. It is not yet clear where Pivka sank in upper level of Postojnska jama at that time or did it flow on the surface over the Postojna gap. On the karst plain along Pivka there are ouvalas, up to 50 m deep, periodically flooded. In karst incisions lacustrine carbonate loams are preserved which were ranged to the transition from Pliocene to Pleistocene according to palinology. According to these data the old Pivka bottom is Quaternary. Higher pediments along the western foot of Javorniki Mt. are consequently older. Above them karst surface of Javorniki and Snežnik with traces of dissection in three phases lie (P. HABIČ, 1980). According to morphological properties they are considered to have Pliocene or even older origin (Figs. 6, 7).



Fig. 6: Karst Javorniki (b_1) with typically distributed conical summits, interjacent dry valleys and ouvalas on the western border of Pivka

Slika 6: Kraški Javorniki (b_1) z značilno razporejenimi kopastimi vrhovi, vmesnimi suhimi dolinami in uvalami na zahodnem obrobju Pivke.

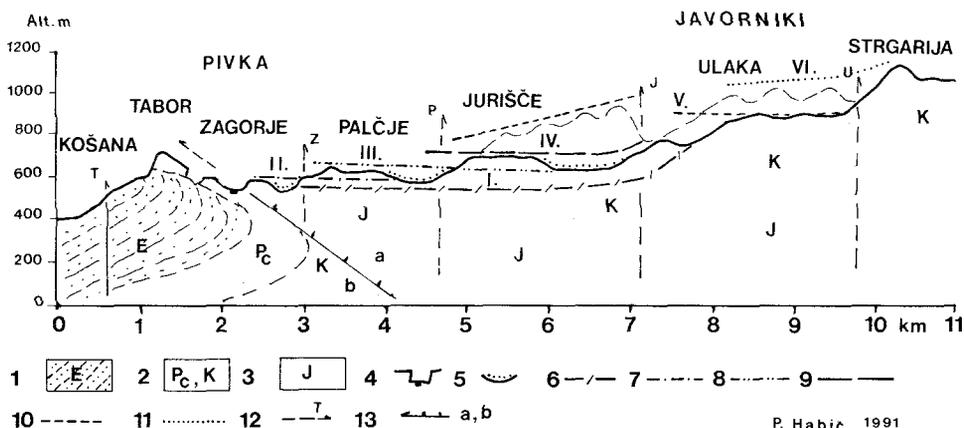


Fig. 7: Morphological cross-section of Upper Pivka and western Javorniki

- 1 - Eocene flysch
- 2 - Paleocene and Cretaceous limestones
- 3 - Cretaceous and Jurassic limestones
- 4 - karstified Pivka valley
- 5 - lacustrine and pediment ouvalas
- 6 - alluvial fan of Koritnica, Quaternary glacis (I)
- 7 - pediment of Zagorje (II)
- 8 - Palčje pediment (III)
- 9 - Rožanec pediment (IV)
- 10 - Jeruško conical-shaped surface (V)
- 11 - Javorniško conical-shaped surface (VI)
- 12 - fault: T - Tabor, Z - Zagorje, P - Palčje, J - Jurišče, U - Ulaka
- 13 - over-thrust, nappe: a - Javornik - Snežnik, b - Komen

Slika 7: Morfološki prerez Zgornje Pivke in zahodnih Javornikov

- 1 - eocenski fliš
- 2 - paleocenski in kredni apnenci
- 3 - kredni in jurski apnenci
- 4 - zakrasela dolina Pivke
- 5 - jezerske in pedimentne uvale
- 6 - Koritniški vršaj, kvartarni glacis (I)
- 7 - Zagorski pediment (II)
- 8 - Palški pediment (III)
- 9 - Rožanski pediment (IV)
- 10 - Jeruško kopasto površje (V)
- 11 - Javorniško kopasto površje (VI)
- 12 - prelom: T - taborski, Z - zagorski, P - palški, J - juriški, U - ulaški
- 13 - nariv, pokrov: a - javorniško snežniški, b - komenski

Javorniki and Snežnik

Javorniki and Snežnik Mt. are composed by several conical elevations cut by steep flanks, dolines and ouvalas. Southwards the Snežnik is cut by steep edge along the flysch Bistrica basin and the valley of Notranjska Reka and on the eastern side by steep flank along the Notranjska plain and poljes.

Javorniki and Snežnik had similar development as Trnovsko-Banjška plateau which could be deduced after fine dissection and formation of particular morphogenetical units. The karst depressions reflect long lasting karstification. The effects of glacial and periglacial transformations are expressed. At surface dissection tectonic ruptures are seen and along them particular structural units are either uplifted or subsided.

b₂) THE NOTRANJSKA PLAIN AND POLJES

The longitudinal belt of lower karst surface in the central high karst is connected to regional Idrija fault zone according to geological setting. L. PLACER (1982) wrote about the form and genesis of this zone around Idrija. In the area karst plains prevail, and karst poljes, Planinsko polje, Cerkniško, Loško and Babno polje near Prezid are deepened in them. Karst poljes are tectonical and erosion-corrosional depressions. The last segments of former flows which had formed the whole plain, are preserved in them (Fig. 8).

Karst dissected polje's bottom is covered by Quaternary sediments, they are found in the outflow cave channels even (A. MELIK,



Fig. 8: The intermitten Cerknica lake on Notranjska karst polje (b₂)
Slika 8: Presihajoče Cerkniško jezero na kraškem polju v Notranjskem podolju (b₂).

1955, R. GOSPODARIČ, 1970). On Cerkniško and Planinsko polje there were several phases of deepening and accumulation phases evidenced connected to Pleistocene climatical oscillations and tectonical subsidences. Till now in the bottom of the poljes no traces of Pre-Quaternary sediments were found. By pediment plains on the border one can conclude that the planations belong to Upper Pliocene at least and not to Quaternary as it was meant by I. GAMS (1973).

The former fluvial transformation of the peneplain did not leave distinctive traces in the form of typical fluvial terraces or uninterrupted valley's bottom. The old surface is tectonically, erosionally and karstly dissected and it is extremely difficult to reconstruct the uniform levelled surface. The former superficial streams on the plain are more reliably indicated by the remains of fluvial allochthonous sediments.

b_a) THE EASTERN HIGH KARST

The outset of this zone is for some ten kilometers displaced towards southeast owing to the right wrench-fault along the Idrija fault. The karst surface reaches the altitudes from 600 to 1200 m. From the both longitudinal sides it is tectonically cut. In inliers of impermeable rocks the fluvial relief prevails. With exception of Iška and Kolpa, the water flows from it through the karst border. On the contact characteristic forms of contact fluviokarst developed.

In well karstified limestones the relief resembles to the one in the Western High karst. In predominantly dolomitic areas typical fluviokarstic relief prevails with longitudinal ridges and shallow wide depressions.

c) PERIPANNONIAN KARST

Compared to the High karst the plateau like surface is 300 to 400 m lower, the ridges only reach the altitudes between 800 to 1000 m, the majority of low karst plain lies between 150 to 400 m. With exception of Kočevski Rog, the higher ridges are limited to narrow longitudinal zones, as is Mala gora between Ribnica and Dobropolje plain. The alternation of longitudinal ridges and interlying narrow valleys is characteristic for the whole Suha krajina (P. HABIČ, 1988). Morphological curiosity of this zone presents the transverse ridge of Gorjanci between Novo mesto basin and Bela krajina.

c₁) THE WESTERN DOLENJSKA PLAIN

Ribnica and Kočevje plains are deepened along the Želumlje - Mišji dol fault zone. The difference in lithological structure and lower, more opened vicinity on the eastern side facilitated the underground

runoff in the transverse direction. That is why in this area no bigger karst poljes developed. A wide karst plain spreads out from impermeable rocks near Velike Lašče towards Kolpa. Among the longitudinal belts a narrow ridge of Mala gora, more than 900 m high (A. KRANJC, 1981) is well seen and on the other side lies low Dobropolje karst plain. The superficial Rašica contributed to its development (M. ŠIFRER, 1969) while the form and situation are tectonically conceived.

c₂) THE WESTERN SUHA KRAJINA AND KOČEVSKI ROG

The area starts on the north-west by the contact karst polje of Grosuplje and continues towards concave Western Suha krajina and Kočevski Rog up to Karlovac karst plain on the other side of the Kolpa river in the altitudes between 150 to 200 m. The whole zone is tectonically bordered, evidenced in longitudinal and transverse flanks. Big number of karst ouvalas morphologically distinguishes it from other karst belts of the Dinaric karst (P. HABIČ, 1988). The underground waters between Ribnica polje and Krka valley contributed to their origin (Fig. 9).



Fig. 9: Karst surface of western Suha krajina with conical ridges and interjacent dales and ouvalas (c₂)

Slika 9: Kraško površje zahodne Suhe krajine s kopastimi hrbti in vmesnimi doli ter uvalami (c₂).

Pleistocene sediments in karst depressions and on higher benches indicate the transformation of the karst surface in several phases. Miocene and Pliocene layers with inliers of coal among sands and loams around Kočevje show abundant local tectonic subsidences inside the karst plain. The mentioned sediments present an important chronological indicator of tectonic movements and morphological development.

In Kočevski Rog the altitude differences between the ridges and depressions are smaller, karst depressions do not have flat bottom as corrosional formation did not reach the karst water table. According to the altitudes Kočevski Rog can be compared with western Gorjanci on the other side of Žužemberk fault zone.

c₃) THE KARST OF LOWER DOLENJSKA AND BELA KRAJINA

The eastern Suha krajina is low karst landscape on the passage to tertiary hills on the border of Pannonian basin. The units of partial or complete and contact fluviokarst alternate in the relief, between 200 to 600 m high (I.GAMS,1984). The lowest depressions lie in the zone of permanent flow, in the zone of flood karst water or just a little above it. Karst ridges and interlying depressions are oriented in north south direction. The plateaus on NW side are more uplifted, the central part is lower, in the altitudes between 200 to 350 m, SE part is higher again, 300 to 500 m and subsided along the transverse Straža fault. In the continuation towards SE the surface is upraised up to transverse fault near Semič where it lowers to the karst plain of Bela krajina, 150 to 300 m high (Fig. 10).

The low karst plain of Bela krajina presents a special unit on the border of wider Karlovac basin because of its extension and morphological properties. It is dissected to smaller structural units rather similar according to altitudes and geomorphological properties. Because of low altitude of the surface it was not karstically dissected as it was the case on higher karst. Karst surface is thickly covered by terra rossa giving the landscape the appearance of mild karst. The remains of Pliocene chert sands, covering once the limestones entirely, are not rare.

Thick blocks of Miopliocene loams and marls with inliers of coal in Kanižarica demonstrate abundant local subsidence within the fault zone on the border between lower peneplain and higher karst ridges. This surface is geomorphologically much more heterogeneous (P. HABIČ et al., 1990) and could be compared to other areas in the similar fault zones.

CONCLUSION

The geomorphological classification of the NW Dinaric karst is based on previous knowledge about the origin and development of karst

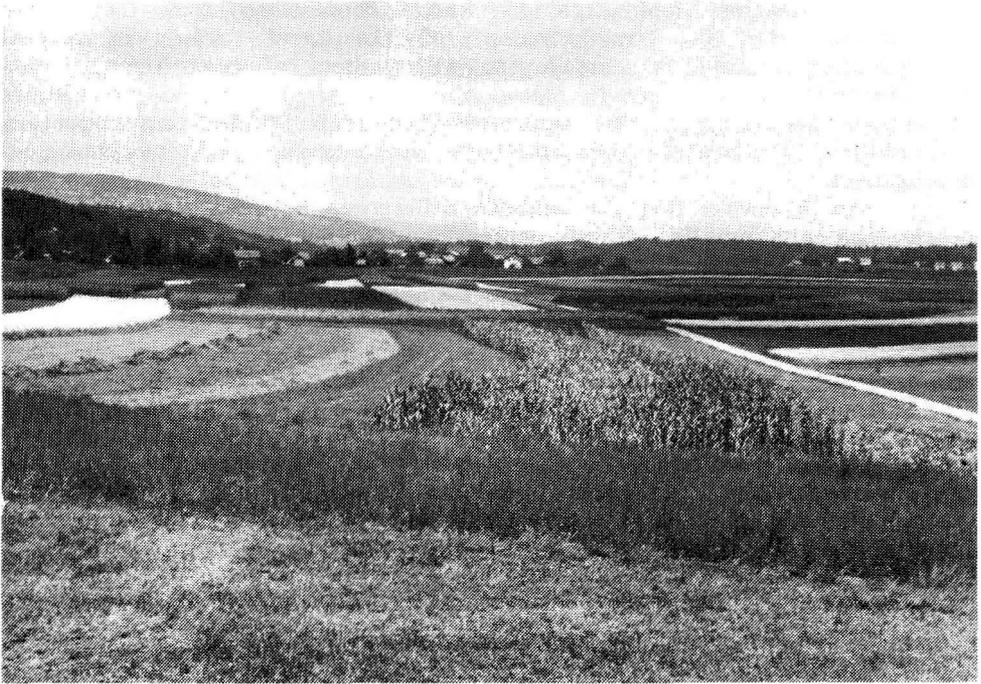


Fig. 10: Low karst peneplain of Bela krajina (c₃) at the foot of Poljanska gora (on the left) and Gorjanci (in background) covered by terra rossa and well cultivated.

Slika 10: Nizek belokrajnski kraški ravnik (c₃) ob vznožju Poljanske gore (levo) in Gorjancev (v ozadju) je pokrit s terra rosso in lepo obdelan.

in the area of southern Slovenia. According to relief, hydrographic and speleological properties the area became famous in past century as Classical Karst. Our classical geomorphologists J. CVIJIĆ, A. MELIK AND J. ROGLIĆ studied it among the others. They were followed by younger researchers who deepened their knowledge by new results.

Today we think that the surface among Tertiary Pannonian basin, Alps and Adriatic Sea was formed some time about the Middle Pliocene onwards. First deciding factors were morphogenetical influences from the impermeable vicinity when the waters ran off superficially over the impounded carbonate rocks. Later tectonical movements contributed to surface transformation and to karst dissection, dismembering and differently uplifting the particular carbonate blocks. Geological basement including differently resistant lithological links and tectonically broken rocks played an important role while shaping their corrosional and erosional relief. Beside the above mentioned factors, climatically controlled processes in Tertiary and Quaternary transformed the karst relief significantly. Their influences are seen in the distribution of conical-shaped hills, wide pediments, karst peneplains, poljes and ouvalas,

deep dales, kettle- funnel- or dish-shaped dolines and thinly corroded surface. Geomorphological influences from the impermeable vicinity are preserved in forms of contact fluviokarst, in canyon, steep-head and blind dolines and in the remains of fluvial or marine sediments, loam, sand and gravel which are preserved on the karst surface and in its underground.

According to predominating relief properties the NW Dinaric karst is divided to three basic morphogenetical units and the division continues to smaller parallel dinarically oriented stripes which are mainly tectonically conceived. Each unit distinguishes by singular complex of karst forms. These units could be genetically compared to the neighbourhood on the base of detailed geomorphological studies only.

Translated by Maja Kranjc

GEOMORFOLOŠKA ČLENITEV NW DINARSKEGA KRASA

Dinarski kras v Sloveniji prehaja med Jadransko in Panonsko kotlino v predalpski in alpski gorski svet. Kraško površje sestavljajo podedovane in recentne oblike, ki so rezultat večfaznega geomorfološkega razvoja. Ohranjeni so sledovi starega fluvialnega, fluviokraškega in kraškega uravnavanja iz časov, ko so bile karbonatne kamnine z vseh strani obložene in zajezene z neprepustnimi kamninami. Po splošni, a nepopolni izravnavi razgibane postoorogene geološke podlage je sledila doba erozijskega in korozijskega poglobljanja in razčlenjevanja, ko so bili posamezni predeli z zaporednimi tektonskimi premiki različno dvignjeni ali pogreznjeni. Razkriti in nezajezeni apnenci ter dolomiti so bili izpostavljeni nadaljnjemu fluvialnemu in kraškemu preoblikovanju.

V reliefu so ohranjene oblike, ki naj bi nastale v različnih klimatskih razmerah. S klimo je povezano diferencirano razgaljanje za erozijo ali korozijo različno odporne geološke podlage. V nepropustnih kamninah se je zlasti v hladnejših kvartarnih obdobjih površje hitreje zniževalo kot v zakraselih karbonatnih kamninah, ki so manj odporne v toplih in vlažnih klimatskih obdobjih.

Poglavitne kraške oblike se v obravnavanem predelu razvijajo nekako od srednjega pliocena do danes. Na majhnem prostoru, saj zajema kras v južni Sloveniji le nekaj tisoč kvadratnih kilometrov, se je izoblikovalo morfološko izredno pestro površje, ki je še vedno deležno posebne strokovne obravnave.

PREGLED POMEMBNEJŠIH GEOMORFOLOŠKIH RAZPRAV

V celoti je o Dinarskem krasu precej napisanega. Prvi sintetični prikaz je podal J. CVIJIC (1893, 1926, 1960). Njegove razprave so temeljnega pomena, saj so se mnogi mlajši raziskovalci zgledovali po njih. Znana

je Cvijićeva shema cikličnega razvoja kraškega površja. Za njim se je doma in v svetu uveljavil J. ROGLIČ (1957,1960,1965) z izvirnimi pogledi na globinsko cirkulacijo, robno korozijo, fluviokraško in povsem korozijsko kraško preoblikovanje.

Prvotno fluvialno zasnovo površja Dinarskega krasa v Sloveniji je vztrajno zagovarjal A. MELIK (1935, 1961, 1963). Zakrasevanje naj bi se začelo šele z epirogenetskim dviganjem prvotnega uravnanege površja. V hladnih pleistocenskih obdobjih so se po njegovih ugotovitvah fluvialni procesi znova okrepili, še posebno na kraških poljih, kamor so vode nasule mehanski drobri in z njim zapolnile tudi podzemeljske rove, kar je vplivalo na trajnejše zastajanje vode na površju. Omenjeni trije raziskovalci so v svojih delih kritično povzeli starejše vire, ki jih tu ne kaže posebej omenjati.

Zanimive podatke o intenzivnosti recentne korozije v Sloveniji je zbral I. GAMS (1965,1967,1980,1985), ki je podal tudi monografski pregled novjših krasoslovnih dognanj(1974). Preučeval je učinke pospešene korozije, razvoj polj in slepih dolin ter druge oblike kontaktnega fluviokrasa (1962, 1973, 1978,1986).

Splošni geomorfološki razvoj krasa v Sloveniji je predstavil D.RA-DINJA (1972), ki je bolj podrobno analiziral morfogenezo Divaškega (1967)in Doberdobskega Krasa (1969) Vpliv klime na oblikovanje reliefa v Sloveniji je skušal oceniti M. ŠIFRER (1967, 1972, 1984, 1990). Posebej je podčrtal razlike med pliocenskim tropskim in pleistocenskim periglacialnim in glacialnim oblikovanjem reliefa. Strukturne in tektonsko zasnovane oblike v Dinarskem krasu so bile poleg morfoloških in hidrografskih členitev ter regionalnih morfogenetskih študij predmet naših raziskav (P. HABIČ, 1968,1978, 1981,1982,1984, 1986, 1990).

Med vidnejšimi razpravami o razvoju kraškega podzemlja naj na tem mestu omenim delo S. BRODARJA (1952), ki je ob paleolitskih raziskavah v jamah na Pivki skušal osvetliti njihov razvoj. V tej smeri je s kronostratigrafijo jamskih sedimentov razširil in poglobil speleogenetska spoznanja R. GOSPODARIČ (1976, 1982, 1986). Druge razprave bodo omenjene v zvezi s konkretno problematiko.

GEOMORFOLOŠKI POLOŽAJ IN PREVLAJUJOČI PROCESI

Dinarsko kraško površje v Sloveniji sega najvišje v Snežniku (1797m), najnižje na Doberdobskem krasu pod 100 m in v Istri celo do morja. Nižji kraški ravniki so stopnjasto razporejeni do višin okrog 600 m, višje kraške planote segajo v višine med 800 in 1400 m, iznad njih se dvigajo le posamezni vrhovi ali hrbti.

Velika namočenost prispeva k izdatni koroziji, s katero se kraško površje povprečno zniža od 30 do 150 mm na tisoč let. Vkljub različnim metodam določanja korozijske intenzitete so vrednosti prikazane v naslednji tabeli precej podobne.

Tabela 1: Korozijska intenziteta v NW Dinarskem krasu

Porečje-zaledje izvira	znižanje v mm na 1000 let	
Izvir Vipave	82 *)	- (HABIČ, 1968, 217)
	68 **)	- (GAMS, 1966, 54)
Hotenjka	126 *)	
Idrija, Idrija	157 *)	
Podroteja	90 **)	
Trebuša	90 *)	
Ljubljanica	65 **)	
Krka, Dvor	33 **)	

Prenikajoče vode se združujejo v curke, ki odtekajo po bolj prepokanih in prepustnih conah. Curki so stalni ali občasni in različno veliki. Razmerje med nizkimi in visokimi pretoki ter majhnimi in velikimi curki znaša 1:10.000 in več (P.HABIČ, J.KOGOVSĚEK, 1979). Posledice točkovno različnega spiranja se kažejo v veliki kraški razčlenjenosti površja. Ta je v klimatskem in v energetskem pogledu večja v višjih predelih kot v nižjih. K razčlenjevanju višjega krasa poleg korozije odločilno prispeva mehansko razpadanje apnencev in zlasti dolomitov ter površinsko bolj ploskovno spiranje drobirja po pobočjih v zaprte kraške kotanje, v viseče dole in žlebove.

Velikost kraških globeli na izbrani morfološki enoti Planinca južno od Snežnika v velikosti 3 krat 4 km je prikazana v tabeli 2.

Tabela 2: Primerjava števila in povprečne velikosti kraških globeli na Planincu (Notranjski Snežnik)

tip vrtače	število	premer m	globina m	ploščina $10^3 m^2$	prostornina $10^3 m^3$
kotlič	124	10	5	0,3	0,5
vrtča	57	25	10	2	6,5
mali kotel	34	50	20	8	50
srednji kotel	28	100	30	30	300
velik kotel	16	200	50	125	2.000
dvojni kotel	1	400	80	500	13.000
M.Ponikva,Bakar *)	1	1000	150	600	30.000
V.Ponikva,Bakar *)	1	1400	180	1.200	72.000
Praprtna draga *)	1	2000	210	6.000	150.000

*) primerjalne velikosti večjih globeli v višjem krasu

Na razpored in obliko kraških globeli odločilno vplivajo navpični odvodniki, ki so vezani na prelome ter razpoke in so litološko tektonsko pogojeni. Pomembno vlogo ima tudi izpostavljena lega višjih kraških pla-

not. Tam že dolgo prevladuje kraško razčlenjevanje, ki se je v pleistocenu okrepilo z izdatnimi glacionivalnimi procesi.

GEOMORFOLOŠKA ČLENITEV NW DINARSKEGA KRASA

K prvi geomorfološki klasifikaciji spada Cvijičeva(1918) delitev Dinarskega krasa na pravi kras ali holokarst ter delni kras ali merokarst. V zadnjem nedokončanem pregledu krasa je CVIJIČ (1926) bolj pokrajinsko opredelil različne morfološke tipe kot so:

- Tržaški kras
- Kranjski kras
- Ličko-karlovški kras
- Kras velikih kraških polj zahodne Bosne
- Kistanjska kraška zaravan z otoško verigo ter
- Hercegovsko-črnogorski kras

J.ROGLIČ (1965) je Dinarski kras delil po poglavitnih morfoloških oblikah in procesih na:

- notranji fluviokras
- osrednji pravi dinarski kras in na
- korozijske uravnave, nastale v višini zajezone kraške vode.

M.HERAK(1977,1986) je z geotektonskega vidika ločil:

- orogenski nagubani, disecirani in akumulirani kras ter
- epiorogenski bazenski in platformski tabularni kras

Po tem načelu je razdelil Dinarski kras na:

- a) Jadranski pas s prelomljenimi gubami karbonatnih kamnin in fliša, ki pripada diseciranemu in akumuliranemu krasu.
- b) Visokokraški pas, v katerem prevladuje narivna tektonika z neotektonskimi dviganji in grezanji.
- c) Notranji pas, ki ga dalje deli v dva dela
 - c₁) robni nizki kras dinarske karbonatne platforme
 - c₂) kras Notranjih Dinaridov

S temi strukturnimi potezami se sklada naša hidrografska in speleološka delitev krasa Slovenije (P.HABIČ, 1969, 1982) na:

- a) Primorski ali perijadranski kras
- b) Notranjski ali osrednji dinarski kras
- c) Dolenjski ali peripanonski kras

V vzdolžnih dinarskih pasovih se v drobnem prepletajo različne morfološke enote. Posamezni pasovi so vzdolžno in prečno razčlenjeni, ker so deli različno dvignjeni ali pogreznjeni, so drugačne litološke sestave, ali so se v njih drugače uveljavili morfogenetski vplivi iz sosedstva. Po posameznih strukturnih enotah so se različno uveljavili fluvialni, fluviokraški in kraški procesi uravnavanja ali razčlenjevanja.

Po skupnih morfogenetskih značilnostih delimo osnovne tri vzdolžne pasove na ožje proge (Slika 2).

V zunanjem perijadranskem krasu ločimo:

a₁) nižji Istrski kras

a₂) višji Tržaško-liburnijski kras

Meja med njima je strukturna in poteka ob flišnem obrobju Tržaškega zaliva in Severne Istre. Mejo med perijadranskim in osrednjim Dinarskim krasom predstavlja vipavsko - brkinsko - vinodolski flišni pas, na katerega je narinjen Visoki kras. Po Herakovi tektonski rajonizaciji pripada prvi perijadranski pas Adriatiku, drugi pa Periadriatiku.

Osrednji visoki Dinarski kras je po dolgem razdeljen ob prelomnih conah na:

b₁) zahodni Visoki kras, od Banjšic do Snežnika

b₂) Notranjsko podolje v idrijski prelomni coni

b₃) vzhodni Visoki kras, od Krima do Goteniškega Snežnika

Notranji, peripanonski kras delimo v tri podolžne pasove:

c₁) Ribniško-kočevsko podolje v mišjedolsko želimeljski prelomni coni

c₂) višji Dolenjski kras z Ribniško in Kočevsko Malo goro, Dobrepoljem, zahodno Suho krajino in Kočevskim Rogom s Poljansko goro.

c₃) nižji Dolenjski kras med žužemberškim in temeniškim podoljem z vzhodno Suho krajino, Novomeško kotlino, in Belo krajino. V tem pasu izstopa višje dvignjen kras Gorjancev s specifičnimi morfološkimimi potezami.

Širina vzdolžnih pasov je različna, povprečno znaša okrog 15 km. Znotraj posameznih pasov so še ožje bolj ali manj vzporedne, od 1 do 5 km široke proge višjega in nižjega površja. Hrbti in podolja so tako kot širši pasovi tektonsko zasnovani ob vzdolžnih prelomih.

Vzdolžna razčlenjenost je manj izražena na najnižjem zunanjem istrskem in notranjem belokrajnskem krasu. Vzdolžne proge so bolj izrazite v tektonsko razgibanem najvišjem osrednjem pasu. Vzdolžni hrbti in vmesni doli so sicer tektonsko zasnovani, vendar morfološko bolj izraženi, ker je v više dvignjenih pasovih najprej prevladalo lokalno diferencirano erozijsko in korozijsko razčlenjevanje. V nižjih predelih so dalj vztrajali vplivi iz nepropustnega sosedstva ter prispevali k prevladi korozijskega uravnavanja, kakršno je še danes na kraških poljih.

Vzdolžne dinarske proge so na več mestih prečno prelomljene, različno dvignjene in ločeno morfološko razčlenjene. Prečne počti in reliefne zajede so bile hidrografske pomembne. Ob njih so se vode iz vzdolžnih pasov prečno odtekale na obe strani. Prečni lomi so omejeni na posamezne proge, redko sekajo več prog in le izjemno dva sosednja pasova. Navedne strukturne poteze so odločilno vplivale na zasnovo in razporeditev geomorfoloških sklopov znotraj posameznih pasov in prog. Ti sklopi se odlikujejo z individualno razporeditvijo kraških reliefnih oblik.

V skrajnem severozahodnem delu Dinarskega krasa so k prečni razčlenjenosti pripomogli nekdanji, k jadranski kotlini konvergentno usmerjeni površinski tokovi, ki so tekli iz pregorja Julijskih Alp čez Trnovsko in Banjško planoto ter Tržaški kras. Takšni so še danes tokovi s fliša Goriških Brd in Beneške Slovenije. S fliša teče čez Istrski kras Mirna s

pritoki. Suha Limska draga je delo nekdanje Pazinske reke, ki sedaj ponika ob stiku fliša in apnencev sredi Istre.

Nedvoumno sled takšnega konvergentnega toka predstavlja viseča suha Čepovanska dolina in njen domnevni podaljšek v Devetaškem dolu na Doberdobskem krasu (A.MELIK,1963, D.RADINJA,1969). MELIK(1956) je v hidrografski mreži današnjega Posočja in ob pritokih Nadiže našel še več odsekov prvotnih konvergentnih tokov.

Na nižjih zunanjih in notranjih pasovih ni alohtonih prečnih suhih dolin, saj za takšne tokove ni bilo ustreznega hidrografskega zaledja. Vode so z osrednjega najvišjega pasu odtekale po nižjih vzdolžnih progah in podoljih do izrazitejših prečnih lomov. V zunanjem pasu so tokovi s primorskega krasa tekli k morju proti NW in proti SE. V porečju Ljubljani je prečni tok voda med Pivko in Ljubljanskim barjem vezan na prečni reliefni lom, v porečju Krke na lom med Dolenjskimi Toplicami in Novim mestom. Kolpa si je med Gorskim Kotarjem in Karlovško kotlino izdobra kolenasto zavito antecedentno kanjonsko dolino prek več pasov, ker so nepropustne kamnine v povirju prispevale plavje, s katerim je dolbra strugo v dvigajoče se kraške planote.

V porečju Ljubljani so se tokovi ohranili na površju v vzdolžnem podolju le v območju kraških polj, sicer pa so se prestavili v podzemlje (A.MELIK,1952). Podobno velja tudi za zahodni del porečja Krke s prečnim podzemljskim odtokom iz Ribniško kočevskega podolja v kanjonsko strugo Krke. Ta se je ohranila na površju v nizkem vzdolžnem žužemberškem podolju, ki je odprto v prečno Novomeško kotlino, po kateri se Krka lahko podobno kot Kolpa v Karlovški in Ljubljani v Ljubljanski kotlini površinsko odteka v Savo. Poleg Krke so si v najnižje kraško površje na obrobju Panonske kotline zarezali kanjonske doline tudi pritoki Kolpe kot so Lahinja z Dobljico in Krupo na levem delu (P.HABIČ et.al, 1990) ter Dobra, Mrežnica in Korana na desnem delu porečja (I.GAMS,1986).

Površinski odtok po vzdolžnih podoljih in med višje dvignjenimi hrbti je bil in je še možen, kjer so karbonatne kamnine zajezone z nepropustnimi ali slabo prepustnimi kamninami. Na jadranski strani pomeni takšem jez eocenski fliš, v notranjosti pa tektonsko zdrobljeni dolomiti ter starejši, karbonski, permski in triasni pa tudi mlajši neogenski klastiti.

Oblikovanje površja v karbonatnih kamninah in njihovo zakravanje se je potemtakem prilagajalo erozijskemu zniževanju nepropustnega jez in tektonskemu dviganju vzdolžnih ter prečnih strukturnih enot. Vsak pas se odlikuje z morfo-genetskimi posebnostmi, povezanimi z geološko zgradbo, z dvignjenostjo in z različno intenzivnostjo erozijsko denudacijskih ter kraško korozijskih procesov.

SKLEP

Geomorfološka klasifikacija NW Dinarskega krasa je oprta na dosedanje znanje o nastanku in razvoju krasa na območju južne Slove-

nije. Ta predel je po svojih reliefnih, hidrografskih in speleoloških posebnostih zaslovel v prejšnjem stoletju kot klasični kras. Med drugimi so ga preučevali naši klasični geomorfologi J.CVIJIČ, A. MELIK in J. ROGLIČ. Sledili so jim mlajši raziskovalci, ki so poglobili njihova spoznanja z novimi doseganji.

Danes sodimo, da se je površje med terciarno Panonsko kotlino, Alpami in Jadranskim morjem oblikovalo nekako od srednjega pliocena dalje. Sprva so bili odločilni morfogogenetski vplivi z nepropustnega sosledstva, ko so vode še površinsko odtekale čez zaježene karbonatne kamnine. Kasneje so k oblikovanju površja in h kraškemu razčlenjevanju pripomogli tektonski premiki, ki so razkosali in različno dvignili posamezne karbonatne bloke. Pri oblikovanju njihovega erozijskega in korozijskega reliefa je imela pomembno vlogo geološka podlaga z različno odpornimi litološkimi členi in s tektonsko razlomljenostjo kamnin. Poleg tega so k oblikovanju kraškega reliefa pomembno prispevali klimatsko pogojeni procesi v terciarju in kvartarju. Njihovi vplivi se kažejo v razporeditvi kopastih vzpetin, širokih pedimentov, ravnikov, polj in uval, globokih drag, kotlastih, ljakastih in skledastih vrtač ter drobnega korozijsko razjedenga površja. Geomorfološki vplivi z nepropustnega sosledstva so ohranjeni v oblikah kontaktnega fluviokrasi, v kanjonskih, zatrepnih in slepih dolinah ter v ostankih rečnih in morskih naplavin, ilovic, peska in prod, ki so ohranjeni na kraškem površju in v podzemlju.

Po prevladujočih reliefnih značilnostih je NW Dinarski kras razdeljen v tri osnovne morfogogenetske enote, te pa še v manjše vzdolžne dinarsko usmerjene proge, ki so pretežno tektonsko zasnovane. Vsaka enota se odlikuje s svojevrstnim sklopom kraških oblik. Te enote je mogoče genetsko primerjati s sosledstvom le na podlagi podrobnih geomorfoloških preučevanj.

REFERENCES - LITERATURA

- BRODAR,S.,1952: Prispevek k stratigrafiji jam Pivške kotline, posebej Parske golobine.Geografski vest.,24,43-76,Ljubljana
- CVIJIČ,J.,1893: Das Karstphänomen. Geogr.Abh.5,H.3,217-329,Wien
- CVIJIČ,J.,1918: Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. Recueil de travaux de l'Institut de Géographie Alpine,6/4,Grenoble.
- CVIJIČ,J.,1960: La géographie des terrains calcaires. Monographies, CCCXLI, Classe des sciences mathématiques et naturelles, 26, 1-212, Beograd
- GAMS,I.,1962: Slepe doline v Sloveniji.Geogr.zbor.7,263-306,Lj.
- GAMS,I.,1965: Types of Accelerated Corrosion. Problems of Speleological Research, 133-139, Praha.
- GAMS,I.,1965a: H kvartarni geomorfogenezi ozemlja med Postojnskim, Planinskim in Cerkniškim poljem. Geogr.vest.37, 61-101,Ljubljana.
- GAMS,I.,1967: Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kamninah

- slovenskega dinarskega in alpskega krasa. Geogr. vest., 38, 11-68, Ljubljana
- GAMS,I.,1973: Die zweiphasige quartärzeitliche Flächenbildung in den Poljen und Blindtälern des nordwestlichen Dinarischen Karstes. Geogr.Zeit.,Beihefte, Neue Erg.des Karst. in den Tropen und im Mittelmeerraum, 143-149, Wiesbaden
- GAMS,I.,1974: Kras.Zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Slovenska matica, str.360,Ljubljana
- GAMS,I.,1978: The polje. The problem of definition with special regard to the Dinaric Karst. Zeit.Gemorph. N.F.22, 2, 170-181, Berlin-Stuttgart
- GAMS,I.,1980: Poglavitni dejavniki kemične erozije na krasu po svetu. Geogr. vest.,LII,3-15,Ljubljana
- GAMS,I., 1984: Geomorfološke in pokrajinsko ekološke razmere srednje Krške doline z zaledjem. Dolenjska in Bela krajina, 13.zborov.slov.geografov, 167-181,Ljubljana
- GAMS,I., 1985: Mednarodne primerjalne meritve površinske korozije s pomočjo standardnih apneniških tablet. Razprave IV.razreda SAZU,XXVI, 361-186, Ljubljana
- GAMS,I.,1986: Kontaktni fluviokras. Acta carsologica, 14-15, 71-87, Ljubljana
- GOSPODARIČ,R.,1970: Speleološke raziskave Cerkniškega jamskega sistema. Acta cars.,5,109-169, Ljubljana
- GOSPODARIČ,R.,1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. Acta cars.,7, 5-135, Ljubljana
- GOSPODARIČ,R.,1982: Morfološki in geološki položaj votlin v ponornem obrobju Planinskega polja.Acta carsol.,10, 157-171, Ljubljana
- GOSPODARIČ,R.,1984: Jamski sedimenti in speleogeneza Škocjanskih jam. Acta carsologica,12,27-48,Ljubljana
- GOSPODARIČ,R.,1986: O geološkem razvoju klasičnega krasa. Acta carsologica,14-15,19-29, Ljubljana
- GOSPODARIČ,R.,1989: Prispevek k vodnogospodarskim osnovam Pivke. Acta carsologica,18,21-37,Ljubljana
- HABE,F.,1970: Predjamski podzemeljski svet. Acta carsol.,5, 5-94, Ljubljana
- HABE,F.,1976: Morfološki, hidrografski in speleološki razvoj v studenskem flišnem zatoku. Acta cars.,7, 141-213, Ljubljana
- HABIČ,P.,1968: Kraški svet med Idrijco in Vipavo. Dela Inštituta za geografijo SAZU, 21, str.239, Ljubljana
- HABIČ,P.,1969: Hidrografska rajonizacija krasa v Sloveniji. Krš Jugoslavije, 6, 79-91, Zagreb
- HABIČ,P.,1978: Razporeditev kraških globeli v Dinarskem krasu. Geogr.vest.,50,17-31, Ljubljana
- HABIČ,P.& J.Kogovšek,1979: Percolating water karst denudation in the case of Postojnska and Planinska cave. Actes du Symposium Intern. sur l'erosion karstique U.I.S. Aix en Provence-Marseille-Nîmes, 49-60.
- HABIČ,P.,1981: Nekatere značilnosti kopastega krasa v Sloveniji. Acta carsologica, 9, 5-25, Ljubljana

- HABIČ,P.,1982: Kraški relief in tektonika. Acta carsol.,10, 23-44, Ljubljana
- HABIČ,P.,1982a: The hydrogeological differentiation of karst areas in Slovenia. Geogr. Jugoslavica,3,52-29,Ljubljana
- HABIČ,P.,1984: Reliefne enote in strukturnice matičnega Krasa. Acta carsologica,12, 5-26, Ljubljana
- HABIČ,P.,1986: Reliefna razčlenjenost in morfofenetske enote klasičnega Dinarskega krasa. Acta cars., 14-15, 39-58, Ljubljana
- HABIČ,P.,1987: Sledilni poskus na kraškem razvodju med Idričjo, Vipavo in Ljubljano. Acta cars.,16, 105-118, Ljubljana
- HABIČ,P.,1988: Tektonska pogojenost kraškega reliefa zahodne Suhe krajine. Acta carsologica, 17, 33-64, Ljubljana
- HABIČ,P.,1989: Kraška bifurkacija Pivke na jadransko črnorskem razvodju. Acta cars., 18,233-264, Ljubljana
- HABIČ,P. et al.1990: Izviri Dobličice in njihovo širše kraško zaledje. Acta carsologica, 19, 5-100, Ljubljana
- HERAK,M.,1971: Neke specifičnosti Dinarskog krša. Simpozij o zaštiti prirode u našem kršu. JAZU, 25-33, Zagreb
- HERAK,M.,1977: Tecto-genetic approach to the classification of karst terrains. Krš Jugoslavije, 9/4, 227-238, Zagreb
- HERAK,M.,1986: Geotektonski okvir zaravni u kršu. Acta carsol., 14-15, 11-18, Ljubljana
- KRANJC,A.,1981:Prispevek k poznavanju razvoja krasa v Ribniški Mali gori. Acta carsologica, 9, 27-85, Ljubljana
- MARIĆ,L.,1964: Terra rossa u karstu Jugoslavije. JAZU, Predavanja,2,str.58, Zagreb
- MELIK,A.,1935: Slovenija. Geografski opis, 1.knjiga, Slovenska matica, Ljubljana
- MELIK,A.,1952: Zasnova Ljubljaničinega porečja. Geogr.zbor.,1, 5-31, Ljubljana
- MELIK,A.,1955: Kraška polja Slovenije v pleistocenu. Dela Inštituta za geografijo SAZU, 3, str.163, Ljubljana
- MELIK,A.,1956: Pliocenska Soča. Geogr. zbor.,4, 129-157, Ljublj.
- MELIK,A.,1961: Fluvialni elementi v krasu. Geogr.zbor.,6, 333-362,Ljubljana
- MELIK,A.,1963: O dolih na krasu. Arheol.vest.13-14, 223-240, Ljubljana
- PLACER,L.,1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologija 24/1, 27-60, Ljubljana
- PLACER,L.,1982: Tektonski razvoj idriškega rudišča. Geologija 25/1, 1-208, Ljubljana
- RADINJA,D.,1967: Vremeska dolina in Divaški Kras. Geogr. zbor.. 10, 157-269, Ljubljana
- RADINJA,D.,1969: Doberdovski Kras. Geogr.zbor.,11, 223-279, Ljubljana
- RADINJA,D.,1972: Zakrasevanje v Sloveniji v luči celotnega morfofenetskega razvoja. Geogr.zbor., 13, 197-243, Ljubljana
- RADINJA,D.,1974: Matični Kras v luči širšega reliefnega razvoja. Acta carsologica,6, 21-33, Ljubljana
- ROGLIČ,J.,1957: Quelques problèmes fondamentaux du karst. L'Information géographique, 1, 1-12, Paris
- ROGLIČ,J.,1960: Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprozess. Zeit. für Geomorph. 4(2), 116-138, Berlin

- ROGLIĆ, J., 1965: The delimitations and morphological types of the Dinaric karst. *Naše jame*, 7, 12-20, Ljubljana
- ŠIFRER, M., 1967: Kvarterni razvoj doline Rašice in Dobrega polja. *Geogr. zbor.*, 10, 271-305, Ljubljana
- ŠIFRER, M., 1970: Nekateri geomorfološki problemi Dolenjskega krasa. *Naše jame*, 11, 7-15, Ljubljana
- ŠIFRER, M., 1972: Nekatere smeri in pogledi geomorfološkega preučevanja na Slovenskem. *Geogr. vest.*, 44, 33-41, Ljubljana
- ŠIFRER, M., 1984: Nova dognanja o geomorfološkem razvoju Ljubljanskega barja. *Geogr. zbor.*, 23, 5-55, Ljubljana
- ŠIFRER, M., 1990: Razvoj reliefa na Slovenskem v luči klimatske geomorfologije. *Geomorfologija in geoekologija*, 45-54, Ljubljana
- ŠUŠTERŠIČ, F., 1978: Prispevek k poznavanju pritočnega dela Planinskega polja in Postojnskih vrat. *Geogr. vest.*, 50, 51-63, Ljubljana
- URUSHIBARA, K., 1976: The mediterranean red soils in the three regions of Yugoslavian karst. *Geogr. vest.*, 48, 123-135, Ljubljana

**LA QUALITE DE LA RIVIERE A PERTE PIVKA
DANS LES ANNÉES DE 1984 JUSQU'AU 1990**

**KVALITETA PONIKALNICE PIVKE V LETIH
OD 1984 DO 1990**

J A N J A K O G O V Š E K

Abstract

UDK 556.38 (497.12) ~1984/1990

Kogovšek, Janja: The quality of sinking river Pivka in the years 1984 to 1990

The contribution deals with Pivka river water quality in the years 1984, 1985 and 1986 and after 1987 until 1990 when the waste waters from Postojna were cleaned by the treatment plant. The water quality measurements in front of the ponor to Postojnska jama and in its underground flow in Pivka jama and in Planinska jama evidence successful autopurification processes within the karst underground for now. The quality of polluted tributaries during different water levels, influencing the Pivka water quality, are presented too.

Izveček

UDK 556.38 (497.12) ~1984/1990

Kogovšek, Janja: Kvaliteta ponikalnice Pivke v letih od 1984 do 1990

Prispevek podaja stanje kvalitete ponikalnice Pivke v letih 1984, 1985 in 1986 ter po letu 1987, ko so se odpadne vode Postojne že čistile na čistilni napravi vse do leta 1990. Meritve kvalitete pred ponorom v Postojnsko jamo ter v njenem podzemeljskem toku v Pivki jami in Planinski jami kažejo zaenkrat še na uspešne samočistilne procese, ki potekajo v kraškem podzemlju. Podana je tudi kvaliteta onesnaženih pritokov ob različnih vodnih razmerah, ki vplivajo na kvaliteto Pivke.

Address-Naslov

Mag. Janja KOGOVŠEK

Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU

Titov trg 2

66230 Postojna

Slovenija

INTRODUCTION

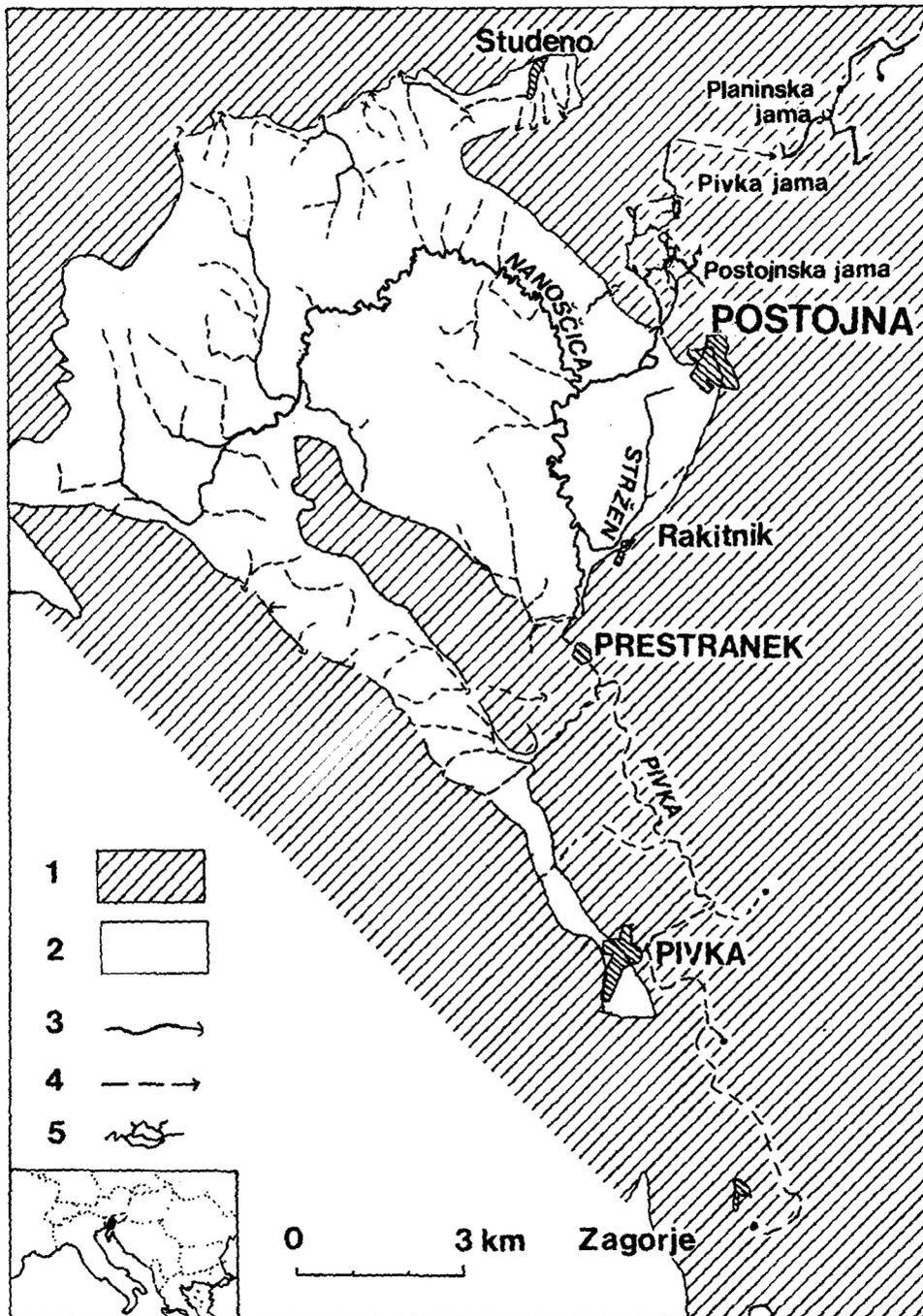
La rivière Pivka prend sa source dans la partie sud du bassin de Pivka et elle coule à la surface vers Postojna pour 15 km où elle se perd dans la Grotte de Postojna. Dans son cours supérieur il y a plusieurs villages sans canalisation, les gens s'occupent avec l'agriculture pour la plupart, seulement dans les villes Pivka et Prestranek il y a deux exploitations de l'industrie de bois. Ainsi la majorité des eaux d'égouts de cette région s'écoule plus ou moins directement dans la Pivka (Fig. 1).

Le cours supérieur de la Pivka est cependant temporaire. Pendant l'étiage les eaux disparaissent dans le lit directement y compris les faibles tributaires venant de flysch, lesquels aussi coulent de la région peuplée et sont plus ou moins pollués. Ainsi les eaux communales et industrielles de la ville Pivka se perdent sans traitement dans un petit ponor dans le lit de la Pivka (R. GOSPODARIČ & P. HABIČ, 1985).

Par le traçage on a prouvé que les eaux de Pivka pendant l'étiage coulent dans les sources de la rivière Unica sur le polje de Planina aussi (P. HABIČ, 1989). Une de ces sources, Malni, est captée pour l'alimentation en eau de la commune de Postojna et en même temps c'est une source prévue pour l'eau potable du Littoral slovène. La pollution n'était pas encore enregistrée dans ces sources. Mais la connection établie exige la nécessité de la purification des eaux résiduelles de la ville Pivka et le contrôle de la qualité de l'écoulement.

Pendant la crue, quand Pivka est diluée par l'eau karstique des sources de Žeje et Trnje et par les eaux superficielles de Slavenski potok et Nanoščica, la qualité est bonne (R. GOSPODARIČ & P. HABIČ, 1985).

Postojna est la plus grande agglomération dans le bassin de Pivka, à peu près 10.000 d'habitants avec le tourisme développé, avec l'industrie métallurgique, de bois et des produits alimentaires, avec l'entreprise de transport et l'exploitation forestière avec ses moyens de transport, il y a beaucoup d'objets militaires aussi. Avant le temps les eaux d'égouts coulaient directement dans la Pivka. En 1987 on a construit la station de traitement des eaux à Postojna et de ce temps la plupart des eaux résiduelles, y compris les eaux communales et industrielles, est traitée et coule dans le ruisseau Stržen lequel se jette dans le ruisseau Nanoščica. Pivka enrichie se perd dans Postojnska jama et coule en souterrain à travers Otoška jama, Pivka jama jusqu'à la grotte-source Planinska jama.



LES RECHERCHES DE LA QUALITE DE PIVKA JUSQU'A PRESENT

Le cours souterrain de la rivière Pivka de la Postojnska jama jusqu'à Planinska jama, 7,3 km long (de Pivka jama jusqu'au Paradis dans Planinska jama on a pris la distance aérienne) était le sujet de plusieurs recherches déjà.

En 1974 les hydrologues de Sarajevo ont étudié le procès d'autopurification. Avec les analyses du débit et par le traçage ils ont constaté que sur la distance entre Postojnska jama - Pivka jama 34% de l'eau se perd. Ils ont constaté aussi que le débit augmente après les précipitations atmosphériques dans toute la longueur de Pivka et que l'onde d'eau n'est pas perceptible; cela s'explique par l'affluence des eaux augmentées en souterrain.

Le procès d'autopurification était étudié dans la section Pivka - Planinska jama au débit de $0.69 \text{ m}^3/\text{s}$ et plus, la température moyenne en environ de 11° C . Le degré d'autopurification était 62,1 %. Ils ont conclu que le procès d'autopurification des eaux karstiques dans le souterrain se développe sans être dérangé et qu'il dépend surtout du temps de retention (N. PREKA & N. PREKA-LIPOLD, 1976).

Sur la base des analyses chimiques Boris Sket (1970) dans les années 1965 et 1966 constatait que les eaux de Črni potok soient organiquement polluées avec un fort déficit d'oxygène. Dans ce temps Pivka sur la surface était peu polluée pendant l'hiver et sur-saturée d'oxygène, en été fortement polluée avec un faible déficit d'oxygène. Dans Planinska jama Pivka n'était presque pas polluée et presque saturée d'oxygène. Après la confluence avec Rak la qualité s'améliora encore et la rivière Unica, sortant de Planinska jama était pure, oligosaprophyte. Les mesures de DBO_5 (B. SKET, 1977) ont montré que les valeurs se baissent pour la moitié après un cours de 3500 m dans le souterrain. Les valeurs de départ les plus hautes (un peu de plus de 10 mg l^{-1}) ont été atteints en Mars et en Août 1973, tandis qu'en 1966 les valeurs enregistrées étaient beaucoup plus basses.

Le problème de la pollution de Pivka était étudié de nouveau en 1974-1975 par B. SKET et F. VELKAVRH (1981). Parmi les autres faits ils ont constaté que la masse d'eau a besoin de 7 heures de venir de Postojnska jama jusqu'à Planinska jama pendant la crue, et pendant l'étiage 5 jours ou plus. De toute évidence il y sont les affluences inconnues dans le souterrain. La plupart des paramètres indiquant la pollution est fortement diminuée jusqu'à Pivka jama.

Fig. 1: La rivière à perte Pivka et ses affluents

- 1 - la surface karstique, 2 - la surface nonkarstique,
- 3 - la rivière à perte, 4 - le cours d'eau souterrain,
- 5 - la grotte

Sl.1: Reka Pivka in njeni pritoki

- 1 - kraško površje, 2 - nekraško površje,
- 3 - ponikalnica, 4 - podzemeljski vodni tok,
- 5 - jama

LA QUALITE DE PIVKA ET DE SES TRIBUTAIRES APRES 1984

Dans les années 1984 et 1985 l'Institut pour les recherches du karst a étudié la qualité de Pivka une fois par mois pendant les débits différentes et après périodiquement jusqu'au 1990. On a prélevé les échantillons avant le ponor dans Postojnska jama, dans Pivka jama et dans Planinska jama. Parce que nous n'avons pas suivi la qualité de la même masse d'eau nous pouvons comparer la qualité de l'eau sur tous les trois points consécutives pendant les niveaux d'eau stables, quand le débit change pendant une semaine minimalement. La qualité établie de Pivka sur ces trois points nous a servie comme l'estimation approximative de l'autopurification qui se déroule pendant le cours souterrain.

Nous avons accompagné la qualité de Pivka avant que la station de traitement d'eau soit construite en 1984 et 1985 (Fig. 2) et après et nous avons observé la qualité de quelques tributaires pollués. Les résultats nous montrent la qualité de ces eaux.

La qualité la plus mauvaise de Pivka dans le ponor dans Postojnska jama était trouvée en été et en automne pendant l'étiage et les hautes températures. En 25 Juillet 1984 nous avons enregistré la première augmentation, le 22 août et le 12 septembre 1984 les suivantes augmentations de DCO pendant l'augmentation relativement petite de DBO. En même temps le teneur en chlorides et o-phosphates a augmenté et le taux d'oxygène s'est baissé. On n'a pas enregistré l'augmentation de nitrates. Détérioration de la qualité de Pivka semblable, laquelle est la plus forte en Octobre, s'il n'y a pas de crue, on a observé en automne 1985 et un peu moins en automne 1989 quand la station de traitement était en fonction déjà. Les mesures sont présentées sur le Tableau 1.

Tableau 1: PIVKA, Ponor avant Postojnska jama - l'été et l'automne

Date	h	T	SEP	pH	Kar.	O ₂	KPK	BPK	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻
25.7.84		18.9	385	7.6	-	5.8	17.0	4.4	10	1.9	2.2
22.8.84	14	16.4	437	7.5	4.4	2.6	22.4	10.0	23	1.6	4.4
12.9.84	9	13.3	553	7.6	5.1	2.0	32.0	2.9	30	3.0	6.6
24.10.85	9	8.9	688	8.0	6.2	1.8	28.0	10.5	48	0.4	12.0
26.10.89	12	9.1	438	7.5	-	3.8	19.8	2.7	16	5.0	1.5

T - température en °C

SEP - conductivité spécifique électrique en micro-S cm⁻¹

Kar. - dureté carbonate en mekv l⁻¹

O₂ - oxygène dissous en mgO₂ l⁻¹

KPK, BPK - demande chimique et biologique d'oxygène en mgO₂ l⁻¹

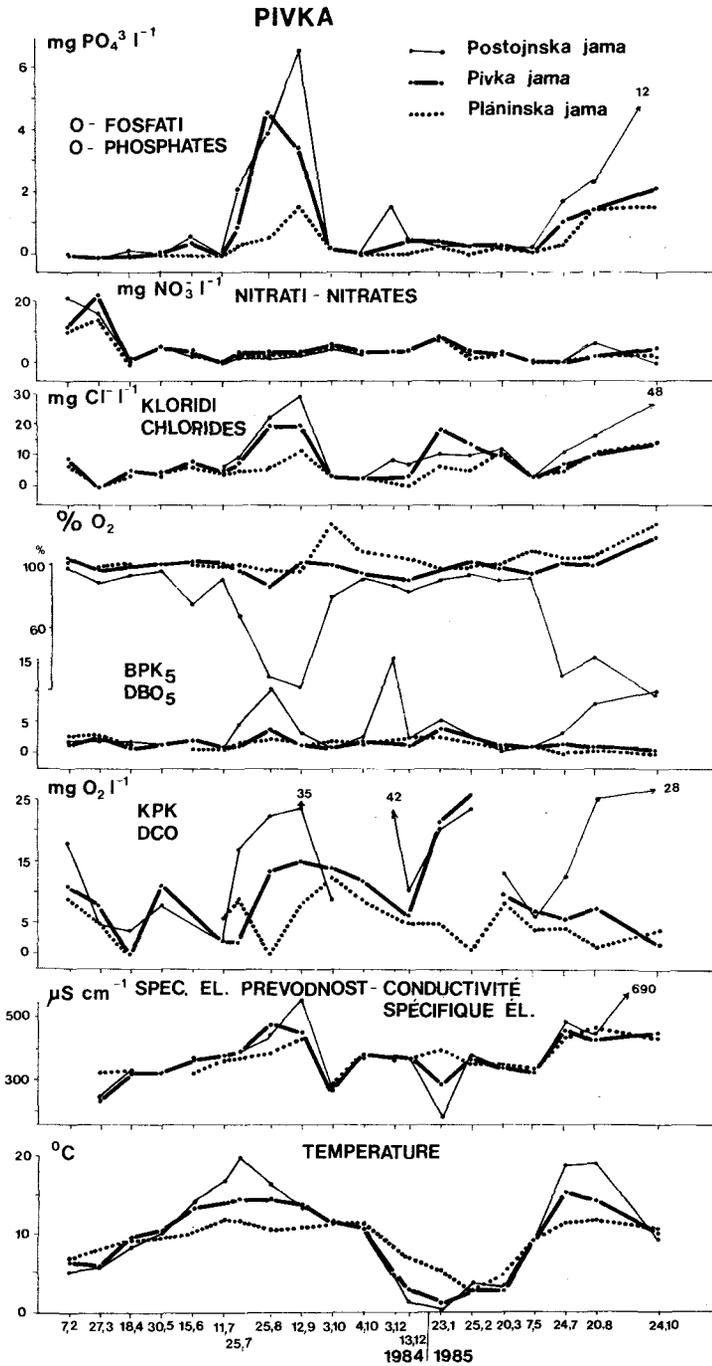
Cl⁻ - la teneur en chlorides en mg l⁻¹

NO₃⁻ - la teneur en nitrates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ - la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

Fig. 2: La qualité de Pivka dans les années 1984 et 1985

Sl.2: Kvaliteta Pivke v letih 1984 in 1985



En printemps et en automne, après les périodes longues des précipitations atmosphériques la Pivka est en crue et à cause de dilution sa qualité est relativement meilleure.

Mais pendant l'hiver même, pendant l'étiage, quand une partie de l'eau gèle, cela veut dire la concentration des impuretés dans la phase liquide, la qualité de Pivka est semblablement mauvais que pendant l'été. Les températures basses conditionnent la désintégration organique lente et autopurification ralentie c'est pourquoi on a observé l'augmentation de DCO et moins des autres paramètres. Quelques valeurs mesurées sont unies dans le Tableau 2.

Tableau 2: PIVKA, Ponor avant Postojnska jama - l'hiver

Date	h	T	SEP	pH	Kar.	O ₂	KPK	BPK	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻
3.12.84		4.9	361	7.6	-	10.3	42.0	15.0	9	4.2	1.7
23.1.85		0.3	172	7.5	1.2	12.0	20.1	5.1	11	7.7	0.3
25.2.85	8	3.7	374	-	3.9	11.5	41.0	0.5	11	3.0	0.3
31.1.89	10	2.1	557	8.3	4.5	-	16.7	-	29	2.8	4.9
8. 1.90	12	0.4	422	8.1	4.0	14.5	34.0	-	-	2.5	0.4
11.1.90	13	0.8	469	7.9	-	14.4	10.8	-	12	7.0	0.8
17.1.90	13	0.7	514	7.8	-	13.5	8.3	-	19	5.7	2.3

T - température en °C

SEP - conductivité spécifique électrique en micro-S cm⁻¹

Kar. - dureté carbonate en mekv l⁻¹

O₂ - oxygène dissous en mgO₂ l⁻¹

KPK, BPK- demande chimique et biologique d'oxygène en mgO₂ l⁻¹

Cl⁻ - la teneur en chlorides en mg l⁻¹

NO₃ l⁻¹ - la teneur en nitrates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

L'estimation approximative de la qualité de Pivka au ponor montre qu'avant 1987 la qualité de l'eau était plus fréquemment mauvaise sur ce point qu'après. La station de traitement de l'eau, qui a commencé à fonctionner en 1987 a atteint cet an et les deux suivants de 86 à 89 de purification quant au DCO (demande chimique d'oxygène - la méthode dicromate) et de 88 à 93 % quant à DBO₅ (demande biologique d'oxygène). La cause des perturbations périodiques et purification moins efficace se trouve dans l'endommagement des machines. DCO de l'eau d'écoulement de la station dans le ruisseau Stržen est environ 60 mgO₂ l⁻¹ (la limite de loi pour la sortie d'eaux d'égouts est 160 mg l⁻¹), la valeur DBO₅ est près de 30 mg l⁻¹, laquelle est aussi la limite de loi (N. MILHARČIČ, 1990).

On a accompagné la qualité de Stržen avant le fonctionnement de la station de traitement. En mars 1982 (les mesures chaque deux heures pendant 24 heures) pendant l'étiage DBO₅ était de 36 à 126 mgO₂ l⁻¹, reflétant le cycle du jour. Les mesures semblables en juin

1983 pendant le niveau de l'eau un peu augmenté donnaient les valeurs de 14 à 70 mg l⁻¹. En ce temps Stržen n'influçait pas directement sur la qualité de Pivka en ponor dans Postojnska jama, lequel nous avons observé aussi. On l'explique par dilution considérable de Stržen dans Pivka. Les résultats de mesures sont présentés sur le fig. 3. Le temps du transport de la masse d'eau jusqu'au ponor était estimé à 50 heures environ, les conditions de l'eau ne changeant pas beaucoup.

Après la construction de la station de traitement les eaux d'égouts purifiées coulent dans Stržen. Les mesures de la qualité de Stržen après la sortie de la station pendant son fonction dans les années 1987, 1988 et 1989 pendant les différents niveaux d'eau nous montrent la

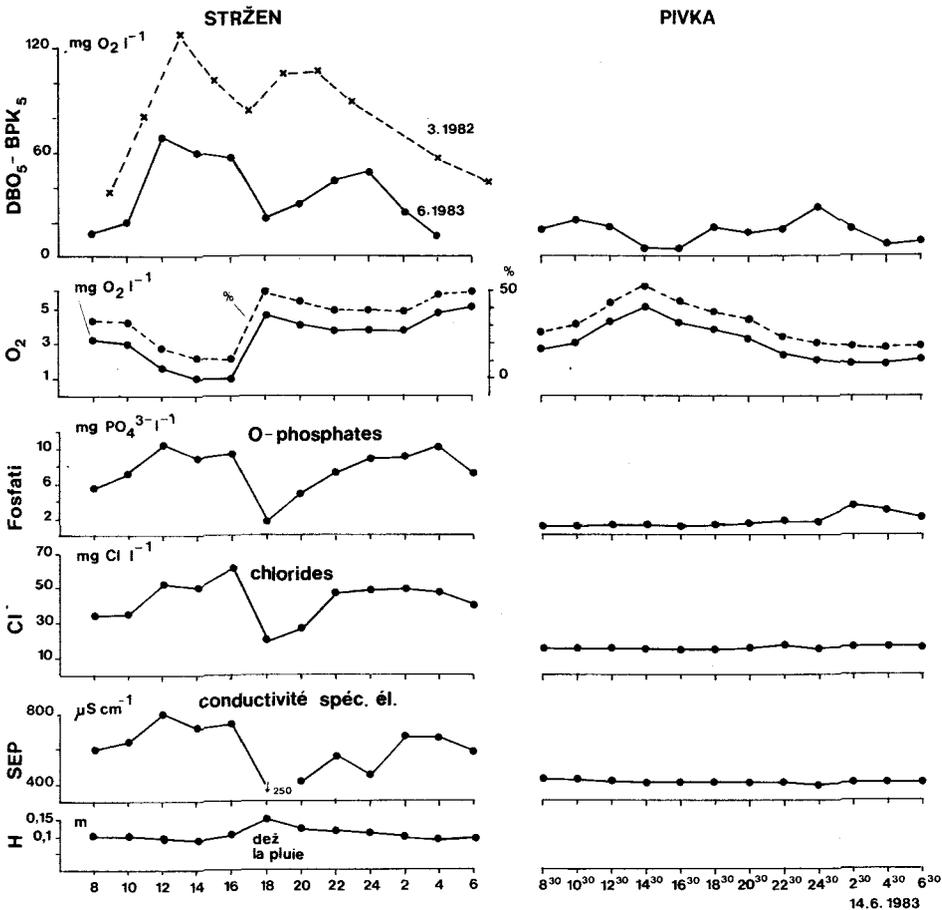


Fig. 3: Les paramètres mesurés dans Stržen et dans la Pivka durant 24 heures d'observation en Juin 1983

Sl. 3: Merjni parametri v Strženu in Pivki med 24-urnim opazovanjem junija 1983

qualité meilleure. Les valeurs moyennes de DBO_5 de Stržen étaient sous 15 mg l^{-1} (N. MILHARČIČ, 1990). Cela veut dire que la qualité s'améliore après la marche de la station.

Mais pas toutes les eaux résiduelles de Postojna sont rattachées à la station. Les mesures des dernières années de l'eau de Stržen avant la sortie de la station ont montré que le ruisseau est pollué avant qu'il reçoit l'eau de la station, fréquemment il atteint la même pollution que soit l'écoulement de la station. La qualité de Stržen temporellement oscille considérablement. Il se jète dans Pivka est influence sur sa qualité avant le ponor dans Postojnska jama déjà. La même rivière est influencée par l'eau de Nanošćica aussi le long de laquelle sont plusieurs fermes d'élevage dont les bassins du lisier menacent Nanošćica et indirectement Pivka aussi. Mais en général l'affluence de Nanošćica dans la période sèche améliore la qualité de Pivka parqu'elle dilue Stržen pollué qui est l'eau principale de Pivka. Mais en juillet 1987 le lisier s'écoulait dans Nanošćica. Seulement la vite limitation de l'eau polluée et excavation d'un canal neuf pour Nanošćica ont sauvé la catastrophe écologique.

Les eaux de Črni potok, qui se perdent dans la grotte Lekinka, rejoignent Pivka dans le souterrain. Pendant l'échantillage de Črni potok en mars 1985 on a enregistré la pollution laquelle est augmenté encore en mai, et en juin DCO_a atteint $21 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$, pendant la saturation d'oxygène de 30% (2.9 mg l^{-1}) avec la teneur augmentée des chlorides et o-phosphates. En Janvier 1990 le DCO mesuré était $59 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$, DBO_5 13 mg l^{-1} et l'eau avait la teneur augmentée de sulphates et nitrates et surtout chlorides et o-phosphates (11 mg l^{-1}) et détergents (0.65 mg l^{-1}). En même temps Pivka au ponor avait 20-fois moins de détergents et ainsi l'eau de Črni potok influençait sur l'eau de Pivka dans Pivka jama. La cause d'une augmentation si grande sont les eaux d'égouts de la blanchisserie militaire; à cause de la panne au biodisque les eaux n'étaient pas purifiées en ce temps. Les résultats de mesures de la qualité de Črni potok sont réunis dans le Tableau 3.

L'eau de Pivka est dans Pivka jama presque toujours saturée d'oxygène. En général amélioration de sa qualité se sent mais dans le dernier temps nous avons aperçu temporellement les grandes déviations lesquelles peuvent être attribuer à l'affluence de Črni potok pollué. Quelques mesures sont réunis dans le tableau 4.

En 1984 nous avons enregistré l'amélioration de la qualité de Pivka sur sa route du ponor dans Postojnska jama jusqu'au Pivka jama (le baissement de DCO et DBO surtout). Mais en 1 janvier et en 13 mars 1989 pendant l'étiage nous n'avons pas mesurer épuration (DCO), mais l'eau était en 13 mars dans Pivka jama tellement polluée, ou même plus, que pendant les conditions semblables en 1984 quand la station de traitement d'eau ne fonctionait pas encore. En 1989 l'effet d'épuration des eaux d'égouts de Postojna influençait sur la qualité de Pivka avant le ponor mais les eaux polluées de Črni potok ont annihiler cet influence. Les précipitations atmosphériques qui suivaient ont aidé

Tableau 3: ČRNI POTOK (avant la grotte Lekinka)

Date	T	SEP	pH	O ₂	KPK	BPK	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻
20.3.1985	1.5	143	7.4	12.0	10.9	2.4	16	3.0	0.7	-
7.5.1985	8.3	130	6.9	9.2	19.4	0.9	3	1.7	0.8	-
23.7.1985	12.8	488	7.5	2.9	21.0	4.0	15	2.4	5.4	-
11.1.1990	0.4	591	7.6	8.7	-	12.9	39	7.0	8.1	36
17.1.1990	0.6	559	7.9	10.0	59	-	24	5.1	11.0	25

T - température en °C

SEP - conductivité spécifique électrique en micro-S cm⁻¹

Kar. - dureté carbonate en mekv l⁻¹

O₂ - oxygène dissous en mgO₂ l⁻¹

KPK, BPK- demande chimique et biologique d'oxygène en mgO₂ l⁻¹

Cl - la teneur en chlorides en mg l⁻¹

NO₃ l⁻¹ - la teneur en nitrates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

Tableau 4: PIVKA dans Pivka jama

Date	h	viš.	T	SEP	pH	Kar.	O ₂	KPK	BPK	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻
1984												
7.2.			6.4	-	8.4	3.5	11.9	11.0	1.2	10	11.8	0.1
27.3.	9		5.9	231	7.9	2.1	10.2	8.0	2.1	1	23.0	0.1
19.4.			9.7	318	8.1	3.3	10.4	-	0.7	9	1.3	0.2
30.5.			10.4	321	-	3.3	10.4	11.0	1.0	5	5.6	0.1
15.6.	12		13.6	357	-	-	9.9	-	1.9	9	3.7	0.5
11.7.			14.0	371	7.9	-	9.8	2.2	0.1	9	1.6	0.4
25.7.			14.6	384	7.8	-	9.0	2.0	0.6	8	4.1	1.0
22.8.			14.6	476	7.6	4.3	8.1	13.6	3.3	20	4.1	4.8
12.9.	10		13.8	446	7.9	4.2	9.6	15.0	0.8	20	3.6	3.5
3.10.			11.5	267	7.3	2.6	10.0	13.9	0.4	4	6.3	0.3
24.10.			10.2	375	7.7	4.1	9.8	12.2	1.5	3	3.6	0.1
13.12.			2.8	364	8.0	-	11.3	6.5	1.1	4	4.6	0.5
1989												
31.1.			4.3	480	8.2	3.7	-	15.3	-	21	18.4	3.7
13.3.			7.1	381	8.2	3.4	10.5	11.8	1.2	9	10.2	0.3
20.3.			6.1	283	7.5	2.2	11.9	2.3	1.8	3	2.5	0.2
17.5.			10.8	376	7.6	3.2	11.3	4.8	5.2	4	3.5	0.3
31.5.			15.4	393	-	3.6	-	5.3	1.4	4	2.6	0.6
26.7.			15.2	382	7.9	3.3	10.0	2.9	0.6	4	6.1	0.3
1990												
11.1.			3.1	414	7.8	-	10.3	-	2.0	7	8.7	0.5
17.1.	13		3.8	459	7.8	-	11.5	20.4	-	13	10.0	0.9
13.3.	10		6.0	407	7.9	-	-	-	-	-	-	-

T - température en °C

SEP - conductivité spécifique électrique en micro-S cm⁻¹

Kar. - dureté carbonate en mekv l⁻¹

O₂ - oxygène dissous en mgO₂ l⁻¹

KPK, BPK- demande chimique et biologique d'oxygène en mgO₂ l⁻¹

Cl - la teneur en chlorides en mg l⁻¹

NO₃ l⁻¹ - la teneur en nitrates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

d'amméliorer la qualité et à la fin de mai nous avons enregistré l'ammélioration. La détérioration suivante était enregistrée en 31 mai 1989 et 17 janvier 1991 pendant l'étiage. Tous ces mesures nous montrent de nouveau comment la qualité de Pivka pendant l'étiage est sensible.

Combien des affluences et de quelle qualité reçoit Pivka pendant son cours de la ville Pivka jusqu'à Planinska jama est assez inconnu pour le moment. Il est possible que les ruisseaux de flysch de Studeno y coulent en souterrain. Ce sont Jamnik et Ponikve, Potok v Jelovecu (avec l'eau permanente F. HABE, 1976), Črni potok et Štrukljev jarek. L'eau de tous ces ruisseaux est assez pure, avec l'exception de Ponikve qui est très polluée parceque les eaux d'égouts du village Studeno y coulent. Echantillage de trois fois de l'eau de Ponikve pendant les différents niveaux de l'eau (Tableau 5) nous a montré, que pendant l'étiage de l'été, quand il n'y a pas de délayage, cet eau change dans le canal des eaux d'égouts.

Tableau 5: **PONIKVE (au-dessous de Studeno)**

Date	T	SEP	pH	O ₂	KPK	BPK	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻
21. 3.1985	1.3	472	7.8	10.9	19.8	14	16	2.8	1.6	-
7. 5.1985	7.5	-	7.9	10.6	11.5	1.6	5	-	0.7	-
23. 7.1985	13.2	833	7.9	3.1	60	52	28	0.2	9.3	-

T - température en °C

SEP - conductivité spécifique électrique en micro-S cm⁻¹

Kar. - dureté carbonate en mekv l⁻¹

O₂ - oxygène dissous en mgO₂ l⁻¹

KPK, BPK- demande chimique et biologique d'oxygène en mgO₂ l⁻¹

Cl - la teneur en chlorides en mg l⁻¹

NO₃ l⁻¹ - la teneur en nitrates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

Pivka dans Planinska jama est saturée d'oxygène pendant les mois d'été aussi parcequ'elle se refroidit pendant son cours souterrain. DBO₅ était basse pendant nos mesures, elle n'était plus de 3 mgO₂ l⁻¹, tandis que DCO dans les années jusqu'au 1987 était plus de 10 mgO₂ l⁻¹. En 1989 on a mesuré les valeurs plus basses de DCO, mais en janvier 1990 et mars 1991 pendant le niveau moyen on a enregistré l'augmentation de plus de 10 mg l⁻¹ et on a vu les écumes sur l'eau. Ces mesures sporadiques montrent l'aggravation de la qualité de Pivka dans Planinska jama; ce fait puisse être confirmé par les observations en futur. Les teneurs en chlorides, nitrates et o-phosphates n'augmentent pas perceptiblement et oscillent pendant l'année, le fait qu'on a vu dans les années passées déjà. Les mesures de Pivka dans Planinska jama so réunis dans le Tableau 6.

Tableau 6: PIVKA, dans Planinska jama

Date	h	viš.	T	SEP	pH	Kar.	O ₂	KPK	BPK	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻
1984												
7.2.			6.8	-	8.4	3.7	12.6	9.0	2.4	8	11.2	0.1
28.3.	7		-	317	8.1	2.3	11.5	5.0	2.7	1	14.9	0.1
19.4.			9.2	325	8.1	3.4	10.7	-	0.9	4	0.2	0.1
15.6.	11		10.1	314	-	-	10.4	-	0.2	7	3.7	0.1
11.7.			11.9	361	7.9	-	10.0	6.0	0.0	5	1.3	0.2
25.7.			11.4	367	7.8	-	10.0	9.0	1.1	5	2.9	0.3
22.8.			10.6	382	8.0	4.2	10.0	-	1.9	9	3.3	0.6
12.9.	12		10.9	427	7.9	4.3	9.7	8.0	0.8	12	3.3	1.6
3.10.			11.3	281	7.4	2.8	12.9	12.5	1.6	4	5.1	0.3
24.10.			10.7	368	7.8	4.1	11.3	8.6	1.4	3	3.2	0.1
13.12.			6.8	367	8.0	-	11.9	5.2	2.0	1	4.5	0.1
1985												
23.1.			5.2	390	7.9	4.0	11.5	5.2	2.1	7	8.7	0.3
25.2.			2.8	350	-	3.7	12.5	0.7	1.6	6	2.8	0.1
20.3.	9		4.5	338	8.0	3.1	11.9	8.2	1.0	12	3.8	0.3
7.5.			9.0	327	7.9	3.5	11.5	3.7	1.2	4	1.2	0.1
24.7.	8		11.4	430	7.6	3.9	10.5	4.9	-	6	0.9	0.4
24.10.			10.3	421	8.5	4.1	12.9	4.0	0.3	15	2.6	-
12.12.			7.7	340	8.1	3.3	12.3	1.5	1.4	9	2.8	0.4
1986												
8.1.			5.0	357	7.9	3.2	11.4	2.2	0.2	10	3.3	0.2
11.3.	10		3.0	302	7.8	2.5	13.7	9.0	0.6	15	4.7	0.2
26.3.	11		6.7	271	-	2.6	12.4	-	0.4	5	3.8	0.2
13.5.	11		13.1	323	8.2	3.4	10.5	4.3	0.1	8	1.9	0.1
11.6.	6		12.0	329	8.2	3.6	10.8	2.8	-	4	3.4	0.1
1989												
31.1.	11		7.1	435	8.4	3.6	-	4.3	-	14	8.1	1.8
13.3.	11		7.6	376	7.6	3.4	11.0	7.3	1.3	8	6.3	0.2
20.3.	12		6.2	287	7.5	2.2	12.5	2.3	1.3	3	2.4	0.2
17.5.	11		10.3	373	7.6	3.2	10.7	2.8	-	3	3.3	0.2
31.5.			11.1	375	8.0	3.4	9.1	3.4	1.1	3	4.5	0.3
26.7.	12		12.6	362	7.8	3.2	10.0	1.2	0.4	4	4.1	0.2
26.10.	11		10.0	396	7.7	-	10.4	4.8	0.9	6	5.0	0.3
1990												
11.1.	11		6.0	399	7.7	-	12.2	-	1.2	6	7.0	0.2
17.1.	10		6.6	400	7.7	-	11.7	1.9	-	5	8.7	0.2
1991												
6.3.	-		11.2	363	8.4	3.1	-	15.0	-	5	-	0.8

T - température en °C

SEP - conductivité spécifique électrique en micro-S cm⁻¹

Kar. - dureté carbonate en mekv l⁻¹

O₂ - oxygène dissous en mgO₂ l⁻¹

KPK, BPK- demande chimique et biologique d'oxygène en mgO₂ l⁻¹

Cl⁻ - la teneur en chlorides en mg l⁻¹

NO₃⁻ l⁻¹ - la teneur en nitrates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

PO₄³⁻ l⁻¹ la teneur en o-phosphates en mg l⁻¹

QU'EST-CE QU'ON PEUT CONCLURE?

La rivière Pivka prend sa source dans la partie sud du bassin de Pivka et elle coule à la surface vers Postojna pour 15 km où elle se perd dans la Grotte de Postojna. Dans son cours supérieur il y a plusieurs villages et l'industrie de bois. Toutes les eaux d'égouts de cette partie coulent sans traitement dans Pivka laquelle est cependant temporaire et pendant l'étiage les eaux polluées se perdent dans le lit directement. Par traçage de l'eau on a prouvé que les eaux d'étiage de Pivka coulent dans les sources d'Unica sur le Poljé de Planina (P. HABIČ, 1969). La source Malni est cependant captée pour alimentation en eau pour la commune de Postojna.

La plus grande ville le long de Pivka, à peu près 10.000 habitants avec l'industrie, est Postojna. Avant le temps les eaux d'égouts ruisselaient directement dans Pivka. De 1987 quand la station de traitement des eaux a commencé de fonctionner, la plupart des eaux résiduaires de Postojna, ainsi communales qu'industrielles est traitée et après l'eau coule dans le ruisseau Stržen lequel joint la rivière Pivka avant Postojna. Un peu plus loin le ruisseau Nanošćica s'écoule aussi. La Pivka agrandie se perd dans la Grotte de Postojna et continue comme le cours souterrain à travers Otoška jama, Pivka jama jusqu'à la grotte-source Planinska jama.

Dans les années 1984 et 1985 l'Institut pour les recherches du karst a suivi la qualité des eaux de Pivka assez souvent et plus tard, jusqu'au 1990 à des intervalles moins réguliers. On prenait les échantillons avant le ponor dans Postojnska jama, dans Pivka jama et dans Planinska jama. La qualité était contrôlée avant que la station de traitement des eaux était construite et après, comme aussi la qualité des tributaires pollués.

La plus mauvaise qualité de Pivka avant le ponor dans Postojnska jama était enregistrée pendant l'étiage et hautes températures en été (voir le Tableau 1). Au printemps et en automne, après les périodes de la pluie, quand Pivka est en crue, la qualité est relativement meilleure à cause de la dilution. Pendant l'hiver, pendant l'étiage (Tableau 2) quand l'eau gèle partiellement et donc les impuretés se concentrent dans la phase liquide, la qualité de Pivka est semblablement mauvaise qu'en été. Les températures basses conditionnent désintégration retardée et faible autopurification. L'estimation approximative de la qualité de Pivka avant le ponor nous montre que la qualité s'améliore quand même après 1987.

Les polluants principaux connus sont Stržen et Črni potok. La qualité du ruisseau Stržen était très mauvaise pendant les analyses faites en 1982 et 1983, le DBO_5 pendant l'étiage était jusqu'au $126 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$ (voir la figure 4). Après la construction de la station de traitement des eaux où la plupart des eaux résiduaires de Postojna est traitée depuis 1987, l'eau qui coule dans Stržen est épurée et ainsi la qualité dans les années 1987, 1988 et 1989 s'améliore. Les valeurs moyennes de DBO_5 de Stržen étaient au-dessous $15 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$ (N. MILHARČIČ, 1990).

Dans le dernier temps les analyses du Stržen ont montré qu'il est assez pollué avant qu'il reçoit les eaux traitées de la station, parce qu'il y a encore des eaux usées qui évitent l'usine d'épuration. Stržen coule dans Pivka et ainsi influence sur sa qualité avant le ponor dans Postojnska jama. L'autre problème aggravant est le tributaire Nanoščica, le long duquel les fermes d'élevage sont placées; pour des raisons d'économie la paille n'est pas utilisée, et les déjections sont collectées dans des caniveaux, sous une phase liquide appelée "lisier". En Juillet 1987 un des caniveaux, ayant une fuite, menaçait l'eau.

Dans le souterrain les eaux de Črni potok joignent Pivka. La qualité de ce ruisseau est encore plus mauvaise, pendant l'étiage surtout (voir le Tableau 3). En Janvier 1990 DCO et DBO₅ étaient élevés, le même la quantité de sulfates et de nitrates, et surtout chlorides et o-phosphates; il y était 0.65 mg l⁻¹ de détergents. Dans le même temps Pivka au ponor contenait 20 fois moins de détergents. C'est pourquoi la qualité de Črni potok joue une grande rôle sur la qualité de Pivka dans Pivka jama. L'eau dans Pivka jama était cependant presque toujours saturée d'oxygène et montrait amélioration de sa qualité tandis que dans le dernier temps nous avons enregistré que l'eau est de temps à l'autre plus polluée; nous le contribuons à l'influence du ruisseau pollué Črni potok.

Ce n'est pas tout à fait connu combien des tributaires joignent Pivka dans son cours souterrain et quelle est la qualité d'eau dans la distance de Pivka jama jusqu'au Planinska jama. Il est possible que les eaux des ponors pollués, nommés Ponikve près de Studeno, y coulent aussi.

Dans Planinska jama Pivka est déjà saturée d'oxygène, pendant les mois d'été aussi; la raison favorable est le rafraîchissement dans le souterrain. Quand la station de traitement a commencé de fonctionner, la qualité s'est améliorée, DCO se baissait au-dessous 3 mgO₂ l⁻¹, tandis qu'avant on a enregistré les valeurs supérieures de 10 mgO₂ l⁻¹. En Janvier 1990 et en Mars 1991 pendant le débit moyen nous avons enregistré de nouveau l'augmentation de plus de 10 mgO₂ l⁻¹ et en même temps les écumes sur l'eau. Le teneur en chlorides, nitrates et o-phosphates oscillent pendant l'année mais n'indique pas l'augmentation considérable ce que nous avons observé dans les années passées déjà.

A la base des analyses chimiques B.SKET (1970) a constaté en 1965 et 1966 que l'eau de Pivka était sur la surface très peu polluée et saturée d'oxygène pendant l'hiver, tandis que pendant l'été elle était très polluée avec un faible déficit d'oxygène. Črni potok était pollué par les substances organiques ayant un fort déficit d'oxygène. Dans Planinska jama l'eau n'était presque pas polluée et presque saturée d'oxygène. Après la confluence avec la rivière Rak dans Planinska jama y sortait la rivière Unica dont l'eau était pure, oligosaprophyte.

Ces résultats confirment les analyses chimiques de Pivka de 1974 (N. PREKA & N. PREKA-LIPOLD, 1976) où les auteurs constatent que l'eau s'améliore pendant son cours souterrain très vite et que le

rang de sa autopurification était 62,1% (la température 11° C et le débit 0,69 m³).

A partir de 1984 nous avons constaté la qualité plus mauvaises de l'eau de Pivka avant le ponor; le DCO était rarement au-dessous 5 mgO₂ l⁻¹, pendant l'étiage en été 40 mgO₂ l⁻¹ même; les teneurs de DBO₅ n'ont pas augmenté essentiellement tandis que les taux d'oxygène dissolu se baissaient jusqu'au 20% de saturation, cela veut dire qu'il n'y était pas plus de 2 mgO₂ l⁻¹. Nous savons que les oscillations d'oxygène dissolu nuit-jour sont grandes. Le teneur de o-phosphates et chlorides était grand dans l'eau de Pivka aussi, tandis qu'il n'y était pas d'augmentation au regard de nitrates (Fig. 2).

Quand la station de traitement d'eau se mettait en fonction les concentrations des paramètres mesurés dans Pivka se baissait perceptiblement; quand même de temps à l'autre nous avons enregistré l'augmentation de DCO et DBO₅ et le baissement de taux d'oxygène. Il faut tenir compte que malgré le traitement de la majorité des eaux usées de Postojna il y a beaucoup des eaux polluées encore lesquelles échappent dans Pivka directement.

Pendant l'étiage, qui peut durer pendant tout l'été et peut se prolonger en automne, la qualité d'eau de Pivka avant le ponor dépend surtout de la qualité de Stržen, Nanonsčica et Črni potok. Dans telles conditions le manque de la station de traitement d'eau signifie la détérioration directe de sa qualité.

Les mesures de dernières années indiquent la détérioration de la qualité de Pivka dans Planinska jama, mais il est difficile de dire plus, parce nous n'avons fait assez des analyses. Jusqu'au 1990 Pivka dans Planinska jama était, quant au taux d'oxygène, DCO et DBO₅, dans la première classe de qualité et cela doit être notre but pour le futur. Le plan d'une station de traitement pour ville de Pivka est fait et on faudrait attacher sur la station de Postojna la partie des eaux lesquelles ne sont pas encore traitées; aussi il faut purifier les eaux d'égouts qui polluent Črni potok.

Traduit par Maja Kranjc

KVALITETA PONIKALNICE PIVKE V LETIH OD 1984 DO 1990

Postojna je največje naselje v Pivški kotlini, ki ima skoraj 10 000 prebivalcev z razvito turistično dejavnostjo, s kovinsko, lesnopedelovalno in živilsko industrijo, transportno podjetje in gozdno gospodarstvo s svojim voznim parkom ter več vojaških objektov. Pred časom so odpadne vode odtekale direktno v Pivko. Od leta 1987, ko je začela delovati čistilna naprava v Postojni, pa se večina odplak mesta Postojna, ki zajemajo komunalne in industrijske odpadne vode, čisti in po čiščenju odteka v

potok Stržen, ki se izliva v reko Pivko. Nekoliko dalje pa se vanjo izliva še potok Nanoščica. Tako obogatena Pivka nato ponika v Postojnsko jamo in teče kot podzemeljski tok skozi Otoško in Pivko jamo do izvirne Planinske jame.

PREGLED STAREJŠIH RAZISKAV PONIKALNICE

Kakovost podzemeljske Pivke od Postojnske jame do Planinske jame, na razdalji 7.3 km (od Pivke jame do Paradiža v Planinski jami je vzeta kar zračna razdalja), je bila že nekajkrat predmet raziskav.

Tako so sodelavci Zavoda za hidrotehniko GF iz Sarajeva leta 1974 spremljali proces samočiščenja. Z analizo pretoka in s sledenjem so ugotovili, da se na poti Postojnska - Pivka jama izgubi kar 34% vode, medtem, ko so izgube na odseku Pivka - Planinska jama znatno manjši. Ugotovili so tudi, da po padavinah pretok narašča po vsej dolžini Pivke in da napredovanje vodnega vala ni opazno, kar si razlagajo z vmesnim dotokom naravnih podzemeljskih voda.

Proces samočiščenja so študirali na odseku Pivka - Planinska jama pri pretoku $0.69 \text{ m}^3/\text{s}$ in nekoliko večjem pretoku ter povprečni temperaturi vode okoli 11°C . Stopnja samočiščenja je dosegla vrednost 62.1%. Sklepali so, da se proces samočiščenja kraških voda v podzemlju odvija nemoteno in da zavisi predvsem od časa zadrževanja (N. PREKA & N. PREKA-LIPOLD, 1976).

B. SKET (1970) je na osnovi kemijskih analiz v letih 1965 in 1966 ugotavljal, da je Črni potok organsko onesnažen in ima visok deficit kisika. Tedaj je bila Pivka na površju pozimi le malenkostno onesnažena in zasičena s kisikom, poleti pa precej onesnažena in z rahlim deficitom kisika. V Planinski jami je bila Pivka le neznatno onesnažena in skoraj zasičena s kisikom. Po sotočju z Rakom se je kvaliteta še izboljšala in iz Planinske jame je tekla Unica kot čista, oligosaprobnna reka. Meritve BPK₅ (B. SKET, 1977) so pokazale, da vrednosti po 3500 m toka v podzemlju padejo že na polovico. Najvišji izhodni vrednosti na ponoru v Postojnsko jamo (nekoliko prek 10 mg l^{-1}) sta bili doseženi marca in avgusta 1973, medtem ko so bile leta 1966 zabeležene opazno nižje vrednosti.

Problem onesnaženja Pivke sta v letih 1974-75 ponovno preučevala B. SKET in F. VELKOVHRH (1981). Med drugim sta ugotavljala, da vodna masa potrebuje za prehod Postojnsko-Planinskega sistema ob najvišjih vodostajih 7 ur, ob nizkih pa do 5 dni in več. Pivka ima v podzemlju očitno še nekaj neznanih pritokov. Večina parametrov, ki kažejo na onesnaženost, se je do Pivke jame že močno zmanjšala.

KVALITETA PIVKE IN NEKATERIH NJENIH PRITOKOV PO LETU 1984

Na Inštitutu za raziskovanje krasa smo v letih 1984 in 1985 približno 1-krat mesečno ob različnih vodostajih določevali kvaliteto vode Pivke, nato pa še občasno do leta 1990. Vzorčevali smo jo pred ponorom

v Postojnsko jamo, nato v Pivki jami pod vhodnim breznom ter v Planinski jami pred sotočjem z Rakom. Ker nismo sledili kvalitete iste vodne mase, smo lahko primerjali kvaliteto vode na vseh treh zaporednih točkah le ob ustaljenih vodostajih, ko prihaja tudi tekom celega tedna le do minimalnih sprememb pretoka. Ugotovljena kvaliteta Pivke na vseh treh točkah nam je v takih razmerah služila kot groba ocena čiščenja, ki poteka v Pivki pri njenem podzemeljskem toku.

Kvaliteto Pivke smo spremljali že pred čiščenjem komunalnih voda Postojne ter kasneje, spremljali pa smo tudi kvaliteto nekaterih onesnaženih pritokov.

Najslabšo kvaliteto Pivke na ponoru v Postojnsko jamo smo ugotavljali poleti in jeseni ob nizkih vodostajih in visokih temperaturah. Tako smo 25.7.1984 zabeležili že prvi porast, 22.8. in 12.9.1984 pa nadaljnje naraščanje vrednosti KPK ob sorazmerno manjšem porastu BPK. Sočasno je porasla vsebnost kloridov in o-fosfatov ob znatnem upadu kisika. Pri nitratih nismo izmerili povečanj. Podobno poslabšanje kvalitete Pivke, ki je najmočnejše meseca oktobra, če ne pride do povečanja vodostaja, smo zabeležili tudi jeseni 1985 in nekoliko manjše jeseni 1989, ko je že delovala čistilna naprava. Meritve so razvidne iz tabele 1.

Spomladi in jeseni, ko nastopajo daljša padavinska obdobja, ima Pivka visok vodostaj in je zaradi razredčevanja sorazmerno boljše kvalitete.

Vendar pa tudi pozimi ob nizkem vodostaju, ko delno zamrzne in se koncentrirajo nečistoče v tekoči fazi, dosega Pivka podobno slabo kvaliteto kot poleti. Nizke temperature pogojujejo tudi počasen razpad organskih nečistoč in slabo samočiščenje, zato smo beležili višje vrednosti KPK, pri ostalih merjenih parametrih pa nižje vrednosti, kot v poletnem obdobju. Nekatere izmerjene vrednosti so zbrane v tabeli 2.

Po grobi oceni kvalitete Pivke na ponoru smo po letu 1987 zabeležili izboljšanje kvalitete Pivke na tem mestu. Avgusta 1987 je namreč začela dokaj redno obratovati postojnska čistilna naprava, ki je to leto in nadaljnji dve dosegala od 86 do 89% čiščenje glede na KPK (kemijska potreba po kisiku - dikromatna metoda) in 88 do 93% čiščenje glede na BPK₅ (biokemijska potreba po kisiku). Vzrok občasnim motnjam in slabšega čiščenja so predvsem strojelomi. KPK iztočne vode s čistilne naprave je okoli vrednosti 60 mgO₂ l⁻¹ (zakonska vrednost KPK za izpust odpadne vode v vodotok je 160 mg l⁻¹), vrednosti BPK₅ pa so blizu 30 mg l⁻¹, kar je tudi zakonska vrednost BPK₅ za izpust odpadne vode v vodotok (N. MILHARČIČ, 1990).

Kvaliteto Stržena, ki odvaja odplake iz Postojne, smo spremljali že pred postavitvijo čistilne naprave. Vzorce smo zajemali pod mostičkom nekoliko pod sedanjo čistilno napravo. Tako je imel Stržen marca 1982 (meritve vsaki dve uri tekom 24 ur) ob nizkem vodostaju BPK₅ od 36 do 126 mgO₂ l⁻¹, ki odraža dnevni ritem porabe vode oz. produkcije odplak v mestu. Podobne meritve junija 1983 ob višjem vodostaju pa so podale vrednosti od 14 do 70 mg l⁻¹. Tedaj se Stržen tudi ni odrazil direktno v kvaliteti Pivke na ponoru v Postojnsko jamo, ki smo jo tudi spremljali, kar si razlagamo s precejšnjo razredčitvijo (po oceni 100-kratno) Stržena

v Pivki. Rezultati meritev so razvidni iz slike 3. Potovalni čas vodne mase do ponora smo ocenili na približno 50 ur, vodne razmere pa so se v tem času zelo malo spreminjale.

Po zgraditvi čistilne naprave odvaja Stržen njeno očiščeno odpadno vodo. Meritve kvalitete Stržena za izpustom v času obratovanja čistilne naprave v letih 1987, 1988 in 1989 ob različnih vodostajih kažejo boljšo kvaliteto. Povprečne vrednosti BPK₅ Stržena so bile pod 15 mgO₂ l⁻¹ (N. MILHARČIČ, 1990). Torej se je kvaliteta Stržena po začetku obratovanja izboljšala.

Vendar pa na čistilno napravo niso priključene vse odpadne vode Postojne. V zadnjih letih so meritve Stržena pred izpustom iz čistilne naprave pokazale, da je precej onesnažen še preden sprejme vodo iz čistilne naprave, pogosto celo dosega onesnaženost njenega iztoka. Pri tem kvaliteta Stržena časovno zelo niha. Stržen se zliva v Pivko in tako vpliva na njeno kvaliteto že pred ponorom v Postojnsko jamo. Tu se odraža tudi vpliv Nanoščice, ob kateri je več živinorejskih farm, ki z bazeni gnojevke pomenijo potencialno nevarnost za Nanoščico in posredno tudi za Pivko. Vendar Nanoščica v sušnem obdobju izboljšuje kvaliteto Pivke pri ponoru, saj razredčuje onesnaženi Stržen, ki je tedaj edina voda v strugi Pivke. V juliju 1987 pa je prišlo pri Hruševju do izliva gnojevke v Nanoščico. Le hitra omejitev onesnažene vode v strugi in izkop novega kanala za Nanoščico, sta rešila Nanoščico, pa tudi Pivko.

Pivki se v podzemlju pridruži voda Črnega potoka, ki ima manjše porečje med V.Otokom in Logom in ponika v jamo Lekinko. Že ob vzorčevanju Črnega potoka marca 1985 smo zabeležili onesnaženje v njegovi vodi, maja pa je bilo še večje. Junija je KPK njegove vode znašala 21 mgO₂ l⁻¹ ob 30% nasičenosti s kisikom (2.9 mg l⁻¹) s povečano vsebnostjo predvsem kloridov in o-fosfatov. Januarja 1990 je izmerjena KPK znašala kar 59 mgO₂ l⁻¹, BPK₅ 13 mg l⁻¹, voda je imela povišano vsebnost sulfatov in nitratov, predvsem pa kloridov in o-fosfatov (11 mg l⁻¹) ter detergentov (0.65 mg l⁻¹). Pivka na ponoru je v istem času vsebovala 20-krat manj detergentov. Zato se je kvaliteta Črnega potoka močno odrazila v kvaliteti Pivke v Pivki jami. Razlog tako velikega poslabšanja kvalitete Črnega potoka so odpadne vode vojaške pralnice, ki jih v tistem času zaradi okvare na biodisku niso čistili. Rezultati meritev kvalitete Črnega potoka so zbrani v tabeli 3.

Pivka je v Pivki jami skoraj vedno že nasičena s kisikom. V splošnem kaže na izboljševanje kvalitete, vendar pa od leta 1989 prihaja do občasnih večjih odstopanj, ki jih pripisujemo predvsem dotoku onesnaženega Črnega potoka. Nekatere meritve smo zbrali v tabeli 4.

V letu 1984 se je kvaliteta Pivke na poti od Postojnske do Pivke jame izboljševala, predvsem sta upadala KPK in BPK. Dne 1.januarja in 13.marca 1989 ob nizkem vodostaju pa nismo izmerili čiščenja (KPK), oz. je imela Pivka 13.marca v Pivki jami približno tako oz. še nekoliko slabšo kvaliteto kot v odobnih razmerah leta 1984, čeprav tedaj še ni obratovala čistilna naprava v Postojni. Kot smo že zapisali, je glavni krivec onesnaženi Črni potok.

V letu 1989 je na kvaliteto Pivke pred ponorom že vplivalo

ugodno čiščenje odpadnih voda Postojne, vendar pa je dotok onesnažene vode Črnega potoka izničil ta vpliv. Sledile so padavine in ob meritvah do konca maja smo zabeležili ponovno izboljševanje kvalitete Pivke na omenjeni poti. Ponovo poslabšanje pa smo izmerili 31. 5.1989 in 17.1.1991 ob nizkem vodostaju. Vse te meritve so ponovno pokazale, kako zelo občutljiva je kvaliteta Pivke ob nizkem vodostaju.

Koliko pritokov in kakšne kvalitete dobi Pivka pri svojem toku od Pivke do Planinske jame pa je še precej neznano. Možno je, da se vanjo podzemno stekajo potočki s studenskega flišnega zatoka: Jamnik in Ponikve, Potok v Jelovcu z najbolj stalno vodo (F. HABE, 1976), Črni potok in Štrukljev jarek. Ti potoki imajo čisto vodo z izjemo Ponikev, ki so močno onesnažene, saj se vanjo zlivajo odpadne vode naselja Studeno. Trikratno vzorčevanje vode Ponikev ob različnih vodostajih (tabela 5) je pokazalo, da se v sušnih pogojih poleti, ko ni razredčevanja, ta voda spremeni v kanal odpadne vode.

Pivka je v Planinski jami tudi v poletnih mesecih že nasičena s kisikom, na kar ugodno vpliva njeno ohlajanje v podzemlju. BPK₅ je ob naših meritvah dosegal nizke vrednosti - ni presegal 3 mgO₂ l⁻¹, medtem ko je KPK dosegala v letih pred 1987 vrednosti tudi nekoliko preko 10 mgO₂ l⁻¹. V letu 1989 smo izmerili nižjo KPK, vendar pa smo januarja 1990 in marca 1991, ob srednjem vodostaju zabeležili zopet povišanja preko 10 mg l⁻¹, opazili pa so tudi pene na vodi. Te nekajkratne meritve kažejo na slabšanje kvalitete Pivke v Planinski jami, kar bi dokončno lahko potrdila le nadaljnja opazovanja njene kvalitete. Vsebnost kloridov, nitratov in o-fosfatov ne kažejo kakšnega izrazitega naraščanja in preko leta nekoliko nihajo, kar smo opazili že prejšnja leta. Meritve Pivke v Planinski jami podaja tabela 6.

KAJ LAHKO SKLENEMO ?

B. SKET (1970) je na osnovi kemijskih analiz v letih 1965 in 1966 ugotavljal, da je bila Pivka na površju pozimi le malenkostno onesnažena in zasičena s kisikom, poleti pa precej onesnažena in z rahlim deficitom kisika. Črni potok je bil organsko onesnažen z visokim deficitom kisika. V Planinski jami pa je bila Pivka le neznatno onesnažena in skoraj zasičena s kisikom. Po sotočju z Rakom je iz Planinske jame tekla Unica kot čista, oligosaprobna reka.

Te rezultate potrjujejo tudi kemijske analize Pivke junija 1974 (N. PRERKA & N. PREKA-LIPOLD, 1976), ko avtorja ugotavljata, da se reka Pivka pri svojem podzemeljskem toku hitro izboljšuje in da je znašala stopnja samočiščenja ob pogojih opazovanja (pri temperaturi 11°C in pretoku 0.69m³ s⁻¹) 62.1%.

Že od leta 1984 dalje pa smo ugotavljali slabšo kvaliteto Pivke pred ponorom v Postojnsko jamo, saj je bila KPK le malokdaj pod 5 mgO₂ l⁻¹, ob nizkih vodah poleti in jeseni, ko nastopajo visoke temperature, pa se je gibala celo do 40 mgO₂ l⁻¹. Medtem ko vrednosti BPK₅ niso opazneje narasle, je vsebnost raztopljenega kisika upadala do 20%

nasičenosti, kar pomeni tudi le $2 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$. Vemo pa, da so dnevno-nočna nihanja vsebnosti raztopljenega kisika velika. Pivka je vsebovala tudi visoko vsebnost o-fosfatov ter povišane kloride, pri nitratih pa nismo zabeležili povišanj (slika 2). V takih razmerah npr. izpad delovanja čistilne naprave, močno onesnaženi Črni potok ali izliv gnojevke iz kmetijskih farm v Nanošćico, pomeni direktno kritično poslabšanje kvalitete Pivke, saj izvirna voda Pivke tedaj ponika že v svojem zgornjem toku, njeno vodo v spodnjem toku pa predstavljajo predvsem kanali odpadnih voda, Stržen, Nanošćica in Črni potok.

Vendar pa tudi pozimi ob nizkem vodostaju (tabela 2), ko prihaja do delne zamrznitve, in se nečistoče koncentrirajo v tekoči fazi, občasno dosega Pivka podobno slabo kvaliteto kot poleti. Nizke temperature pogojujejo počasen razpad organskih nečistoč in slabo samočišćenje. Groba ocena meritev kvalitete Pivke na ponoru kaže, da smo pred avgustom 1987, ko je začela obratovati čistilna naprava, večkrat zabeležili slabšo kvaliteto kot pa kasneje, ko so se koncentracije omenjenih merjenih parametrov v Pivki opazno znižale. Občasno smo še vedno ugotavljali povišanje KPK in BPK_5 ter upad vsebnosti kisika. Upoštevati moramo, da kljub čišćenju pretežnega dela odpadnih voda Postojne, priteka v Pivko direktno še precej onesnaženih voda.

Spomladi in jeseni, ko nastopajo daljša padavinska obdobja, ima Pivka visok vodostaj in je zaradi razredčevanja sorazmerno boljše kvalitete.

Glavna znana onesnaževalca Pivke sta Stržen in Črni potok (tabela 3), tu pa je še potencialna nevarnost gnojevke kmetijskih farm ob Nanošćici. Kvaliteta Stržena je bila ob meritvah leta 1982 in 1983 zelo slaba, saj je BPK_5 ob nizkem vodostaju znašala do $126 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$, kar je razvidno tudi iz slike 3. Po zgraditvi čistilne naprave za večino odpadnih voda Postojne, odteka v Stržen očišćena odpadna voda. Kvaliteta Stržena se je v letih 1987, 1988 in 1989 izboljšala. Povprečne vrednosti BPK_5 Stržena so bile pod $15 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$ (N. MILHARČIĆ, 1990). V zadnjem času pa so meritve Stržena pokazale, da je precej onesnažen še preden sprejme vodo s čistilne naprave, kar je posledica izpustov odplak mimo čistilne naprave.

Pivki se v podzemlju pridruži še voda Črnega potoka. Njegova kvaliteta je zelo slaba, posebno še ob nizkem vodostaju, kar je razvidno iz tabele 3. Januarja 1990 je imel visoko KPK in BPK_5 , povišano vsebnost sulfatov in nitratov, predvsem pa kloridov in o-fosfatov ter kar 0.65 mg l^{-1} detergentov. Pivka na ponoru je v istem času vsebovala 20-krat manj detergentov. Zato se je kvaliteta Črnega potoka močno poznala v kvaliteti Pivke v Pivki jami. Pivka je sicer v Pivki jami skoraj vedno že nasičena s kisikom in kaže v splošnem na zboljševanje kvalitete, vendar pa v letih 1989-90 prihaja do občasnih večjih odstopanj, ki pa jih pripisujemo predvsem dotoku onesnaženega Črnega potoka.

Koliko pritokov in kakšne kvalitete dobi Pivka pri svojem toku od Pivke do Planinske jame je še precej neznano. Možno je, da zateka vanjo tudi voda onesnaženih Ponikev iz smeri Studenega.

Pivka je v Planinski jami že nasičena s kisikom, tudi v polet-

nih mesecih, na kar ugodno vpliva njeno ohlajanje v podzemlju, verjetno pa dobiva tudi pritoke čiste vode. Po pričetku obratovanja čistilne naprave se je njena kvaliteta izboljšala, saj je KPK upadel pod $3 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$, medtem ko smo prej beležili tudi vrednosti prek $10 \text{ mgO}_2 \text{ l}^{-1}$. Januarja 1990 in marca 1991 ob srednjem vodostaju smo zabeležili zopet povišanja prek 10 mg l^{-1} , opazili pa so tudi pene na vodi. Te meritve nakazujejo trend slabšanja kvalitete Pivke v Planinski jami, vendar pa bi težko rekli kaj več, ker je bilo opravljenih premalo analiz. Do leta 1990 je bila Pivka v Planinski jami po vsebnosti kisika, KPK in BPK₅ še v prvem kakovostnem razredu, za kar bi si morali prizadevati tudi v prihodnje.

Meritve so podale kvalitativno stanje kraške Pivke vzdolž njenega podzemeljskega toka, kjer prihaja do takih razredčitev in samočistilnih procesov, da izteka Pivka iz Planinske jame kot reka prvega kakovostnega razreda. Za kvantitativni študij samočiščenja, ki zahteva zvezne meritve številnih parametrov, predstavlja Pivka od ponora v Postojnsko jamo do izvira v Planinski jami z znanimi in neznanimi pritoki in odtoki zelo zapleten sistem. Vse to kaže na veliko zahtevnost raziskav pretakanja vode v krasu ter še toliko večjo kompleksnost študija samočistilnih procesov.

LITERATURA

- GOSPODARIČ, R. & HABIČ, P., 1985: Vodnogospodarske osnove občine Postojna. Poročilo 3.faze. Arhiv IZRK SAZU, 23, Postojna
- HABE, F., 1976: Morfološki, hidrografske in speleološki razvoj v studenskem flišnem zatoku. Acta carsologica, 7, 141-213, Ljubljana
- HABIČ, P., 1989: Speleohidrološko sledenje Pivke pri Trnju in Stržena pri Rakitniku. Arhiv IZRK ZRC SAZU, 30 str. + 13 slik + 7 prilog. Postojna
- MILHARČIČ, N., 1990: Ugotavljanje učinka čiščenja čistilne naprave Stara vas in vpliv očiščene vode na potok Stržen ter vpliv Stržena na reko Pivko. Postojna. Elaborat, 46str.
- PREKA, N. & PREKA-LIPOLD, N., 1976: Prilog poznavanju autopurifikacijske sposobnosti krških podzemnih vodnih tokova. Hidrologija i vodno bogatstvo krša, Sarajevo, 577-584
- SKET, B., 1970: Predhodno poročilo o ekoloških raziskavah v sistemu kraške Ljubljance (Slovenija). 5. Jugosl. speleol. kongres, Skopje, 215-222
- SKET, B., 1977: Gegenseitige Beeinflussung der Wasserpolution und des Höhlenmilieus. Proc. of 6th Internat. Congr. Speleol. V., 253-262
- SKET, B. & VELKOVIRH, F., 1981: Postojnsko-Planinski jamski sistem kot model za preučevanje onesnaženja podzemeljskih voda. Naše jame, 22, 27-44

FLOWSTONE DATATIONS IN SLOVENIA

DATAČIJE SIG V SLOVENIJI

N A D J A Z U P A N

Abstract

UDC 551.442.4 (497.12):902.6

Zupan, Nadja: Flowstone datations in Slovenia

This report represents the number and the results of absolute dating analyses which were made in Slovenia. Many of analyses were done by ^{14}C dating method, some of them by Uranium series dating and just few by ESR dating method. The relationship among the results made by the first mentioned methods are presented. Some new results from 1991 made by ^{238}U and ^{230}Th dating methods are annexed.

Izveček

UDC 551.442.4 (497.12):902.6

Zupan, Nadja: Datacije sig v Sloveniji

Članek predstavlja število in rezultate analiz absolutnih datacij, ki so bile narejene v Sloveniji. Veliko analiz je bilo narejenih s ^{14}C metodo, nekaj z U/Th metodo ter samo nekaj z ESR metodo. V članku je prikazano tudi razmerje rezultatov med prvima omenjenima metodama. Tu je tudi nekaj novih rezultatov, narejenih 1991, z ^{238}U in ^{230}Th metodo.

Naslov - Address

Nadja Zupan
IZRK ZRC SAZU
Titov trg 2
66230 Postojna
Slovenija

INTRODUCTION

Slovenia is classical karst area because of limestone and dolomite prevailing and of because speleological research started here. Several thousands of caves of different dimensions are known (HABIČ, 1982). The advantage of caves as repositories of paleoenvironmental information is the great stability of climatic conditions within the cave. The stages of karstification processes and paleoclimatic interpretations are based on chronostratigraphy of cave sediments, but in several cases are not yet explained enough (BRODAR, 1952, 1956; GOSPODARIČ, 1976, 1981, 1985, 1988).

Karstic caves are commonly filled by: clastical material from outside carried in the caves by the water; collapsed blocks of the walls of the cave; organic material and of course by chemical deposited calcite. Speleothems can give us the absolute age of their formations. And if the time of speleothem formations is known then the time of other processes which are present in the cave is known too.

In Slovenia the studies of cave sediments from Postojna cave started in the last century, but the first absolute age of speleothem from Slovenia is known from 1971; it was partly published by FRANKE and GEYH (1971). The most of speleothems samples were analyzed by Radiocarbon dating, some of them by U series dating and three only by ESR method.

DATING RESULTS

All the results on Table 1 were published. From the results is seen that those made by radiocarbon method are not good for samples older than 35,000, as some of the oldest samples which were repeated by U/Th method prove to be much older. My opinion is that a lot of results made by ^{14}C are not precise especially for the oldest samples, they are marked by*. ^{14}C analyses were made on Radiokohlenstoff und Tritiumlaboratorium des Niedersächsischen Landesamst für Bodenforschung in Hannover and on Institut Rudjer Bošković in Zagreb. Positions of all caves which are represented in this article are shown on figure 1.

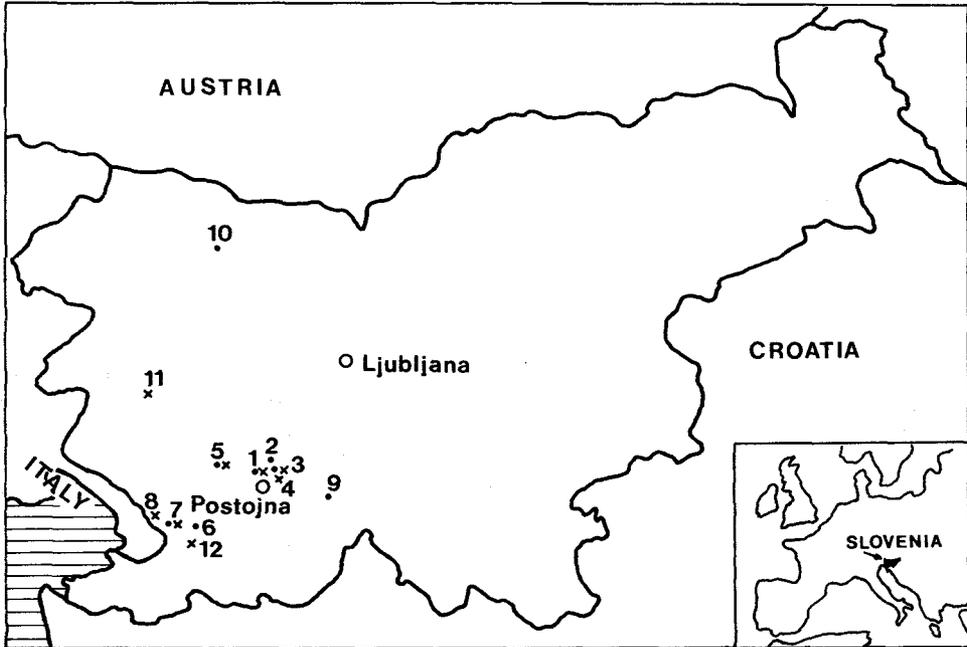


Figure 1: Positions of caves in Slovenia

Slika 1: Lega jam v Sloveniji

• - published analyses / objavljene analize

x - new analyses / nove analize

- 1- Postojna cave, 2- Planina cave, 3- Zelše caves, 4- Small Natural Arch,
 5- Fiženca, 6- Škocjan caves, 7- Vilenica, 8- Lipiška cave, 9- Križna cave,
 10- Babji zob cave, 11- Paradana, 12- Mejame

Table 1 (Tabela 1)

Revue of published flowstone datations from Slovenia

Pregled objavljenih datacij sig iz Slovenije

Location/method	sample	age
Postojna cave (GOSPODARIČ, 1972,1977)		
¹⁴ C:		
	1. brown flowstone	39.060 +3820
	2. brown flowstone	39.440 +2660
	3. broken stalagmite, top	39.060 +3820
	4. white stalagmite	20.740 +860
	5. white stalagmite	17.000 +250
	6. white stalagmite (on the broken one)	10.200 +200
	7. white stalagmite (on the broken one), top	10.250 +290

N. Zupan: Flowstone datations in Slovenia

Location/method	sample	age
	8. white stalagmite (on the broken one)	7.470 +100
	9. stalagmite, 30 cm: base	14.222 +185
	top	12.310 +175
	10. stalagmite, 120 cm: base	42.900
	top	39.175 +1205
	11. stalactite, middle:	37.050 +3.560
	12. stalagmite: base	13.365 +260
	middle	7.960 +185
	13. stalagmite	8.640 +140
	14. stalagmite	8.685 +140
ESR	(IKEYA, MIKI & GOSPODARIČ, 1983)	
	15. stalactite: base	530.000
	middle	280.000
	top	125.000
	16. stalactite	190.000
Planina cave (GOSPODARIČ, 1977)		
¹⁴ C:		
	1. stalagmite: top	30.715
	outside layer	9.735 +285
	2. stalagmite, top	32.875 +1810
	3. stalagmite: base	* 49.900
	top 1	* 45.265
	top 2	* 45.780
	4. stalagmite: base	* 45.610
	top a	32.225 +1450
	5. flowstone	* 44.240 +2125
	6. flowstone	8.205 +355
	7. flowstone	3.630 +260
	8. red flowstone	* 44.635
	9. flowstone	* 46.025
U/Th:		
	4. repeated, base	79.700
	10. flowstone	77.800
Zelše caves (GOSPODARIČ, 1977)		
¹⁴ C:		
	1. flowstone	9.000
	2. flowstone	4.500
Predjama caves system (GOSPODARIČ, 1977)		
¹⁴ C:		
	1. stalagmite, top	34.925
	2. stalagmite: base	9.490
	(20 cm) top	2.380

Location/method	sample	age
	3. stalagmite: (82 cm)	base 10.425 top 3.585
	4. stalagmite:	base 6.380 top 2.200
Škocjan caves (GOSPODARIČ, 1977)		
¹⁴ C:		
	1. broken stalagmite	11.325 <u>+145</u>
	2. stalagmite: (40 cm)	base 8.905 <u>+155</u> top 1.495 <u>+115</u>
	3. stalagmite: (22 cm)	base 12.245 <u>+155</u> top 10.300 <u>+175</u>
Vilenica (GOSPODARIČ, 1977)		
¹⁴ C:		
	1. stalagmite	36.000
	2. stalagmite:	base 29.333 top 18.865
Babji zob cave (GOSPODARIČ, 1977)		
¹⁴ C:		
	1. stalagmite	* 42.500
	2. stalagmite,	top 23.745
	3. stalagmite: (17 cm)	base * 43.050 top 32.850
	4. calcite	* 40.335
	5. stalagmite: (21 cm)	base 37.930 top 32.510
Križna cave (FORD, GOSPODARIČ, 1989)		
U/Th:		
	1. YUGK 1A	198.000
	2. YUGK 2A	146.000
	3. YUG K22:	top 126.000 middle 132.000 base 146.000
	4. YUG K4:	top 146.000 middle 173.000 base 251.000
	5. KYU 2:	top 218.000 middle >350.000 base 150.000
	6. KYU 4S,	base 133.000
	7. KYU 6,	base 190.000

ANALYSES MADE ON MCMASTER UNIVERSITY (1991) BY U/TH DATING METHOD

Some new samples of speleothems were made on the McMaster University, Hamilton, Canada in 1991 by U/Th dating method. Samples were selected from different caves from Karst of Slovenia. For the beginning were analysed the speleothems which are the oldest in the stratigraphic position in the caves and we supposed that they are really the oldest. The description of the samples and results follow.

Postojna Cave, Pisani rov

Stalactite, Po 1

In Pisani rov behind the subsided column there are on the roof, at 532 m above sea level, several stalactites; although some of them have fallen off, their bases are left on the roof. The flowstone generations with interlayered flood loams are well seen; as they are not appropriate for sampling we have taken the specimen for analyses from carrot-shaped stalactite, one meter long. In the middle of the stalactite there is reddish brown nucleus, which was eroded, and eroded remain of brown flowstone. Around these two layers is thicker ring of brown-white rather porous flowstone containing a lot of loam. The flowstone is encircled by brown flood loam, some millimeters thick. The following ring is white pure flowstone, encircled by second layer of flood loam, followed by another set of white flowstone and loam, finally covered by external belt of pure white flowstone. Cross-section of stalactite Po1 is shown on figure 2.

Reddish brown nucleus Po 1/1 does not contain any argillaceous alloy. The age could not be dated but it surpasses 350.000 years.

Brown flowstone Po 1/2 contains a lot of loam which was successfully removed during the filtration. Established age is 269.400 years (+ 130.300, - 80.800).

Brown white porous flowstone Po 1/3 contains a lot of loam which was well removed either. The age is established to 76.000 years (+ 24.900, - 21.900). The age for the samples Po 1/4, Po 1/5 and Po 1/6 was not established due to too low Uranium content.

Some years ago the samples for ESR method (IKEYA, MIKI & GOSPODARIČ, 1983) were taken close to the analysed stalactite. The red nucleus was dated to 530.000 years. This flowstone probably grew in one of Mindel Interglacials and was eroded in Mindel already. Brown flowstone near the red one belongs to Mindel-Riss Interglacial and was eroded in Riss probably, as the following brown white flowstone belongs to Riss-Würm Interglacial. This flowstone is rather porous and contains a lot of loamy material evidencing the intermediary periodical floods. Around this flowstone there is a belt of flood loam, about 2 mm thick, which was, according to previous datations probably deposited in Late Würm. The following three belts of flowstone, which could not be dated

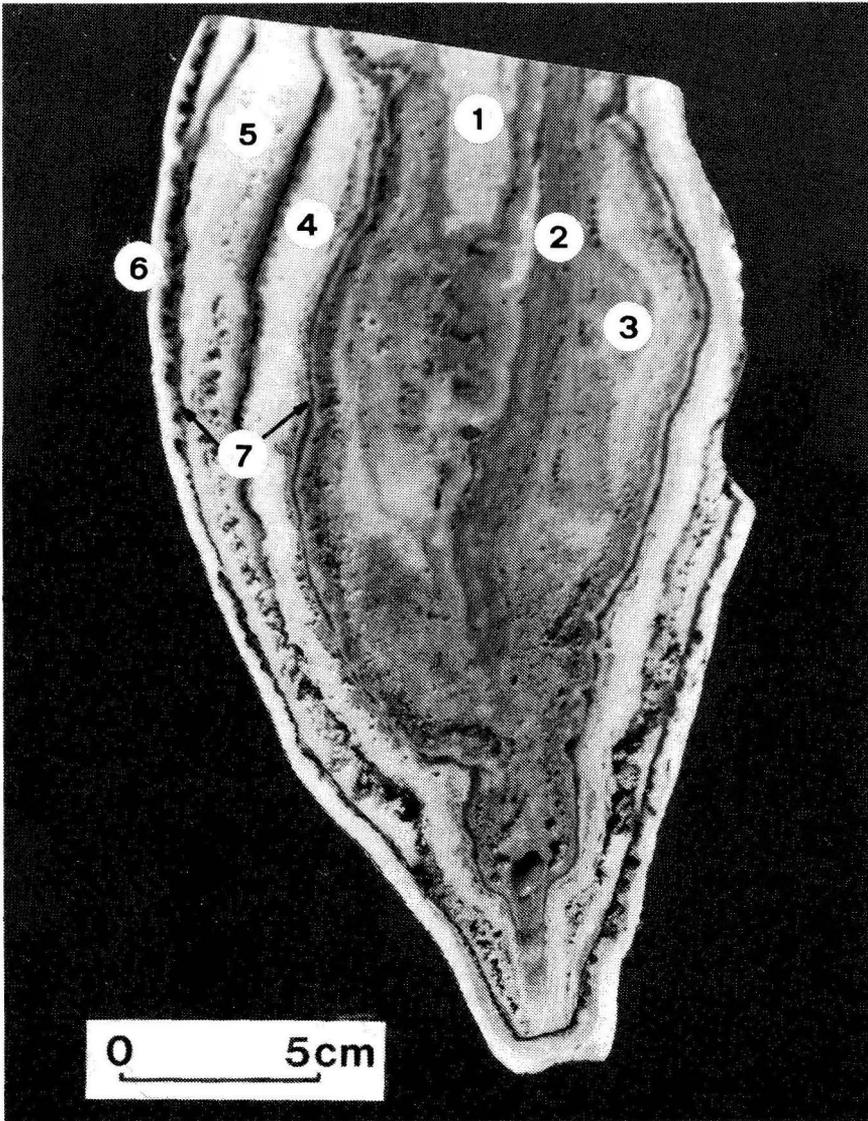


Figure 2: Cross-section of stalactite Po1 from Pisani rov, Postojna cave

Slika 2: Presek stalaktita Po1 iz Pisanega rova, Postojnska jama

- 1- Po 1/1, reddish brown nucleus / rdeče rjavo jedro
- 2- Po 1/2, brown flowstone / rjava siga
- 3- Po 1/3, brown white porous flowstone / rjavo bela porozna siga
- 4- Po 1/4, white flowstone / bela siga
- 5- Po 1/5, white flowstone / bela siga
- 6- Po 1/6, white flowstone / bela siga
- 7- brown flood loam / rjava poplavna ilovica

because of too low content of Uranium, belong, according to alternation of flood loams and flowstones to Würm Interglacials, the belts of flood loams to Middle and Early Würm. The last flowstone belt was probably deposited after the last glaciation. It would be convenient to date the last three flowstone belts by ^{14}C and check our suppositions.

From Podorna dvorana (Collapse Chamber) in Pisani rov another two samples were analysed. The sample Po 2 from the top of the stalactite under the collapse block has grown when the collapse block was still on the roof of the chamber. The sample Po 3 is from the base of the stalagmite which continues to grow on the collapsed rocky block.

The stalactite Po 2 is composed by three layers of flowstone with two interlayered flood loams. Unfortunately the age was not possible to be determined. According to resemblance of flowstone and interlayered flood loams to the stalactite Po 1 I infer that Po 2 is younger than 76.000 years.

The age of the stalagmite Po 3 was established to be 19.900 years (+ 25.200, - 24.700). Thus it follows that the collapse occurred in Late or Middle Würm probably and the stalagmite started its growth on the collapsed block during the last Würm glacial.

Zelške jame

From Blatni rov of Zelške jame, at 523 m above sea level, the top of stalagmite, covered by flood loam, was analysed. There was a lot of loamy material in the flowstone that was easy to be removed. The top of stalagmite is older than 350.000 years meaning, that flood loam in this passage is younger.

In the collapse doline below the Small Natural Arch there is on the wall, at 520 m above sea level a lot of flowstone deposited above the moss. The sample was taken from the center of the flowstone and its age is established to 37.300 years (+9.900, - 9.100). It shows that the collapse doline is older as moss needs light for its growth; the flowstone was deposited below the wall in the interglacial between Late and Middle Würm.

Fizenca

In Fizenca, at 539 m above sea level, lies smaller chamber with brown white curtain on the wall. The flowstone sample was taken from the contact between the wall and the curtain and is 153.900 years old (+237.700, + 94.600). This chamber existed in Riss glacial and the flowstone was deposited in this time already.

Vilenica

On the right side before the entrance to Fabrisov rov, at 300 m above sea level, there are some millimeters of red loam deposited over yellow flood loam and both are covered by brown crusty flowstone. In

the cave there is above this flowstone no yellow flood loam noticed. Brown crusty flowstone is 80.200 years old (+ 56.900, - 44.400). One can infer that after Riss-Würm interglacial in upper parts of Vilenica there were no more floods and that the yellow flood loams belong to Riss age if they are not even older.

Lipiška jama

In front of the passage to Kozinski rov, at 268 m above sea level, yellow flood loam was deposited the most high in this cave. It is covered by yellow laminated flowstone which is older than 350.000 years.

In upper part of Kozinski rov, at 248 m above sea level, a crust of flowstone is deposited over the flood loam where the stalagmites are growing. The base of broken triangular speleothem is 160.400 years old (+ 116.900, - 61.300). This flowstone belongs to Riss while the flood loams are indoubtably older.

Mejame

In yellow brown flowstone from Mejame, at 345 m above sea level, the trees leaves are well preserved. The age of flowstone is 42.100 years (+ 29.900, - 28.000), it belongs to Würm.

Velika ledenica in Paradana

The crust of brown flowstone was taken in front of Gamsovo brezno, at 1020 m above sea level. The flowstone is older than 350.000 years.

CONCLUSION

The results of all datations are presented on the Table 2. We can say that the flowstones, recently analysed, are older than those, dated by ^{14}C . It is true that the ^{14}C method enables the datation up to 40.000 years only and as the authors realized the limits of the method they have chosen stratigraphically younger flowstones for datation. Also it was evidenced that the results, got by ^{14}C are not reliable for the flowstones older than 37.000 years and that in fact they are older.

From new analyses it appears that many samples are older than 350.000 years, which is the limit of the method, that is why it could be necessary to date them by ESR method too. All the others have to be repeated by U/Th in order to get more reliable results.

For better understanding of our karst development the systematic flowstone datations have to be continued.

Translated by Maja Kranjc

Table 2 (Tabela 2)
New flowstone datations from Slovenia
Novе datacije sig iz Slovenije

location	samples		age	
Postojna cave	17.	stalactite	Po 1/1	>350.000 +130.300
			Po 1/2	269.400 -80.000 +24.900
		Po 1/3	76.000 -21.900	
	18.	stalactite	Po 2, top	>350.000 +25.200
	19.	stalagmite	Po 3, base	19.900 -24.700
Zelše cave	3.	stalagmite,	top, Z1	>350.000 +13.100
S. Natural Arch	2.	flowstone,	MNM	35.000 -12.400
Fiženca	5.	flowstone,	F1	+23.700 153.900 -94.600
Lipiška cave	1.	flowstone,	L2	>350.000
	2.	stalagmite,	base, L3	
Vilenica	3.	flowstone,	V1	+56.900 80.200 -44.400
Paradana	1.	flowstone,	Pal	>350.000
Mejame	1.	flowstone,	Mel	+29.900 42.100 -28.000

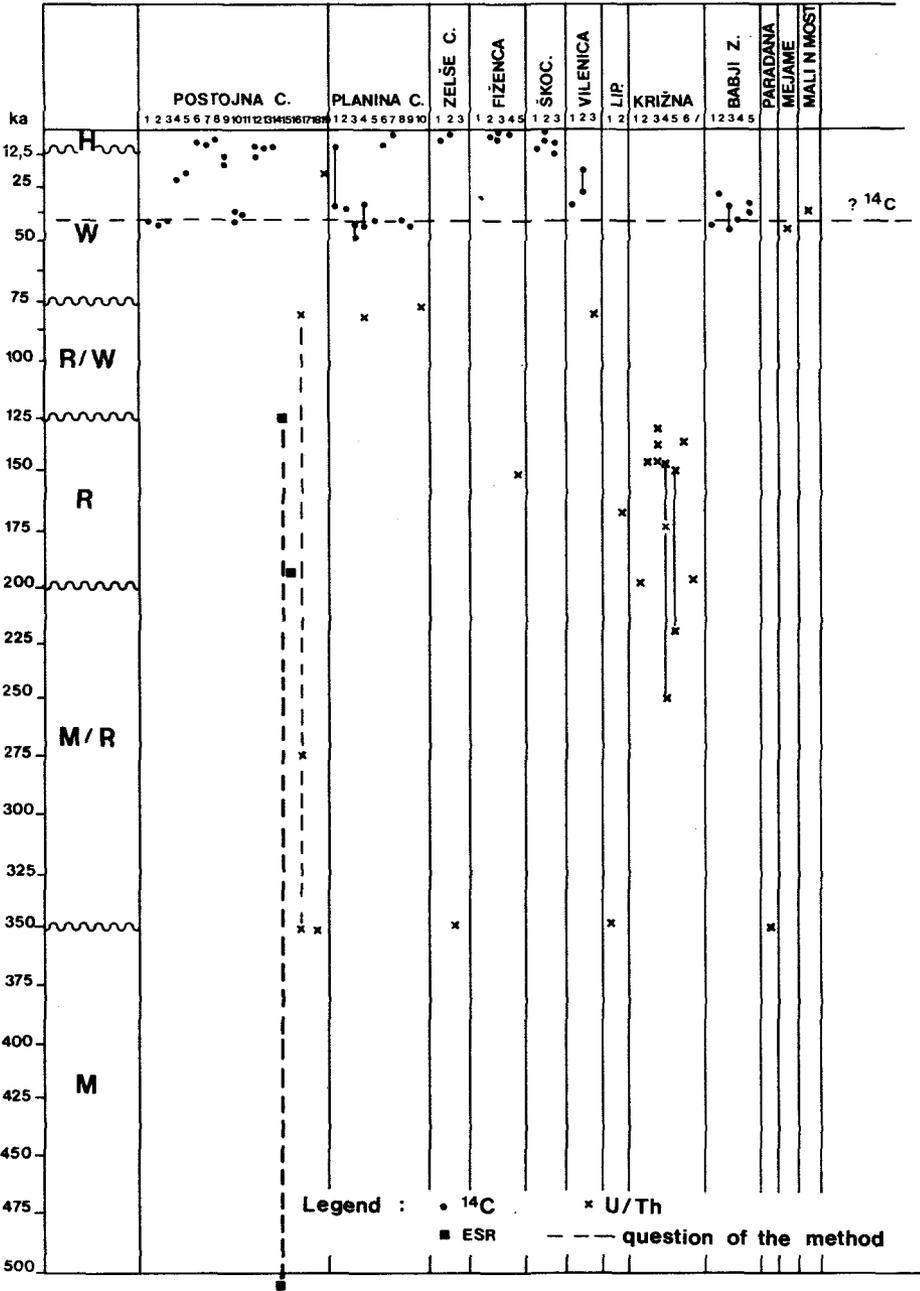


Figure 3: Revue of all datations from Slovenia
 Slika 3: Rezultati vsch datacij iz Slovenije

DATACIJA SIG V SLOVENIJI

Na povabilo prof. dr. C.D.Forda, sem bila od 2.2. do 1.5. 1991 na izpopolnjevanju na McMaster University v Hamilton, Kanada. Sprejeli so me na oddelku za geologijo, pri prof. dr. H.P.Schwarzcu, kjer so razvili metodo določanja starosti sig s pomočjo U in Th in so na tem področju vodilni v svetu. Vse laboratorijske stroške so mi krili na univerzi v Hamiltonu, za kar se jim najlepše zahvaljujem. Laboratorij je opremljen za ekstrakcijo urana in torija iz sig ter z alfa spektrometrom znamke Northern za merjenje njihovih koncentracij.

Moj namen je bil spoznati metode določanja starosti sig z U/Th od priprave vzorca do ugotavljanja deleža U in Th v sigi. Za praktičen preskus sem vzela s seboj nekaj vzorcev sig iz Slovenije. te metode pri nas še nihče ni uporabljal. Z njo pa so v Hamiltonu do sedaj analizirali tudi že 14 vzorcev sig iz Slovenije. Določanje starosti sig je pomembno, ker omogoča kronološko opredelitev sedimentacijskih pogojev in spremembe v jamah in s tem posredno spoznamo časovni razvoj krasa in spremembe v kraškem okolju.

OPIS METODE

(po GASCOYNE M., SCHWARZ H.P. & FORD D.C., 1978)

Za določitev starosti sige glede na razmerje ^{234}U in ^{230}Th , je treba U in Th ločiti iz vzorca in narediti njun koncentrat. Ekstrakcija U in Th iz enega vzorca traja okrog 14 dni. Iz tehničnih razlogov ne obdelujemo več kot 5 vzorcev hkrati.

Vzorci za analizo najprej mehansko očistimo, jih raztopimo s koncentrirano HNO_3 . Nato dodamo spike $^{228}\text{Th}/^{232}\text{U}$ ter Fe-klorid. Iz raztopine odfiltriramo glino in dodamo amonijev hidroksid, da dobimo rjavo usedlino, ki ima vezan nase U in Th. Precipitat odstranimo iz raztopine in ga raztopimo s koncentrirano HCl. V naslednji stopnji odstranimo z etrom Fe. Potem z anionskim in kationskim izmenjevalcem iz raztopine ločimo U in Th ter ju nanesimo na jeklene ploščice. Te ploščice vložimo v alfa spektrometer in izmerimo deleže U in Th.

Primarni izvor urana in torija je geokemijski cikel pri preperevanju felzičnih magmatskih kamnin. $\text{Th}^{(IV)}$ je zaradi zelo nizke topnosti skoraj ves izključen iz podzemeljskega kroženja vode in s tem iz možnosti obarjanja iz teh vod. Zelo hitro se veže z glinenimi minerali in delčki sedimentov. Uran je takoj oksidiran iz +4 v +6 obliko in tvori topljiv UO_2^{2+} ion, ki je lahko prenosljiv v raztopini ter pogosto tvori anionski kompleks s karbonati $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$. Poznejša izguba CO_2 in sosedanje s CaCO_3 v morskem okolju tvori karbonatne sedimente, ki vsebujejo 2-4 ppm U in manj kot 0.1 ppm Th. Na drugi strani so klastični sedimenti bogatani z Th in vsebujejo tudi nekaj U in ta lahko kontaminirata karbonatne sedimente. Organske usedline so pogosto bogatene z U zaradi visoke topljivosti U v kislih okoljih in zaradi tendence U po absorpciji

v organskih spojinah. Pri eroziji sedimentnih kamnin je U s preperevanjem spet mobiliziran in odnešen v podzemeljski vodni sistem. V področjih z apnencem se lahko pojavi drugi krog usedanja, ko voda v jamah z izgubo CO₂ izloča kalcit. V tej vodi in novo nastalem kalcitu opazujemo cepitev ²³⁸U in ²³⁴U. Normalno je kemijsko nemogoče, vendar proces tu poteka, ker ²³⁴U zasede mesta v kristalni mreži, ki je bila poškodovana z radioaktivnim žarčenjem pri razpadu ²³⁸U. V sladkih vodah razmerje ²³⁴U/²³⁸U variira med 1.0 in 12, oceanska voda ima razmerje 1.14±0.02. Koncentracija U v sigi je odvisna od vsebnosti U v krovnih kamninah, od morebitne prisotnosti organskih skrilavcev, od časa zadrževanja vode v podzemlju, od koncentracije CO₂ in hitrosti razplinjevanja jame. V sigah so bile najdene koncentracije urana med 0.01 ppm in več kot 90 ppm, toda večina vsebnosti urana je v območju od 0.1 do 2 ppm.

V datacijske namene se lahko uporabi naslednje razpadne sheme U:

	razpad v	razpadni čas
1.	²³⁵ U ----- ²³¹ Pa	v 200.000 letih, samo v sigah bogatih z U
2.	²³⁸ U ----- ²³⁴ U	v 1.5 milijona let, ne poznamo pa njunega začetnega razmerja
3.	²³⁴ U ----- ²³⁰ Th	v 350.000 let, odvisno od začetnega deleža ²³⁴ U

1. Metoda ²³¹Pa/²³⁵U

Problem prve metode je v tem, ker se zaradi nizkega relativnega deleža ²³⁵U, razmerje ²³⁸U/²³⁵U = 137.9, lahko to datacijo uporablja samo za datacije z U bogatih sig, seveda v razmerju z razpadnim produktom ²³¹Pa. Ta metoda je uporabna do 200 000 let nazaj.

2. Metoda ²³⁴U/²³⁸U

Delež ²³⁴U napram ravnotežju z ²³⁸U je razvidno iz naslednje enačbe:

$$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t - 1 = \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_0 - 1 \cdot e^{-\lambda_{234}t}$$

$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t$	-	merjeno aktivnostno razmerje
$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_0$	-	začetno razmerje pri odložitvi
λ_{234}	-	razpadna konstanta ²³⁴ U
t	-	čas od odložitve do meritve

Glavna neugodnost te metode je, da zahteva natančno poznavanje začetnega razmerja ²³⁴U in ²³⁸U. Kot je bilo že to prej omenjeno, to razmerje zelo varira v večini sladkovodnih sistemov, tako da prevzem

vrednosti za sedanjjo prenikajočo vodo, za datiranje fosilnih sig, ni primerno. Razmerje $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ se lahko spremeni pri vsaki prekritvi in nadaljnji rasti sige.

3. Metoda $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$

Metoda sloni na dejstvu, da se v sigah odloži nepomembna količina ^{230}Th . Njegova prisotnost v sigah je odvisna od "in situ" razpadlih ^{234}U in ^{238}U , ki sta se precipitirala skupaj s kalcitom, zato ju je več v starejših sigah.

Enačba razmerja med vsebnostjo ^{230}Th in starostjo sige je seveda mnogo bolj kompleksna kot pri prejšnji metodi. ^{230}Th izvira lahko tudi iz pribitka ^{234}U , zato je tudi to treba upoštevati.

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right)_t = (1 - e^{-\lambda_{230}t}) / \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t + (\lambda_{230} / (\lambda_{230} - \lambda_{234})) \cdot (1 - (1 / \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t) \cdot (1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t}))$$

$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right)_t$ in $\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t$ - merjeni aktivnostni ravnotežji t let po odložitvi λ_{230} - razpadna konstanta ^{230}Th

Če sta v kalcitu zaradi poplav prisotna pesek ali glina, se lahko pojavi kontaminacija z detritičnim ^{230}Th . Ta teži k povečanju prave starosti. ^{230}Th pojavlja skupaj s ^{232}Th , katerega prisotnost se da ugotoviti v spektru in ga je zato mogoče upoštevati. To seveda ni enostavno, ker je razmerje $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ v sedimentih zelo odvisno od izvora, starosti in tipa sedimenta.

DATIRANJE SIG Z U/TH METODO NA MCMASTER UNIVERSITY (1991), KANADA

Za analizo smo izbrali 22 vzorcev iz različnih slovenskih jam, slika 1. Od tega je pet vzorcev vsebovalo premajhne količine Th ali U za detekcijo, dva od vzorcev pa sta bila ponovljena, tabela 2.

Postojnska jama, Pisani rov

Stalaktit Po 1

Na stropu za posedenim stebrom v Pisanem rovu, na višini 532 m, je več stalaktitov, nekateri od njih so odpadli. Na stropu so njihove baze. V njih so lepo vidne generacije sige z vmesnimi poplavnimi ilovicami. Ker baze niso primerne za vzorčevanje smo vzorce za analize vzeli iz meter dolgega korenastega stalaktita. V sredini stalaktita je rdečkasto rjavo jedro, ki je bilo erodirano, ob njem je tudi že erodiran ostanek rjave sige. Okrog teh dveh je debelejši obroč rjavo bele precej porozne sige, ki vsebuje tudi veliko gline. Siga je obrobljena z nekaj milimetri rjave poplavne ilovice. Naslednji obroč je iz bele čiste sige, ki ga obdaja druga plast poplavne ilovice, nato sledi nova plast bele sige in ilovice, ki

ga obdaja zunanji obroč čiste bele sige. Presek stalaktita je prikazan na sliki 2.

Rdečkasto rjavo jedro Po 1/1 ne vsebuje glinenih primesi. Starost se ni dala določiti, je pa večja od 350.000 let.

Rjava siga Po 1/2 je vsebovala veliko glin, vendar se je pri filtriranju dala lepo odstraniti. Določena starost je 269.400 let (+130.300, -80.800).

Rjavo bela porozna siga Po 1/3 je tudi vsebovala veliko glin, ki se je tudi dala lepo odstraniti. Starost je določena na 76.000 let (+24.900, -21.900). Vzorcem Po 1/4., Po 1/5. in Po 1/6. starosti nismo mogli določiti zaradi prenizke vsebnosti urana.

Tik ob analiziranem stalaktitu so pred leti vzeli vzorce za analize z ESR metodo (IKEYA, MIKI & GOSPODARIČ, 1983). Rdečemu jedru so določili starost 530.000 let. Ta siga je verjetno zrastle v enem od mindelskih interglacialov in je bila že v mindlu tudi erodirana. Rjava siga ob rdeči je iz mindel-riške medledene dobe in je bila tudi erodirana, verjetno v risu, saj je naslednja rjavo bela siga iz riško-würmske medledene dobe. Ta siga je precej porozna in vsebuje veliko glinenega materiala, kar kaže na vmesne občasne poplave. Okrog te sige je približno 2 mm debel obroč poplavne ilovice, ki se je glede na prejšnje datacije verjetno odložila v starejšem würmu. Naslednji trije obroči sige, ki niso datirani zaradi premajhne količine urana, so glede na menjavanje poplavne ilovice in sige iz würmskih interglacialov. Obroča poplavne ilovice sta iz srednjega in mlajšega würma. Zadnji obroč sige je verjetno zrastle po zadnji poledenitvi. Zadnje tri obroče sige bi bilo dobro datirati s ^{14}C in preveriti naše domneve.

Iz Podorne dvorane Pisanega rova smo analizirali še dva vzorca. Vzorec Po 2 je z vrha stalaktita pod podrhtim blokom, zrastle je, ko je bil podrhti blok še na stropu dvorane. Vzorec Po 3, je z baze stalagmita, ki še raste na že podrhtem skalnem bloku.

Stalaktit Po 2 je sestavljen iz treh plasti sige z dvema vmesnima plastema poplavne ilovice. Na žalost se tudi ta starost ni dala določiti. Po podobnosti sige in vmesnih poplavnih ilovic s stalaktitom Po 1 sklepam, da je Po 2 mlajši od 76.000 let.

Stalagmitu Po 3 je določena starost 19.900 let (+25.200, -24.700). Iz tega sledi, da je podor nastal verjetno v starejšem ali srednjem würmu, stalagmit na podornem bloku je torej začel rasti pred zadnjim würmskim glacialom.

Zelške jame

Iz Blatnega rova Zelških jam na višini 523 m, je bil analiziran vrh stalagmita, ki je bil prekrit s poplavno ilovico. V sigi je bilo veliko glinenega materiala, ki pa se je ves dal lepo odstraniti. Vrh stalagmita je starejši od 350.000 let, poplavna ilovica v tem rovu je torej mlajša.

V udornici pod Malim naravnim mostom je na steni v višini 520 m precej sige, ki je prekriva mah. Vzorec je iz sredine te sige in je star 35.000 let (+13.100, -12.400). To kaže, da je udornica starejša, saj je

mah potreboval svetlobo za svojo rast, сига pa se je pod steno izločala v interglacialu med starejšim in srednjim würmom.

Fiženca

Na višini 539 m v Fiženci je manjša dvoranica, kjer na steni raste rjavobela zavesa. Vzorec sige je iz stika med steno in zaveso in je star 153.900 let (+237.700, -94.600). Ta dvoranica je obstajala že v riški ledeni dobi in se je v njej tudi že odlagala сига.

Vilenica

Na desni strani pred vhomom v Fabrisov rov je na višini 300 m na rumeno poplavno ilovico odloženo nekaj milimetrov rdeče ilovice, obe prekriva rjava skorjasta сига. Nad to sigo v jami ni več opaziti rumene poplavne ilovice. Rjava skorjasta сига je stara 80.200 let (+56.900, -44.400). Iz tega lahko sklepamo, da po riško-würmski medledeni dobi v zgornjih delih Vilenice ni bilo več poplav in so rumene poplavne ilovice riške starosti, če ne celo starejše.

Lipiška jama

Pred prehodom v Kozinski rov je na višini 268 m odložena rumena poplavna ilovica, tu je najvišje v tej jami. Pokriva jo rumena laminirana сига, ki je starejša od 350.000 let.

Na višini 248 m v zgornjem delu Kozinskega rova je čez poplavno ilovico odložena skorja sige, na kateri rastejo stalagmiti. Baza odlomljenega trikotnega kapnika je staro 160.400 let (+116.900, -61.300). Ta сига je torej riška, poplavne ilovice pa so nedvomno starejše.

Mejame

Rumeno rjava сига iz Mejam je iz višine 345 m. V sigi so lepo ohranjeni drevesni listi. Starost sige je 42.100 let (+29.900, -28.000) in je torej würmska.

Velika ledenica v Paradani

Skorja rjave sige je vzeta pred Gamsovim breznom na višini 1020 m. Сига je starejša od 350.000 let.

SKLEP

Rezultati vseh datacij so podani v sliki 3. Lahko rečemo, da so novo analizirane sige starejše od onih, ki so bile datirane s ^{14}C . Res je, da s ^{14}C metodo lahko datiramo sige samo do 40.000 let. Verjetno so se zavedali meje te metode, in so zato datirali samo stratigrafsko mlajše

sig. Pokazalo se je tudi, da rezultati dobljeni s ^{14}C za vzorce starejše od 37. 000 let ne držijo in so v bistvu sige starejše.

Iz novih analiz je razvidno, da je precej vzorcev starejših od 350.000, kjer je meja te metode, zato bi bilo potrebno vzorce datirati še z ESR metodo. Ostale pa bi bilo potrebno še ponoviti z U/Th metodo, da bi bili rezultati bolj zanesljivi.

Za razumevanje dogajanj na našem krasu je potrebno nadaljevati s sistematičnimi datacijami sig.

LITERATURE - LITERATURA

- BRODAR,S., 1952: Prispevek k stratigrafiji kraških jam Pivške kotline, posebej Parske golobine. Geografski vestnik,24, 43-76, Ljubljana.
- BRODAR,S., 1956: Ein Beitrag zum Karstpaläolithicum in Nordwestliche Jugoslawien. Actes du IVe Congrès International du Quaternaire,2,737-742, Roma.
- GASKOYNE,M., SCHWARCZ,H.P. & FORD,D.C., 1978: Uranium Series Dating and Stable Isotope Studies of Speleothems: Part I. Theory and techniques. British Cave Research Association,5, 2,91-III, s.l..
- GOSPODARIČ,R., 1972: Prvi podatki o absolutni starosti sige v Postojnski jami na podlagi ^{14}C . Naše jame, 13, 91-98, Ljubljana.
- GOSPODARIČ,R., 1976: Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskem polju v kvartarju. Acta carsologica,7,8-135, Ljubljana.
- GOSPODARIČ,R., 1977: Generacije sige v nekaterih kraških jamah. Geografija krasa, Poročila 1977, 1-31, IZRK SAZU Postojna.
- GOSPODARIČ,R., 1981: Die Entwicklung der Karsthöhlen in der Umgebung von Postojna im jüngeren Pleistozän. International Speleological Meeting, Second in Greece(1971),219-229, Athens.
- GOSPODARIČ,R., 1985: O speleogenezi Divaške jame in Trhlovec. Acta carsologica,13,5-32, Ljubljana.
- GOSPODARIČ,R., 1988: Paleoclimatic record of cave sediments from Postojna karst. Annales de la Société géologique de Belgique,t.111,91-95, Liège.
- HABIČ,P., 1982: Pregledna speleološka karta Slovenije. Acta carsologica,10,5-22, Ljubljana.
- FORD,C.D., GOSPODARIČ,R., 1989: U series dating studies of Ursus speleaus deposits in Križna jama, Slovenia. Acta carsologica, 18,39-51, Ljubljana.
- FRANKE,H.,GEYH,M., 1971: ^{14}C - Datierungen von Kalksinter aus slowenischen Höhlen. Der Aufschluss,22,7-8,235-237, s.l..
- IKEYA,M., MIKI,T. & GOSPODARIČ,R., 1983: ESR Dating of Postojna Cave Stalactite. Acta carsologica,11(1982),117-130, Ljubljana.

**GEOLOŠKE RAZMERE V PODORNIH DVORANAH
VZHODNEGA ROVA PREDJAME***

**GEOLOGICAL SETTING OF COLLAPSED CHAMBERS IN
VZHODNI ROV IN PREDJAMA CAVE***

S T A N K A Š E B E L A - J O Ž E Č A R

Izvleček

UDK 551.442 (497.12)

Šebela, Stanka & Čar, Jože: Geološke razmere v podornih dvoranh Vzhodnega rova Predjame

Podorne dvorane v Vzhodnem rovu Predjame so nastale v širši Predjamski prelomni coni, ki poteka v dinarski smeri NW-SE. Dve pomembnejši prelomni ploskvi ožjega Severjevega preloma omejujeta notranjo prelomno cono, ki se po zdrobljenosti menja v vertikalni in horizontalni smeri do tektonske breče in glince. Podorne dvorane so v območjih največje pretrtosti zgornjekrednega apnenca. Severno in južno od notranje prelomne cone je zunanja prelomna cona s porušeno in razpoklinsko pretrtostjo. Severjev prelom, v širši prelomni coni Predjamskega preloma, seka starejše narivne deformacije. Pretrte cone so bile do sedaj znane in opisane le na površju, tokrat pa smo jih prvič obravnavali tudi v kraškem podzemlju.

Ključne besede: tektonika, pretrte cone (zdrobljene, porušene in razpoklinske), notranja in zunanja prelomna cona, podorne dvorane, litologija, Predjama, Slovenija.

Abstract

UDC 551.442 (497.12)

Šebela, Stanka & Čar, Jože.: Geological setting of collapsed chambers in Vzhodni rov in Predjama cave

Collapsed chambers in Vzhodni rov in Predjama cave are formed in broader Predjama fault zone in dinaric direction NW-SE. Two important fault planes within narrower area of Sever fault border internal fault zone, alternating the crush in vertical and horizontal direction up to degree of tectonic breccia and clay. Collapsed chambers are in the most crushed zones of Upper Cretaceous limestone. North and south from the internal fault zone lies external fault zone with crushed and fissured zones. Sever fault, in wide Predjama fault zone, crosses older overthrust deformations. Till now the crushed zones were described from the surface only, now they are treated in karst underground for the first time.

Key words: tectonics, crushed zones (fissured, crushed and broken), internal and external fault zone, collapsed chambers, lithology, Predjama cave, Slovenia.

Naslov - Address

Mag. Stanka Šebela
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
66230 Postojna, Titov trg 2
Slovenija

Dr. Jože Čar
RE, Rudnik živega srebra Idrija
Kapetana Mihevcva 15
65280 Idrija
Slovenija

* Prispevek ni bil predstavljen na okrogli mizi in je dodan k 20. številki Acta carsologica

The contribution was not reported on the Round table and is annexed to 20th volume of Acta carsologica

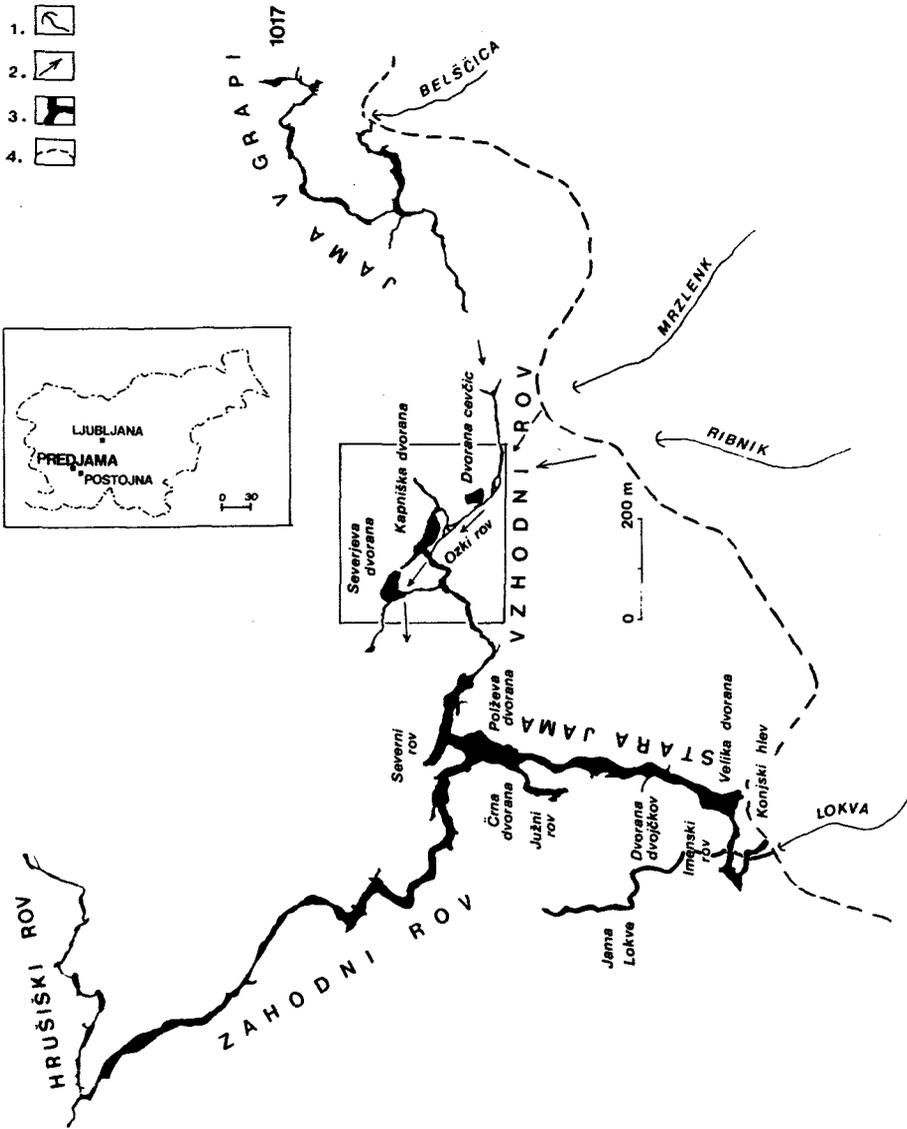
PROBLEMATIKA

V zadnjem desetletju je bilo pri preučevanju kraškega reliefa vpeljana takoimenovano detajlno tektonsko-litološko kartiranje apnenčevih kraških terenov v merilu 1:5.000 (J.ČAR,1982,1986; J.ČAR & R.GOSPODARIČ,1984). Glede na stopnjo tektonske pretrtosti kamnin so bile definirane zdrobljene, porušene in razpoklinske cone (J.ČAR,1982). Pri tem je bila ugotovljena odločujoča genetska povezanost med posameznimi conami in različnimi kraškimi morfološki oblikami (J.ČAR,1986). Prav tako je podrobno tektonsko-litološko kartiranje pokazalo, da so na določene pretrte cone vezani tudi požiralni sistemi na obrobju Planinskega polja, kakor tudi udornice in vhodi v številne podzemске jame med Planinskim poljem in Pivško kotlino (J.ČAR,1982;J.ČAR & R.GOSPODARIČ,1984). Iz tega smo upravičeno domnevali tudi genetsko povezanost med različnimi pretrtimi conami ter oblikovanostjo in potekom podzemskih prostorov. Z željo, da bi to domnevo potrdili, smo se lotili podrobnega kartiranja podornih dvoran v Vzhodnem rovu Predjamskega sistema z enakimi kriteriji, kot smo doslej geološko študirali različne pretrte cone na površini. V tem prispevku podajamo prve rezultate teh raziskav.

MORFOLOŠKI IN HIDROGRAFSKI ORIS PREDJAME

Predjama ali Jama pod gradom, kat.št. 734, je od Postojne oddaljena okrog 7 km zračne črte proti severozahodu (slika 1). Začenja se na kontaktu krednega apnenca in eocenskega fliša in je razvita v treh nadstropjih. Najvišja etaža je v nadmorski višini 539 m in jo sestavljata Fiženca (dolžina 280 m) in Erazmova luknja (20 m). Iz Fiženca je strm dostop v srednje nadstropje, ki se začenja s Konjskim hlevom v nadmorski višini 490 m.Ta etaža je sestavljena iz Stare jame, Vzhodnega in Zahodnega ter Hrušiškega rova (slika 1), njena dolžina je 6482 m (KATASTER JAM).

Najnižje nadstropje, do katerega je prav tako možen dostop iz višje etaže, se začenja s ponorno jamo Lokve v nadmorski višini 462 m (slika 1). Dolžina ponora Lokve do sifona je 158 m, potapljaško raziskani del za sifonom pa meri še 531 m. Skupna dolžina znanih rogov Predjame je 7571 m (KATASTER JAM).



Sl. 1. Hidrografska skica srednjega in spodnjega nadstropja Predjame ter Jame v grapi: 1-ponor, 2-smer vodnega toka, 3-jamski rovi, 4-strmo morfološko pobočje

Fig. 1. Hydrographical sketch of middle and lower level in Predjama and in Jama v grapi caves: 1-sinkhole, 2-direction of wather flow, 3-cave passages, 4-steep morphological slope.

V drugi polovici Vzhodnega rova se začno podorne dvorane, ki predstavljajo ene od največjih prostorov v Predjami. Severjeva dvorana je dolga 70 m, široka pa od 10 do 40 m. Najnižji del dvorane ima koto 456 m. V tem delu teče potoček, ki na vzhodni strani dvorane izvira, na zahodni pa ponika. Dolžina Kapniške dvorane je 130 m, pri čemer je upoštevan tudi severozahodni rov, ki je precej manjši od dvorane. Nadmorska višina v skrajnem severozahodnem delu je 474 m, v osrednjem dvoranskem prostoru pa 499 m. Širina Kapniške dvorane je 10 do 30 m. Dvorana cevčic je dolga 50 m in široka do 30 m. Višina te dvorane je 40 m (F.HABE,1970).

Od voda, ki pritekajo in so oblikovale podzemeljske prostore Predjame, je potrebno omeniti rečico Lokvo, ki ponika pod 120 m visoko navpično apnenčasto steno v že omenjeno najnižje nadstropje jame. Lokva priteka s flišnega površja in ima dva pomembnejša pritoka z juga in zahoda. Po približno 13 km prihaja voda na dan v izvirih Vipave. Že J.V. VALVASOR (1689) je vedel za povezavo Lokve z izviri Vipave, z barvanjem pa je bila dokazana šele leta 1961 (F.HABE, 1963).

Okrog 800 m proti vzhodu sta tudi potoka Ribnik in Mrzlenk, ki ponikata pod Bukovjem v slepi dolini v nadmorski višini 506 m (slika 1). Vode teh dveh potočkov pritekajo v Vzhodni rov, in sicer okrog 50 m vzhodno od Dvorane cevčic (F.HABE,1970). Prvi sifon na koncu Vzhodnega rova je v nadmorski višini 472 m in predstavlja pritočni sifon Belščice, ki ponika okrog 1,5 km vzhodno od Lokve v Jamo v grapi, kat.št. 1017.(slika 1).

Če pogledamo širše področje Pivške kotline, vidimo, da predstavlja nadmorska višina ponora Lokve (462 m) najnižji odtok iz kotline. Po novejših ugotovitvah (P.HABIČ, 1989) se celo del kraške Pivke podzemeljsko odvodnjava pod flišem v izvire Vipave. Vzrok temu lahko iščemo v zapleteni tektonski zgradbi tega ozemlja, pa tudi v razliki med prepustnostjo fliša in karbonatnih plasti.

METODIKA DELA

S podrobnejšim kartiranjem tektonsko pretrtih con in litoloških značilnosti karbonatnih kamnin je možno deliti pretrta območja na zdrobljene, porušene in razpoklinske cone (J.ČAR,1982).

Zdrobljena cona je bolj ali manj širok pas tektonsko močno pretrtih kamnin. Ločimo notranji del zdrobljene cone, ki je omejena z mejnima prelomnima ploskvama in zunanji del s postopnimi prehodi v manj pretrte kamnine. Po notranji zdrobljeni coni vijuga glavna prelomna ploskev. V apnencih gradijo notranji del zdrobljene cone apnenčeve breče in miloniti, ki so slabo prepustni in predstavljajo lokalne hidrogeološke pregrade.

Za porušene cone je značilen gost sistem kaotično razporejenih krajših ali daljših prelomnih ploskev. Pretrt pas kamnin je razdeljen v centimeterske do več 10 metrske bloke, ki so nesprijeti ali delno kalcitizirani z infiltrirano *terro rosso*. Porušene cone so običajno dobro prepustne.

Razpoklinske cone imenujemo tudi do več sto metrov široke bolj ali manj goste sisteme približno vzporednih razpok. Premiki so ob razpoklinskih conah neznatni, zato so vpadi in potek plasti enaki kot v širši okolici. Razpoklinske cone so odlično prepustne in predstavljajo pomembne hidrološke prevodnice v kraških terenih.

Razdelitev prelomne cone na notranjo in zunanjo smo povzeli po L. PLACERJU (1982).

GEOLOŠKI PODATKI

Obravnavani del Predjamskega sistema je v celoti v zgornjekrednem apnencu in sicer iz turonija (K_2^2) in senonija (K_2^3). Na geološki karti list Postojna so apnenci združeni v eno stratigrafsko enoto sivega rudistnega apnenca s slabo določljivo radiolitno favno in neznačilno mikrofavno. Debelina zgornjekrednih apnencev je 1000 m (S.BUSER, K.GRAD & M.PLENIČAR, 1967).

Glede na širše področje predstavlja Predjama v tektonskem, hidrološkem pa tudi stratigrafskem smislu, zanimiv teren, ki ga lahko uvrščamo v širšo dinarsko prelomno cono Predjamskega preloma. Starejše narivne deformacije so prekinjene z mlajšimi predvsem dinarsko usmerjenimi prelomnimi deformacijami.

Pojmovanje Predjamskega preloma je bilo v zgodovini različno. Tako je F. KOSSMAT (1905,1913) razlagal Nanos in Hrušico kot enoten blok, ki je na jugu narinjen na fliš Pivške kotline in na kredne sklade Postojnskega ravnika. Zanj je Predjamski prelom ta narivna ploskev. Tudi J.RUS (1925) in F.HABE (1970) imenujeta Predjamski prelom kontaktno ploskev mezozojskih kamnin in fliša.

Po Tolmaču lista Postojna (M.PLENIČAR,1970) pripada ozemlje okrog Predjame k tektonski enoti Javorniško-snežniških grud, na katere je na severu narinjena tektonska enota Hrušice. Na jugu leži fliš Postojnske in Pivške kadunje, na zahodu pa Nanos, ki je od Hrušice ločen s Predjamskim prelomom. Ta pride iz doline Bele in poteka dalje proti jugovzhodu od Predjame pri Bukovju. M.PLENIČAR (1970) poudarja, da bi lahko sklepali, da se prelom nadaljuje proti Postojni nekje vzdolž meje med krednimi in eocenskimi skladi.

Širše področje okrog Postojne uvršča U.PREMRU (1980) v furlansko cono, ki je južni del Zunanjih Dinaridov Slovenije. V furlanski coni so še tri podcone, od katerih pripada ozemlje okrog Predjame k notranjski podconi.

U.PREMRU (1980) loči tudi narivne tektonske deformacije. Snežniško-hrušiški nariv spada v alpsko-dinarski vmesni prostor, Snežniški nariv in Postojnska sinklinala pa k Zunanjim Dinaridom. Pri tem se tektonske enote ne skladajo povsem z geosinklinalnimi strukturnimi enotami.

Narivanje v Zunanjih Dinaridih štejejo k ilirsko-pirenejskemu orogenetskemu ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom (U.PREMRU, B.OGORELEC & L.ŠRIBAR, 1977).

L.PLACER (1981) združuje Nanos in Hrušico v skupen Hrušiški pokrov, ki ga sekata Predjamski prelom na zahodu in Idrijski na vzhodu. Prvi poteka po L.PLACERJU (1981) severozahodno od Predjame po že znani trasi. Nadaljuje se po severovzhodnem robu Pivške kadunje, mimo Postojne in naprej proti jugovzhodu. Pod neotektoniko, h kateri šteje tudi Predjamski in Idrijski prelom, razume L.PLACER (1981) strme prelome v smeri NW-SE, ki sekajo narivne strukture.

Med Hrušiškim pokrovom in Snežniško narivno grudo so še Suhovrška, Debelovrška in Bukovška vmesna luska (L.PLACER, 1981). S.BUSER, K.DROBNE & R.GOSPODARIČ pa so (1976) te tri vmesne luske združili v samostojno narivno enoto.

Na ozemlju Predjame smo določali tektonsko litološke značilnosti zgornjekrednega apnenca in mlajše dinarsko usmerjene prelomne deformacije na primeru podornih dvoran Vzhodnega rova.

LITOLOŠKE ZNAČILNOSTI V OBMOČJU PODORNIH DVORAN

Vzhodni rov je razvit v krednem apnencu, ki je večinoma masiven ali debelejšje plastnat. Plastnatost je slabo izražena in jo največkrat določimo le na podlagi sedimentoloških kriterijev.

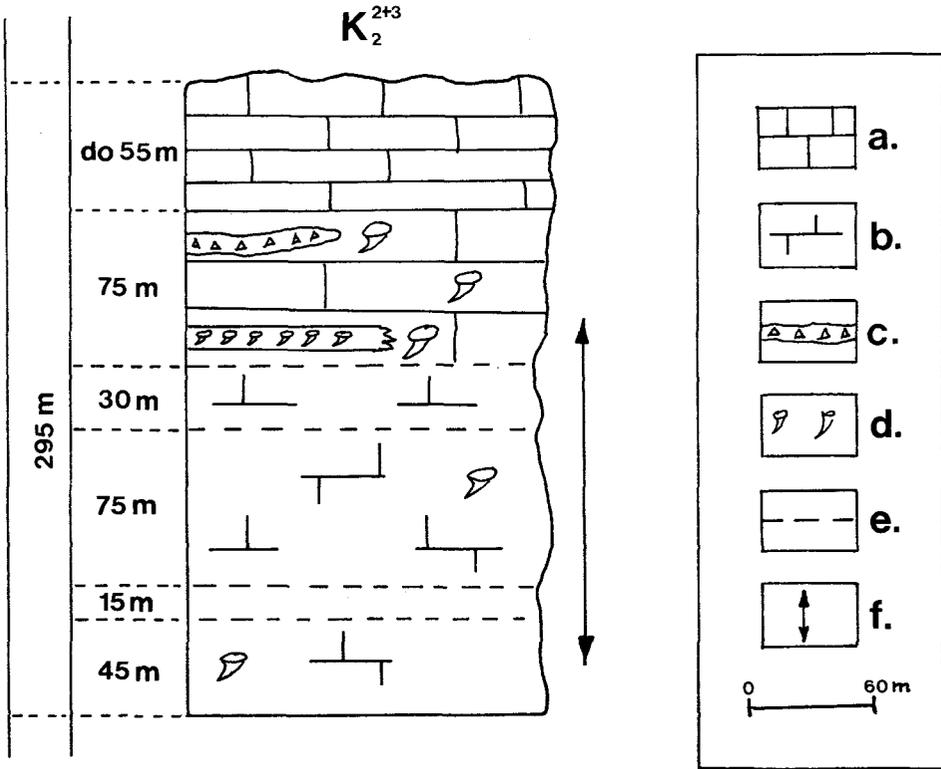
Slika 2 prikazuje litološki stolpec celotnega Vzhodnega rova, še posebno pa je označen predel jame s podornimi dvoranami. V podornih dvoranah Vzhodnega rova je vpad plasti apnenca zelo konstanten, in sicer znaša 350/30-40°. V Severjevi dvorani je debelina plasti v povprečju 1 m, najdemo pa tudi plasti debele le 30 cm in več kot 1 m. Debelina belega apnenca do Ozkega rova je okrog 75 m.

Na začetku aktivnega dela rova, to je pred Kapniško dvorano, lahko glede na položaj številnih ostankov rudistov, določimo smer vpada plasti 340/70. Kamnina je v tem delu jame mnogo bolj sive barve zaradi organskih primesi, medtem ko je v podornih dvoranah bele barve.

Rov zahodno od Kapniške dvorane se konča z manjšim podorom. Opazne so tudi plasti debeline od 10 do več 10 cm. Mikroskopska analiza je pokazala, da gre za dolomitiziran apnenec. Debelina apnenca v Kapniški dvorani je 70-150 cm. Apnenec je svetle, bele barve in vsebuje mnogo fosilnih ostankov rudistov s premerom okrog 2 cm.

Na severnem robu Dvorane cevčic je debelino plasti težko določiti, saj je jasno vidna le ena lezika. Apnenec je sicer zelo kompakten in skoraj povsem bele barve.

V Ozkem rovu gre za neplastnat apnenec, ki vsebuje precej makroskopsko opaznih fosilnih ostankov rudistov. Meje med plastmi lahko določimo po stilolitnih šivih, ki so vzporedni tudi drugim strukturnim elementom, s katerimi določamo plastnatost, kot npr. z lumakelami. V spodnjem delu litološkega stolpca (slika 2), to je od pritočnega sifona do četrte podorne dvorane, je sprva bel apnenec debeline okrog 45 m, nato je okrog 15 m sivega apnenca, potem sledi v debelini 75 m bel in belosiv apnenec. V debelini 30 m je siv apnenec, potem pa sledi še bel apnenec, v katerem je že prej omenjena temnejša, tanjša plast sivega apnenca z

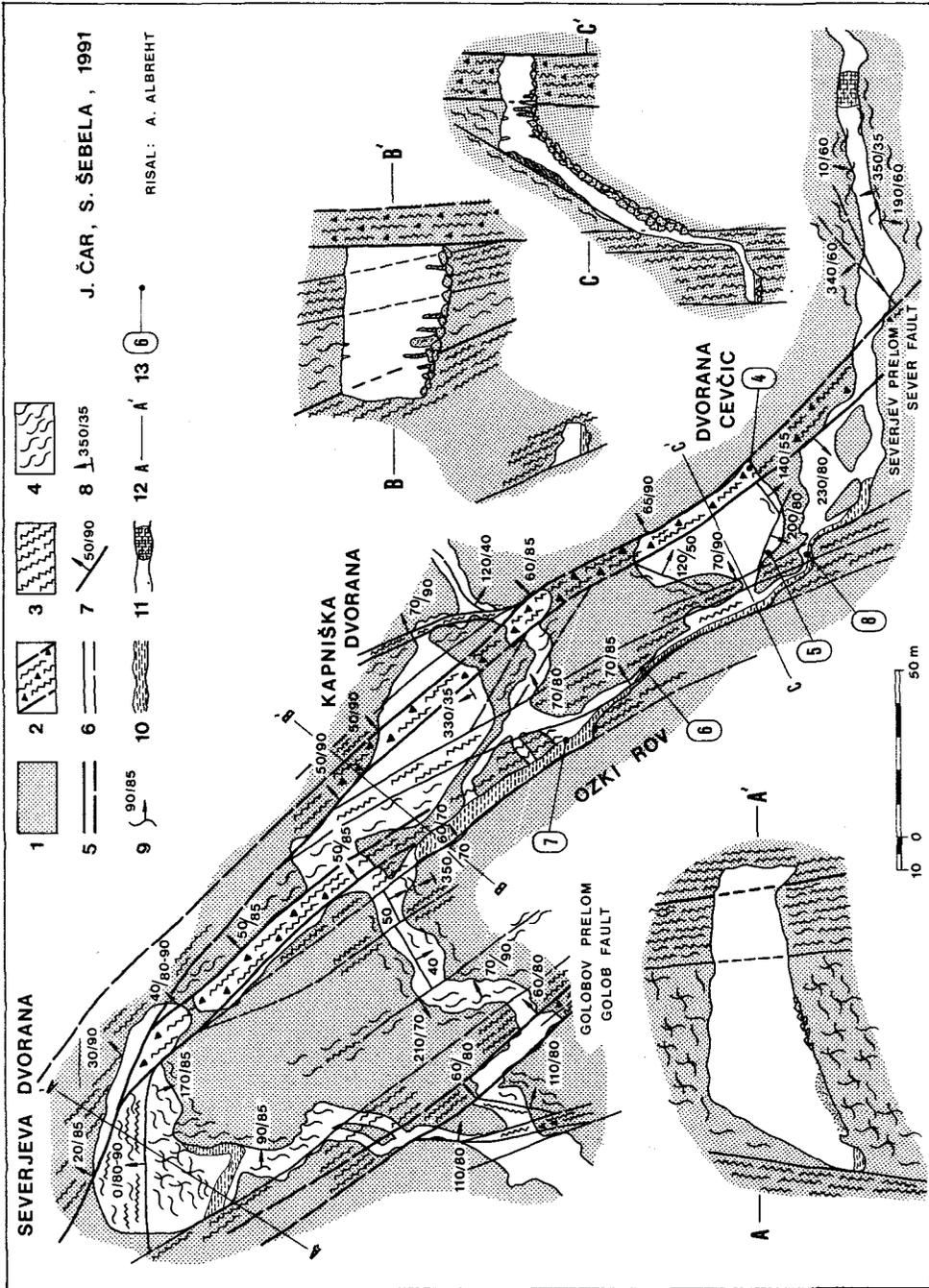


Sl. 2. Litološki stolpec Vzhodnega rova Predjame. a-plastnat apnenec, b-debeloplastnat apnenec, c-sedimentacijska breča, d-fosilni ostanki, e-strukturno ugotovljena plastnatost brez plasti, f- litostratigrafska lega podornih dvoran.

Fig. 2. Lithological column of Vzhodni rov in Predjama cave: a-bedded limestone, b-thick-bedded limestone, c-sedimentary breccia, d-fossil remains, e-structurally found beds without layers, f-lithostratigraphical position of collapsed chambers.

Sl. 3. Tektonske razmere v podornih dvoranah Vzhodnega rova Predjame: 1-neplastnat in plastnat zgornje kredni organogen apnenec, 2-zdrobljena cona, 3-porušena cona, 4-razpoklinska cona, 5-močna prelomna ploskev, 6-šibka prelomna ploskev, 7-slemenitev in vpad prelomne ploskve, 8-slemenitev in vpad plasti, 9-slemenitev in vpad razpoklinske cone, 10-voda, 11-pri-točni sifon, 12-presek rova; razmerje tloris-presek je 1:2, 13-lokacija in številka fotografskega posnetka.

Fig. 3. Tectonic setting in collapsed chambers in Vzhodni rov in Predjama cave: 1-not bedded and bedded Upper Cretaceous organogenic limestone, 2-broken zone, 3-crushed zone, 4-fissured zone, 5-strong fault zone, 6-weak fault zone, 7- strike and dip of fault plane, 8-strike and dip of beds, 9-strike and dip of fissured zone, 10-water, 11-inflow siphon, 12-cross section of channel; relation between ground-plane and cross section is 1:2, 13-location and number of photograph.

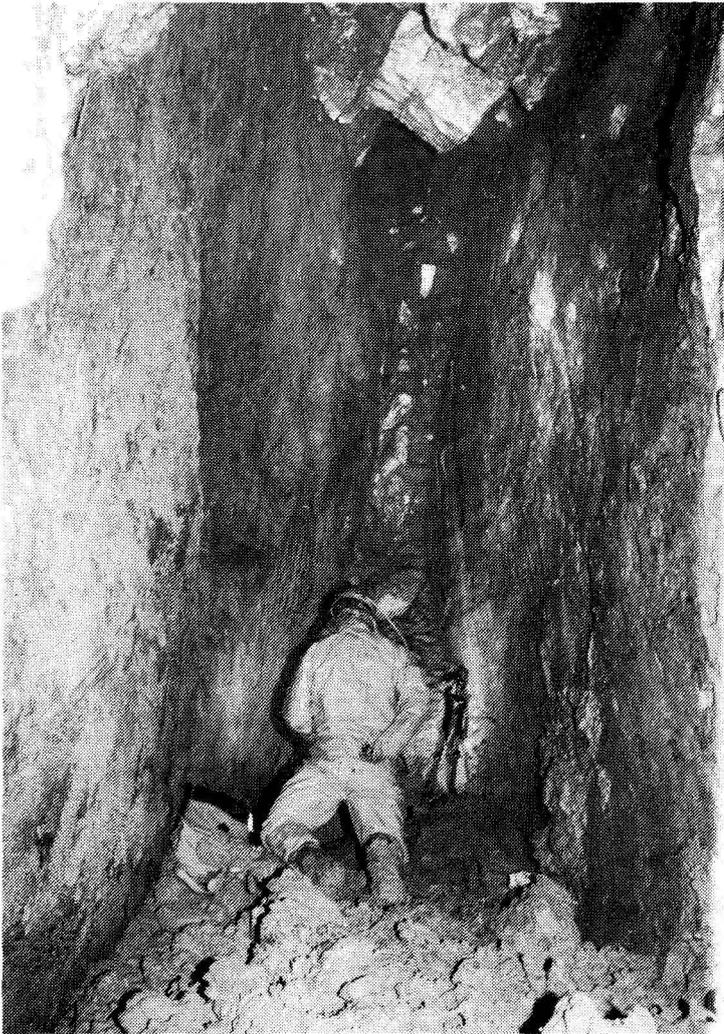


rudisti. Smer vpada plasti je proti severozahodu, vpadni kot pa znaša od 20 do 70°, povprečno pa okrog 50°.

Merljive plasti so zopet nekoliko pred sifonom. Njihova debelina je več kot 1 m. Smer vpada plasti je 340/30°.

TEKTONSKE ZNAČILNOSTI PODORNIH DVORAN

Obravnavani del Vzhodnega rova je oblikovan v ožji in širši prelomni coni preloma, ki smo ga poimenovali Severjev prelom (slika 3),



Sl. 4. Notranja prelomna cona v Dvorani cevčic

Fig. 4. Internal fault zone in Dvorana cevčic

deloma pa v vmesni pretrti coni med Severjevim prelomom in vzporednim prelomom, ki poteka jugozahodno od tod in ga imenujemo Golobov prelom. Zaradi izredno zapletene zgradbe notranje in zunanje prelomne cone Severjevega preloma, ki je lepo vidna v živoskalnih rovih vzhodnega dela Predjame, bomo v naslednjih odstavkih opozorili le na najvažnejše in najzanimivejše tektonske elemente.

Severovzhodni del Severjeve dvorane je oblikovan v notranji prelomni coni Severjevega preloma z vpadom od $20/80-90^\circ$ do $40/80-90^\circ$ (slika 3; profil A-A). Glede na razmere jugovzhodno od tod sodimo, da severovzhodna mejna prelomna ploskev poteka po kamnini severovzhodneje, v stropu dvorane vidna prelomna ploskev pa predstavlja jugozahodno mejno ploskev. V dvorani se odcepi značilna močna vezna zdrobljena in razpoklinska cona z vpadom $0/80-90^\circ$. Priključuje se na zdrobljeno - razpoklinsko cono Golobovega preloma jugozahodno od Severjeve dvorane. V njem izginja voda, ki se pretaka skozi dvorano. Južni del dvorane preprezata zelo gosta, med seboj pravokotna, razpoklinska sistema.

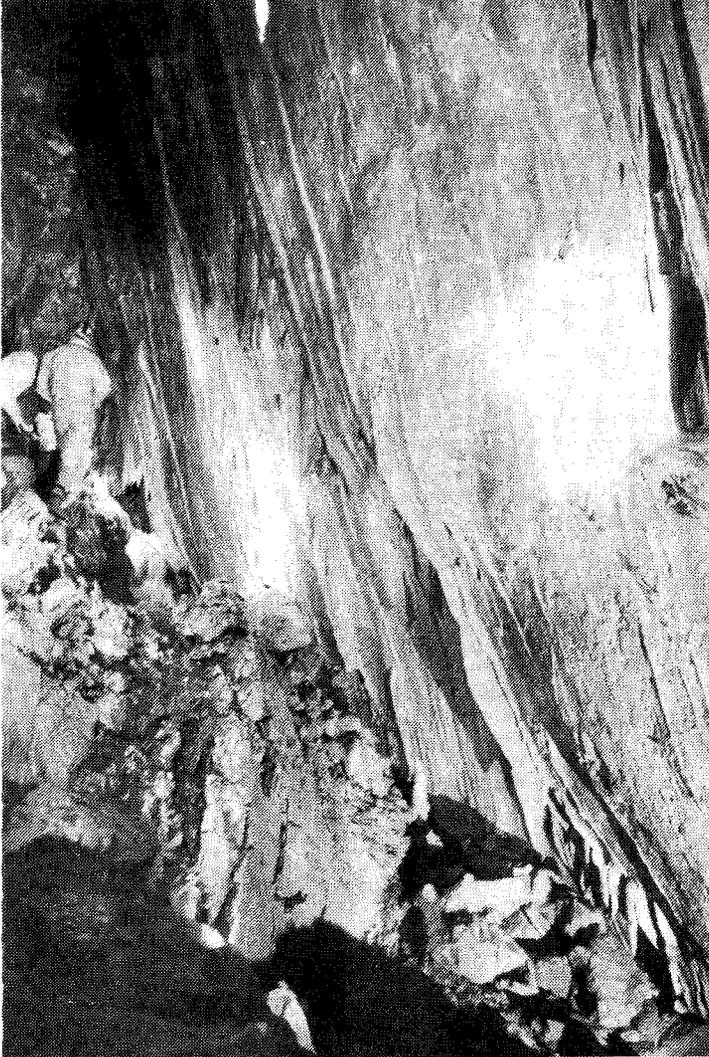
Severozahodni podaljšek Kapniške dvorane je nastal delno v zdrobljeni notranji coni Severjevega preloma, delno pa v njegovi zdrobljeni in porušeni zunanji coni. Prelomne ploskve vpadajo od 80° do 90° proti severovzhodu.

Tektonske razmere v Kapniški dvorani so zapletene, kar smo prikazali na sliki 3, profil B-B'. Notranja prelomna cona Severjevega preloma, ki se proti jugovzhodu zožuje, poteka približno po sredini dvorane. Vidni sta obe mejni ploskvi s konstantno smerjo $50/90^\circ$. Le nekaj metrov široka notranja cona tektonske breče z vpadom $60/85^\circ$ je lepo vidna v veznem rovu iz Kapniške dvorane v aktivni vodni rov. Razširitev rova na severovzhodni strani je nastala v zunanji prelomni coni v različno pretrtem apnencu. Izrazitejši je le ozek porušen do razpoklinski sistem $70/90^\circ$. Zahodni del Kapniške dvorane je oblikovan v 60 m široki pretrti coni. V severozahodnem in osrednjem delu dvorane se cona kaže še kot zunanja pretrta cona Severjevega preloma. Proti jugovzhodu se postopno odmika od glavne zdrobljene cone Severjevega preloma in se oblikuje v spremljajoči ali vezni prelom. Ali gre za prvega ali drugega bi bilo seveda mogoče ugotoviti le, če bi prelomni coni lahko sledili proti jugovzhodu, kar pa ni mogoče, saj v njej rovi niso razviti. Spremljajoči ali vezni prelom je razvit kot močna razpoklinska cona. Tu in tam opazujemo tudi brečaste vložke. Aktivni vodni rov se je oblikoval v glavnem v porušeni coni. Slemenitev in vpad se v vzdolžni smeri nekoliko spreminja, prevladuje pa $70/80^\circ$.

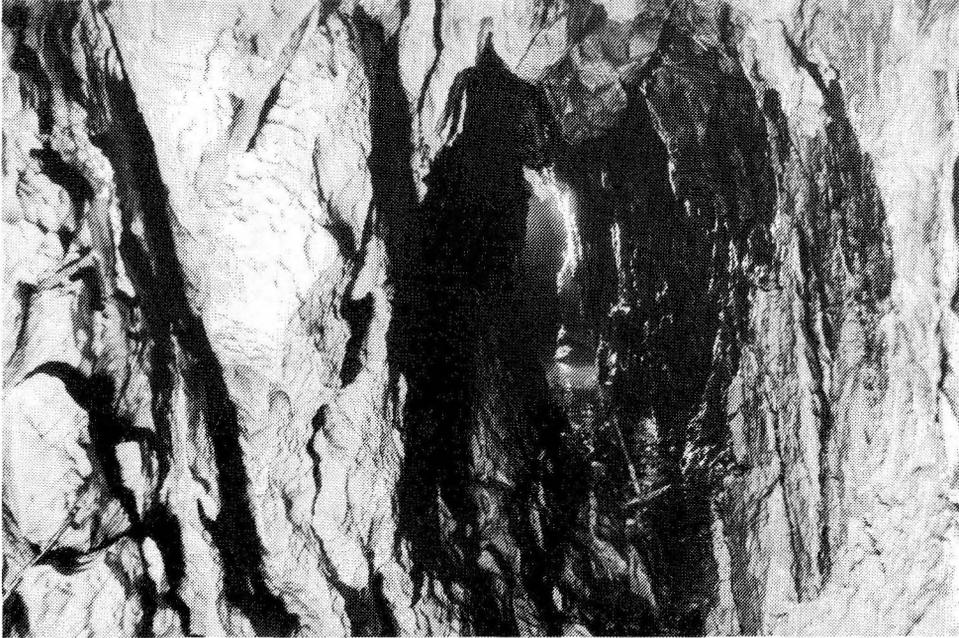
Naslednja dvorana, to je Dvorana cevčic, je zelo ilustrativen primer vpliva različnih tektonskih elementov na potek in oblikovanje rovvov. Severovzhodna stena rova je hkrati mejna prelomna ploskev notranje prelomne cone Severjevega preloma. Zdrobljena notranja cona je tu široka le okrog 2 metra in je zapolnjena s tektonsko glino in apnenečevo brečo (slika 4). Vodni del jame je oblikovan v porušeno - razpoklinski coni že omenjenega spremljajočega ali veznega preloma $70/80^\circ$ in leži kar za 15 metrov niže od zgornjega dela dvorane, kjer je vidna zdrobljena cona Severjevega preloma (slika 3, profil C-C'). Vmesna strma in nizka dvorana se je oblikovala ob strmih veznih prelomnih ploskvah, ki vpadajo od

Severjevega preloma proti aktivnemu rovu pod kotom $50-60^\circ$. S SZ in JV strani je obravnavana dvorana omejena s prelomnima ploskvama $120/50^\circ$ oziroma $140/55^\circ$ (slika 5).

Podobne razmere vladajo tudi v zakapani četrti podorni dvorani. Tu so kredni apnenci močno pretrti v 15 m široki zdrobljeni coni Severjevega preloma. Vzporedna jugozahodna prelomna cona se očitno razširi in kamnina je pretrta do močne razpoklinske cone $70/90^\circ$. Jamski pros-



Sl. 5. Prelomna ploskev, ki omejuje Dvorano cevčic
Fig. 5. Fault plane bordering Dvorana cevčic



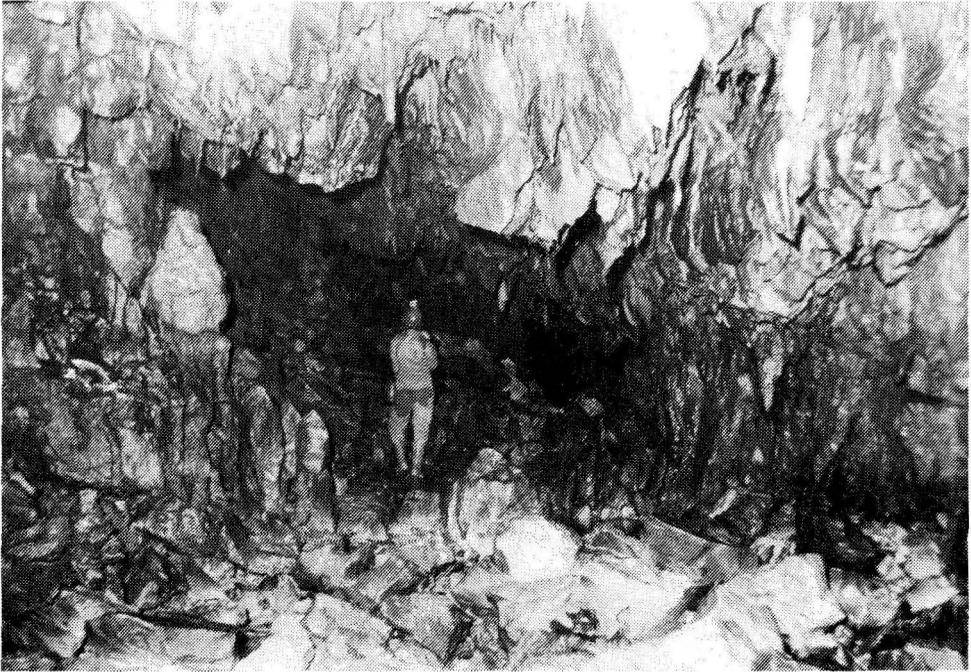
Sl. 6. Porušena cona v Ozkem rovu
Fig. 6. Crushed zone in Ozki rov

tori med obema prelomnima conama so razširjeni ob prelomu $230/40-50^\circ$.

Preostali del rova proti sifonu je tektonsko manj izrazito definiran. Delno poteka po razpoklinsko pretrti kamnini s smerjo vpada $10/60^\circ$, delno pa vzporedno s slabo izraženo plastnatostjo apnenca s smerjo vpada $350/35^\circ$.

Aktivni rov se izpod Kapniške dvorane obrne proti severozahodu in se na drugi strani vzporedne prelomne cone združi z rovom, ki se vijuga iz Severjeve dvorane. Iz slike 3 vidimo, da je vsak prevoj rova definiran z dinarsko usmerjenim prelomom. Golobov prelom pogojuje jugozahodni prevoj, kjer se rov ostro obrne proti severozahodu in je oblikovan v 12-15 m široki močni porušeni in zdrobljeni coni. Rov do prvega preloma je oblikovan ob veznem prelomu z vpadom 50° . Med 1. in 2. prelomom opazimo prelomno cono $160/40^\circ$, ki jo spremlja široka razpoklinska cona. Sledi odsek med drugim prelomom in Golobovim prelomom, kjer je razvita močna razpoklinska cona. Značilno je, da se rov obrne proti jugu tako, da poteka vzporedno z razpokami.

Podobne zakonitosti razberemo tudi iz razmer v rovu iz Severjeve dvorane. Prevoji rova so tudi v tem primeru vezani na mejne prelomne ploskve. Severni del rova je oblikovan v razpoklinski coni. Le znotraj



Sl. 7. Porušena cona v Ozkem rovu
 Fig. 7. Crushed zone in Ozki rov

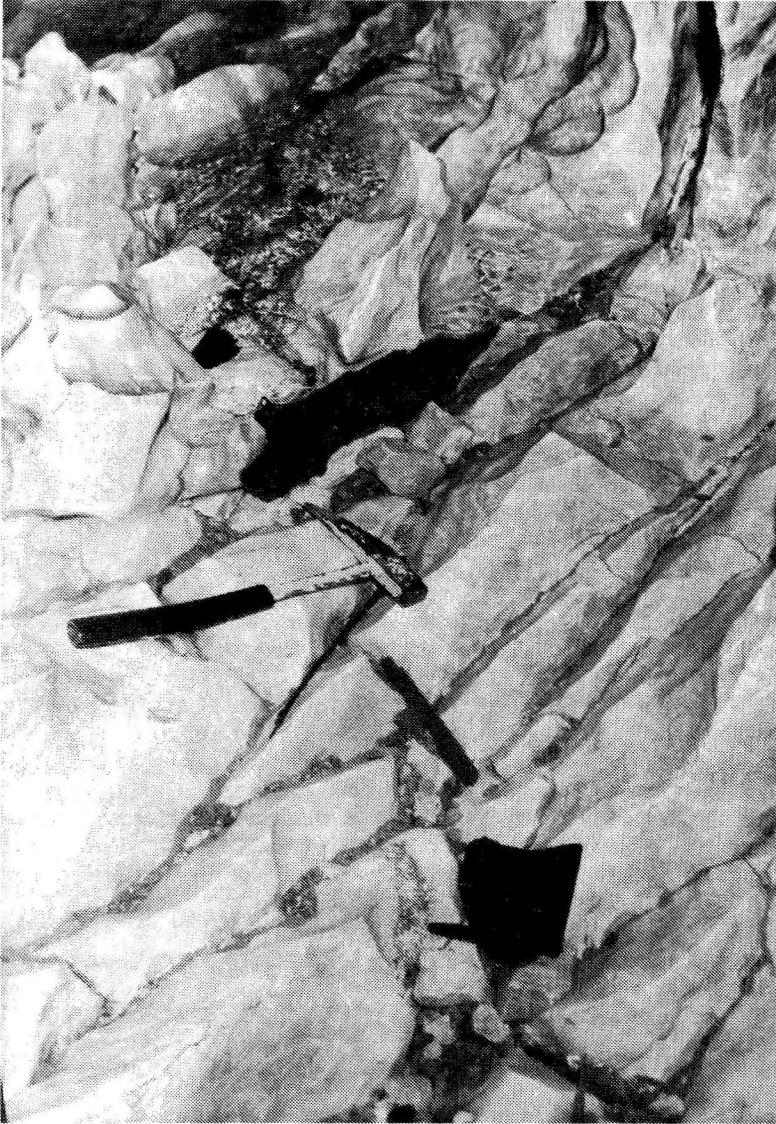
porušene cone rov ne sledi smeri cone, pač pa jo prečka bolj ali manj pravokotno na njen potek.

Ozki rov (slika 6 in 7) je razvit v izredno lepo izraženi in za vodo dobro prepustni porušeni coni. Vodni tok je večinoma vzporeden s porušeno cono, vendar pa zasledimo tudi primere, ko teče voda prečno na smer porušene cone $70/80-90^{\circ}$ (slika 8).

SKLEP

Podorne dvorane Vzhodnega rova Predjame smo podrobno tektonsko-litološko kartirali soglasno s kriteriji, ki so bili doslej uporabljeni pri kartiranju na površju (J.ČAR,1982,1986; J.ČAR & R. GOSPODARIČ, 1984,1988). Na površju je bilo kartiranje izvedeno v merilu 1:5.000, v podzemlju Predjame pa v merilu 1:1.000. Pokazalo se je, da je določanje tektonsko pretrtih con (zdrobljenih, porušeni in razpoklinskih) v jami še lažje kot na površju, saj so v jami bolj vidne.

Podorne dvorane Vzhodnega rova Predjame so nastale v širši Predjamski prelomni coni. Severjev prelom predstavlja enega od prelomov, ki je zgrajen iz notranje in zunanje prelomne cone dinarske smeri (slika 3). Širina te cone je od enega do več metrov. Zgornjekredni apnenec je



Sl. 8. Meander v Ozkem rovu
Fig. 8. Meander in Ozki rov

močno tektonsko spremenjen, tako da lahko zasledimo tektonsko brečo in glino.

Severno in južno od notranje prelomne cone je zunanja prelomna cona, ki je območje tektonsko manj pretrte kamnine. V tem delu nastopajo predvsem porušene in razpoklinske cone, ki so za vodo dobro

prepustne. Vode potočkov Mrzlenka in Ribnika ter Belščice tečejo po izredno lepo izraženi porušeni coni v Ozkem rovu.

Ker je zgornjekredni apnenec, ki gradi Vzhodni rov, v glavnem neplastnat ali debeloplastnat, je jama primerna za ugotavljanje vpliva tektonskih parametrov na obliko in potek rovo (slika 3), ne da bi nas motila stratifikacija.

V predelu Vzhodnega rova, ki smo ga kartirali so v vseh rovih vidni različni genetski tektonski elementi. Glede na zelo različne velikosti podornih dvoran in aktivnega vodnega rova sklepamo, da je moral teči prvotni vodni tok po zdrobljeni coni Severjevega preloma. Ker je bila v tem delu kamnina najmočnejše pretrta, jo je vodni tok lahko odnašal. Pri tem je prišlo tudi do pođiranja in odnašanja materiala. Tako so nastali večji prostori - podorne dvorane. Današnji aktivni vodni rov poteka po nižji porušeni ali porušeno - razpoklinski coni. Glede na mehanske značilnosti te cone se kamnina v aktivnih rovih ne ruši, ampak vodo le prevaja. Glavno pretakanje vode, in sicer proti severozahodu, pa je povezano z regionalnimi zakonitostmi. Gre za problem erozijskih baz in epigenetskih dviganj ozemlja.

LITERATURA

- BUSER, S., GRAD, K. & PLENIČAR, M. 1967: Osnovna geološka karta SFRJ Postojna 1:100000.- Zvezni geološki zavod, Beograd.
- BUSER, S., DROBNE, K. & GOSPODARIČ, R., 1976: Geology and hydrogeology.- Underground water tracing, Investigations in Slovenija 1972-1975, 27-38, Institute of Karst Research, Ljubljana.
- ČAR, J., 1982: Geološka zgradba požiralnega obrobja Planinskega polja.- Acta carsologica SAZU 10 (1981), 75-105, Ljubljana.
- ČAR, J. & R. GOSPODARIČ, 1984: O geologiji krasa med Postojno, Planino in Cerknico.- Acta Carsologica SAZU 12 (1983), 91-106, Ljubljana.
- ČAR, J., 1986: Geološke osnove oblikovanja kraškega površja.- Acta carsologica SAZU 14/15 (1985-86), 31-38, Ljubljana.
- ČAR, J. & GOSPODARIČ, R. 1988: Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka.- Acta Carsologica SAZU 17 (1988), 13-32, Ljubljana.
- HABE, F., 1970: Predjamski podzemeljski svet.- Acta Carsologica SAZU 5, 7-94, Ljubljana.
- HABE, F., 1963: Hidrološki problemi severnega roba Pivške kotline.- Treći jugoslavenski speleološki kongres (1962), 77-84, Sarajevo.
- HABIČ, P., 1989: Kraška bifurkacija Pivke na jadransko in črnomoško razvodje.- Acta carsologica SAZU 18, 233-264, Ljubljana.
- KATASTER JAM INŠTITUTA ZA RAZISKOVANJE KRASA ZRC SAZU Postojna.
- KOSSMAT, F., 1905: Erläuterungen zur geologischen Karte der Oesterr. - Ungar. Monarchie, Haidenschaft und Adelsberg, Wien.
- KOSSMAT, F., 1913: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion.- Mitt. Geol. Ges., 61-165, Wien.

- PLACER, L., 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije.- Geologija 24/1, 27-60, Ljubljana.
- PLACER, L., 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča.- Geologija 25/1, 1-208, Ljubljana.
- PLENIČAR, M., 1970: Tolmač lista Postojna. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000.- Zvezni geološki zavod Beograd, 62 str., Beograd.
- PREMRU, U., OGORELEC, B. & ŠRIBAR, L., 1977: O geološki zgradbi južne Dolenjske.- Geologija 20, 167-192, Ljubljana.
- PREMRU, U., 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije.- Geologija 23 (II), 227-278, Ljubljana.
- RUS, J., 1925: Morfogenetske skice iz notranjskih strani.- Geogr. vestnik 1, 24-29, Ljubljana.
- VALVASOR, J., V., 1689: Die Ehre des Hertzogthums Crain.- T. 4, 610 p., Laibach.

GEOLOGICAL SETTING OF COLLAPSED CHAMBERS IN VZHODNI ROV IN PREDJAMA CAVE

Summary

Since the last ten years the so-called detailed tectonic-lithologic mapping of limestone karst areas in the scale 1:5000 was introduced (J.ČAR, 1982,1986). According to degree of tectonically crushed rocks broken, crushed and fissured zones were defined (J.ČAR, 1982). Distinguishing the fault zone to internal and external one was taken from L.PLACER (1982).

By the same criteria as for geological studies of crushed zones on the surface, we started with detailed mapping of collapsed chambers in Vzhodni rov in Predjama cave in the scale 1:1000. It became evident that determination of tectonic crushed zones in the cave is much easier than on the surface, because in the cave they are more visible.

Predjama cave lies about 7 km NW from Postojna (Fig.1) and is developed in three levels. The total denivellation of all known passages in Predjama cave is 7571 m. Collapsed chambers in Vzhodni rov are in the middle level of Predjama cave (Fig.1).

Under 120 m high, vertical limestone wall river Lokva sinks in lower level of Predjama cave. In the distance of about 13 km water comes out in springs of Vipava river and so belongs to Adriatic river basin.

Altitude of sinkhole Lokva (462 m) presents the lowest drain from Pivka basin.

Studied part of Predjama cave is built by Upper Cretaceous limestone (K_2^{2-3}). Fig. 2 presents lithological column of Vzhodni rov, with specially marked part of cave with collapsed chambers.

Because of not bedded or thick bedded limestone building Vzhodni rov, the cave is convenient for determination of tectonic parametres influence to size and direction of passages (Fig.3) without interruption of stratification.

Surrounding area of Predjama cave belongs to wide dinaric NW-SE Predjama fault zone, which crosses older overthrust structures. Sever fault presents one of faults in this zone. It is built by internal and external fault zone and crosses collapsed chambers in Vzhodni rov (Fig.3).

NE part of northern collapsed chamber is formed in internal fault zone of Sever fault. In SE part of studied Vzhodni rov lies Golob fault representing broken -

fissured zone. Internal Sever fault zone crosses the second collapsed chamber Kapniška dvorana in the middle of it. There we can also find external fault zone with fissured and crushed zones. In the third collapsed chamber Dvorana cevčic the broken internal zone is 2 m wide with tectonic breccia and clay (Fig.5).

South from collapsed chambers active water channel Ozki rov lies in crushed to fissured zone (Fig.6 and 7), which is very well transmissive for water. Water flow is almost parallel to crushed zone, but meanders can also be found (Fig.8).

In the mapped part of Vzhodni rov different genetical tectonic elements are visible in all passages. According to very different sizes of collapsed chambers and active water channel we assume that original water flow had to flow in broken zone of Sever fault. Because the rock in that part was the most intensively crushed, the material was easily collapsed and carried away. So bigger places - collapsed chambers were formed. Today active water channel passes lower crushed - fissured zone. According to mechanical properties, rocks in active channels are not destructed, but they drain the water. Principal water flow towards NW is connected with regional tendencies. That's the problem of erosional bases and epirogenetical uplifting of the area.

ISSN 0583 - 6050

ACTA CARSOLOGICA
KRASOSLOVNI ZBORNIK
XX
1991

Izdala
Slovenska akademija znanosti in umetnosti
v Ljubljani

Tehnična ureditev s programom Steve P.Jakopina
Milojka Žalik Huzjan

Natisnila
Tiskarna Plantprint d.o.o.
Rožna dolina c. IV/32-36
v Ljubljani
1991

Naklada 1200 izvodov