

Dr. Balázs Dénes

KARSZTVIDÉKEK AFRIKA DÉLI RÉSZÉN

ÖSSZEFOGLALÁS

Afrika déli részének karsztvidékei a magyarországitól lényegesen eltérő földtani és éghajlati viszonyok között alakultak ki. Jellemzőek a dolomitkarsztok, éghajlati szempontból pedig a szemiáridus karsztosodási viszonyok. A barlangképződésben a freatikus (karsztvízszint alatti) üregképző hatások érvényesültek. A szerző 1975—76. évi tanulmányútjának anyagából példaként négy karsztvidéket mutat be vázlatosan. Végezetül felhívja a figyelmet a dolomitkarsztok ma még megoldatlan korróziós problémáira.

Afrikának a Zambézi-folyótól délre eső területén viszonylag kevés karsztvidéket találunk. Ennek földtörténeti oka van: ez a térség az archaikumtól napjainkig jobbára szárazulatot képezett s csak egyes darabjait öntötte el a tenger, karbonátos tengeri üledékek tehát kevés helyen képződhettek. Dél-Afrika karsztvidékeinek megismerése ennek ellenére tanulságos vállalkozás, mivel érdekes összehasonlításra nyílik lehetőség. Az 1975—76. évi tanulmányutam néhány megfigyelését szeretném e cikk keretében ismertetni.

I. Karsztgenetikai tényezők

A karsztvidékek kialakulásának földtani, éghajlati, időtartambeli és egyéb előfeltételei vannak. Vegyük sorra ezeket.

I. Geológiai adottságok

Földünkön a legjelentősebb karsztvidékek az ún. orogén övezetekben alakultak ki. A földkéreg vályúiban (geoszinklinálisaiiban) tengeri üledékek halmozódtak fel, és amint a hegységképző mozgások ezeket kiemelték, megindulhatott a sajátos lepusztulási folyamat, a karsztosodás. Dél-Afrika térsége a hatalmas déli kontinens, a Gondwana része volt. Felszínén ma is sokféle megtalálhatók az archaikus kőzetek, a 3—4 milliárd éves mélységi és erősen átkristályosodott üledékes képződmények. Ezek között átalakult (metamorf) karbonátos üledékek is előfordulnak vulkanikus anyagok, kvarcit és konglomeratum közé préselődve, de a karsztosodás szempontjából jelentéktelen kis területen bukkanak felszínre.

A mai dél-afrikai karsztvidékek fő anyakőzete a transvaali dolomit. Mintegy 2,5 milliárd évvel ezelőtt az archaikus alapzat a mai Witwatersrand térségében kissé megsüllyedt és 7—8000 m vastagságú homokos-agyagos hordalék rakódott le. (Ekkor keletkeztek azok az „aranypadok” (reefek), amelyek felfedezésük után Dél-Afrika felvirágzásához vezettek.) 2,3 milliárd évvel ezelőtt erős mélységi aktivitás következett (ventersdorpi vulkanizmus), majd átmeneti eróziós időszak után a megsüllyedt medencébe tenger nyomult be. Ekkor 2000—2500 m vas-

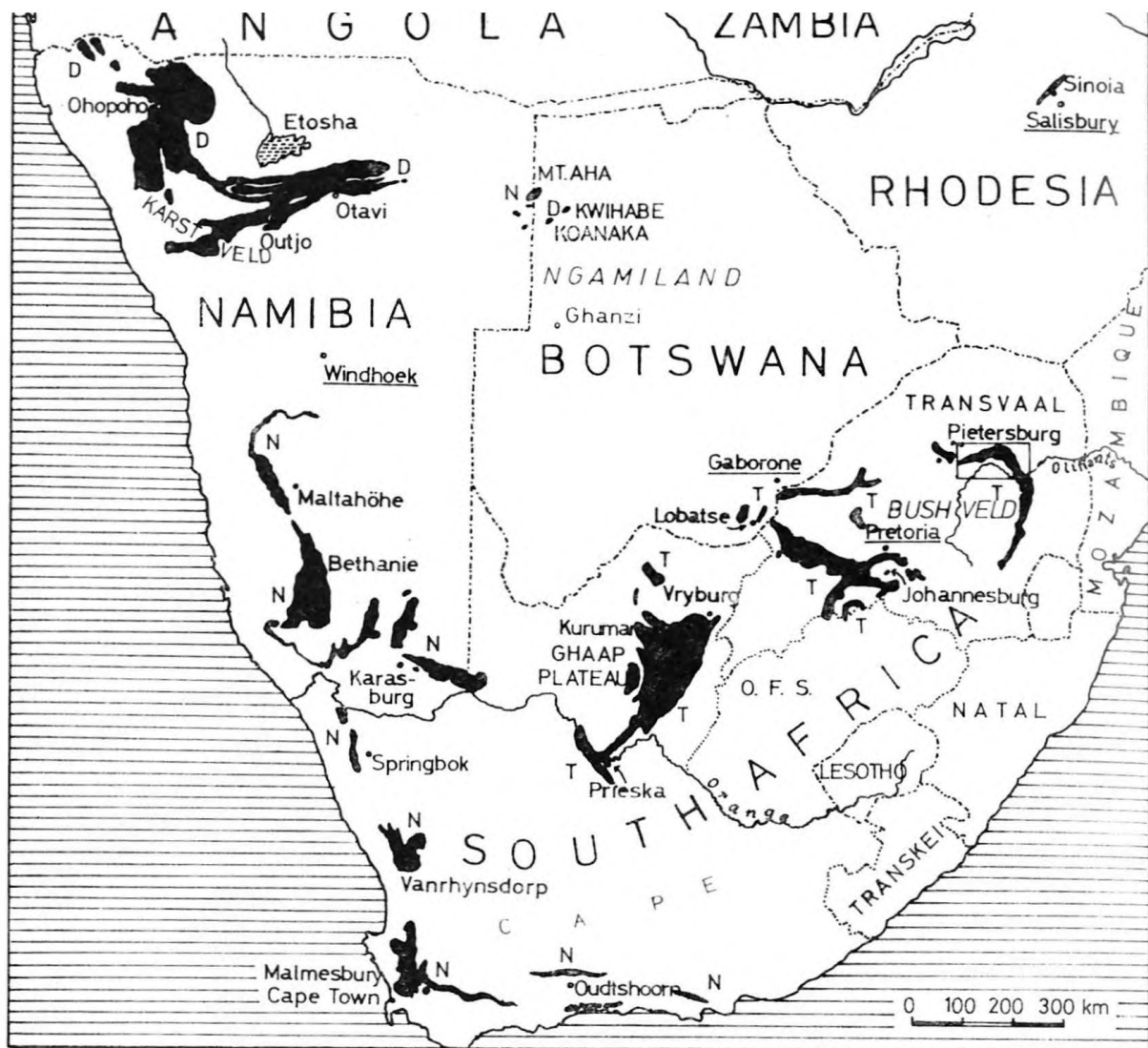
tagságban magnéziumkarbonátos üledék rakódott le, amelyet a dél-afrikai geológusok az ún. transvaal rendszerbe (Transvaal System) soroltak. A transvaali dolomit tehát 2100—2200 millió évvel ezelőtt, a prekambriumban keletkezett.

A transvaali karsztvidék kifejlődése szempontjából említést érdemel a bushveldi lopolit. 1950 millió évvel ezelőtt újra vulkanikus tevékenység indult meg, s nagy mennyiségű savanyú láva (felzit és granofir) borította el a transvaali üledékeket. Az aktivitás következő fázisában a mélyből óriási tömegű bazikus magma (norit) nyomult fel és vízszintesen bepréselődött a korábbi kemény lavatakaró és a transvaali üledékek közé. Később újabb magmaömlés következett, ekkor savanyú vörös gránit hatolt be a felzit és a norit rétegei közé. Hatalmas lencse formájú, ellipszis alakú mélybeli magmaképződmény (lopolit) született, amelynek vastagsága kb. 9000 m, átmérője pedig kb. 500 km volt. A lopolit térsége megsüllyedt, kialakult a Bushveld-medence, amelynek peremein felboltozódtak a transvaali dolomitrétegek is. Így alakult ki az az ívelt dolomitoszorú, amelyet az 1. ábrán láthatunk. A magmatizmus átalakította a dolomitrétegek szerkezetét is, mivel a kőzet hasadékaiba is benyomult a magma, és különböző vastagságú dajkok keletkeztek.

A bushveldi magmatizmust nagyon hosszú idejű lepusztulás követte, ennek során fantasztikus tömegű (különböző térségekben összesen 40 km vastagságú!) üledék képződött. A prekambrium vége felé a mai Namibia és Nyugat-Fokföld térségét tenger öntötte el és ekkor keletkeztek előbb a *damara*, majd a *nama rendszer* mészkövei és dolomitjai.

A földtörténeti ókor, középkor és újkor Dél-Afrika térségében nem eredményezett jelentősebb tengeri lerakódásokat. A szárazföldön az erózió hatása érvényesült és az ún. karru-üledékek képződtek. Az egyetlen fontosabb földtörténeti esemény a Fok-hegység kialakulása a karru idő közepén, amelyben a nama mészkövek is felgyűrődtek Malmesbury és Oudtshoorn térségében.

Az elmondottakból leszűrhető, hogy Dél-Afrika térségének karsztjai rendkívül idős kőzetanyagból formálódtak ki (2. ábra). A karbonátos összlet



1. ábra. Az afrikai kontinens déli részének karsztvidékei. A karsztos kőzetek betűjelzései: T = transvaali dolomit, D = damara rendszer, N = nama rendszer

Fig. 1. Karst regions of Southern Africa. Geological legend of karstic rocks: T = Transvaal Dolomite (Proterozoic), D = Damara System, N = Nama System (both Precambrian)

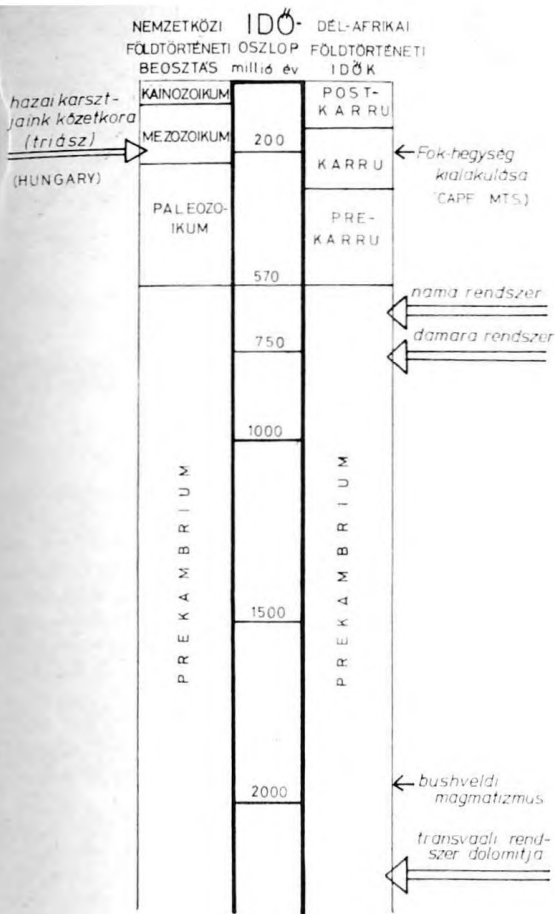
döntő része dolomit, dolomitmárvány és meszes dolomit, s a magmatikus hatások a kőzet szerkezetét nagyon átalakították. Mivel a dolomit a mészkőnél nehezebben oldódik, ez a körülmény eleve rányomja bélyegét a térség karsztvidékeinek arculatára.

2. Éghajlati adottságok

A jelenlegi éghajlat a dél-afrikai szubkontinensen nem kedvez a karsztosodásnak, mivel kevés a csapadék. Földünkön a csapadék évi „világátlag” 857 mm, ezzel szemben a dél-afrikai átlag 464 mm. A csapadékszegénység oka elsősorban az, hogy a térség Földünk terítővidéki övezetébe esik, ahol jobbra leszálló légmozgás érvényesül. Miként a 3. ábráról is leolvashatjuk, a csapadék ÉK felől DNy felé csökken. A keleti partokra viszonylag

elégendő mennyiségű esőt szállítanak az Indiai-óceán felől érkező passzátszelek, de a partokat övező, 2–3000 m magasságba emelkedő Nagylépcsőn át ebből már nagyon kevés jut el a belső medencékbe. Emiatt pl. a transvaali karsztokon csak 500–600 mm, a Ghaap-fennsíkon pedig alig 300–400 mm csapadékot mérnek évente.

A karsztosodás szempontjából nemcsak a jelenlegi éghajlat mérvadó, hanem az őség-hajlat is, hiszen a karsztképződés hosszú időbeli folyamat. Lényeges eltérés azonban a földtörténeti újkor folyamán nem lehetett. A transvaali mésztufaképződmények tanulmányozása során M. E. Marker megállapította, hogy a pliocénban és pelisztocénban csapadékos és száraz időszakok váltották egymást, ami azonban a karsztok fejlődésében csak átmenet intenzitás-változásokat jelenthetett.



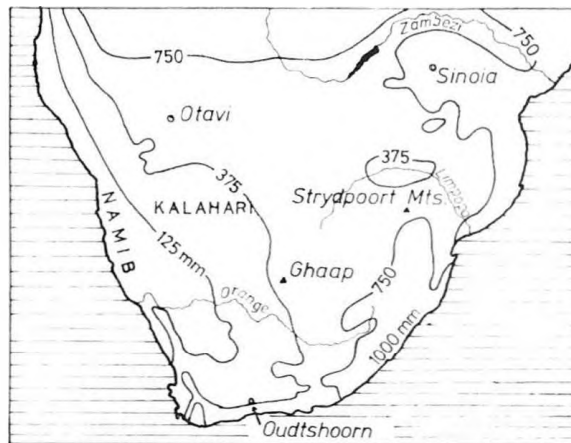
2. ábra. A dél afrikai karsztvidékek közeinek keletkezési ideje a földtörténet időoszlopán

Fig. 2. The geological time scale showing the age of karstic rocks in Southern Africa (right) and compared to that in Hungary (left)

3. Karsztosodási időtartam

Sem a kőzetviszonyok (dolomit), sem a csapadék mennyisége nem segítette elő a karbonátos kőzetek látványos formáinak kialakulását. Ennek ellenére a karsztos tömbök belsejében hatalmas üregek találhatóak, amit a hosszú karsztosodási idővel magyarázhatunk. A szilárd archaikus talapzaton nyugvó karsztvidékeket a kéreg törései mentén fellépő magmatikus hatásokon kívül kevés háborgatás érte.

A felszín denudációját a lepusztulási (eróziós) szintek alapján Dél-Afrikában egészen a juráig vissza lehet vezetni. L. C. King kelet-transvaali megfigyelései alapján nyolc eróziós szintet határozott meg (I. táblázat). Ehhez kapcsolódva M. E. Marker a karsztfennsík és barlangok szintbeli elhelyezkedését rendszerezte és a 4. ábra szerinti eredményt kapta. Ebből kiderül, hogy egyes barlangokat — abszolút kormeghatározás híján még kérdőjelesen — az ún. afrikai lepusztulási szint korával azonosítanak, eredetüket pre-miocén időszakra helyezik, tehát 25 millió évnél is idősebbek.



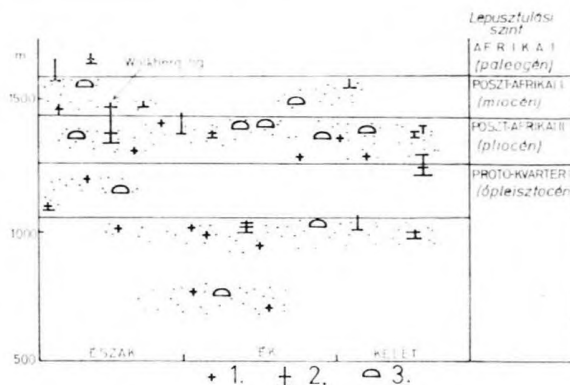
3. ábra. Afrika déli részének leegyszerűsített csapadéktérképe

Fig. 3. Rainfall in Southern Africa

I. táblázat

Lepusztulási szintek Kelet-Transvaalban L. C. King szerint

Elnevezés	Kor	Magasság
Gondwana	jura	1920 m
Poszt-Gondwana Afrikai	korai kréta	1753 m
	késői krétától a kainozoikum közepéig	1570 m
Poszt-afrika I.	miocén	1448 m
Poszt-afrika II.	pliocén	1280 m
Proto-kvarter I.	negyedidőszak	1128 m
Proto-kvarter II.	negyedidőszak	1052 m
Proto-kvarter III.	negyedidőszak	899 m



4. ábra. A transvaali barlangok szintbeli elhelyezkedése (M. A. Marker szerint). 1 = kisebb barlangok, 2 = több szintes függőleges barlangok, 3 = egy szintű nagy barlangok

Fig. 4. Attitudinal distribution of cave levels (after M. A. Marker). 1 = small caves, 2 = extensive vertical caves with horizontal levels, 3 = extensive horizontal caves

(Ez a megállapítás nincs ellentétben Kordos L.-nak a barlangok koráról szóló írásával, amelyet a Karszt és Barlang jelen száma közöl. Száraz éghajlatú vidékeken mind a felszíni formák, mind a barlangok hosszú időn át konzerválódhatnak.)

Az általános ismertetés után rátérek néhány dél-afrikai karsztípus vázlatos bemutatására.

II. Regionális sajátosságok

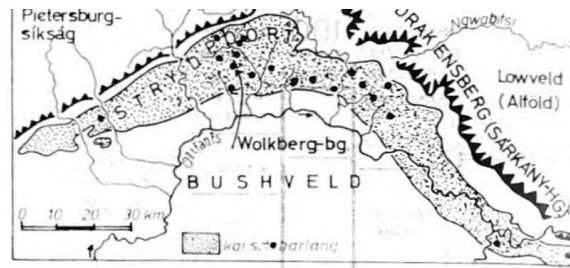
1. A Strydpoort-hegység karsztja

Szerencsés véletlen folytán transvaali tartózkodásom egybeesett a pretoriai egyetemi barlangkutatók egyik expedíciójával, s annak kapcsán egyrészt a nehezen hozzáférhető Wolkberg-barlangot sikerült megtekintenem, másrészt megismerkedhettem a Strydpoort-hegység (ejtsd: sztrejduórt) felszíni karsztjelenségeivel is.

A Strydpoort-hegység Pietersburgtól K-re található, része annak a peremi felboltozódásnak, amely a Bushveld-medencét ÉK felől kifli alakban határolja (5. ábra). A karsztosodó szürke proterozóidolomit domború magaslatokból álló fennsíkot alkot, amely É felé meredekebben törik le, D felé lankásabban megy át a Bushveld-medence vizét összegyűjtő Olifants-folyó mellékére. Az Olifants vadregényes szurdok völgyben törí át a Sárkány-hegység 2000 m-es vonulatát és az alacsony Lowvelden (alföld) folytatja útját a Limpopo-folyóba.

A Strydpoort-hegység 1400–1600 m tszf. magasságú fennsíkjai az ún. afrikai eróziós szintnek felelnek meg. A Pietersburg-síkság felől érkező kis folyók bevágódásaikkal több darabra tagolják. A felszint gyér füves, fás növényzet borítja. Jellemző növényei a különféle áloék, a naboom (*Euphorbia ingens*), a „káposztafa” és különféle akáciák.

A száraz és nedves völgyekkel felszabdalt fennsík felszíne karsztos formakincsekben nem gazdag. Hiányoznak a mérsékelt övi mészkőplátókra oly jellemző oldásos töbrök, legfeljebb néhány meredek falú dolina található, amelyek mélybeli üregek fel-



5. ábra. A Strydpoort-hegység karsztjának földrajzi elhelyezkedése

Fig. 5. The geographical situation of Strydpoort Mountains. The black plots indicate the location of caves

szakadása útján keletkeztek. A mészkő karrformáit a felszínen élesen kipreparált szögletes sziklatömbök helyettesítik, amelyek rendszerint a gyenge dőlésű rétegek töréses peremén képződtek (lásd a fényképen).

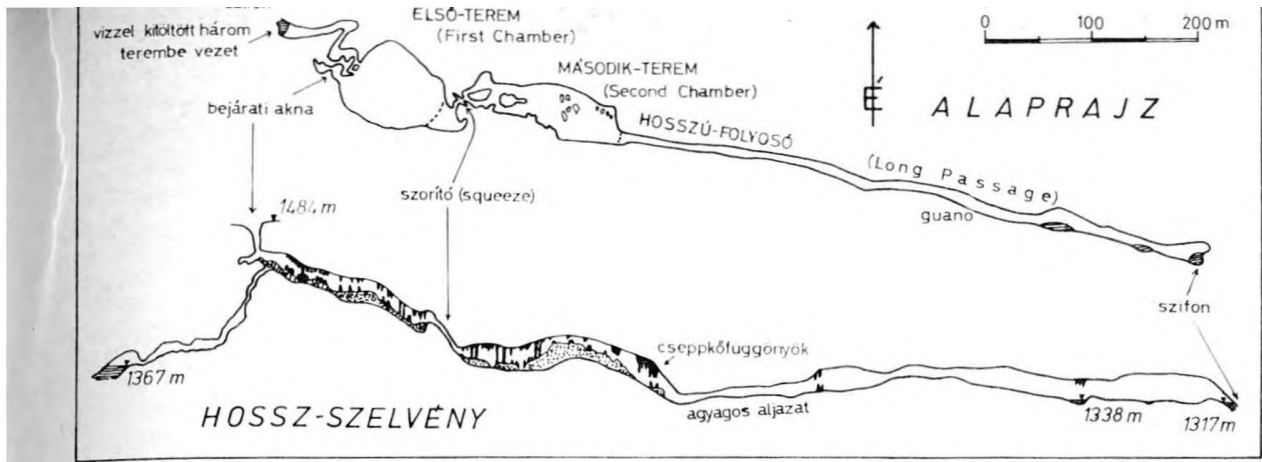
A térségben mintegy húsz ismert barlang van. Általában közel vízszintes folyosók, amelyek bejárata völgyoldalban nyílik. Három zombolyoszerű barlangnyílás is található, ezek úgy keletkeztek, hogy a felszín lepusztulása, illetve a mélybeli barlangtermek felfelé harapódzása következtében a fedőkőzet beomlott. Egy ilyen függőleges aknában át lehet leereszkedni a vidék legnagyobb barlangjába, a Wolkberg-barlangba.

Amint a mellékelt ábrán látható, a barlang két egymástól elütő részre tagolódik (6. ábra). Az egyik rész a két nagy terem foglalja magában. Az Első-terem 107 m hosszú, 60 m széles és 15–18 m magas. A Második-terem még tekintélyesebb, 137 m hosszú, 24–43 m széles és 18–22 m magas. Megdöbentő nagyságú üregek, ha arra gondolunk, hogy ezek a nehezen oldódó dolomitban képződtek. A második rész, a Hosszú-folyosó, patakos barlangszakasznak tűnik.

Az angolszász speleológusok egyöntetű véleménye szerint a barlang egészében freatikus úton, tehát a karsztvízszint alatt alakult ki. Az üregképződési modellt, amely több más barlangra is ráillik,

Szalagos dolomit karsztzikkák a Strydpoort-hegységben: a szalagos alakzatot a különböző vékony kőzetrétegek eltérő oldódása okozza





6. ábra. A Wolkberg-barlang alaprajza és hossz-szelvénye (a Délafrikai Szpeleológiai Szövetség felmérése alapján)

Fig. 6. Plan and section of Wolkberg Cave (after the survey of South African Speleological Association)

T. C. Partridge munkálta ki 1968-ban. A fejlődésnek három szakaszát különíti el. Az elsőben a karsztvízszint közeli, vízzel kitöltött zónában a kőzet szerkezetileg gyenge részein a felszínről beáramló oldó hatású csapadékvíz egyre tágabb üreget old ki (freatikus szakasz). A következő szakaszban a karsztvízszint süllyedése után az üregek levegőssé válnak, s legfeljebb átfutó áradások vize mélyíti (vadozus szakasz), miközben már új freatikus üregrendszer kioldása veszi kezdetét. A harmadik fejlődési szakaszban a vadozus rész beomlások révén felfelé harapódik, esetleg teljesen felszakad, a freatikus rész átlép vadozus fázisba és a mélyben megindul a harmadik freatikus szint kifejlődése.

A fenti modell természetesen ilyen szabályosan ritkán valósul meg, annyi azonban bizonyos, hogy a Wolkberg-barlang széles csarnokai nem képződhetnek „folyóvizes” úton. A freatikus oldásra, az örvénylő víz munkájára utalnak a termek oldalaiban látható nagyméretű öblösödések. A Hosszú-folyosó freatikus eredete már vitatható. A barlangban a fel-

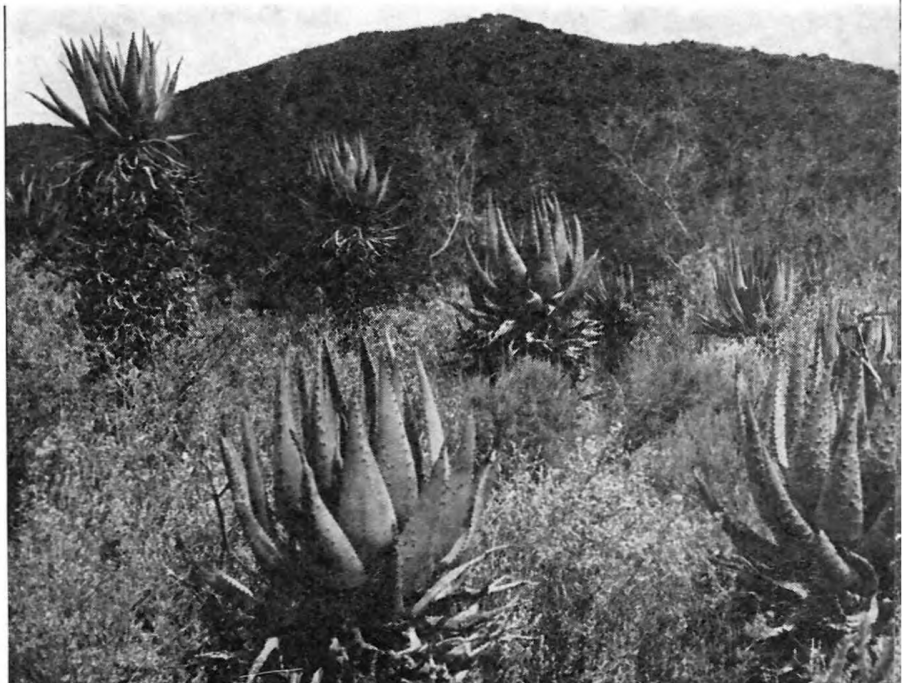
halmozódás és az elszállítás periódusai változtatták egymást. A Hosszú-folyosó elején például láthatók olyan cseppkőoszlopok, amelyeknek falaiba a késsőbbi vízmozgás mély színleket vésett.

Szokatlan jelenség, hogy egy dolomitbarlangban oly nagy mennyiségű cseppkő képződjön, mint amennyit a Wolkberg-barlangban láttam.

Az Első-terem képződményei általában inaktívak, míg a másodikban ma is fejlődnek. A transvaali dolomit természetesen nem tiszta magnéziumkarbonát, a kalcium/magnézium aránya 1:0,67 (Eriksson, 1971).

Általános vélemény, hogy a Wolkberg Dél-Afrika leglátványosabb barlangja. Mivel távol esik a közlekedési útvonalaktól, a nagyközönség számára még nem hozzáférhető. Két másik ÉK-transvaali barlangot azonban megnyitottak az idegenforgalom számára: az Echo- és Sudwala-barlangot. Genetikailag hasonló képződmények, mint a Wolkberg-barlang. Mindkettőben található egy-egy száz méternél hosszabb freatikus terem.

Áloék, az oudtshoorni karsztvonulat jellegzetes növényei





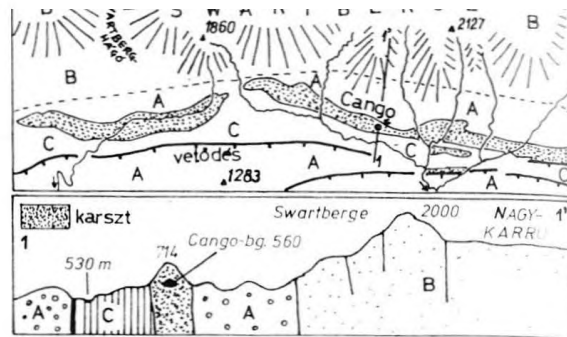
A Wolkberg Cave lefedett bejárati aknája, jobb oldalon egy káposztafa látható

2. A Swartberge karsztija

Dél-Afrika világhírnévre szert tett barlangja a Cango Cave, amely Oudtshoorn várostól 38 km-re É-ra, a Swartberge déli lábánál fekszik. A Swartberge (Fekete-hegység) a Fok-hegység része, a Ny–K-i csapásirányban elhelyezkedő 1800–2170 m magas vonulatát főként a kambriumi táblahegyi homokkő építi fel. A hegység kőzetanyaga a karru időben (perm-triász) meggyűrődött, majd összetöredezett és a D felől érkező nyomás hatására az archaikus talapzatra tolódott. A hegység D-i oldalán felszínre kerültek az ősszlet legidősebb kőzetei, a prekambriumi nama rendszerbe tartozó malmesbury mészkövek. Rétegeik a kéregmozgás során függőleges helyzetbe kerültek és keményebb voltak miatt sasbércek sorozatát képezik (7. ábra).

A Swartberge karsztija tehát mind kőzettani, mind fejlődéstörténeti szempontból nagyon eltér a transvaali karsztoktól. Keskeny, alig egy–másfél km széles sávban 38 km hosszan húzódik Ny–K-i irányban. Karsztos kúpok és sasbércek 100–200 m viszonylagos magasságú sorozatából áll, a kőzet nyúlt felszínén karrbordázat látható; a nagyobb negatív formák (töbrök) teljesen hiányoznak.

A karsztvonulatban hat barlangot ismernek, közöttük a legnagyobb a Cango Cave (afrikánszul: Kangogrotte). A karsztzónát átszelő egyik völgy



7. ábra. A Swartberge karsztija a Cango-barlanggal, fent alaprajz, alatta É–D-i vázlatos földtani metszet. Jelmagyarázat: A = un. cango-összlet (grauvacke, agyagpala, konglomerátum), B = táblahegyi homokkő, C = agyagpala

Fig. 7. Plan and section of Cango karst belt. A = Cango Formation (greywacke, shale, conglomerate), B = Table Mountain sandstone, C = shales

oldalából nyílik és a réteglapok mentén Ny felé nyúlik. 1780-ban fedezte fel egy hottentotta pásztorfiú, amikor az elcsatangolt állatai keresésére indult. A barlang omladékos bejárata egy hatalmas terembe vezet, amelyet a pásztorfiú gazdája, Van Zyl kuttatott át s róla kapta a csarnok nevét is.

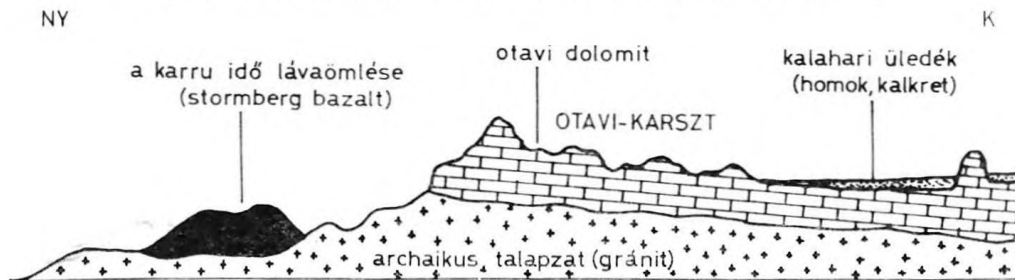
A dél-afrikai speleológusok véleménye szerint a Cango-barlang széles üregei szintén freatikus úton képződtek. A hajdani oldásos formákból ma már kevés látható, mivel a mennyezetről leszakadt hatalmas tömbök az üregeket nagyon átalakították. Cseppkőképződményekben a barlang nem túl gazdag, ennek hiányát a barlangot kezelő szerv különleges fényhatásokkal próbálja ellensúlyozni. A fokvárosi barlangkutatók 1971-ben felfedezték a barlang folytatását, a Wonder Cavet (Csoda-barlang). Ez a szakasz főként heliktitjeiről nevezetes. A Cango-barlang jelenlegi ismert hossza 2 km.

A Cango-barlang korát illetően sok a bizonytalanság. M. E. Marker szerint a freatikus üregek valószínűleg a transvaali fő barlangosodási időszakkal (miocén) egyidőben keletkeztek, a negyedkor már pusztulási szakaszt jelent. A barlang egyébként a 850 m tszf. magasságú eróziós szintben képződött, vízszintes járatainak talpszintje 31 m-rel fekszik a jelenlegi Cango-folyó fölött. A karsztosodás jelenkori fekezője az, hogy a vonulat esőárnyékban fekszik, az éves csapadék a Cango-barlangnál mindössze 382 mm.

3. Otavi-karsztvidék

Ismét más típusú az a karsztvidék, amely Namíbiában az Etosha-sóstótól délre általában NyDNy–KÉK csapásirányban mintegy 400 km hosszúságban és 20–40 km szélességben húzódik (1. ábra).

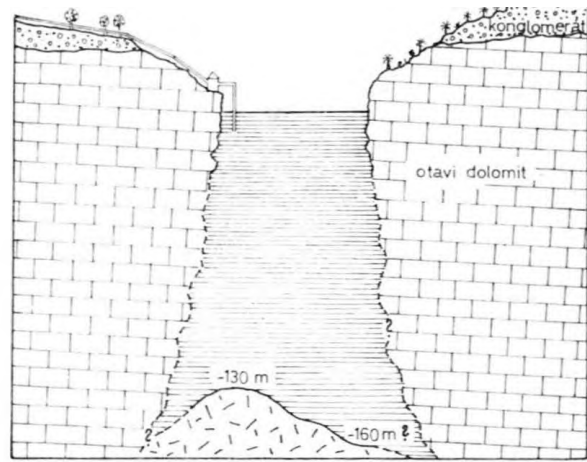
8. ábra. Az Otavi-karsztvidék Ny–K-i irányú földtani szelvénye
Fig. 8. Geological section of Otavi karst region (from West to East)



Az afrikánszul „Karstveld”-nek nevezett sívár szavannavidéket közel vízszintes fekvésű prekambriumi üledékek építik fel, amelyet a geológusok az ún. damara rendszerbe soroltak (8. ábra). A damara rendszeren belül az „otavi sorozat” főként dolomitból áll, amely hosszan elnyúló szigethegység és magányos tanúhegyek formájában emelkedik ki a síksággá elegyengetett lepusztulástermékek tömegéből.

Mivel a karstvonulat helyenként tekintélyes átmérőjű, nem hiányoznak felszínéről a karstos mélyedések (töbrök, sőt poljék) sem. A legismertebb karstjelenségek azok a szakadékdolinák, amelyek Tsumeb bányavároskától Ny-ra fekszenek. Az Otjikoto nevezetű beszakadás teljesen lepusztult síkságon keletkezett; mintegy 50 km átmérőjű nyílás, amelyet a felszíntől kb. 8 m-re karsztvíz tölt ki. A függőlegesen lefelé haladó, vízzel kitöltött akna mélysége kb. 90 m. Hasonló képződmény az Otjikotótól DNy-ra található Guinas tó, amely magasabb szinten nyílik, egy több száz méter átmérőjű, tál-szerű mélyedés alján (9. ábra). Mindkét karsztó a mélyben megbúvó óriási freatikus barlangüreg beszakadása útján keletkezett.

Az Otavi-karstvidék Ny-i része jelenleg 200–300 mm, a K-i része 400–500 mm körüli csapadékot kap évente. Az utóbbi részt Otavi-Tsumeb térségében lombos erdők fedik, ezért „zöld karstnak” is nevezik. A dolomithegyek itt 300–400 m-re magasodnak a környező síkság fölé. A csupasz dolomit-



9. ábra. A Guinas-tó (szakadékdolina) metszete
Fig. 9. Section of the Guinas Lake (collapsed doline)

felszíneken erős oldás figyelhető meg, nehezen járható, mély szakadékokkal teli karrmezők is kialakultak. Rengeteg barlang is képződött a hegyekben, egyedül az Eggers-farm területén hetet tartanak nyilván. Vannak köztük aknaszerű üregek és horizontális folyosók, fiatal képződmények és félig már felszakadt rendszerek. A windhoeki barlangkutatók eddig mintegy 100 barlangot térképeztek fel, de még ezek várnak kutatóikra.

A Guinas Lake: tóval kitöltött beszakadt hatalmas barlangterem a namibiai Otavi-karstton



Az Otavi-karsztvidéktől K felé, a Kalahári-medence homokjából magányos dolomit tanúhegyek emelkednek ki. Ilyenek Botswana és Namibia határvidékén a Mount Aha, Kwihibe, Koanaka és más karsztos szigethegyek (1. ábra). (A bennük található barlangokról H. J. Cook készített beszámolót.)

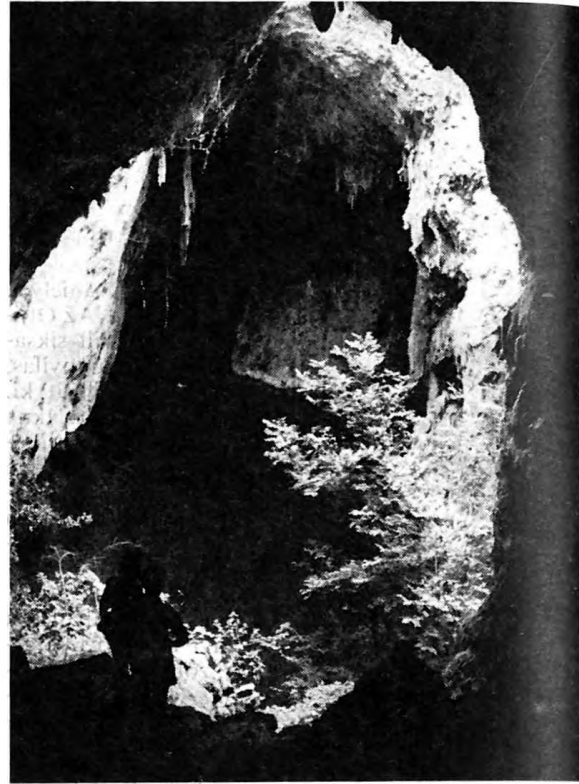
4. Sinoia-karszt

Az előbbi (ngamiföldi) karsztos felsivatagi szigethegyekkel rokon képződmények a rhodesiai Sinoia közelében található karsztmaradványok. Ezek is a késői prekambriumi dolomitban képződtek, geomorfológiai helyzetük azonban más: az 1500 m magasra emelkedett rhodesiai gránitboltozat idős kőzetei közé préselődtek be.

A legismertebb karsztos képződmény a Sinoia-barlang (az őslakók nyelvén: Chirorodziva), amely genetikailag hasonló az otavi szakadéktavakhoz. A mélyben hatalmas vízalatti barlangrendszer húzódik, amely több helyen felszakadt. A Sleeping Pool nevű szakadék alján a szabad vízfelület is feltűnik. A rhodesiai könnyűbúvárok a mélyben vízzel kitöltött hatalmas labirintust tártak fel (10. ábra).

5. Kalkrét-karszt

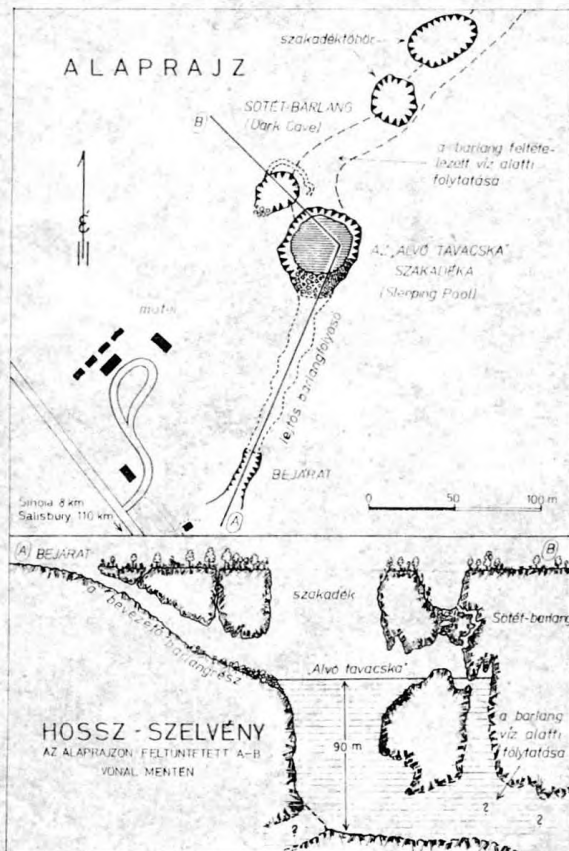
Ebben az összetételben a „karszt” kifejezés talán túlzás, annyi azonban bizonyos, hogy egészen sajátos kőzetről van szó.



10. ábra. Alaprajzi vázlat és metszet a rhodesiai Sinoia-barlangról

A Sleeping Pool (Alvó tavacska) a Sinoia-barlangban (Rhodesia)

Fig. 10. Plan and section of Sinoia Caves (Rhodesia)



A kalkrétot magyarul felszíni mészkőnek nevezhetnők. Felsivatagi éghajlati viszonyok mellett keletkezik, előfordul a Szaharában, Ausztráliában stb. Dél-Afrikában a Kalahári-medencében különösen Ghanzi vidékén alkot sok ezer km²-nyi területen összefüggő réteget. A kalkrét úgy keletkezik, hogy az áradmányvizek oldott állapotban kalcium- és magnéziumkarbonátot szállítanak magukkal a lefolyástalan belső medencékbe, ahol ezek a sók a víz elpárolgása után felhalmozódnak. A lerakott anyagok egy részét a víz mélyebb talajrétegbe vezet, de onnan a talaj hajszálcsövecskéin ismét a felszín közelébe kerül és ott kemény meszes kéreggé alakul át. Nedves állapotban a kalkrét könnyen morzsolható, fehér színű anyag. Porózus szerkezete miatt jó víztároló, a kalkrétba mélyített kutakban csaknem mindig van víz, ami sivatagos területeken az életet jelenti. A Kalaháriiban a kibányászott kalkrétot – más kőzet híján – útépitéshez használják, vízzel meglocsolva és hengerelve viszonylag kemény útburkolatot nyernek belőle.

A kalkrétos térszíneken a kőzet lazasága miatt természetesen maradandó karsztformák nem alakulhatnak ki, legfeljebb sekély talszerű mélyedések. A kalkrét barlangosodásra teljességgel alkalmatlan.

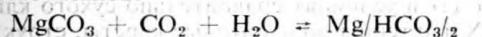
II. táblázat. Dél-afrikai karsztvízminták kémiai elemzésének eredményei

A vízminta megnevezése	Mintavétel időpontja	Tározóközet	Víz hőfok C°	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Ca + Mg	Ca Mg
				mg/l			
Cango Cave (barlangi távacskák)	1975. XII. 17.	nama mészkő (prekambrium)	18	161,4	26,7	188,1	6,04
Cango Cave (felszivattyúzott karsztvíz)	1975. XII. 17.	nama mészkő (prekambrium)	18	114,2	18,9	133,1	6,04
Wolkberg Cave (szifontó a Hosszú-folyosó végpontján)	1975. X. 11.	transvaal dolomit (proterozoikum)	kb. 20	57,8	38,3	96,1	1,51
Otjikoto Lake (a karsztó vize)	1975. XI. 26.	damara dolomit (prekambrium)		97,1	56,8	153,9	1,71
Guinas Lake (a karsztó vize)	1975. XI. 26.	damara dolomit (prekambrium)		84,3	59,3	143,6	1,42
Sinoia Cave (barlangi tó)	1976. I. 3.	prekambriumi dolomit	22	66,8	47,7	114,5	1,40

III. A dolomit karsztosodása

Az Afrika déli térségében található dolomit-karsztok jó lehetőséget kínálnak e sajátos litológiai felépítésű térszinek lepusztulásviszonyainak megfigyeléséhez. A dolomitkarsztok elterjedésük szerint kevésbé jelentősek, mint a mészkőkarsztok, a karsztosodás törvényszerűségeit kutatók számára azonban annál több problémát jelentenek.

A dolomitkarsztok alapközete, a dolomit a kalcium és magnézium kettős karbonátjából áll (CaCO₃·MgCO₃). A magnéziumkarbonát oldási folyamata szénsavas vízben hasonló a kalciumkarbonát oldódásához:



Az oldódás során tehát magnéziumhidrokarbonát keletkezik, amelynek oldatban maradását bizonyos mennyiségű széndioxid biztosítja. Laboratóriumi kísérletekkel számos kutató megállapította, hogy a magnéziumkarbonát sokszorosan jobban oldódik, mint a kalciumkarbonát (külföldön: Hodgman, Kline, Nicod, Picknett, Roques stb., hazánkban Markó L., Mándy T.).

A laboratóriumi vizsgálatokkal ellentétben a gyakorlati karsztkutatók azt tapasztalják, hogy a természetben a magnéziumkarbonátos kőzetek lassabban karsztosodnak, mint a tisztán kalciumkarbonátból álló mészkövek. A feltáró barlangkutatók számára fontos mutatószám a Ca/Mg hányados, mivel tapasztalati tény, hogy ahol a mészkőfacies átmegy dolomitos kőzetbe — tehát a Ca/Mg értéke csökken — az oldásos úton keletkezett barlangüregek valószínűsége és mérete is feltételezhetően kisebb.

Az elmélet és a tapasztalat közötti ellentmondások megoldására az elmúlt években sok vizsgálat történt. A dolomitkőzetekből fakadó karsztforrások kémiai elemzése azt mutatja, hogy a magnéziumkarbonát oldódása széles határok között változik. Feltehetően vas és szulfát tartalmú kőzetanyagok módosítják a tiszta magnéziumkarbonát eredendően nagyobb oldhatóságát. Szerepet játszhat a magnézium-ionok mennyiségi aránya is. A. F. Picknett például azt tapasztalta, hogy ha a kőzetben a magnézium aránya 1%-nál kisebb, az adott széndioxidmennyiség elsősorban a kalciumkarbonátot oldja fel. H. Roques viszont azt tapasztalta, hogy ha a kőzet magnéziumkarbonát-tartalma meghaladja a 15%-ot — a dolomtnál ez az arány áll fenn —, akkor a kalcium oldódása erősen lecsökken.

Más kutatók — mint például I. Douglas — a magnéziumarányal szemben a kőzet szerkezetének, szövetének felépítését helyezik előtérbe. A transvaali dolomitok kőzettani vizsgálatait azt tanúsítják, hogy az adott kőzet fizikai és kémiai tulajdonságai (például a kőzet sűrűsége, idegen ásványok jelenléte stb.) nagyobb befolyással bírnak a kőzet oldhatóságára, mint a Ca/Mg hányados.

Tanulmányutam során magam is vizsgáltam különböző karsztterületeken a karsztvizekben oldott karbonátok mennyiségét, néhány fontosabb minta adatát a II. táblázat tartalmazza. A tapasztalatok szerint a szárazabb éghajlatú területeken a karsztvízben a Ca és Mg ionok mennyisége növekszik. A Wolkberg-barlang több tavából is vettem mintát, az eredmények közel azonosak. Érdekességként említem meg, hogy K. A. Eriksson vizsgálatai

szerint a transvaali dolomitkőzet átlagos kalcium-magnézium aránya 1:0,67, amivel csaknem teljesen megegyező a Wolkberg-barlangi karsztvíz Ca, ill. Mg ionjainak aránya (57,8:38,3 azaz 1:0,66). Hazai tapasztalatok szerint a karsztvizekben a magnéziumionok aránya általában nagyobb, mint az anyakőzetben.

Rövid látogatásom nem tette lehetővé, hogy időbelileg is tanulmányozzam a dolomitkarsztokon érvényesülő oldásos lepusztulás intenzitását. M. E. Marker végzett e téren adatgyűjtést: több karsztforrás és részben karsztos területről távozó folyók vizének kémiai összetételét vizsgálta több éven keresztül. Csupán azt lehetett biztonsággal megállapítani, hogy a kalcium és magnézium aránya évszakosan változik. (Transvaalban a nyár csapadékos, a tél viszonylag száraz). Törvényszerűséget az adatokból levonni még nem lehetett, mert azok ellentmondásosak. Például az egyik nyáron a kalcium-magnézium hányados nőtt, máskor csökkent.

Magyarország egyaránt rendelkezik mészkő- és dolomitkarsztokkal. Mivel karsztjaink klímaviszonyai megközelítően azonosak, jó feltételek kínálkoznak a két közetféléseghöz kötődő karsztjelenségek összehasonlító genetikai vizsgálatára és a dolomitkarsztok sok nyitott kérdésének megválaszolására.

Dr. Balázs Dénes
H-2030 Érdliget, Sárd u. 45.

IRODALOM

- COOKE, H. J. & T. BAILLIEUL (1974): The Caves of Ngamiland: An Interim Report on Explorations and Fieldwork 1972-74. — Botswana Notes and Records, Vol. 6. p. 147-156.
- MARKER, M. E. — B. P. MOON (1969): Cave levels and erosion surfaces in the Transvaal, South Africa. — South Afr. Geogr. Journal, Vol. 51. p. 106-113.
- MARKER, M. E. & G. A. BROOK, (1970): Echo Cave: A Tentative Quaternary Chronology for the Eastern Transvaal. — Environmental Studies, Dept. of Geogr., Univ. Witwatersrand, Johannesburg, Occasional Paper No. 3. p. 1-38.
- MARKER, M. E. (1971): Waterfall tufas: a facet of karst geomorphology in South Africa. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 12. p. 138-152. Berlin-Stuttgart.
- MARKER, M. E. (1972): Karst Landform Analysis as Evidence for Climatic Change in the Transvaal. — South Afr. Geogr. Journal, Vol. 54. p. 152-162.
- MARKER, M. E. (1973): Tufa formation in the Transvaal, South Africa. — Z. Geomorph. N. F. Vol. 17. 4. p. 460-473. Berlin-Stuttgart.
- MARKER, M. E. (1973): Some aspects of the magnesium problem in karst weathering, with special reference to the Northeastern Transvaal, South Africa. — Trans. Cave Res. Gr. of Great Britain, Vol. 15. No. 1. p. 9-17.
- MARKER, M. E. (1974): Caves of the Strydpoort Mountains, Northeastern Transvaal, South Africa. — Trans. British Cave Res. Ass., Vol. 1. No. 2. p. 85-92.
- MARKER, M. E. (1976): The development of the Congo Cave System. — Dept. Geography and Environmental Studies, Univ. Witwatersrand, p. 8.
- MOON, B. P. (1972): Factors controlling the development of caves in the Sterkfontein area. — South Afr. Geogr. Journal, Vol. 54. p. 145-151.
- PARTRIDGE, T. C. (1968): Some geomorphologic units in the Transvaal and their significance in physical development. Ph. D. Thesis, Univ. Natal, Durban.
- WALKER, A. S. (ed.), (1970): Congo, the story of the Congo Caves of South Africa. (By members of the South African Speleological Ass.) Maskew Miller Ltd, Cape Town. 84 p.

KARST REGIONS OF SOUTHERN AFRICA

In the years 1975 and 1976, the author carried out studies in karst morphology and speleology in that part of Africa situated south of the Zambezi River. For geohistorical reasons, the subcontinent is not too rich in karst regions, but it contains peculiar karst types. The karst features have developed in ancient (Precambrian) rocks under relatively arid climatic conditions. Dolomite karst lands with intrusive dikes intersecting the dolomites are characteristic. In general, phreatic effects (occurring below the karst water-table) have been largely involved in the formation of the caves here. The intensity of karstification is low because of the aridity of the climate and, except for ephemeral pluvial phases, this seems to have been the case also in the past. Hence the lack of any spectacular karstic formations, and it is the underground cavities of a very long duration of formation and their collapse-generated openings that deserve to be mentioned at the most. Four karst regions are briefly reviewed: Strydpoort Mountains in Transvaal, the Oudtshoorn Karst Belt in Cape Province, the Otavi Karst Region in Northern Namibia and the Sinoia Karst in Rhodesia. In conclusion, the analyses of a few karst water samples from South Africa are discussed.

КАРСТОВЫЕ ОБЛАСТИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ АФРИКИ

Автор в 1975—76 гг. проводил морфологическое и спелеологическое изучение карстов в части Африки, находящейся южнее реки Замбези. Данный регион вследствие геосторических причин небогат карстовыми районами, однако располагает собственными типами карста. Карсты образовались в древних (докембрий) породах в условиях сравнительно сухого климата. Характерны доломитовые карсты, структура которых нарушена интрузиями (дайками). В образовании пещер обычно преобладают фреатические (под уровнем карстовых вод) воздействия. Интенсивность карстообразования вследствие сухого климата замедленная и, за исключением переходных пльвиальных периодов, была такой же и в прошлом. Поэтому отсутствуют наглядные карстовые формации, заслуживают внимания глубинные полости и их части, образовавшиеся, по крайней мере, в течение очень длительного времени. Автор дает краткое региональное описание четырех карстовых районов: гор Стрейтпорт в Трансваале, карстового пояса Аудтсхорн в провинции Кап, карстового региона Отави в северной Намибии и карста Синоя в Родезии. В заключение приведены результаты анализов нескольких проб карстовых вод Южной Африки.