LES SURFACES DE NIVELLEMENT KARSTIQUE DES MONTS APUSENI

P. COCEAN

Les surfaces karstiques des Monts Apuseni se groupent au point de vue morphogénétique en trois karstoplaines : Ciumerna-Scărișoara (1200—1400 m) d'âge paléogène, Vașcău-Zece Hotare (600—800 m) d'âge miocène et Dumbrăvița (400—500 m) d'âge pliocène. Elles peuvent être corrélées avec les niveaux de grottes des systèmes karstiques et avec les niveaux de galeries des cavités polyétagées.

Le karst des Monts Apuseni développe la plupart de sa surface sous forme de plateaux à aplanissement plus ou moins évident. Etant donné que la structure ne peut être invoquée que tout à fait exceptionnellement pour expliquer leur apparition (c'est le cas, par exemple, du Plateau d'Igreţul des Monts Pădurea Craiului), les surfaces tabulaires initiales étant généralement fragmentées et disloquées tectoniquement, il devient normal de supposer que leur genèse est due à des processus de nivellement de grande ampleur.

Toute une série de géomorphologues reputés se sont prononcé sur les karstoplaines des Monts Apuseni, en analysant les différents niveaux d'aplanissement d'abord dans le cadre d'un groupe montagneux et plus tard dans celui de toute la région. C'est ainsi que S a w i k i (1912) définit dans les Monts Pădurea Craiului « la plate-forme karstique unique », en mettant à tort sa genèse sur le compte des processus de pénéplanation. Après avoir établi les trois surfaces classiques de nivellement des Monts Apuseni (de Fărcaşa-Cîrligaţi, de Mărişel et de Feneş-Deva), E m m. de M a r t o n n e (1922) émet l'hypothèse que la zone de Padiş-Cetăţile Ponorului devrait correspondre au stade de Mărişel. A son tour, R. F i c h e u x (1929) propose, par les «niveaux éustatiques», toute une série de plates-formes et de niveaux, dont certains concernent évidemment le karst aussi mais dont l'existence est niée par M. B l e a h u (1969), qui montre que, dans le cas des klippes des Monts Metaliferi, l'altitude de celles-ci ne met pas en évidence des niveaux, mais bien des stades différents dans leur processus de démolition. Des données importantes sur l'âge des surfaces de nivellement du massif de Ciumerna-Bedeleu sont dues à G h. P o p e t M. N e m e ş (1959), qui, en étudiant les sols rouges conservés dans les dolines de la cime de Bedeleu, attestent l'appartenance de celle-ci à la plate-forme de Fărcaşa (et non à celle de Mărişel, comme le supposait E m m. d e M a r t o n n e), tout en démontrant que son modelage a eu pourtant lieu dans une période de temps qui dépasse l'éocène et qui s'étend du danien jusqu'en oligocène. Dans une étude axée exclusivement sur les karstoplaines des Carpates roumains, M. B l e a h u (1971) montre que les plates-formes de Scărişoara et de Bătrîna des Monts du Bihor correspondent à la surface miocène (de Mărişel) et celles du Plateau de Vaşcău et des Monts Pădurea Craiului à la surface pliocène ; l'auteur nie ainsi l'existence de la surface supérieure (de Fărcaşa). Enfin, I. P o p e s c u-A r g e ş e l (1974) et T. R u s u (1979) apportent de valeureuses contributions concernant la

Trav. Inst. Spéol. « Emile Racovitza », t. XXIV, 97—104, Bucarest, 1985

délimitation et la morphogenèse des karstoplaines des Monts du Trascău et, respectivement, des Monts Pădurea Craiului.

En analysant la répartition des karstoplaines dans les Monts Apuseni — région qui, à partir du néozoïque, a eu une évolution unitaire, sans différenciations majeures en ce qui concerne la tectonique des divers groupes montagneux — on constate que, au moins en parti, on doit reconsidérer l'utilisation de l'altitude en tant que critère dans l'établissement du nombre, de l'extension et de l'âge de ces karstoplaines (en cas contraire on arrive, comme d'autres auteurs l'ont fait, à nier l'existence de la karstoplaine supérieure et à « rajeunir » d'au moins une étape les deux autres).

Tableau 1

Corrélation entre les karstoplaines des Monts Apuseni et les plates-formes d'érosion

	Unité géographique	Nome de la karstoplaine	Altitude	Plate-forme d'érosion	Âge
I	Monts du Trascău Monts du Bihor Plateau de Poieni	Ciumerna Scărișoara Poieni	1200—1400 m	Fărcașa-Cîrligați	Danian-Oligocen
II	Monts Codru-Moma Monts Pădurea Craiului Monts du Trascău	Vașcău Zece Hotare	600—800 m	Mărișel	Miocène
III	Monts Codru-Moma Monts Pădurea Craiului	Dumbrăvița	400—500 m	Feneș-Deva	Pliocen

Dans une région donnée, la karstoplaine doit être considérée en étroite interrelation avec le relief avoisinant, en fonction de sa position alti métrique et du spécifique de sa genèse par rapport à celui-ci. Ce n'est que de cette manière que nous allons pouvoir nous expliquer pourquoi la karstoplaine des Monts du Trascău, qui correspond à la surface de Fărcașa, descend à 700 m d'altitude dans la cime de Petrești, de comprendre le raccordement à la même surface des fragments de plate-forme de Scărișoara et de Padiș etc.

Tel que le tab. 1 et la fig. 1 le montre, dans les Monts Apuseni il y a trois surfaces de nivellement karstique, développées dans chacun des groupes montagneux à des niveaux bien rapprochés. Ces surfaces peuvent être facilement mises en corrélation avec les trois plates-formes d'aplanissement qu'E m m. d e M a r t o n n e à défini dans la même région (fig. 2).

1. *La karstoplaine de Ciumerna-Scărișoara* répresente la surface d'aplanissement karstique de plus haute altitude des Monts Apuseni (1200—1400 m). Elle se développe dans le périmètre de la cime de Ciumerna-Bedeleu (Monts du Trascău), sur le Plateau de Poieni (Monts Metaliferi) et sur les plateaux de Scărișoara et de Padiș-Cetățile Ponorului (Monts du Bihor), en entrecoupant exclusivement des formations carbonatées paléozoïques (sur le Plateau de Poieni) ou mésozoïques (dans les Monts du Trascău et du Bihor). Certains témoins d'érosion et plusieurs cimes d'intersection des Monts du Trascău appartiennent également à cette surface (I. P o p e s c u-A r g e ș e l, 1974).

Fig. 1. Les karstoplaines des Monts Apuseni. 1. Ciumerna-Scărișoara, 2. Vașcău-Zece Hotare, 3. Dumbrăvița.

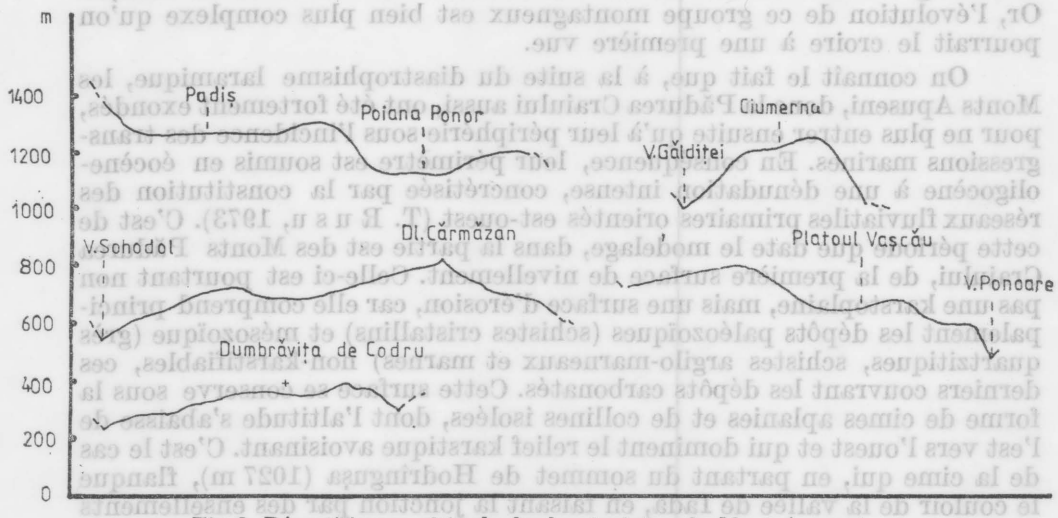

Fig. 2. Répartition en altitude des karstoplaines des Monts Apuseni.

Comme nous l'avons précisé, le modelage de cette karstoplaine dans le danien-oligocène a été confirmé pour la zone de Ciumerna-Bedeleu (Gh. Pop et M. Nemeș, 1959). Dans l'extrémité nord-est du même groupe montagneux, dans la zone de Hășdate-Tur, la karstoplaine descend au-dessous de 700 m ; c'est son altitude la plus basse qu'on rencontre dans les Monts Apuseni. Dans cette zone, les calcaires tithoniques sont mis au jour d'en dessous des dépôts néogènes (du tortonien-sarmatien), ce processus faisant ressortir à la surface une cime fortement aplatie, modelée comme telle évidemment avant la sédimentation de ces dépôts, donc pendant le paléogène.

Nous considérons que les surfaces des Monts du Bihor, c'est-à-dire les plateaux de Scărișoara et de Padiș-Cetățile Ponorului, ont été sculptées toujours en paléogène, en même temps que la surface de Fărcașa-Cîrligați. Le décalage altitudinal qui apparaît entre ce plateau et la surface en question doit être mis sur le compte de l'évolution plus intense et du taux bien plus grand de dénudation du karst par rapport aux zones cristallines limitrophes. Un indice sûr nous est offert à ce sujet par le système endokarstique de Scărișoara-Ocoale, où les trois niveaux qui le composent (les grottes fossiles de Scărișoara et de Pojarul Poliței, la grotte active de Șesuri et le drainage inaccessible d'Ocoale — Coteţul Dobreștilor) peuvent être mis en corrélation avec les trois phases de modelage du relief de surface du paléogène, miocène et pliocène-présent (P. Coceau, 1984), la constitution de l'aquifère qui a généré ultérieurement les grottes de Scărișoara et de Pojarul Poliței se déroulant dans la période dans laquelle a été sculptée la karstoplaine paléogène.

Une situation tout à fait à part se rencontre dans les Monts Pădurea Craiului, où les altitudes ne dépassent pas 1000 m, en se groupant pour la plupart entre 600—800 m, fait qui a conduit M. Bleahu (1971) à considérer cette karstoplaine comme ayant l'âge les plus récent. En appliquant le critère altitudinal, il apparaît que toute la surface du massif pourrait être intégrée à une surface de nivellement raccordée au stade de Mărișel. Or, l'évolution de ce groupe montagneux est bien plus complexe qu'on pourrait le croire à une première vue.

On connaît le fait que, à la suite du diastrophisme laramique, les Monts Apuseni, donc la Pădurea Craiului aussi, ont été fortement exondés, pour ne plus entrer ensuite qu'à leur périphérie sous l'incidence des transgressions marines. En conséquence, leur périmètre est soumis en éocène-oligocène à une dénudation intense, concrétisée par la constitution des réseaux fluviatiles primaires orientés est-ouest (T. Rusu, 1973). C'est de cette période que date le modelage, dans la partie est des Monts Pădurea Craiului, de la première surface de nivellement. Celle-ci est pourtant non pas une karstoplaine, mais une surface d'érosion, car elle comprend principalement les dépôts paléozoïques (schistes cristallins) et mésozoïque (grès quartzitiques, schistes argilo-marneaux et marnes) non-karstifiables, ces derniers couvrant les dépôts carbonatés. Cette surface se conserve sous la forme de cimes aplanies et de collines isolées, dont l'altitude s'abaisse de l'est vers l'ouest et qui dominent le relief karstique avoisinant. C'est le cas de la cime qui, en partant du sommet de Hodrîngușa (1027 m), flanque le couloir de la vallée de Iada, en faisant la jonction par des ensellements allongés entre les sommets de Pietrele Dăicii (975 m), Fața Movilelor

(959 m) et Dealu Ponorului (825 m). Du même point nodal que représente le sommet de Hodrînguşa part vers l'ouest un autre alignement de collines appartenant à la surface supérieure, à savoir la colline de Văratec (926 m), le Dealul Acru (852 m), la colline de Rujet (844 m) etc.

La mise au jour des calcaires d'en dessous de la couverture nonkarstifiable a eu lieu de l'est vers l'ouest et de la périphérie vers l'axe central du massif, en fonction du potentiel dénudatif du réseau hydrographique. Vers la fin de cette période de modelage, le talweg des vallées arrive à entrecouper le substratum carbonaté et, par la suite, se constituent les premiers drainage souterrains et commencent à être excavées les galeries supérieures des grottes à trois niveaux qui se trouvent dans cette zone (telle que la Peştera Vintului).

2. *La karstoplaine de Vaşcău — Zece Hotare* présente, comme son nom le montre, le plus grand développement dans le Plateau de Vaşcău et dans les Monts Pădurea Craiului. Elle apparaît également sous forme de massifs isolés dans les Monts de Trascău et Metaliferi et sous forme de marches à la périphérie du karst des Monts du Bihor. Elle se déploie à des altitudes comprises entre 600 et 800 m, en s'abaissant vers l'est dans le Plateau de Vaşcău et de l'est vers l'ouest dans la Pădurea Craiului.

Dans cette dernière unité orographique, où la karstoplaine présente l'extension la plus importante, sa genèse a été possible à cause de la mise au jour, d'abord dans la partie centrale et est et ensuite dans la partie ouest aussi, des calcaires mésozoïques d'en dessous de la couverture des roches non-karstifiables. Les soulevements de la phase savique et l'individualisation des bassins néogènes de Vad-Borod et de Beiuş ont mené à l'accélération des processus de dénudation dans la zone montagneuse et à un intense modelage karstique. Etant donné qu'à la périphérie des deux bassins néogènes, dans les zones limitrophes du Plateau de Vaşcău et des Monts Pădurea Craiului, les dépôts sarmatiens, constitués de calcaires détritiques et de grès calcaires, ont une grande extension et un épaisseur considérable (I. I a n o v i c i et coll., 1976), on peut facilement en déduire que le modelage de la karstoplaine a eu lieu dans cette période et non pas pendant le villafranchien, comme M. B l e a h u (1971) le suppose.

Nous sommes d'avis que le nivellement de la karstoplaine débute avec une phase d'érosion (révélée également par les dépôts détritique carbonatés que nous avons mentionnés), quand le potentiel dénudatif du réseau hydrographique de surface était amplifié par la position basse de la base d'érosion. A ce moment, les aquifères karstiques souterrains sont à peine esquissés, sans constituer des drainages proprement-dits. Au fur et à mesure que se développe la circulation souterraine, les réseaux de surface se désorganisent et le nivellement de la karstoplaine se fait par dénudation karstique générale. La corrosion devient l'agent modélateur dominant, le transport s'effectuant soit en solution, soit sous l'action intermitente de l'écoulement en nappe. De cette manière, les formes positives du relief deviennent des aires à morphogenèse intense, tandis que les formes négatives présentent un rythme beaucoup plus lent d'évolution, à cause de l'accumulation des produits résiduels, reconnus comme inhibiteurs de la morphogenèse. Le nivellement de la karstoplaine se réalise donc par la conjugaison des deux processus, de dénudation et d'accumulation. Elle a continué à se dérouler de la même manière pendant le pliocène, quand

l'approfondissement du réseau fluviatile détermine sa fragmentation et l'individualisation de plusieurs plateaux, facilement raccordables par leurs surfaces.

3. *La karstoplaine de Dumbrăviţa* se déploie d'une manière unitaire sur le Plateau de Dumbrăviţa de Codru situé dans la partie nord des Monts de Codru-Moma (P. C o c e a n, T. R u s u, 1984), dans la zone de Moneasa-Finiş de la même unité montagneuse, ainsi qu'à la périphérie du karst des Monts Pădurea Craiului, où elle apparaît sous forme de marches bien évidentes dans le relief des versants.

L'altitude de la karstoplaine est comprise entre 400 et 500 m, pouvant être mise en corrélation avec la plate-forme de Feneş-Deva.

Son genèse doit être mise sur la compte des processus de dénudation du pliocène-pléistocène, quand la périphérie des zones montagneuses émerge comme suite de l'orogenèse valaque. Un rôle important dans le modelage revient au réseau fluviatile, qui s'est fortement approfondi dans les sédiments néozoïques, en les écartant en grande partie de la couche qui couvrait les calcaires. La mise au jour de ces derniers les fait entrer sous l'action combinée des facteurs exogènes qui abouti à l'aplanissement actuel.

LA CORRÉLATION DES KARSTOPLAINES AVEC LES GROTTES

M. B l e a h u (1971) met en corrélation avec les trois karstoplaines des Carpates roumains trois niveaux de grottes, sans préciser pourtant s'il s'agit de cavités indépendantes, de niveaux de grottes des systèmes endokarstiques ou de galeries superposées de la même grotte. Etant donné que l'auteur ne définit dans les Monts Apuseni que deux karstoplaines, qu'il met en corrélation avec les stades de Mărişel et de Feneş-Deva, on devrait en conclure que, dans cette région montagneuse, il n'y a que deux niveaux de grottes.

Nous avons déjà mis en évidence l'impossibilité d'établir une corrélation entre les grottes considérées comme éléments indépendants (c'est-à-dire les grottes à un seul niveau) et les différents stades d'évolution du relief de surface (plate-formes, terrasses etc.) (P. C o c e a n, 1984), car la répartition en altitude de ces cavités ne relève pas leur groupement en trois zones qui puissent correspondre au point de vue morphogénétique aux surfaces de nivellement. Nous considérons, de même, que le critère altitudinal ne doit pas primer dans l'essai d'établir une corrélation entre les karstoplaines et les formes endokarstiques, l'âge des grottes qui se trouvent à la même altitude pouvant être différent, selon le spécifique de l'évolution souterraine de chaque massif karstique.

Si, en tant qu'éléments indépendants, les grottes ne peuvent pas être généralement mises en corrélation avec les karstoplaines, une telle corrélation devient possible lorsqu'on prend en considération les niveaux de grottes des systèmes karstiques et les niveaux de galeries des grottes polyétagées. En effet, à l'encontre de massifs ou des régions karstiques, les systèmes endokarstiques et, d'autant plus, les grottes polyétagées se caractérisent — durant une certaine période de temps — par une homogénéité bien plus accentuée des facteurs morphogénétiques. Dans ces conditions, les modifications que les mouvements de soulèvement de grande ampleur propres aux phases tectoniques néogènes ont déterminé dans le

potentiel dénudatif se reflètent dans le passage de l'excavation d'un niveau de grottes à un autre (dans le cas des systèmes karstiques du type Scărişoara-Ocoale) où d'un niveau de galerie à un autre (dans le cas des cavités polyétagées du type Peştera Vîntului).

Il faut pourtant préciser que l'individualisation des niveaux de grottes ou de galeries a lieu avec un retard d'une étape par rapport à la karstoplaine. Ceci est dû au fait que, durant la période dans laquelle à l'extérieur est sculptée la karstoplaine, les drainages souterrains sont à peine en phase d'aquifère et ce n'est qu'après le soulèvement du massif, lorsque la karstoplaine est déjà formée et commence le modelage d'une autre surface de nivellement karstique, que se constitue le niveau de galeries, par passage progressif à un écoulement en régime vadeux comme suite de l'approfondissement du niveau phréatique ; un autre aquifère, de profondeur, commence alors à prendre naissance. C'est ainsi que, si le modelage d'une karstoplaine prend fin en même temps que le soulèvement du massif, l'apparition du niveau de grottes qui y correspond n'a lieu que dans l'étape suivante, les mouvements de soulèvement ayant le rôle d'un seuil inertiel de maximum importance dans l'évolution souterraine.

Un exemple typique nous est offert dans ce sens par le système endokarstique de Scărişoara-Ocoale (T. R u s u et coll., 1970). La phase finale de sculpture de la karstoplaine de Ciumerna-Scărişoara (en danien-oligocène) correspond à la constitution de l'aquifère de la Culmea Pîrjolii. Le premier niveau de cavités, comprenant les grottes Gheţarul de la Scărişoara et Pojarul Poliţei, n'apparaît que dans l'étape suivante de modelage quand, à la suite du soulèvement du massif, le drainage souterrain de la vallée d'Ocoale atteint des cotes plus profondes et constitue un deuxième aquifère, correspondant au second niveau du système, celui de l'Avenul din Şesuri — Izbucul Poliţei. Ce niveau va s'individualiser dans la troisième étape, celle de la karstoplaine de Dumbrăviţa, quand commence à s'organiser le drainage souterrain actuel de la vallée d'Ocoale ayant comme résurgence l'Izbucul Dobreştilor, et ainsi de suite.

Comme l'évolution des niveaux de grottes qui composent les systèmes endokarstiques commence dans la période d'une karstoplaine et s'accompli dans la période de modelage de la karstoplaine suivante, ces niveaux peuvent être soit mis en corrélation avec les surfaces de nivellement en tenant compte de ce retard, soit considérés comme des ponts de liaison entre deux étapes majeures d'évolution du relief de surface.

BIBLIOGRAPHIE

1971 BLEAHU, M., *Les surfaces d'applanissement karstique des Carpates Roumaines et leur évolution*, Studia Geomorph Carpato-Balcanica, V, Krakow.

1984 COCEAN, P., *Dispunerea în altitudine a peşterilor din Munţii Apuseni*, SCGGG, XXXI, Bucureşti.

1984 COCEAN, P., RUSU, T., *Les plateaux karstiques des Monts Codru-Moma*, Trav. Inst. Speol. «E. Racovitza», XXIII.

1929 FICHEUX, R., *Munţii Apuseni*, în Transilvania, Banatul, Crişana, Maramureşul, Cultura Naţională, Cluj.

1969 IANOVICI, V., GIUSCA, D., GHIŢULESCU, T. P., BORCOS, M., LUPU, M., BLEAHU, M., SAVU, H., *Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi*, Ed. Acad. R. S. România.

1976 IANOVICI, V., BORCOS, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R., SAVU, H., *Geologia Munților Apuseni*, Ed. Acad. R. S. România.
1922 MARTONNE, EMM., DE, *Résultats des excursions géographiques*, Lucr. Inst. geogr. Univ. Cluj, I.
1959 POP, GH., NEMES, M., *Indicii pedologice și geochimice privitoare la prezența unei suprafețe de eroziune danian-paleogene în masivul Bedeleu (Munții Trascăului)* St. cerc. agron., X, Cluj.
1974 POPESCU-ARGEȘEL, I., *Munții Trascăului*, Ed. Acad. R. S. România.
1973 RUSU, T., *La genèse et l'évolution du réseau hydrographique des monts Pădurea Craiului*, Livre de cinquanternaire de l'Institut de Spéol. « E. Racovitza ».
1979 RUSU, T., *Carstul din Munții Pădurea Craiului*, Teză doctorat, Univ. « Babeș-Bolyai », Cluj-Napoca.
1912 SAWICKI, L., *Beitrage zur Morphologie Siebenburgens*, Bull. Acad. Sci. Cracovia.

Institut de Spéologie « Emile Racovitza »
Section de Cluj-Napoca
Reçu le 7 février 1985