

RESEARCH IN PHYSICAL GEOGRAPHICAL PROCESSES AND FORMS

A MODERN INTERPRETATION OF KARST CORROSION

L. JAKUCS—MRS KEVEI, I. BÁRÁNY—G. MEZŐSI

The interactions are sometimes rather intricate between landforms and the natural energies producing and developing them as well as the denudation processes in which these energies are manifest. Causal analysis in karst morphology only began late in the last century, early in this century. J. CVIJIĆ (1893) pioneered to synthesize karst relief evolution in a comprehensive way and even suspected something of the role climate plays in karst evolution. The activities of subsequent karst morphologists were unfavourably influenced by W. M. DAVIS and W. PENCK who also applied the theory of cycles to karst evolution. F. KATZER and A. GRUND recognized it early (in 1912) what significance tectonic effects have in the formation of karst relief, but they expressed seemingly irreconcilable views on the karst hydrogeographic conditions. It was K. TERZAGHI (1913) who pointed out that the isolated karstplains could not be interpreted in the traditional way and also hinted at the role biological factors play in limestone corrosion. It was much later though that the effectivity of solution processes was generally accepted to be controlled by climate and other environmental factors. The wrong old thesis, rigidified into a dogma, that precipitation is a primary control of karst relief evolution and dynamics and the afterlife of precipitation is only of secondary importance, has been influential and still persists in some professional circles.

The higher gas absorption capacity of cold water is accepted. For a long time, the basically wrong evaluation of the climatic control of karst processes had been founded by many scientists on this fact. In this field particularly the activity of the French J. CORBEL (1951—1961), which proved to be agitative hindered the recognition of the multi-channel system of relationships. Investigating the effectivity of solution in limestone, CORBEL used the assumption, fundamentally true, as a starting point that gas absorption capacity in the atmosphere is higher for cold rainwater than for warm one. Except CO₂ in free atmosphere, CORBEL neglected other factors much more important in the dynamics of karst corrosion. Thus he reached the wrong conclusion (ignoring, for instance, the biogene effect) that the solution of carbonates can even be ten times more effective in cold environments than under tropical conditions.

The deficiencies of CORBEL's concept, typical of theories founded on a single factor, became obvious as a matter of course. The up-to-date theory of karst evolution was introduced by H. LEHMANN (1954—1964), who, as a consistent representative of the climatic geomorphological trend, made efforts primarily to interpret karstic phenomena specifically to climate. Due to his influence, karst research of interdisciplinary concept (chemical, biological, petrographic etc.) and methodics started in various climatic zones. LEHMANN, for instance,

considered tropical cone-karsts specific features of warm-humid climate instead of the mature stage of the karst relief evolution. Further research showed the primary responsibility of intensive biogene corrosion for the formation of isolated tropical inselbergs with steep slopes. The major tasks of research of today are the exact description of karst hydrogeographical criteria functionally reflecting the various climatic conditions in landforms, the clarification of the role of biogene CO_2 in karst processes, and the investigation of karst morphological features controlled by petrographic conditions.

Karst research in our days is consequently of diverse character. It includes the examination of the modification of karst evolution by rock quality (A. GERSTENHAUER, M. M. SWEETING, P. GROSCHOFF, H. U. KOBLEK), the analysis of the chemistry of karst corrosion (K. PRIESNITZ, A. BÖGLI, and S. T. THURDGILL), the checking of the role of biogene CO_2 in karst erosion and, in the first place, the synthetical and analytical evaluation of the microclimatic, soil textural, microorganic and macrovegetational determinants controlling the production of biogene CO_2 in soils (D. BALÁZS, L. JAKUCS, F. D. MIOTKE, I. GAMS, L. ZÁMBÓ and I. BÁRÁNY).

The contemporary interpretation of karst processes and, in relation to it, of karst corrosion naturally assumes the starting point that the primary erosive factor of calcareous rocks is the corrosive effect of water (precipitation). The measurement data, however, show that the solution capacity of effective water varies between extremes from place to place and over time, mostly due to the highly variable quantity of biogene CO_2 and other organic acids which make water aggressive. Apart from the duration of karst processes, this influence causes differences in the rate of karst erosion and the quality of features of calcareous rocks in a given area. The chemical composition of bedrock is obviously also an important variable and differences may arise in erosion owing to stratification, crystalline structure, jointing and the mode and extent of the post-sedimentation alteration of the rock. The initial relief, on which karst denudation takes place, may also be of significance.

In our view, the most important mobilizing factor of karst dynamics is bioactive topsoil. The most remarkable differentiating control of the intensity of denudation on soil-covered karsts are local climatic conditions which exert their influences on karst evolution indirectly, through cause-and-effect chains in the pedosphere and the biosphere.

The depth, permeability, texture, structure and the chemical properties of the soil layer overlying calcareous rocks are consequently prominent in erosion. During the growing season the soil cover on a limestone surface can be considered a highly aggressive bioactive overlying horizon as billions of microorganisms swarm in it (mainly in the root zone) and decompose organic matter with the release of enormous quantities of CO_2 . Macroflora (trees, bushes, herbaceous and graminous plants) also produce CO_2 directly by way of root respiration. It is chiefly the soil microorganisms, nevertheless, which considerably modify the physical and chemical properties. Vegetation (macroflora), of course, is also a direct factor of karst processes.

The regularly renewing CO_2 production by micro- and macroflora alters the chemical composition of the soil atmosphere and later that of the infiltrating water and it, therefore, indirectly becomes the principal factor of corrosion. It allows us to claim that 'the solution of limestone, the karst processes are essentially the reflections of the biological and chemical evolutionary phenomena

of the pedosphere overlying the rock in the features of the soluble bedrock' (JAKUCS, L. 1971, 1980).

Surficial karst features, therefore, are mostly the products of biogene corrosional processes and only a lesser part of them originate from erosion and tectonic activity (karst valleys, karst gorges, ponor valleys and natural arches). The commonest surficial karst formations the dolines, the uvalas, the root and subcutaneous karren (lapies etc.) have overwhelmingly developed in response to biogene influences all over the Earth's surface since abiogene surficial karst corrosion is only possible on limestone terrains stripped of vegetation or under severe climatic conditions where flutes and grooves, typically oriented by gravity, can form after a certain time if only affected by rainwater of low solution capacity.

Karst features can only be interpreted morphogenetically in an objective way if all the geocological factors are considered which have a role to play in the development and evolution of these phenomena. To reveal the widest spectrum of interrelationships, it is the dolines which are perhaps the most appropriate since they occur in all climatic zones and their origin and formation is to the joint effect of almost all the factors which influence karst processes.

In the theoretically flat surface of a karst plateau embryonic dolines develop, in the initial phase of karst formation, where microrelief conditions make it possible that a considerable mass of sediment or bioactive soil layer should accumulate and persist. It is, consequently, most likely along the axes of stream valleys inactive by now or on plateaux: in depressions relatively low-lying between the neighbouring small local elevations.

Dolines and other negative karst forms themselves have a differentiating influence, when already formed, between areas in connection with the extent of further karst erosion since they become local traps for the eroded soil in their surroundings.

Our investigations of karsts in Central Europe have indicated that the groundplans of dolines are generally not circular but disproportional. This is only partially caused by tectonic preformation; the principal reason for this phenomenon is the exceptional sensitivity of the dynamics of biogene karst corrosion to slope exposure. The dolines, being closed depressions, have specific microclimatic conditions. Radiation is modified by their morphological positions and within the independent microclimatic region the various exposures further divide the doline from the viewpoint of both soil and air temperature.

Our analyses confirm that the amount of biogene CO₂ in soils is also specific to exposures on various slopes of the dolines due to interactions between microclimate, soil moisture and the micro- and macroflora varying in composition with exposure. This fact is also reflected in the relative intensity of corrosional processes beneath the soils of slopes of various exposures. In our environment, for instance, the daily quantity of biogene CO₂ produced in the soil is higher on W and N slopes and the trends of changes during a day are similar on these two slopes. Although at a lower level of biogene CO₂ production, the E and S slopes also show the same curves.

The differences in the order of the CO₂ content of the soil atmosphere and the induced corrosional processes beneath the soils are the most effective factors in the development of the asymmetric doline features. The main reasons for this are the daily heat totals and precipitations dependent on the angle and direction of slopes, the differences in exposure to wind and in evaporation and,

of course, the bioactivity in the vegetation and soil cover controlled by the above. Lithological conditions (e. g. sedimentary structure of thick beds) can naturally also motivate the quality and persistence of the landforms produced.

The evolution of corrosional landforms are overwhelmingly determined by the karst ecological factors (climate, soils, vegetation etc.). It must not be ignored that the mechanisms of these factors are neither independent of relief, the structural and microtectonic conditions of bedrock and the duration of influences are also obviously manifest in forms.

Previously authors judged tectonic preformation dominant. Investigations to assess its real significance were first carried out by G. MEZŐSI, the results of which convincingly proved that stratification and tectonic conditions are really of only motivating interference in surficial corrosional karst forms. His morphometric analyses showed that the relief ratio (= depth per average diameter) is lower, below 0.1, for tectonically more oriented doline series than for dolines on plateaux or those which had not been oriented by tectonics. Doline series in mid-latitudes which occupy tectonically preformed previous river valleys undergo a more effective evolution than the isolated plateau-dolines.

Data from morphometric analyses confirmed the order of the undoubted influence tectonic preformation has on the *elongation ratio* (= the largest diameter per the smallest diameter) of dolines. In earlier investigations, however, we found the genetic role of temperature, moisture and, accordingly, karst ecological conditions varying in dolines with exposure as well as the significance of the orders of CO₂ production in soils are certainly more dominant because various slope exposures give rise to really significant differences in karst corrosion. The cause-and-effect relationship is supported by values of the elongation ratio: even at dolines of strong tectonic preformation, elongation of N and W exposed slopes was observed due to ecological features. To divide complex effects and to attribute them to separate factors is obviously a heavy task, but it proved to be true that exposure may either reduce the elongation ratio (e.g. with N to S orientation) or increase it (e.g. with E to W orientation) — in the case of the tectonically or by linear erosion extremely preformed doline series.

Our investigations indicate a slower rate of doline evolution in the mid-latitude karst regions than in tropical and subtropical environments. Apart from the evidently various orders of biogene ecological influences, this circumstance remarkably reflects the role of the size of the area available for karst processes since it increases by karst zones as a function of karst maturation.

G. MEZŐSI has investigated the typical size of areas in dolines available for karst erosion in continental and Mediterranean as well as in tropical and subtropical annual temperatures between 17 and 18 °C; precipitation above 1200 mm per year) regions. Approximating the surface of a doline with that of a globe, he has found the following formula to express the area available for corrosion:

$$A = \pi(2Q^2 + m^2),$$

where Q is mean diameter of doline.
 m is average depth of doline.

Regarding the differences in the solution effects in dolines by slopes as well as the above-analyzed close relationships between soil depth and the effectivity of karst erosion it is evident that lateral soil corrosion is most active in the

oldest and most developed mid-latitude dolines as well as in tropical karsts. It does not deepen karstic depressions any longer, but broadens them laterally. Bioactive soils which indirectly promote the progress of karst corrosion in dolines, can be compacted into an aquiclude when the red clay washed onto the bottom of dolines reaches a critical thickness of layer. The process can gradually intensify so as to make the sediment impermeable to infiltration of water. At this point the doline ceases to deepen and solution continues to broaden the form in rings (lateral karst corrosion). After a time the ridge between adjacent dolines is narrowed down and then their divide is also lowered down.

Areal erosion substantially more intensive in the tropics can wash a large amount of soil together on the floors of dolines which at a certain stage of evolution can result in the undercutting of isolated hills (cone- and tower-karsts) and can also further accentuate the overhangs on forms. Let us take an initial doline of 100 m average diameter and 15 m average depth which has a surface of about 7.400 m². With the orders typical of soil corrosion in the tropics, 2 to 2.5 m, deepening may result in the growth of flat surface by 500 m² which induces a chain of effects. At local base level, this process goes on as long as the karstic elevations of the terrain are completely consumed. At a more advanced stage, cone- and tower-karst and between them karst plains are characteristic in the landscape. In a mid-latitude karst region, in contrast, there are two alternatives, regarding that on doline floor a thick clayey layer often hinders deepening and with a view to the rather stable relationship between depth and diameter (this means about 10 m broadening). Since the actual karst erosion surface is 6.700 to 7.700 m² in area, in the first case (below 7.400 m²) it leads to the preservation of the form and in the second (above 7.400 m²) to its slow growth.

Translated by D. LÓCZY

BIBLIOGRAPHY — IRODALOM

- BALÁZS D. 1963: Karsztgenetikai problémák. — *Földr. Ért.* 12. 4. pp. 487—494.
 BALÁZS D. 1964: A vegetáció és a karsztkorrózió kapcsolata. — *Karszt és Barlang*.
 BALÁZS D. 1965: A karsztkorrózió általános kémiai vonatkozásai. — *Karszt és Barlang*.
 BÁRÁNY, I. 1975: Role of soil temperature in control of denudative processes of different exposures in karstic regions. — *Acta Geographica Szegediensis*. Tom. XV. Fasc. 1—10. Szeged, pp. 35—44.
 BÁRÁNY, I. 1976: Die Rolle des Mikroklimas in den denudativen Prozessen der verschiedenen Expositionen der Dolinen. — *Proceedings of the International Symposium on standardization of field research methods of karst denudation (corrosion)*. Ljubljana, 1th—5th September, 1975. pp. 19—25.
 BÁRÁNY I.—MEZŐSI G. 1978: Adatok a karsztos dolinák talajökölógiai viszonyaihoz. — *Földr. Ért.* 27. 1. pp. 65—73.
 BÖGLI, A. 1956: Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. — *Report of the Commission on Karst Phenomena IGU*, New York.
 BÖGLI, A. 1957: Die Phasen der Kalklösung. — *Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, Neuenburg.
 CORBEL, J. 1952: Karst et glaciers en Laponie. — *Revue de Geogr. de Lyon*, 27.
 CORBEL, J. 1954: Karst de climat froid. — *Erdkunde*, Bd. VIII.
 CORBEL, J. 1955: Note sur les karsts tropicaux. — *Revue de Geogr. de Lyon*.
 CORBEL, J. 1959: Érosion en terrain calcaire, Vitesse d'érosion et morphologie. — *Ann. de Geogr. Paris*.

- CORBEL, J. 1961: Sur la dissolution du calcaire. — *Revue Géogr. de l'Est*. N°4.
- CORBEL, J. 1961: Remplissages de grottes et climats. — *Symp. Intern. di Speleologica*, Varenna-Como.
- CVJIĆ, J. 1893: Das Karstphänomen. — *Geogr. Abhandl.*
- GAMS, I. 1974: K ekologiji vrtac. — IX. Kongres Geografa Jugoslavije S. R. Bosna i Hercegovina 24—30 sept. 1972. g. Sarajevo. pp. 151—159.
- GERSTENHAUER, A.—SWEETING, M. M. 1960: Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit der Kalkkorrosion in verschiedenen Klimaten. — *Z. Geomorphologie*, Suppl. Bd. 2, Berlin.
- GERSTENHAUER—PFEFFER 1966: Beiträge zur Frage der Lösungsfehgigkeit von Kalkgesteinen. — *Abhandl. zur Karst- u. Höhlenkunde*, Heft 2. München.
- GROSHOFF, P.—KOBLER, H. U. 1973: Die Entstehung von Karsthohlformen auf der Schwäbischen Alb und am Oberen Neckar. — *Symposium der JEAG „Erdfälle u. Bodensenkungen“*, Hannover. pp. 1—3.
- GRUND, A. 1912: Nochmals zur Morphologie und Hydrographie des Karstes. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, Gotha.
- GRUND, A. 1914: Der geographische Zyklus im Karst. — *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde*, Berlin, pp. 621—664.
- JAKUCS, L. 1967: Eine neue Erklärung der Denudationsvorgänge und der Morphogenetik der Karstlandschaften. — *Acta Geographica Szegediensis*, Tom. VII.
- JAKUCS, L. 1971: A karsztok morfogenetikája, a karsztfelődés variációi. — *Akad. Kiadó*, Bp. 310 p.
- JAKUCS, L. 1973: Die Rolle des Klimas in der quantitativen und qualitativen Regelung der Karstkorrosion. — *Peterm. Geogr. Mitteilungen*, 117. Jg. Heft 1. pp. 7—13.
- JAKUCS, L. 1977: Morphogenetics of Karst Regions. Variants of Karst Evolution, A Halsted Press Book. — New York, 284 p.
- JAKUCS L. 1977: A magyarországi karsztok felődéstörténeti típusai. — *Karszt és Barlang*, pp. 1—16.
- JAKUCS L. 1980: A karszt biológiai produktum! — *Földr. Közl.* 28. (104.) pp. 331—344.
- KATZER, F. 1909: Karst und Karsthydrographie. — Sarajevo.
- KATZER, F. 1912: Zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. — *Peterm. Geogr. Mitt.*
- LEHMANN, H. 1954: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. — *Erdkunde*, Bd. VIII. Bonn.
- LEHMANN, H. 1954: Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. — *Erdkunde*, VIII. 2. Bonn.
- LEHMANN, H. 1955: Der tropische Kegelkarst in West-Indien. — *Tagungsbericht des Deutschen Geogr.* — *Tages in Essen*, Wiesbaden.
- LEHMANN, H. 1956: Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes. — *Rep. of the Comp. on Karst Phenomena*. Intern. Geographical. New York.
- LEHMANN, H. 1960: La terminologie, classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne. — *Revue de Géogr. de Lyon*, Vol. XXXV. N°1.
- LEHMANN, H. 1962: Karstmorphologie. — *Westermanns Lexikon der Geographie*. Braunschweig.
- MEZŐSI, G.—BÁRÁNY, I.—TÓTH, I. 1978: Karstmorphometrische Untersuchungen im Gebirge Aggtelek (Nordungarn). — *Acta Geographica Szeged*. Tom. XVIII. pp. 132—140.
- MIOTKE, F. D. 1974: Der CO₂-Gehalt der Bodenluft in seiner Bedeutung für die aktuelle Kalklösung in verschiedenen Klimaten. — *Abhandl. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mat.-Phys. Klasse*. III. Folge, Nr. 29. pp. 1—52.
- PRIESNITZ, K. 1968: Über die Vergleichbarkeit von Lösungsformen auf Chlorid-Sulfat- und Karbonatgesteinüberlegungen zu Fragen der Nomenklatur und Methodik der Karstmorphologie. — *Geol. Rundschau*, Bd. 58. Heft. 2. pp. 427—438.
- TERZAGHI, K. 1913: Beiträge zur Hydrographie und Morphologie des Kroatischen Karstes. — *Földt. Int. Évi Jel.* pp. 256—369.
- THURDGILL, S. T. 1977: The Role of a Soil Cover in Limestone Weathering. — *Cocpit Country Jamaica*. *Proceedings of the 7th International Speleological Congress*, Sheffield, England. pp. 401—404.
- ZÁMBÓ L. 1970: A vörösayagok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. — *Földr. Közl.* 18. (94.) pp. 281—293.
- ZÁMBÓ, L. 1979: Some methods to Observe Karst corrosion and Percolation. — *Annales. Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geographica*. Tom. XIII—XIV. Budapest.

TERMÉSZETFÖLDRAJZI FOLYAMATOK ÉS FORMÁK KUTATÁSA

A KARSZTKORRÓZIÓ KORSZERŰ ÉRTELMEZÉSE

JAKUCS L.—KEVEINÉ BÁRÁNY I.—MEZŐSI G.

A geomorfológiai alakzatok, az őket létrehozó, kifejlesztő természeti energiák, ill. az ezeket érvényesítő denudációs folyamatok kölcsönhatásai olykor elég bonyolultak. Az okelemző karsztmorfológiai kutatások lényegében világszerte csak a múlt sz. végén, századunk elején indultak meg. J. CVIJIĆ (1893) úttörőként próbálkozott meg a karsztrelief fejlődésének átfogó szintézisével, s már ekkor ráértett az éghajlat szerepére is a karsztfejlődésben. A későbbi karsztmorfológusok munkássága azonban nem mentes DAVIS-nek és PENCK-nek e téren szemléletgátlóan jelentkező hatásaitól. Ők ui. a karsztfejlődésre is alkalmazták a ciklikus evolúció elvét. F. KATZER és A. GRUND korán (1912) felismerték a tektonikus hatások jelentőségét a karsztrelief formálódásában, a karszt-hidrogeográfiai viszonyok megítélésében azonban feloldhatatlannak tetsző elmentéses véleményeket vallottak. K. TERZAGHI (1913) mutatott rá, hogy az izolált karsztplenek értelmezése hagyományos módon nem oldható meg, s megsejtette a biológiai tényezők mészkőkorrozcióban betöltött szerepét is. Az oldási folyamatok hatékonyságának az éghajlatra és a környezeti tényezőkre való visszavezetése azonban csak jóval később nyerte el az őt megillető polgárjogot a korszerű karsztmorfológiai elméletek következetes kimunkálásában. Maka-csul és nagyon sokáig hatott, sőt, még napjainkban is hat egyes szakmai körökben az a dogmatikussá merevedett, hibás, régi tézis, miszerint a karsztrelief fejlődésének tempójában, dinamizmusában meghatározó szerepű a csapadék mennyisége, s csak másodlagos jelentőségű a csapadék „utóélete”.

Ismeretes a hideg víz nagyobb gázelnyelő képessége. Sokan és sokáig erre hivatkozva jutottak a karsztosodás klímfüggésének alapvetően hibás megítélésére. E téren különösen a francia J. CORBEL (1952—1961) agitatív hatásának bizonyult munkássága késleltette a klíma és a karsztosodás közötti többszörös kapcsolatrendszer felismerését. CORBEL ui. a hideg klímaövben vizsgálva a mészkőoldás hatékonyságát, abból az alapjában véve igaz tételből indult ki, hogy a hideg esővíz légtéri gázelnyelő képessége nagyobb, mint a meleg esővízé. CORBEL a szabad légtéri CO₂-on túl a karsztkorrózió egyéb, sokkal fontosabb dinamizáló tényezőit nem vette tekintetbe. Ily módon jutott el arra az alapvetően helytelen következtetésre (figyelman kívül hagyva pl. a biogén hatást), miszerint a hideg területeken a karbonátos oldódás tízszeresen is meghaladhatja a trópusi területeken végbemenő kőzetoldódás mértékét.

A Corbel-féle jellegzetesen egytényezős szemlélet hibáinak természetesen hamar ki kellett ütközniök. A karsztfejlődés korszerű elméletét H. LEHMANN munkássága (1954—1962) vezette be, aki a klimatikus geomorfológiai irányzatok következetes képviselőjeként főként a karsztjelenségek klímáspecifikus értelmezésén fáradozott. Hatására indultak meg az interdiszciplináris (kémiai, biológiai, petrográfiai stb.) szemléletű és metodikákat alkalmazó karsztkutatások a különböző klímazónákban. H. LEHMANN pl. a trópusi területekről leírt kúp-karsztokat nem a karsztrelief érett stádiumának, hanem a meleg-nedves éghajlat specifikumának tekintette. A további kutatások azután azt is kimu-

tatták, hogy az izolált, meredek lejtőjű trópusi szigethegyek létrejöttéért alapvetően az intenzív biogén korrózió a felelős. Így vált korunk fő kutatási feladatává a különböző klímafeltételeket funkció- és formajegyekben visszatükröző karszthidrogeográfiai sajátosságok ismérveinek pontosítása, annak tisztázása, hogy a biológiai eredetű CO_2 milyen szerepet tölt be a karsztosodásban, és a petrográfiai feltételektől függő karsztmorfológiai bélyegek klímazonánkénti vizsgálata.

Napjaink karsztkutatásai ennek megfelelően elég sokrétűek. Megtalálható közöttük a karsztfejlődés kőzetfeltételű módosulásának vizsgálata (A. GERSTENHAUER, M. M. SWEETING, P. GROSCOPF, H. U. KOBLER), a karsztkorrózió kemizmusának elemzése (K. PRIESNITZ, A. BÖGLI, S. T. THURDGILL), a biogén CO_2 karsztkorrózióban betöltött szerepének kontrollálása, és mindenekelőtt a biogén eredetű CO_2 -gáz talajbéli termelődését szabályozó mikroklimatikus, talajösszetéti, mikroorganizmus és makrovegetációbéli determinánsainak elemző és szintetizáló értékelése (BALÁZS D., JAKUCS L., F. D. MIOTKE, I. GAMS, ZÁMBÓ L., BÁRÁNY I.).

Természetesen a karsztjelenségek, ill. ezzel összefüggésben a karsztkorrózió korszerű értelmezése ma is abból indul ki, hogy a karbonátos alapkőzet legfontosabb denudatív tényezője a víz (csapadék) korrózív hatása. Csakhogy a mérési eredmények szerint a ható víz oldóképesége helyről helyre és időről időre szélsőségesen változik, elsősorban a vizet agresszíváló biogén CO_2 és egyéb szerves savak széles határok között változó mennyisége miatt. A karsztosodási időtartam hosszúságán kívül alapvetően ez a ható ok különbözteti meg egy adott terület karbonátos kőzeteinek karsztosodottsági fokát és formakincsének minőségét. Fontos moduláns természetesen emellett az alapkőzet kémiai összetétele is, sőt különbségek lépnek fel a lepusztulás folyamatában a kőzet rétegzettségi, kristályszerkezeti, repedezettségi és posztszedimentatív fejlődésének módjától és mértékétől függően is. Az sem közömbös, hogy a karsztdenudáció milyen kiinduló reliefen, s a domborzat fejlődésének mely szintjén megy végbe.

Nézetünk szerint a karsztosodás dinamizmusának legfontosabb mobilizáló oldala a bioaktív fedőtalaj. A talajjal borított karsztok legmarkánsabb denudációintenzitást differenciáló hatótényezői a területre jellemző klímaadottságok, amelyek a pedo- és bioszféra közbeiktatódásával áttételes okozatsorokon keresztül jutnak a karsztfejlődésben érvényre.

A karbonátos kőzeteket fedő talajréteg vastagsága, permeabilitása, textúrája, struktúrája és kémiai jellemzői nagyon fontos szerepet töltenek be tehát a denudációs folyamatban. A mészkőfelszint borító talaj a vegetációs periódus alatt nagy kémiai agresszivitású bioaktív fedőszintnek minősíthető, mivel benne (főleg a gyökérszónában) a mikroorganizmusok milliárdjai élnek és végeznek szervesanyag-lebontást, aminek során rengeteg CO_2 szabadul fel. A makroflóra (fák, bokrok, száras és füves növények) közvetlenül a gyökérlégzés révén is termel CO_2 -ot. Mégis anyagcsere-termékeikkel főleg a talaj-mikroorganizmusok módosítják igen jelentősen a talaj fizikai és kémiai tulajdonságait. A növényzet (makroflóra) persze közvetlenül is részt vesz a karsztosításban.

A mikro- és makroflóra rendszeresen megújuló CO_2 -termelése megváltoztatja a talajlevegő, majd a beszivárgó víz vegyi összetételét, így indirekt módon a korróziós denudáció fő tényezőjévé válik. Ezért állítjuk, hogy „a mészkő oldódása, a karsztosodás lényegében a kőzetet fedő talajszféra biológiai és kémiai fejlődésjelenségeinek az oldható alapkőzeten való formai visszatükröződése” (JAKUCS L. 1971, 1980).

A felszíni karsztjelenségek és karsztformák tehát nagyjából a biogén kezdeményezésű korróziós folyamatok eredményei, és csak kisebb részben eróziós vagy tektonikus indíttatásúak (karsztszakadékok, víznyelővölgyek, természetes kőhidak). A leggyakoribb felszíni karsztképződmények, a dolinák, uvalák, gyökérrakok, subcután karrmezők stb. döntő többségükben szerte a Földön biogén hatásokra jönnek létre, hiszen abiogén felszíni karsztkorrózióról csupán az elkopárosodott vagy zord éghajlatú vidékek mészkőzetein lehet szó, ahol idővel a gyenge oldóképességű csapadékvíz hatására is kifejlődhetnek jellegzetes gravitációs irányítottságú karrvályúk és karrbarázdák.

A karsztjelenségek és karsztformák morfogenetikai értelmezését, természetesen, csakis akkor készíthetjük el objektív tárgyilagossággal, ha figyelembe vesszük minden olyan geoökológiai tényezőt, ami szerepet játszik a jelenségek kialakulásában és fejlődésében. A hatásösszefüggések legszélesebb spektrumú feltárására talán a minden klímazonában előforduló dolinák a legalkalmasabbak, hiszen létrejöttükben, formálódásukban a karsztosodás csaknem valamennyi hatótényezője részt vesz.

Egy elvileg sík felületű karsztplaton a karsztosodás beindulásakor az embrionális dolinák ott jönnek létre, ahol a mikrodomborzati adottságok lehetővé teszik számottevőbb szedimentum, ill. bioaktív talajréteg tartósabb felhalmozódását. Elsősorban tehát az egykori patak, ill. folyóvölgyek inaktívvá vált völgytengelyében, ill. platófekvésben: az apróbb lokális kiemelkedéseket közrefogó viszonylagos mélyedésekben.

A már kifejlődött dolinák és egyéb felszíni karsztos terepmélyedések azonban már önmaguk is belső területi szelektivitást váltanak ki a bennük lezajló további karsztndenudáció mértékére nézve, hiszen a környezetük talajeróziójának lokális csapdáivá válnak.

A közép-európai karsztokban végzett vizsgálataink alapján bebizonyosodott, hogy a dolinák alaprajza általában nem kerek, hanem részaránytalan, aminek okát csak kisebb részben kereshetjük a tektonikus preformációban. A jelenség fő oka a biogén karsztkorrózió dinamizmusának rendkívüli mértékű expozícióérzékenysége. A dolinák zárt depresszió jellegéből adódik ui., hogy bennük sajátos mikroklímaviszonyok alakulnak ki. Morfológiai adottságaik révén módosítják a sugárzás hatásokat, az önálló mikroklímaterésen belül pedig az eltérő expozíciók mind talaj-, mind léghőmérsékleti szempontból tovább tagolják a dolinát.

Elemző vizsgálataink bizonyítják, hogy a mikroklíma, a talajnedvesség, a különböző égtáji kitettségű oldalakra specifikusan jellemző mikro- és makroflóra kölcsönhatásainak eredményeként a dolinák eltérő lejtőin expozícióspecifikusan különbözik a talajbeli biogén CO_2 mennyisége is, amit a különböző expozíciójú lejtők talajai alatti korróziós folyamatok sajátos intenzitáskülönbségei is érzékenyen visszatükröznek. A talajbeli biogén CO_2 produkció napi mennyisége nálunk pl. a Ny-i és É-i lejtőn nagyobb, s a napszakos változási tendenciák is e két lejtőn megegyeznek. Kevesebb biogén CO_2 termelési szinttel ugyan, de egymással ugyancsak hasonló megegyezésű tendenciát mutat a keleti és déli lejtő.

A talajlevegő CO_2 -tartalmának, s az általa dinamizált talaj alatti korróziós folyamatoknak a nagyságrendi differenciái ily módon az aszimmetrikus dolinaformák kialakulásának legfőbb hatótényezői. Ennek fő oka a különféle lejtőszögek és irányok szerint változó mértékű napi hőösszeg és csapadékmennyiség, a szélkitettségi és párolgási különbségek, s természetesen, az általuk meg-

határozott növény- és talajtakaróbeli eltérő fokú bioaktivitás. Természetesen a litológiai adottságok (pl. vastagpados üledékszerkezet) is motiváló tényezők lehetnek a kialakult forma minőségében, sőt konzerválódásában is.

A korróziós karsztformák fejlődési minőségét tehát döntően a karsztökológiai tényezők (éghajlat, talaj, növényzet stb.) határozzák meg. Nem szabad azonban megfeledkeznünk arról, hogy ezen tényezők hatásmechanizmusa nem független a relieftől, az alapkőzet szerkezeti és mikrotektonikai adottságaitól sem, s nyilvánvalóan a formák a hatásidőtartamot is messzemenően kifejezésre juttatják.

A korábbi szerzők által ezek közül hegemónikusnak ítélt tektonikus preformáció szerepnagyságrendjének kontrollálására nálunk legutóbb MEZŐSI G. végzett vizsgálatokat, amelyek meggyőzően dokumentálták, hogy a felszíni korróziós karsztformákban a rétegzettségi és a tektonikai adottságok csakugyan csupán motiváló szerepnagyságrendet érnek el. Morfometrikus vizsgálatai szerint a tektonikusan irányítottabb sordolinák relief aránya (mélység/átlagos átmérő) nagyobb, általában 0,1 feletti értéket fejez ki, mint a plató helyzetű vagy tektonikusan nem irányított dolináké. A mérsékelt öv sordolinái — melyek tektonikusan preformált korábbi folyóvölgyeket foglalnak el — hatékonyabb fejlődésűek, mint a magányos platódolinák.

A morfometrikus vizsgálatok adatszerűen és nagyságrendileg is alátámasztották, hogy a dolinák *elnyújtottsági arányát* (legnagyobb és a legkisebb átmérő aránya) kétségkívül befolyásolja a szerkezeti preformáció. Korábbi vizsgálataink szerint azonban a dolinák különböző expozícióin definiálható más-más hőmérsékleti, nedvességi és annak megfelelően eltérő karsztökológiai viszonyok, ill. az ezzel együttjáró különböző talajbeli széndioxid-termelési nagyságrendek genetikai szerepe mindenképpen meghatározóbb, mert a különböző lejtőexpozíciókban valóban szignifikáns különbségű karsztokorrózióval kell számolni. Ezt az összefüggést a forma és ok között az elnyújtottsági arányokra kapott értékeink is alátámasztják: még a tektonikusan erősen preformált dolináknál is találoztunk az É-i és Ny-i expozíciójú lejtő — ökológiai okokra visszavezethető — megnyúlásával. Nyilvánvaló, hogy a komplex érvényesülésű hatásokat faktoronként elválasztottan elemezni nehéz feladat, de az mégis bebizonyosodott, hogy az expozíciós adottságok a megnyúlási arányt — még a tektonizmussal vagy lineáris erózióval legszélsőségesebben preformált sordolináknál (többsoroknál is) — hol csökkentik (pl. É—D-i orientációnál), hol pedig növelik (pl. K—Ny-i orientációnál).

Vizsgálataink szerint a dolinák fejlődése a mérsékelt övi karsztokon lassabban megy végbe, mint a trópusi és szubtrópusi területeken. A biogén ökológiai hatások értelemszerűen eltérő nagyságrendjein túl ebben a körülményben a karsztosodás rendelkezésére álló felület nagysága is jelentősen érvényesül, hiszen az a karsztosodás mértékében, klímazónánként változóan növekszik.

MEZŐSI G. a dolinák karsztdenudáció számára hozzáférhető felületeinek sajátos nagyságrendjeit kontinentális és mediterrán, valamint trópusi és szubtrópusi (17—18 C° és 1200 mm feletti évi csapadék) térségekben vizsgálta. A dolina felszínét gömbsüvegnek tekintve, szerinte a korrózió számára rendelkezésre álló felszín a következő képlettel fejezhetjük ki:

$$A = \pi(2Q^2 + m^2),$$

ahol Q = a dolina közepes átmérője, m = az átlagos mélysége. Figyelembe véve a dolinákban belüli oldóhatás lejtőoldalankénti intenzitási különbségeit,

valamint a talaj vastagsága és a karsztkorrózió hatékonysága közötti — korábban már elemzett — szoros kapcsolatokat, érthető, hogy éppen a legidősebb és legfejlettebb mérsékelt övi töbrökben, továbbá a trópusi karsztokban jut egyre nagyobb szerephez a laterális talajkorrózió, ami a karsztos depressziókat már nem mélyíti, hanem a medencéket oldalirányban szélesíti. A bioaktív talaj ui., amely áttételesen elősegíti a dolinabeli karsztkorróziót, a töbrök fenekén összerosott vörös agyagnak egy kritikuss tömege (rétegvastagsága) után már vízzáró szedimentummá tömörödhet, amely a víz leszivárgása szempontjából akár az impermeabilitás mértékéig is fokozódhat. Ilyenkor a töbrő mélyülése leáll és az oldás a dolina peremén gyűrűszerűen, szélesítően dolgozik tovább a forma fejlesztésén (laterális karsztkorrózió). Egy idő után a szomszédos töbrök közötti gerinc elvékonyodik, majd a dolinák közti nyereg is lealacsonyodik.

A trópusokon a lényegesen nagyobb areális erózió a dolinák alján különösen jelentős mennyiségű talajt hordhat össze, ez pedig bizonyos fejlődési fokon már a szigethegyek (kúp- és toronykarsztok) lábazatának alámarását, s a formák áthajló lejtőinek továbbhangsúlyozását is előidézhetheti. Induljunk ki egy 100 m-es közepes átmérőjű, átlag 15 m mély dolina méreteiből, amelynek felszíne kb. 7400 m². A trópusokra jellemző talajkorróziós nagyságrendek esetén már mintegy 2–2,5 m mélyülés is 500 m²-es további sík területnövekedést eredményez, ami azután hatásában — autoregulációs módon — tovább gyűrűzik. Ez a folyamat a helyi erózióbázis szintjén egészen addig tart, amíg a térszín karsztos domborulatai teljesen fel nem emészthetők. E folyamat előrehaladottabb stádiumában már kúp- és toronykarsztok, ill. köztük reliefszegény karszt-síkságok jellemzik a tájat. Ezzel szemben egy mérsékelt égövi karsztvidéken, figyelembe véve, hogy egyrészt a dolina fenekén gyakran vastag agyagos réteg hátráltatja a mélyülést, másrészt a mélység/átmérő elég stabil kapcsolatát (ez kb. 10 m szélesedést jelent), két lehetőség adódik: minthogy a tényleges karsztos denudációs felület nagysága 6700 és 7700 m² között változhat, ez egyik esetben (7400 m² alatt) a forma konzerválódását, a másik esetben pedig (7400 m² felett) annak lassú növekedését jelenti.