

THÈSE DE DOCTORAT présentée à
l'Université des Sciences et Techniques
de Lille Flandres-Artois
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ en GÉOLOGIE

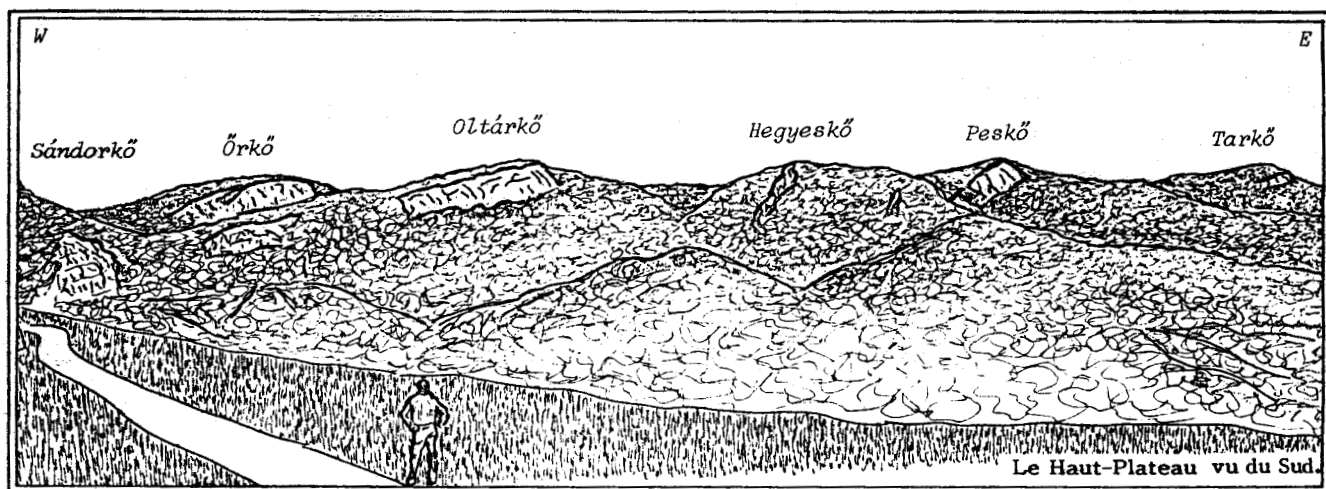
N° d'ordre : 250

50376
1988
187

50376
1988
187

par
László CSONTOS

ÉTUDE GÉOLOGIQUE D'UNE PORTION DES CARPATHES INTERNES
LE MASSIF DU BÜKK (NORD-EST DE LA HONGRIE)
(STRATIGRAPHIE, STRUCTURES, MÉTAMORPHISME ET GÉODYNAMIQUE)



SOUTENUE LE 29 JUIN 1988
DEVANT LA COMMISSION D'EXAMENS

Président : François THIÉBAULT Professeur U. S. T. Lille Flandres-Artois

Rapporteurs : Jacques PAQUET Professeur U. S. T. Lille Flandres-Artois
Luc-Emmanuel RICOU Directeur de recherche CNRS,
U. P. M. C. (Paris VI.)

Examineurs : Tamás BÁLDI Professeur E. L. T. E. (Budapest)
Françoise BERGERAT Chargée de recherche C.N.R.S. (Paris VI)
Jean DERCOURT Professeur U. P. M. C. (Paris VI.)

AVANT-PROPOS

Une thèse est toujours un travail collectif. Je pense que ce volume illustre bien ce propos. Ce travail, commencé en Hongrie et terminé en France, a bénéficié du support et de l'aide de beaucoup de chercheurs des deux nations. Il a débuté en 1982, quand je me suis associé à MM. Z. Balla et à L. Havas, faisant alors la cartographie d'une partie du massif du Bükk. J'ai énormément appris d'eux, et du groupe de chercheurs français travaillant en Hongrie dans le cadre d'une coopération internationale. C'est grâce à un des comptes rendus de cette coopération géologique franco-hongroise et avec l'appui de M. J. Dercourt, que j'ai fait un stage en France. Grâce aux autorités françaises et hongroises, j'ai bénéficié d'une bourse d'études. Mon premier séjour d'apprentissage a été suivi par un travail intense de terrain, rendu possible par MM. J. Fülöp et T. Baldi, mes patrons hongrois. Ils ont tout fait pour me libérer de mes autres tâches et pour financer mes missions. Sur le terrain, j'ai bénéficié de l'aide de M^{lle} F. Bergerat et de M. F. Thiébault, qui, après m'avoir appris les techniques de la microtectonique souple et cassante, m'ont aidé à recueillir une partie des mesures et observations. P. de Wever a essayé de déterminer les fossiles d'un état exécrationnel. Je remercie de leur effort.

Les discussions au refuge de Harmaskut et à l'Université Eotvos de Budapest m'ont également été très bénéfiques. Je citerai seulement trois de mes partenaires dans ces discussions : P. Pelikan, S. Kovacs de l'Institut Géologique Hongrois, et A. Nagymarosy de l'Université Eotvos. Deux jeunes géologues, F. Velledits-Hives et L. Fodor m'ont également rendu service en me faisant part de leurs travaux. J'ai enfin profité d'une réunion de travail des géologues des Académies des pays de l'Est, organisée dans le massif du Bükk en septembre dernier. Parmi celles de nombreux chercheurs, ce sont les idées de MM. K. Birkenmajer et M. Sandulescu qui m'ont le plus influencé. Je leur suis reconnaissant pour m'avoir donné une perception de grande envergure à partir de petites observations.

C'est avec cette "valise intellectuelle" que je suis arrivé à Lille pour une deuxième fois. J'ai retrouvé beaucoup d'amis et un climat favorable à un travail intensif. La rédaction en un temps relativement court, n'a été possible que grâce au travail dévoué de E. Hanton, qui a effectué la frappe. Le texte a été revu par F. Thiébault et F. Guillot, auxquels je demande pardon pour avoir malmené cette belle langue qu'est le Français.

Si le texte est lisible, c'est grâce à ce comité de rédaction. La logique cartésienne de F. Guillot m'a également proposé des réarrangements de certains chapitres, grâce auxquels, j'espère, le travail est devenu plus clair. (Je crois savoir, que ce n'est pas la première, et loin d'être la dernière thèse, dont il est "la sage femme".) Je suis également reconnaissant à J. Carpentier, M. Bocquet et Mme Brebion, car ils étaient toujours disponibles, quand il fallait un coup de main concernant "l'assistance technique".

Je remercie finalement tous mes amis et amies lillois qui m'ont bien accueilli, et m'ont fait un peu oublier l'éloignement de mon cher pays. Parfois (surtout les nuits blanches) leur simple présence m'a aidé à surmonter les difficultés. En plus de ce soutien moral, ils ont également partagé les tâches monotones d'un thésard.

Je souhaite que tous ceux qui y ont contribué sentent ce travail un peu comme le leur.

**Etude géologique d'une portion des Carpathes internes :
le massif du Bükk (NE de la Hongrie)
(Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique)**

par László CSONTOS

Mots clés : Hongrie, Carpathes internes, Cartographie, Stratigraphie, Analyse structurale, Minéraux argileux et métamorphisme, Géodynamique

Résumé

Une cartographie détaillée et une analyse structurale ont permis de différencier trois grands ensembles tectoniques au sein du massif du Bükk et de dessiner 3 cartes et 5 coupes. On peut distinguer 1, une série parautochtone paléozoïque à jurassique supérieure, 2, une succession allant du Lias au Malm composant les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő, et 3, une nappe, dite de Kiszennsík, comportant des calcaires clairs du Trias supérieur. Les roches du parautochtone et des nappes de Mónosbél-Szarvaskő ont subi ensemble un métamorphisme anchi-épizonal et plusieurs déformations pénétratives.

1, Dans le parautochtone la série paléozoïque à anisienne (avec des faciès et un volcanisme typiquement dinariques) est suivie soit par une série de plate-forme (dans les domaines du Haut-Plateau et de Répáshuta) soit par des séries de bassin (Anticlinal du Nord, Bükk de l'Est). La différenciation et l'effondrement des plates-formes se produisent au cours du Trias moyen et supérieur, en plusieurs étapes. Au Jurassique inférieur une mince succession contenant des éléments remaniés recouvre les terrains de l'Anticlinal du Nord, du Haut-Plateau et de Répáshuta. Les radiolarites et les schistes ardoisiers (turbidites distales) du Jurassique supérieur semblent recouvrir, de manière uniforme, les différents domaines de dépôt du Trias.

2, Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő sont composées de schistes à bancs et olistolites de grès, éventuellement de volcanites basiques, de schistes à bancs et olistolites calcaires, de calcaires allodapiques et de brèches de radiolarites. D'après quelques niveaux-repères, et quelques datations, ces dépôts auraient eu lieu du Lias basal au Jurassique supérieur.

3, La stratigraphie et la position structurale de la nappe de Kiszennsík ont été réinterprétées. Cette nappe est composée de calcaires non métamorphiques à Mégalodontidés, et appartiendrait à l'unité supérieure de Szilice, définie plus au Nord et appartenant à l'Austroalpin supérieur.

Les structures du massif du Bükk permettent de différencier 11 événements de son évolution tectonique. Après l'arrivée au Crétacé inférieur des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő avec peut-être l'apparition d'une première schistosité, le charriage du Nord au Sud de l'unité de Szilice au cours du Crétacé supérieur a engendré des plis synschisteux centimétriques à kilométriques, à schistosités pénétratives. Les datations radiométriques (Árva-Sós *et al.*, 1986) du métamorphisme syn-déformation justifient le calendrier proposé des charriages. Dans la phase tardive du charriage de Szilice, un écaillage avec genèse de plis postschisteux a créé les grandes surfaces de cisaillement naissant aux limites paléogéographiques des zones isopiques triasiques de l'autochtone relatif.

Une compression E-W paléogène engendre ensuite des plis postschisteux à axe N-S. Cette compression est probablement le reflet d'un mouvement coulissant, expulsant les Carpathes internes, d'entre les Alpes calcaires du Nord et les Alpes du Sud, vers l'Est, au cours du Paléogène (Kázmér et Kovács, 1984). Au Miocène inférieur se produisent des raccourcissements importants dans la direction N-S. Ils s'expriment par l'installation d'un système décrochant, dit de Darnó, tordant toutes les structures antérieures. Au Miocène moyen-supérieur le raccourcissement maximal s'oriente vers l'ENE-WSW et crée successivement : - des bassins d'effondrement en transtension - des failles senestres inverses - des plis et de petites écailles - et de nouveaux effondrements.

Les études des cortèges argileux corroborent les idées antérieures sur le métamorphisme. Elles démontrent en plus la position supérieure des nappes de Mónosbél-Szarvaskő par rapport à l'autochtone relatif. La faible transformation de la série voisine de Darnó, vis-à-vis des roches du massif du Bükk, interdit d'en faire un équivalent. La série de Darnó appartiendrait donc non pas au parautochtone ou aux nappes de Mónosbél-Szarvaskő, mais à l'unité de Melléte (vestiges d'une croûte océanique triasique, définie plus au Nord), transportée au Sud par le charriage de Szilice.

Le modèle géodynamique adopté suit celui de S. Kovács (1984) : on envisage un océan (celui de Melléte, prolongement probable de Vardar) entre les marges septentrionale (Szilice = Austroalpin supérieur) et méridionale (Torna-Bükk). On peut attribuer un rôle majeur aux décrochements crétacés et tertiaires, qui auraient juxtaposé ces trois domaines. Les caractéristiques stratigraphiques et structurales du massif du Bükk seraient plus proches de celles des Dinarides, que de celles des Carpathes. La situation actuelle du massif du Bükk serait donc due à une tectogenèse crétacée à vergence sud et au fonctionnement d'un (ou plusieurs) décrochement(s) de grande portée au cours du Tertiaire.

Study of a member of Inner Carpathians : the Bükk mountains, NE Hungary.

(Stratigraphy, structures, metamorphism and geodynamics)

by László Csontos

Key-words : Hungary, Carpathian chain, Geological mapping, Stratigraphy, Structural analysis, Clay minerals and low-grade metamorphism, Geodynamics

Abstract :

A detailed geological mapping and a structural analysis has enabled me to draw 3 maps and 5 cross-sections of the Bükk mountains and to distinguish there 3 major tectonic units. One can separate 1, a paraautochthonous, the series of which range from Palaeozoic to Jurassic; 2, a Jurassic series composing the nappes of Mónosbél-Szarvaskő; and a nappe, called Kisfennsík, built of light coloured Upper Triassic limestones. The paraautochthonous and the Mónosbél-Szarvaskő nappes have both suffered anchi-epizonal metamorphism and several ductile deformations; while the Kisfennsík nappe seems untouched by these events.

1, In the paraautochthonous, the palaeozoic to Anisian sequence (with typically dinaric facies and vulcanism) is followed either by a carbonate platform series (sectors of the High-Plateau and Répáshuta), or by a basin sequence (sectors of the Northern Anticline and East Bükk, to the North and to the South of the previous sectors). The breaking-up and subsidence of platforms occurs in several stages during the Middle - and Upper Triassic. Probably in the Lower Jurassic a thin level containing resedimented material covers the realms of the Northern Anticline, the High-Plateau and Répáshuta. The Upper Jurassic radiolarites and black shales (transformed distal turbidites) seem to cover uniformly the different Triassic depositional environments.

2, The Mónosbél-Szarvaskő type nappes are composed of shales with sandstone olistoliths, eventually of mafic rocks (volcanites and dykes), of shales with limestone olistoliths, of allodapic limestones and of radiolarite breccia. According to some dated index horizons, this sequence has been deposited from the Lower Liassic to the Upper Jurassic.

3, The stratigraphy and tectonic setting of the Kisfennsík area has been reinterpreted. This nappe is built of non metamorphic limestones with Megalodonts. It may belong to the Szilice unit (Upper Austroalpine), defined in N Hungary and in S Slovakia.

The structures of the Bükk mountains enable to separate 11 deformational events. First the Mónosbél-Szarvaskő type nappes would have been emplaced on the paraautochthonous, some time during the Lower Cretaceous. Their arrival may have initiated a first cleavage. During the Upper Cretaceous (Turonian) the paraautochthonous and these nappes have been affected by an overburden of tectonic origin. The thick upper unit, now completely eroded, has caused a South-vergent deformation and synkinematic low-grade metamorphism. The southward thrusting of the Szilice nappe the dominating unit of the north Hungarian tectonic edifice, seems to cause this tectonic overburden. K/Ar dating of 85-95 M.Y. of the metamorphism (Árva-Sós *et al.*, 1986) and observation of this southward movement in N Hungary (Grill *et al.*, 1984) support this hypothesis. In the later phases of these nappe movements post-cleavage folds and an imbricate structure develop. The thrust surfaces of these thrust plates are situated at the Triassic palaeogeographical boundaries of the paraautochthonous.

An E-W palaeogene compression has induced chevron type folds of N-S axis, and a weak crenulation cleavage. These deformations seem to affect Lower oligocene sediments and are probably the consequence of a major strike-slip movement driving all, or part of the Inner Carpathians Eastward ("continental escape" of Kázmér and Kovács, 1984).

In the Lower Miocene, N-S compression initiated a strike-slip system, causing a torsion of all previous structures and a phenomenon similar to ductile shear. In the Middle Miocene, the main compressive stress is oriented NE-SW to E-W, creating successively -pull-apart basins; -sinistral reverse faults; -small and larger folds and thrust-plates even in Miocene sediments; -a renewal of the subsidence of pull-apart basins.

The study of clay minerals supports former results of works on the metamorphism (Arkai, 1983). It demonstrates the relatively higher position of the Mónosbél-Szarvaskő type nappes in the tectonic buildup. The non metamorphic transformations of the nearby Darno series (together with other arguments) facilitate the separation of this series from the former one and relates it rather to the Melléte unit (remnants of a Triassic ocean, defined in N Hungary and S Slovakia). The slivers of this oceanic unit have been transported to the South by the Szilice thrust, at its basal evaporitic décollement surface.

The geodynamic model follows that of Kovács (1984): it suppose an ocean (Melléte) between the Northern (Szilice) and Southern (Bükk) margins in the Triassic. Although I agree with the general scheme, I would like to call the attention to large scale strike-slips, functioning in the Cretaceous and Tertiary times, having juxtaposed these three palaeogeographic domains. The stratigraphic and structural characters of the Bükk mountains are much closer to those of the Dinarides, than to those of the Carpathians. The present situation of this portion of the Inner Carpathians is due to a South-vergent Cretaceous tectogenesis and a large-amplitude tertiary strike-slip fault.

Csontos László
A Bükk hegység földtani vizsgálata
(Rétegtan, szerkezetek, metamorfózis és geodinamika)

Összefoglalás

A Bükk hegység területéről publikált szórványos őslénytani adatok (Bérciné és Pelikán, 1984 ; Kozur, 1984) és néhány terület földtani felvétele (Balla, 1983 ; Balla et al., 1986) a klasszikus Balogh K. (1964, 1981) féle földtani modell újraértékelését tette szükségessé.

Nagyszámú szelvény szerinti biosztratigráfiai adat hijján a rétegsorok polaritását a szerkezeti elemek és ritkán egyéb bélyegek (rétegzés és palásság viszonya, mikroredők vergenciaja, keresztvétegzés, stb.) állapítottam meg. A Bükk három, e szempontból fontosnak ítélt területén : a Fennsík nyugati és keleti elvégződésénél, és a Lök-völgy térségében földtani térképezést végeztem (térképmellékletek) ; ezek a térképek csatlakoznak az előbb említett munkákhoz. E felvételek segítségével 3, a hegység egészét átfogó térképet és 5 keresztjelvényt szerkesztettem.

Rétegtan

A mikrotektonikai megfigyelések és a térképelemzés a következő tanulságokat hozta. A Bükkben 3 szerkezeti egység rétegsorait figyelhetjük meg (fig. III.2). Ezek egy paraautochtonhoz, a Mónosbél-Szarvaskő típusú takaróhoz (cf. Balla, 1983) és a Kisfennsíki takaróhoz (cf. Schréter, 1954) tartoznak (fig. II.34). A paraautochton egy pikkelyrendszer további három, egyenként rétegtanilag eléggé homogén egységre bontja (fig. II.2, III.1).

Az Északi antiklinalis rétegsora jól ismert (Balogh, 1981) : a Paleozoikumtól a felső Triászig tart. A fehérkői mészkőre következő Vesszősi palát a karniba, az ezt követő Rónabükki tűzköves mészkövet a nóriba (Kozur és Mock, 1977, Kovács S. szob. közl.) helyeztem. Erre települ a szerintem alsó Jura korú "Kisfennsíki diabáz", mely egy préselt, anchimetamorf olisztosztróma.

A Fennsík rétegsora megfejtésének előfeltétele volt a Fennsíki antiklinalis (fig. II.7, 8) és a Vesszősi szinklinalis (fig. II.5) felismerése. (Előbbi első nyomait Balla et al., 1986- nál találni) Eszerint a rétegsorok fiatalodását elsősorban nem Északról Délre vagy fordítva kell keresni, hanem Keletről Nyugatra. Egy szerkezeti rekonstrukció után (fig. II.7) a Fennsíki antiklinalis rétegsora a következő : magjában a "Keletbükki vulkanit", melyet azonosnak tartok a Szentistvánhegyi porfirittal ; erre települ a Fennsíki mészkő alja, mely szerintem a Fehérkői mészkő megfelelője. Erre az északi szárnyon a Vesszősi pala, majd a nóri tűzköves mészkő, a középső zónájában (Fennsík) a Fennsíki mészkő felső szakasza (karni-nóri), a déli szárnyon a Szinvai vulkanit (karni) és a Hollóstetői tűzköves mészkő (karni-nóri) települ. Az antiklinalist egy tarka mészkővekből álló, nagy fennsíki mészkő jellegű olisztolitokat tartalmazó átülepített sorozat (alsó-középső Júra), majd vörös radiolarit (oxfordi) és fekete zsindelepala (régii disztális turbidit, malm) zárja (3. térkép).

A Répáshutai antiklinalis és a Lök-völgyi egység (fig. II.17, 18) rétegsora az előbbihez igen hasonló, bár hiányosabb. Kisebbsé változást a jura átülepített rétegsorban figyelhetünk meg. A rétegsort itt is a radiolarit és a zsindelepala zárja. Ezek oxfordi kora a Lök-völgyi egységben bizonyított (Kozur in Németh, 1984).

A Keleti Bükk rétegsora (fig. II.19, 20, 21) az anizusziban hasonlít a másik két zónáéra. E korból itt is a Hámori dolomitot és a Szentistvánhegyi porfiridot találjuk. A medence-fáciesek azonban már a ladiniban megjelennek (Felsőtárkányi tűzköves mészkő alsó része) néhány platform-maradvánnyal együtt. A Berva-Subalyuki mészkő a Fehérkői mészkővel és a Fennsíki mészkő alsó szakaszával analóg. A medence-fáciesek a karniban az egész keleti Bükköt meghódítják. Néhány különleges fáciesük (ooidos mészkő, spongiolit) talán az alsó Jurába is átnyúlnak. Helyenként (talán az átülepített jura sorozat megfelelőjeként) egy-egy olisztosztróma szint is fellelhető a területet egységesen burkoló oxfordi (Pelikán, Dosztály, szob. közl.) radiolarit és a zsindelepala alatt.

A paraautochton különböző kőzeteire a rétegtanilag eléggé egységes Mónosbél-Szarvaskő típusú takarók települnek. A Balla Z. (1983) által felállított rétegsort sikerült kissé pontosítani és néhány koradathoz kapcsolni (fig. II.23, 24, 26) A rétegsor a Tardosi formációval indul. Ez egy homokkőrétegeket illetve lencsákat és radiolarit olisztolitokat tartalmazó agyagpala. Alján egy mészkő-olisztosztróma található, mely nem diagenetizált állapotban átülepített alsó Liász mészkővekből áll. A formációt a Szarvaskői bázitok telérei járják át, felső részén pedig a pillow-lávák jelenhetnek meg. A tardosi formáció (Balla Szarvaskői összlete) az Oldalvölgyi formációba (Balla Monosbéli összlete) megy át. Ez egy allodapikus mészkőpadokat, mészkő- és radiolarit olisztolitokat tartalmazó agyagpala. Alján egy áthalmazott vulkanitot magába záró szint-az Odvasbükki szint-található (fig. II.24), melyet Bércziné és Pelikán (1984) és J. Aubert (in Kozur, 1984) toarcinak datált. A mészkőlencsés agyagpala felfelé egy masszív allodapikus mészkő formációba (Bükkzsérci mészkő) fejlődik. Ennek kora felső dogger-alsó malm (Bércziné és Pelikán, 1984). A néhol breccsás, olisztosztróm jellegetű mészkő (Mónosbéli formáció) ooidos mészkő darabokat illetve padokat tartalmaz. Felfelé fekete kovapalába megy át. E kovapala egyrésze a mészkő teljes elkovasódása révén jött létre, nagyobbik hányada azonban fekete radiolarit breccsából (olisztosztrómából) áll. Egyes kavicsai dogger faunát szolgáltatottak. (Kozur, 1984).

A paraautochton és a fenti takarók anchi-epizonális metamorfózist és több, igen intenzív deformációt (palásságok, redőződés) szenvedtek el együtt.

A Kisfennsík szerkezetéről szóló korábbi elképzeléseket (Less, 1987, in prep.) a térkép elemzése és terepi megfigyelések után szintén módosítottam (fig. II.28). A legfontosabb felismerés az, hogy a "Kisfennsíki vulkanit" egy vulkanit kavicsokat is tartalmazó olisztosztróma, és párhuzamosítható a paraautochton jura átülepített összetételével. Erősen deformált és metamorf. Így a Kisfennsíki takaró (nem metamorf) csak a nóri Megalodusos mészkőből áll. Ily módon analógja vagy roncsa lehet az Észak-Magyarországon általában mindig legfelső szerkezeti egységnek, a Szilicei takaró(k)nak.

A tűzköves mészkő szerintem nem alkot külön takarót. Az alatta levő agyagpalát a Vesszősi palaként és nem az Oldalvölgyi formációként értelmeztem. A Haricai takaró mély topográfiai helyzetét vetők magyarázzák (fig. II.29).

Szerkezeti földtan

A Bükk szerkezetét több, különböző korú tektonikai fázis hatásainak egymásra rakódása határozza meg (fig. III.1). A plasztikus és töréses formákra kiterjedő megfigyelések után 11 deformációs eseményt sikerült elkülönítenem (fig. III.50, 51). Ezen események 5 epizód köré csoportosíthatók.

• A Mónosbéli Szarvaskői típusú takarók érkezése (also Kréta?), talán ezzel egyidőben az első palásság (S_1) megjelenése. A takarók vergenciájára semmilyen adat nem áll rendelkezésre.

• A turon során a felső (jelenleg szinte teljesen elpusztult) egység áttolódása Északról Dél felé. Ez az egység (Szilice) egy anchi-epizonális metamorfózist és Dél felé vergáló, palássággal (S_2, S_2') egyidejű nagy és kis redőket hozott létre a paraautochton és a Mónosbél-Szarvaskői takarók közeteiben. Ezek a redők, melyek magvát általában a mészkövek alkotják, határozzák meg a hegység elsődleges szerkezetét. E deformáció és metamorfózis korát K/Ar korok (Árva-Sós et al., 1986) bizonyítják. Az áttolódás végső szakaszában az egész építményt feltolódások szabdalják. Az így létrejövő 6 pikkely határa egybeesik a paraautochton triász fácieszónáinak határával.

• A paleogén során a hegység közeteinek cikk-cakk redőkbe gyűrődése (É-D-i tengelyű redők, esetleg kliváza) egy Kelet-Nyugati kompressziót tesz szükségessé. E deformációk a Tardi agyagot is érintik. E torlódás valószínűleg az észak-pannon egység (Balla, 1984) Kelet felé kilökődésének illetve e mozgás megállásának köszönhető.

• Az alsó Miocén során a terület nagyjából É-D-i, lassan változó irányú kompresszió alatt állt. Hatására létrejött a Darnó eltolódási rendszer, és még két, ezt követő eltolódás. Ezek nagyrésze elnyírta és maga irányába fordította a Bükk régebbi szerkezeit. E kompressziók hatására ujjáéledt a pikkelyrendszer, s a Répáshutai pikkely homlokrésze, a Lökvölgy egység, messze DK felé tolódva a K-bükki pikkelyre került. Ez az egység később (vetők és eltolódások mentén) elszakadt "anya-pikkelyétől" (szelvények). Valószínűleg ekkor tolódik végleges helyére a Kisfennsíki takaró is.

• A középső Miocéntől a Pannongig egy hol kompresszív, hol tágulós eltolódási rendszer működött, KÉK-NyDny fő nyomásiránnyal. Ez hozta létre (több lépcsőben) a Vatta-Maklári arkokat (Tari, 1988, in press), nagyobb balos feltolódásokat a hegységben, pikkelyeket és redőket (a miocén összetetekben is), a nagyméretű cikk-cakk redők rendszerét a Bükkben és egy fiatal eltolódásrendszert.

Metamorfózis

Agyagásvány-vizsgálataim Árkai P. (1983) nyomdokait követték. Munkájához képest változást ezen vizsgálatoknak az új szerkezeti modellekre való alkalmazása jelent. Sikerült kimutatni a Mónosbél-Szarvaskői takarók a paraautochtonéhoz képest kissé enyhébb metamorfózisát. A Darnó hegy sorozatának állapota (mély diagenézis) ezen előzőktől gyökeresen különbözik. Ezért és rétegtani, szerkezeti okok miatt is határozottan elkülöníttem ezt a sorozatot (és szerkezeti egységet) mind a paraautochtontól, mind a Mónosbél-Szarvaskői takaróktól. (Egyébként a Darnó-sorozat sehol sem észlelhető a Bükk hegységben.)

Geodinamika

A Bükk hegység sorozatainak a környező területek rétegsoraival való összevetése után (fig. V.2, 3) hasonló geodinamikai következtetésekre jutottam, mint Kovács S. (1984), vagy Balla Z. (1987). Valószínű, hogy a Bükk területe a mezozoikum során egy déli, passzív peremhez tartozott (fig. V.6). Hangsúlyozni szeretném azonban azt, hogy a Szilicei (északi) perem és a bükki egység valószínűleg csak a felső Krétára kerültek egymással szembe. A Kréta során nagyobb, K-Ny-i eltolódásokkal kell számolni (pl. a Lébény-Margittfalva, vagy a Rozsnyó vonal mentén). A Rozsnyó vonal lehet, hogy csak egy tercier eltolódási zóna.

A Bükk hegység szerkezetei tükrözik tehát mind a korai alpi takarós mozgások, mind a paleogén-neogén nagyszabású oldalelmozdulások hatásait.

SOMMAIRE

CHAPITRE I. INTRODUCTION	p. 11
LA. CADRE GEOGRAPHIQUE	p. 12
LB. CADRE GEOLOGIQUE : LES CARPATHES	p. 16
LC. LA PLACE DU MASSIF DU BUKK DANS LA GEOLOGIE DE LA HONGRIE	p. 26
LD. PROBLEMES A RESOUDRE ET CONDITIONS DE TRAVAIL	p. 35
CHAPITRE II. STRATIGRAPHIE	p. 43
II.A. INTRODUCTION	p. 44
II.B. STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE RELATIF	p. 53
II.C. LES NAPPES DE TYPE MONOSBEL-SZARVASKO	p. 111
II.D. LA NAPPE DE KISFENNSIK	p. 129
II.E. LA SERIE DE DARNO	p. 134
II.F. LES SEDIMENTS POSTTECTONIQUES	p. 137
II.G. CONCLUSIONS	p. 145
CHAPITRE III. STRUCTURES	p. 149
III.A. INTRODUCTION	p. 150
III.B. LES STRUCTURES FONDAMENTALES	p. 153
III.C. ANALYSE STRUCTURALE	p. 156
III.D. CONCLUSIONS. HISTOIRE STRUCTURALE DU MASSIF DU BUKK	p. 234
CHAPITRE IV. METAMORPHISME	p. 241
IV.A. INTRODUCTION	p. 242
IV.B. ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX	p. 244
IV.C. LE CORTEGE DES PHYLLOSILICATES	p. 250
IV.D. L'ETUDE DES VOLCANITES	p. 255
IV.E. OBSERVATIONS DE TERRAIN	p. 257
IV.F. SYNTHESE	p. 258
IV.G. CONCLUSIONS	p. 261
CHAPITRE V. PALEOGEOGRAPHIE ET GEODYNAMIQUE	p. 265
V.A. INTRODUCTION	p. 266
V.B. RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE	p. 267
V.C. EVOLUTION ANTE-CRETACE DE LA ZONE DE TORNA-BUKK	p. 278
V.D. EVOLUTION POST-JURASSIQUE DE LA ZONE DE TORNA-BUKK	p. 281
V.D. EVOLUTION TERTIAIRE	p. 286
CHAPITRE VI. CONCLUSIONS GENERALES	p. 289
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	p. 295
TABLE DES MATIERES	p. 306
TABLE DES FIGURES	p. 310
TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE	p. 317
ANNEXES	p. 319

CHAPITRE I. INTRODUCTION

L.A. CADRE GEOGRAPHIQUE	p. 12
L.B. CADRE GEOLOGIQUE : LES CARPATHES	p. 16
1, Le point de vue classique	p. 16
2, Les idées nouvelles	p. 19
L.C. LA PLACE DU MASSIF DU BÜKK DANS LA GEOLOGIE DE LA HONGRIE	
1, Les limites de l'unité du Bükk	p. 26
2, Le Tisia	p. 27
3, La zone Transdanubienne	p. 28
4, Le Paléozoïque de Gömör	p. 30
5, L'unité de Melle	p. 31
6, L'unité de Szilice	p. 32
7, La zone du Bükk	p. 33
L.D. PROBLEMES A RESOUDRE ET CONDITIONS DE TRAVAIL	p. 35
1, Cartographie	p. 35
2, Les concepts de la tectonique régionale du Bükk	p. 36
3, Le travail entrepris	p. 39

I.A. CADRE GEOGRAPHIQUE

Situation générale

Le massif du Bükk se situe en Hongrie dans la partie NE du pays, à 140 km de Budapest. Il appartient à la Chaîne du Nord qui s'étend de Budapest jusqu'aux monts de Zemplén (fig. I.1). Cette montagne fait partie des Carpathes internes dont elle est un bastion avancé vers la Grande plaine hongroise. En effet, le massif du Bükk est limitée par cette plaine au Sud, par deux larges vallées d'effondrement à l'Ouest et à l'Est et par une région de petits monts au Nord et au SW.

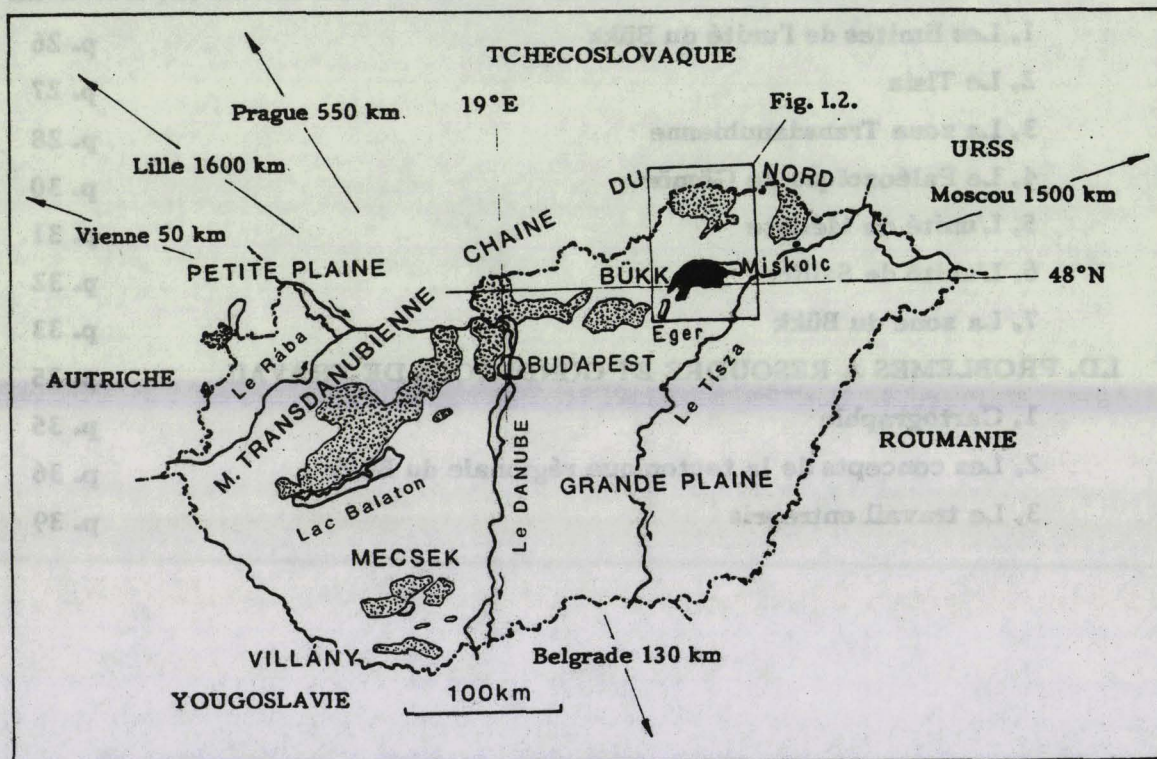


Fig.I.1 - Situation géographique du massif du Bükk en Hongrie.

En noir : régions montagneuses. Le secteur encadré représente la figure I.2.

Certains de ces monts sont importants du point de vue géologique concernant le Bükk. Au SW, à 15 km de ce dernier on trouve le Mont Darnó de structure fort complexe. Au Nord, le Bükk est adjacent au mont Uppony. A peu près à 30 km plus au Nord, on trouve les montagnes de Szendrő, Rudabánya, Aggtelek, composées de reliefs bas et de plateaux karstiques (fig. I.2).

L'orographie du Bükk

Le massif du Bükk lui-même est d'altitude modeste : son point culminant est à 958 m. Malgré cela on y trouve des paysages très variés : monts aux pentes douces, pentes raides et falaises abruptes, puis des grandes étendues de hauts-plateaux karstiques. Le modelé, commandé par la lithologie permet de distinguer les régions naturelles suivantes :

- Collines du Nord
- Petit Haut Plateau
- Grand Haut Plateau
- Monts de Szarvaskő
- Collines du Sud
- Karst de Répáshuta
- Bükk de l'Est

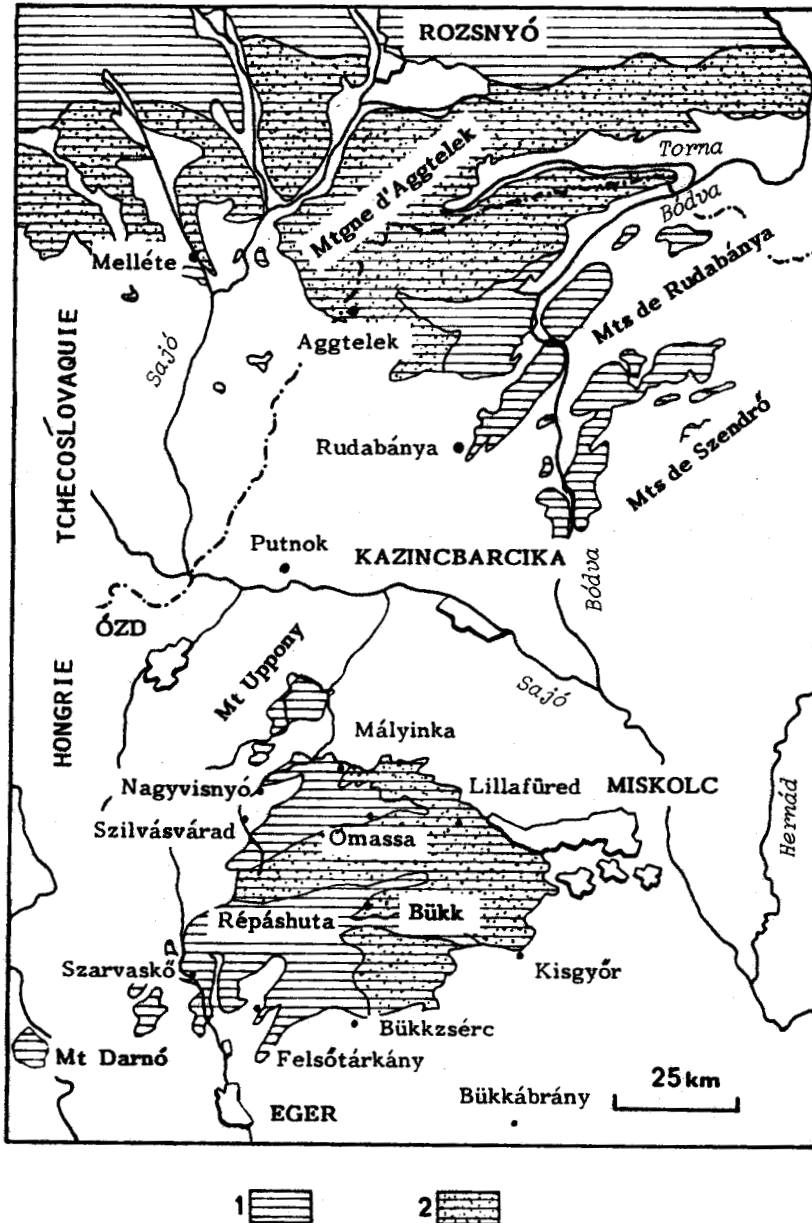


Fig.L2 - Géographie du NE de la Hongrie.
1 : régions accidentées. 2 : plateaux karstiques.

Au Nord on observe un domaine de collines composées de schistes, au Sud dominées par deux hauts-plateaux calcaires : le Kisfennsik (Petit-Haut-Plateau) et le Fennsik (ou encore Nagy-Fennsik) (Haut-Plateau ou Grand-Haut-Plateau) séparés par la vallée profonde de Garadna (fig. I.3). La partie méridionale du Grand Haut-Plateau est limitée par un alignement de falaises, dominant trois domaines différents. A l'Ouest, on descend vers des monts aux reliefs lourds, mais relativement élevés, séparés par des vallées profondes et faits essentiellement de volcanites.

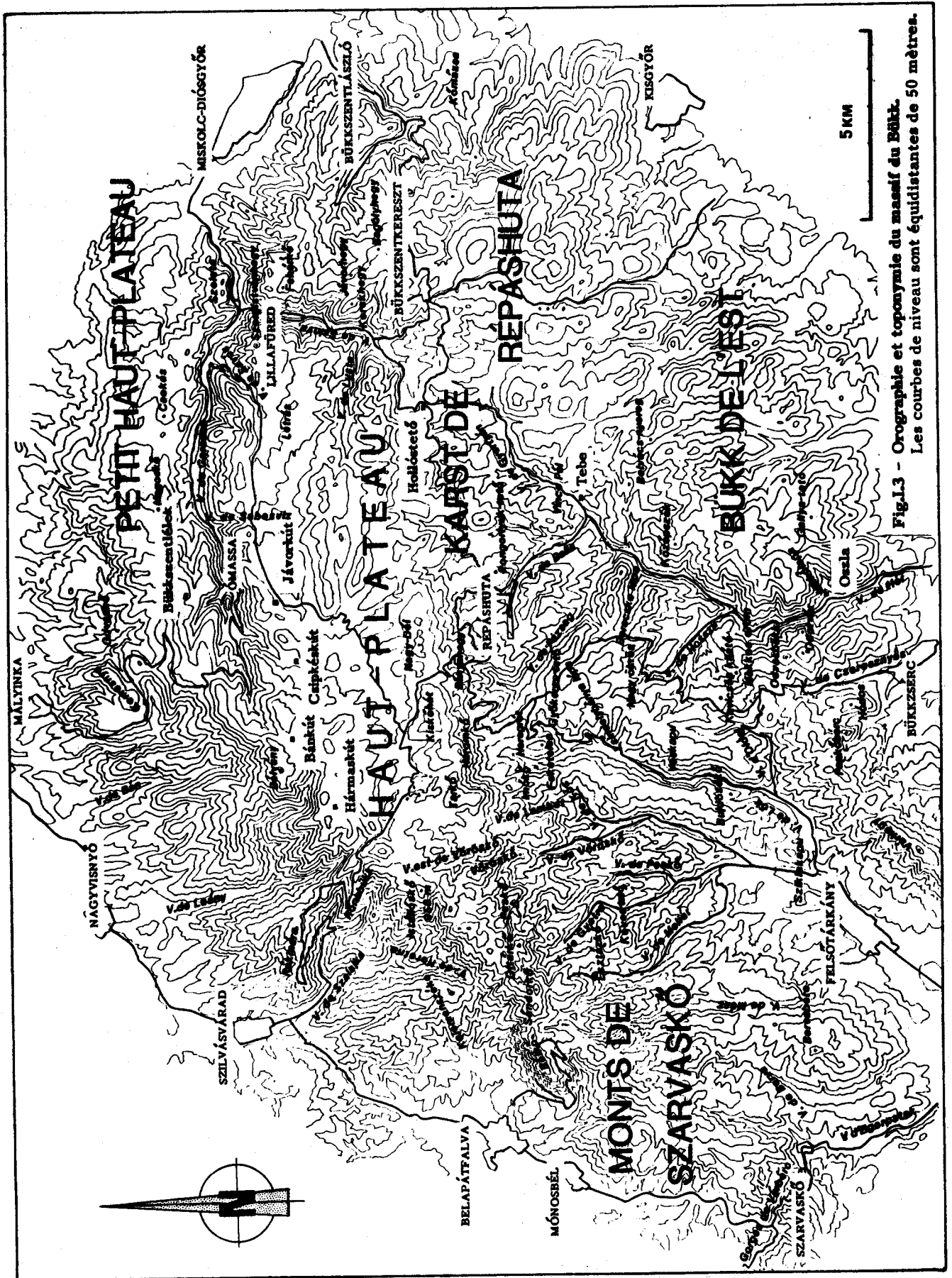


Fig.1.3 - Orographie et toponymie du massif du Bükk.
Les courbes de niveau sont équidistantes de 50 mètres.

C'est la région de Szarvaskő, découpée par la vallée du ruisseau Eger. Dans la partie centrale le rebord sud du Haut-Plateau domine des monts et collines aux reliefs encore plus doux, formés de schistes, entaillés par quelques vallées profondes et souvent rectilignes (telles les vallées de Mellér, de Gyetra, de Lök, de Pázsag, de Hosszú et d'Oldal). Dans la partie orientale, on passe à une région relativement élevée, offrant un paysage très découpé, d'origine karstique. Ce karst est traversé par une vallée rectiligne, celle de Hór, qui se prolonge par la vallée de Szinva. Le point culminant du massif du Bükk se trouve sur le Haut-Plateau, donnant de loin l'aspect d'une table pratiquement horizontale.

Végétation

La couverture végétale est très développée : on y trouve des forêts de toutes sortes. De fait son nom "Bükk" signifie "hêtre" en hongrois. L'abondance de la couverture végétale s'explique par la faible altitude, un climat favorable et des sols bien développés et parfois très épais. La rareté relative des bons affleurements est évidemment la conséquence la plus fâcheuse pour le géologue de l'omniprésence du couvert végétal.

Une exploitation régulière des forêts entraîne la création et l'entretien de nombreux chemins forestiers, qui offrent parfois de jolis affleurements, s'ajoutant aux coupes naturelles offertes par les vallées et les falaises. Les conditions d'affleurement sont satisfaisantes sur les des versants septentrionaux et méridionaux des hauts plateaux alors qu'elles sont excécrables dans les régions schisteuses et karstifiées: l'altération y est très avancée.

Habitat

Deux grandes villes et plusieurs petites communes se trouvent au pied de la montagne. Eger se situe au SW et Miskolc à l'Est du Bükk. Les villages tels Szarvaskő, Szilvásvár, Mályinka, Bükkzsérc sont tributaires du tourisme de plus en plus intense. Quelques villages tels Hámor, Lillafüred, Ómassa se sont installés dans la vallée de Garadna, et trois communes se trouvent cachées à l'intérieur de la montagne. Les habitants de Répáshuta, Bükkszentkereszt, Bükkszentlászló vivent à présent du tourisme, des revenus des forêts et d'activités agricoles restreintes. La région a été peuplée aux temps préhistoriques : de nombreuses grottes préhistoriques ont été découvertes dans le Bükk. Faiblement habitée, la région a été transformée en un parc national. Les randonneurs, les bûcherons, les chasseurs et les géologues peuvent utiliser un certain nombre de chalets et de refuges, généralement bien aménagés.

Communications

La route principale joignant Miskolc et Eger traverse la partie méridionale de la montagne. Un ensemble de routes secondaires relie la vallée de Garadna aux communes se situant au Nord de la montagne, en traversant le Petit-Haut-Plateau). Une autre route fait la jonction entre Szilvásvár ad et les parties orientales et méridionales en longeant le Haut-Plateau. Grâce à ce réseau routier et aux chemins forestiers, le massif du Bükk est d'un accès relativement facile en automobile.

Ressources du sous-sol

Les ressources géologiques de la région semblent limitées; on y trouve essentiellement des carrières de pierre de taille ou de ciment. Trois grandes carrières alimentent les usines de chaux d'Eger, de Belapátfalva et de Miskolc. La dolomie provenant de deux carrières est utilisée dans les usines sidérurgiques de Miskolc. Les gabbros exploités aux alentours de Szarvaskő servent à la confection de dalles et pour l'empierrement des chemins de fer. Outre ces exploitations minières on trouve de nombreuses petites carrières abandonnées de calcaires, de schistes ardoisiers et de filons métasomatiques. Leurs produits étaient utilisés pour la construction ou dans des fonderies au XVIII^{ème} siècle. La direction du parc national tente de limiter les exploitations qui ouvrent des brèches considérables dans le paysage, mais offrent du même coup de bons affleurements.

I.B. CADRE GEOLOGIQUE : LES CARPATHES

Avant d'aborder la géologie propre du massif du Bükk, il est nécessaire de développer un bref aperçu sur la géologie des Carpathes et plus précisément sur la situation et l'évolution géodynamique des unités qui entourent le Bükk. Je vais d'abord décrire les éléments les plus importants dans la conception classique de la chaîne, puis on va s'intéresser à quelques hypothèses et idées nouvelles portant sur la situation des unités géologiques de la Hongrie.

I.B.1. Le point de vue classique.

Subdivision tectonique et évolution des Carpathes

Selon les interprétations classiques, la chaîne des Carpathes peut être divisée en trois grands domaines (fig. I.4 et 5), dénommés du N au S :

les nappes de flysch tertiaires se trouvant à l'Est et au Nord de la chaîne ;

la zone des klippes piénines

les massifs internes se situant à l'intérieur de l'arc et séparés au Nord et au NE des nappes de flysch par les klippes piénines ;

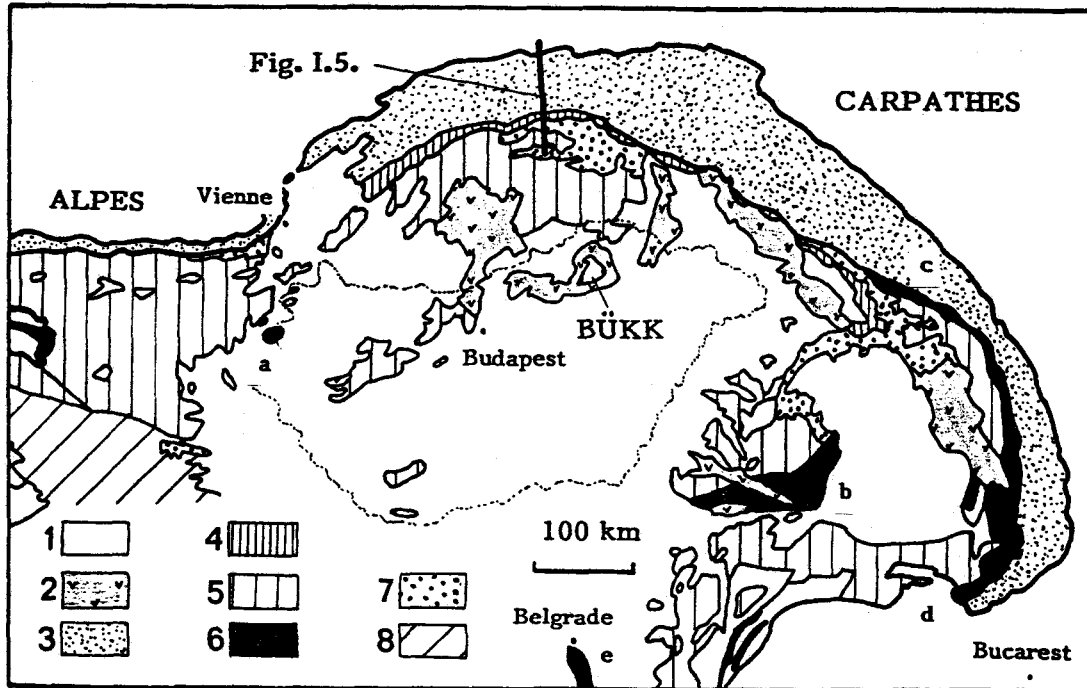


Fig.I.4 - Découpage structural et zones tectoniques des Carpathes d'après J. Debeimas et al. (1980).

1 : Néogène 2 : Volcanites tertiaires 3 : Flysch néogène 4 : Zone des klippes piénines 5 : Austroalpin 6 : Zones ophiolitifères (a, pennique ; b, zone de Maros ; c, nappe de flysch noir et Csalhó ; d, nappes de Szörény ; e, zone de Vardar) 7 : Flysch paléogène et couverture paléogène 8 : Sudalpin

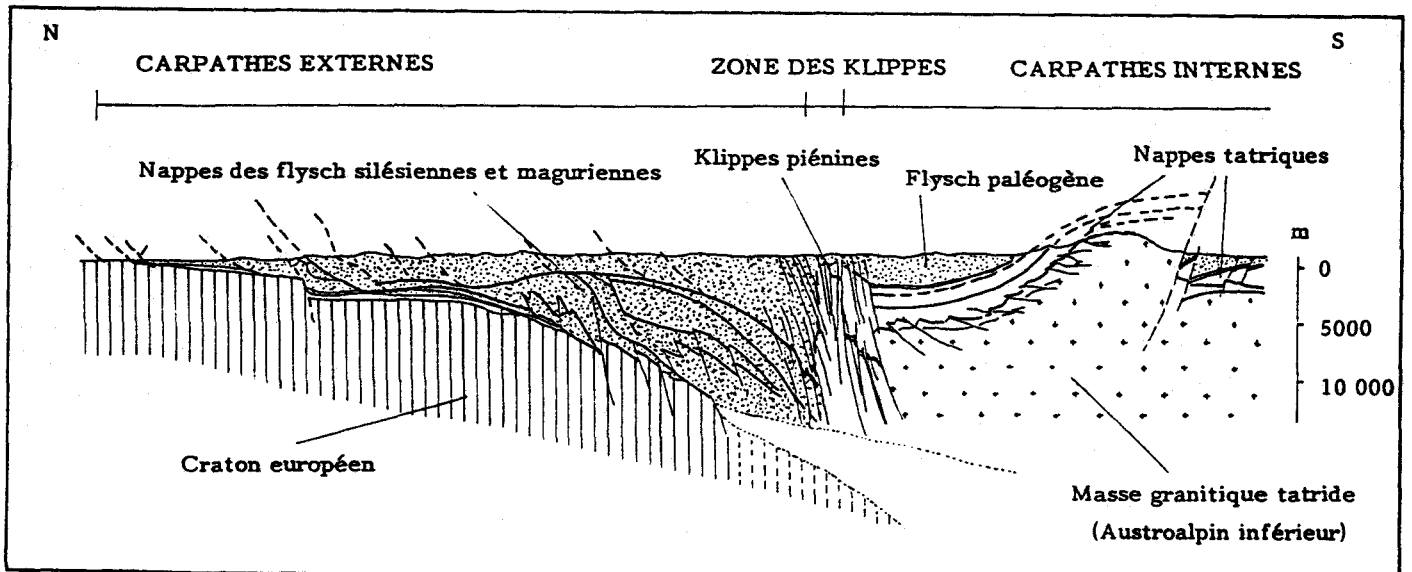


Fig.I.5 - Coupe générale des zones tectoniques des Carpathes d'après K. Birkenmajer (1984).

Les nappes de flysch au Nord de la zone des klippes piénines ont une vergence nord nette et surmontent le continent européen. La zone des klippes piénines est composée de nappes, reprises actuellement dans un couloir de décrochement. Les nappes dans les massifs des Carpathes internes ont une vergence générale nord, mais dans la structure profonde il peut exister des nappes portant vers le Sud également.

Les deux derniers sont marqués par des évolutions géologiques très compliquées et généralement polyphasées. Selon un calendrier simplifié la structuration de la chaîne se serait déroulé en trois épisodes distincts :

formation de nappes à vergence généralement N à NE dans les Carpathes internes au Crétacé moyen-supérieur ;

formation des nappes de flysch à vergence vers l'avant-pays européen, c'est à dire vers le N , NE et E au Miocène ; la zone des klippen subit cette déformation également, car elle est plissée et cisailée de nouveau au cours du Tertiaire ;

en même temps que l'événement précédent une forte distension avec formation de bassins très profonds sur le territoire des domaines internes. Admettre cette dernière phase permet d'expliquer pourquoi la plupart des structures précédentes sont cachées sous une couverture épaisse de sédiments et volcanites néogènes.

Dans ce qui suit, on s'intéressera principalement aux Carpathes internes et plus précisément aux parties de celles-ci qui affleurent en Hongrie et en Slovaquie orientale.

Les Carpathes internes

Les affleurements de cette région ont été attribués à l'Austroalpin inférieur et supérieur (dans le sens autrichien des termes) ou encore "Dacides internes" in J. Debelmas et al. (1980) (fig. I.4). D'après ces auteurs, l'histoire géologique de ce domaine se serait déroulée comme suit.

Après une tectogenèse hercynienne, la sédimentation débute dans le domaine des Carpathes internes au Carbonifère supérieur ou au Permien avec des faciès terrestres ou littoraux essentiellement détritiques. Vient ensuite un Trias carbonaté à tendance germanique au Nord et à affinités méditerranéennes au Sud. On note une diversification des faciès au Lias avec des sédiments détritiques de type Gresten au Nord et des faciès pélagiques au Sud. Au Tithonique, des formations flyschoïdes se déposent au Sud tandis que sur la plus grande partie des zones internes se sédimentent des calcaires blancs pélagiques (dit "biancone").

Une première phase tectonique affecte ces régions lors des événements pré-Gosau. La mise en place des nappes se produit avant le Sénonien, puisqu'on a des couvertures post-tectoniques datant du Crétacé supérieur.

Quoique grossière, cette image fixe bien les grandes unités tectoniques et paléogéographiques et les plus importantes phases de l'évolution tectonique. Les observations et idées nouvelles portent essentiellement sur une subdivision plus raffinée de la zone des klippes et des massifs internes (fig. 1.6), sur les positions paléogéographiques des différents blocs et sur les modalités de leur mise en place. Ces modifications peuvent paraître modestes, mais elles représentent une évolution notable des idées sur la formation de la chaîne des Carpathes.

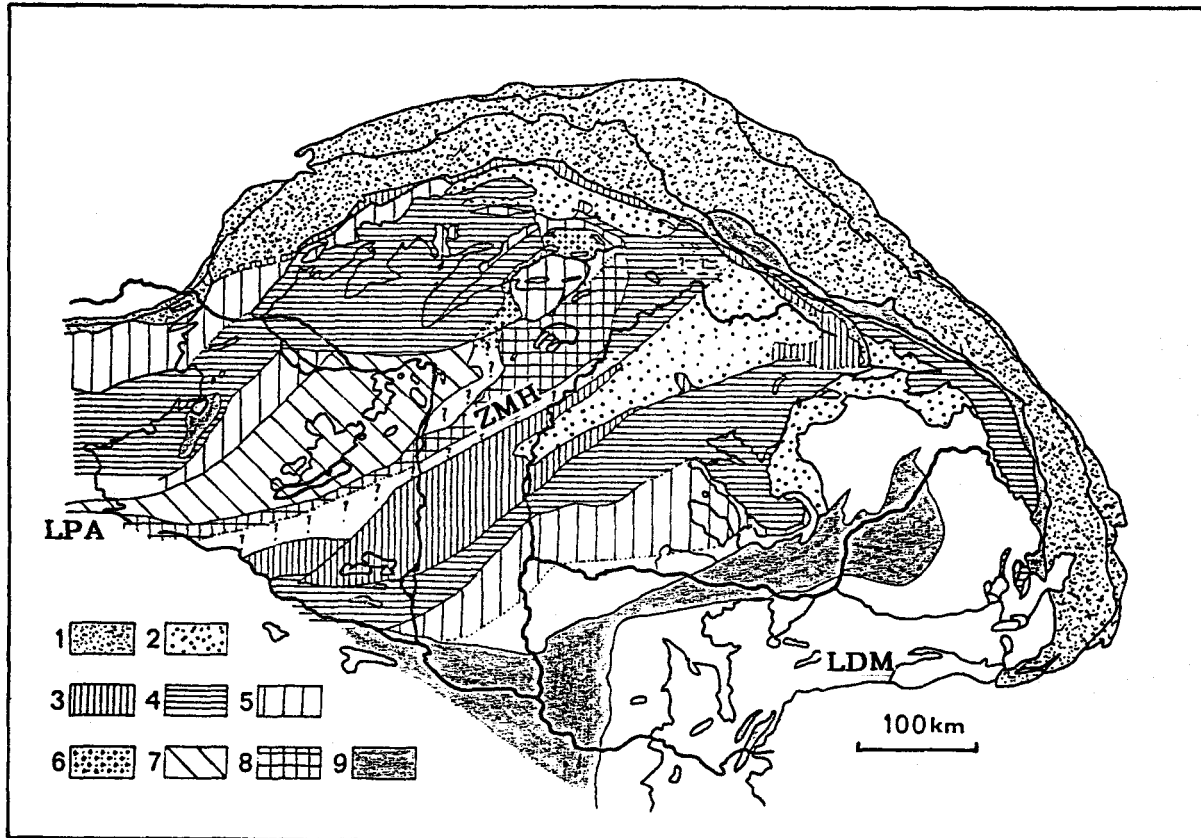


Fig.1.6 - Essai de schéma structural des Carpathes. Carte construite d'après Z. Balla (1984); J. Fülöp et V. Dank (1987) et en tenant compte des idées de M.Kazmer, S.Kovacs, Cs.Péro, A.Pahr.

1, flysch néogène; 2, flysch et sédiments posttectoniques paléogènes; 3, zone des klippes piénines et zone de Mecsek; 4, Austroalpin inférieur (Tatrides, Veporides, Zemplénides, séries bucoviniennes, zone de Villány-Bihar); 5, Austroalpin supérieur (Choc, Szilice, nappes de Kodru); 6, paléozoïque de Gömör; 7, Sudalpin, zone transdanubienne; 8, zone de Bükk (Igal-Torna-Bükk); 9, zones d'origine océanique: Köszeg-Rechnitz (Pennique); Melléte, Maros-Vardar (Tethys); Csalho-Szörény. ZMH, Zone médio-hongroise; LPA, Linéament périadriatique; LDM, Linéament de Dealu Mare

I.B.2. Les idées nouvelles.

Depuis 1980 les observations effectuées par les géologues et géophysiciens travaillant dans ces régions ont transformé profondément les conceptions tectoniques. Seules quatre idées nouvelles, les plus importantes, sont développées ci-dessous, car elles sont essentielles pour le secteur étudié. Ce sont :

l'inversion paléogéographique du bloc des des massifs de Mecsek et Villány (Tisia) d'une part et de l'unité portant les Montagnes Transdanubiennes et du massif du Bükk d'autre part (fig. I.4 et 7)) (p. ex. : Géczy, 1973, 1984) ;

l'existence de décrochements paléogènes-néogènes de grande portée à l'intérieur de l'arc carpathique (Kovács, 1982 ; Kázmér, 1984 ; Tomek, exposé à Sümeg, 1986 ; Balla, 1984 ; Balláné et Balla, exposé à la SGH, 1986, 1987 ; Báldi et Báldi-Beke, 1985), orientés en général NE-SW (fig.I.7) ;

les rotations des différentes unités paléogéographiques, idée basée sur les recherches paléomagnétiques (Márton, 1981 ; Márton et Márton, 1983 ; Balla, 1984, 1987) (fig. I.8).

l'existence d'une série océanique - paraocéanique, la série de Melléte d'âge pro parte triasique dans la région du NE de la Hongrie - SE de la Slovaquie (Kozur et Mock, 1973 ; Mello et Mock, 1977 ; Grill et al., 1984 ; Balla, 1983 ; De Wever, 1984 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987) (fig. I.9).

Voyons ces points d'un peu plus près.

L'inversion paléogéographique

Tandis que les monts Mecsek et Villány situés au Sud de la Hongrie (fig. I.6, 7) possèdent des faciès et des faunes mésozoïques à affinités européennes (p. ex. : Trias germanique, Lias de type Gresten, faunes d'ammonites dans le Lias et Dogger à forte influence Ouest-européenne ; Géczy, 1973, 1984 ; Nagy E., 1969 ; Kovács, 1982) la Montagne Transdanubienne sise au NW de l'unité précédente présente des liens stratigraphiques et faciologiques évidents avec le domaine sud-alpin, téthysien (p. ex. : porphyres permien avec grès rouges, "pietra verde" ladinienne, couches de Raibl carniennes, séries carbonatées peu profondes au Trias supérieur, "ammonitico rosso" dans le Jurassique avec une faune méditerranéenne typique, ne contenant qu'une proportion infime de formes ouest-européennes ; Géczy, 1984 ; Kovács, 1982 ; Cros et Szabó, 1984 ; Kázmér et Kovács, 1985).

D'ailleurs, l'unité du Bükk, coincée entre les deux précédentes reflète des influences méditerranéennes et dinariques (Paléozoïque ayant échappé à la tectogenèse hercynienne, Permien supérieur carbonaté, volcanites du Trias moyen-supérieur, schistes noirs dans le Jurassique ; Schréter, 1963 ; Balogh, 1964 ; Wein, 1978 ; Cros et Szabó, 1984 ; Balla, 1987) (voir aussi Annexe A). La position actuelle de ces unités tectoniques et paléogéographiques semble témoigner d'une inversion de l'arrangement des zones isopiques originelles.

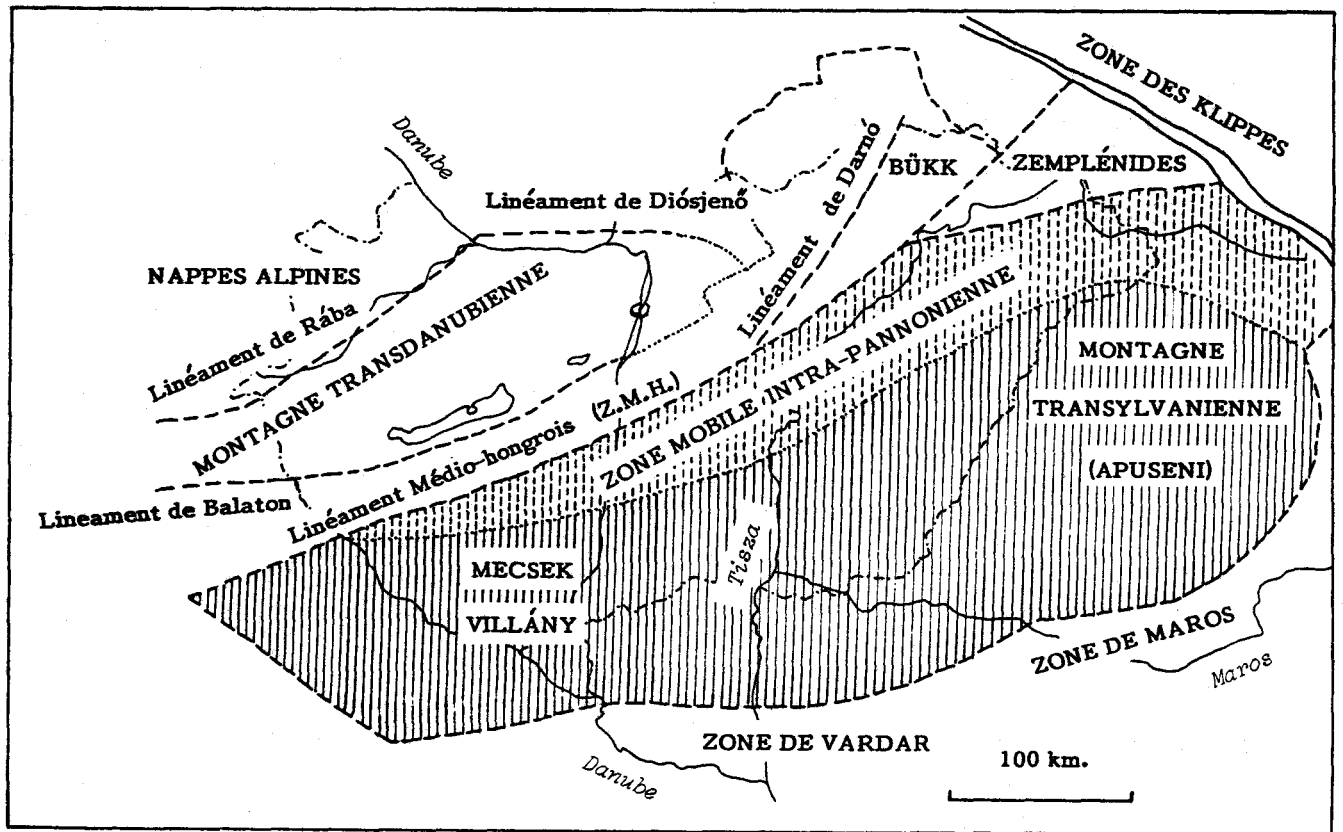


Fig.1.7 - Schéma tectonique de la Hongrie et des régions voisines d'après S. Kovács (1982, 1984), modifié d'après les idées de Z. Balla (1984).
 La partie hachurée représente l'unité de Tisia. La partie hachurée en tireté appartient à Tisia selon Kovács, mais fait partie de l'unité nord-pannonienne pour Balla.

Dans l'état actuel de nos connaissances géologiques et géophysiques, seule une explication tectonique paraît susceptible de rendre compte de cette disposition. La solution peut d'abord être recherchée dans des charriages de grande ampleur : soit un chevauchement du Sud vers le Nord de la Montagne Transdanubienne par dessus l'unité de Mecsek-Villány ; soit un chevauchement du Nord vers le Sud de Mecsek-Villány (Tisia) sur la Montagne Transdanubienne.

La première solution est séduisante, car la Montagne Transdanubienne serait une nappe épaisse d'au moins 5 km, (Ádám *et al.*, 1985) dont l'autochtone relatif semble être composé de roches inconnues dans les monts Mecsek et Villány. Toutefois l'enfouissement tectonique des séries de ces derniers, sous une nappe aussi épaisse, aurait dû entraîner le métamorphisme de leurs roches. Or, on n'observe rien de tel.

Quant à la deuxième solution, elle est en contradiction apparente avec la vergence généralement nord des structures observées dans les Mecsek et Villány (Nagy et Nagy, 1976 ; Némedi-Varga, 1983). Le raisonnement précédent, quant aux conséquences d'un enfouissement tectonique, s'applique évidemment aussi aux roches nonmétamorphiques de la Montagne Transdanubienne.

On a envisagé alors une autre solution tectonique, celle faisant intervenir des décrochements de grande amplitude. En effet, c'est à partir des interrogations précédentes que s'est développée une série de réflexions et d'observations sur l'existence et l'importance des coulissages dans les Carpathes (fig. 1.7) (Kovács, 1982 ; Kázmér, 1984 ; Dercourt *et al.*, 1984 ; Balla, 1984, etc.). Un certain nombre de linéaments comme la zone médio-hongroise, le linéament de Balaton, le linéament de Rába et la zone de Darnó sont connus depuis longtemps des géologues et des géophysiciens (fig. 1.5). De fortes anomalies gravitaires, des décalages verticaux de plusieurs kilomètres dans le substrat des bassins néogènes et des anomalies sur les coupes sismiques caractérisent ces linéaments.

Les décrochements tertiaires

Plusieurs études dans les Carpates et les Alpes ont démontré le fonctionnement d'énormes zones de décrochements au Paléogène et au Néogène, telles (fig. I.6) : la zone des klippes piénines (Birkenmajer, 1984), la ligne périadriatique (Doglioni, 1987) la zone de Dealu Mare (Sandulescu, 1975), de Darnó (Zelenka et al., 1983), plusieurs grandes failles décrochantes en-dessous du bassin de Vienne et de la Grande Plaine Hongroise (Horváth et Royden, 1981 ; Royden et al., 1983).

Plusieurs idées ont été émises pour expliquer la mise en place des unités évoquées. Toutes considèrent la zone médio-hongroise et la zone d'Igal-Bükk (fig. I.7) comme un décrochement de premier ordre. T. Báldi, (1982) place les plans de mouvement principaux de part et d'autre de la zone du Bükk, qu'il déplace par rapport aux Dinarides et à la Montagne Transdanubienne. M. Kázmér, (1984) et M. Kázmér et S. Kovács, (1985) prolongent le linéament périadriatique dans celui de Balaton et le linéament de Defferegggen-Antersselva-Valles dans celui de Rába. Ils postulent un déplacement conjoint du Bükk et de la Montagne Transdanubienne par rapport aux Dinarides et aux Carpathes internes occidentales (fig. I.8a). Z. Balla, (1984) et S. Kovács, (1982) proposent la zone de Szolnok (zone mobile intra-pannonienne) comme trace du mouvement principal, et déplacent par coulissement tout l'Austroalpin (y compris les Carpathes internes occidentales) par rapport aux Dinarides et à l'Europe (fig. I.8b). J. Dercourt et al. (1984) relie la formation des nappes crétacées et le fonctionnement de ces décrochements.

La plupart de ces auteurs font jouer ces décrochements lors du Paléogène. En analysant des milieux de dépôt à l'Eocène et à l'Oligocène, T. Báldi et M. Báldi-Beke (1985) déduisent, que des bassins en transtension ont été formés de manière synchrone aux grands décrochements de l'époque. A. Balláné et Z. Balla (exp. à la SGH, 1986) ont trouvé des assises appartenant au même bassin éocène, décalées de plusieurs dizaines de kilomètres par des décrochements oligo-miocènes. Comparant les faciès de la région de Trento et de la Montagne Transdanubienne, M. Kázmér, (1984) déduit un éloignement de ces régions adjacentes jadis à l'Oligocène.

On peut donc conclure que des grands déplacements dextres se sont produits au Paléogène, principalement le long de la zone médio-hongroise, laissant des zones déformées le long de leur trajet.

Les bassins profonds en transtension, qui naissent des décrochements tardifs masquent les structures antérieures (Horváth et Royden, 1981 ; Dercourt et al., 1984).

Les rotations

Ces zones de coulissage combinées avec des rotations complexes des super-unités sont à l'origine de l'image tectonique actuelle en mosaïque (fig. I.8a et b). Ces rotations sont mises en évidence par les études paléomagnétiques de E. Márton et P. Márton, (1983) ; E. Márton, (1981) ; et par leur interprétation par Z. Balla (1984 ; 1987).

Plusieurs solutions existent quant à la rotation du bloc du Tisia. S. Kovács (1982) le fait tourner dans le sens antihoraire dans le Crétacé (fig. I.8a), tandis que Z. Balla (1984) fait intervenir deux rotations de sens inverse (antihoraire dans le Crétacé supérieur, et horaire dans le Miocène moyen, fig. I.8b).

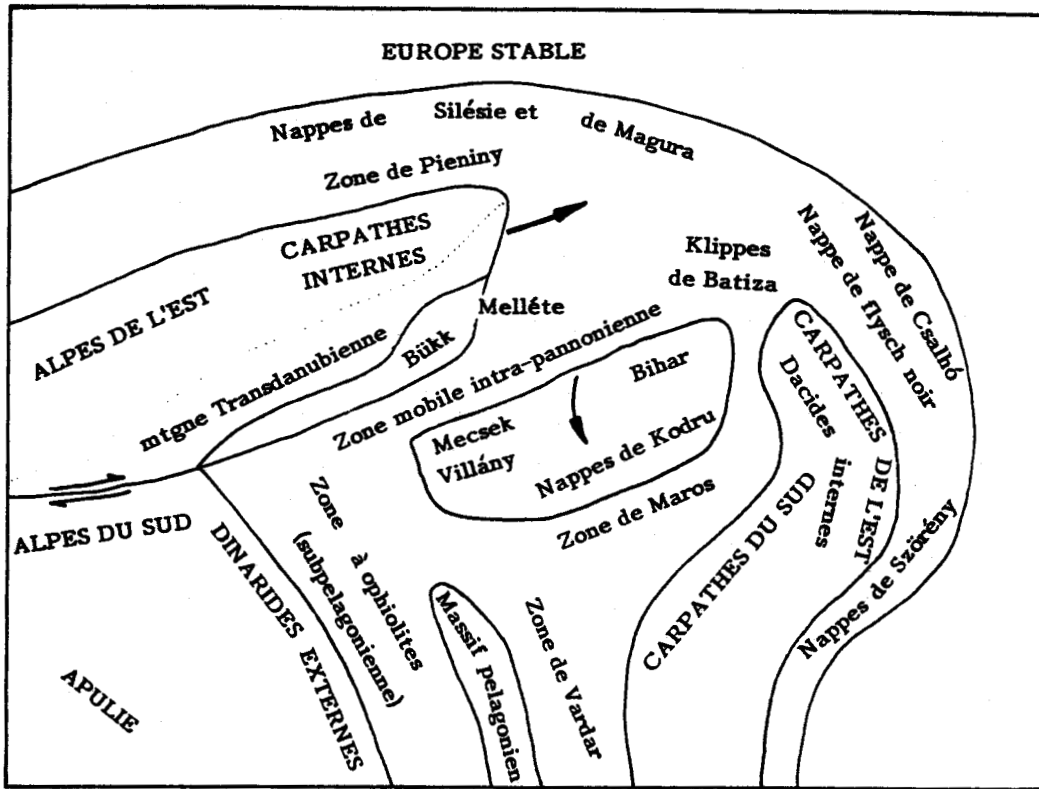
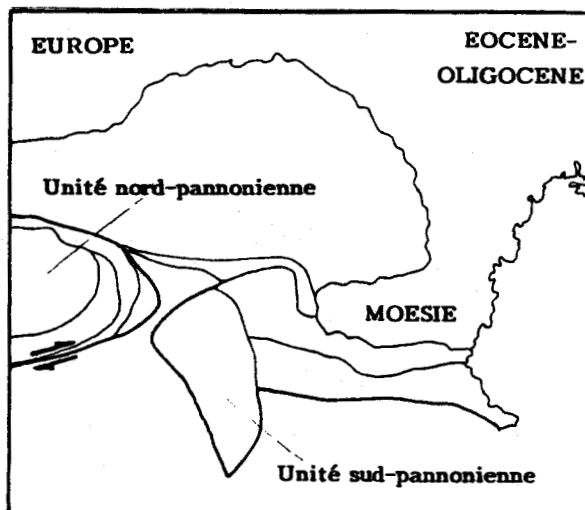
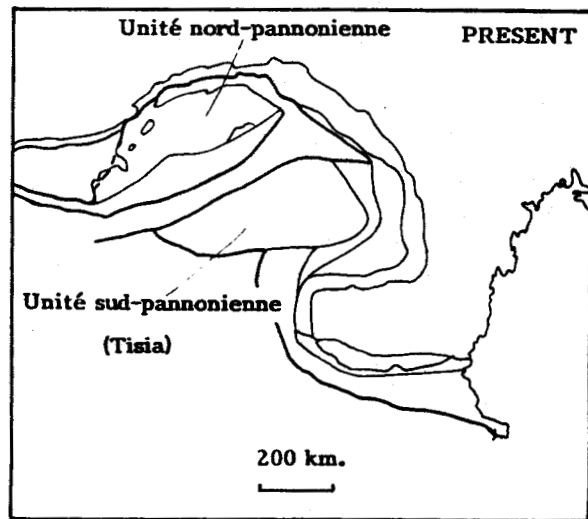
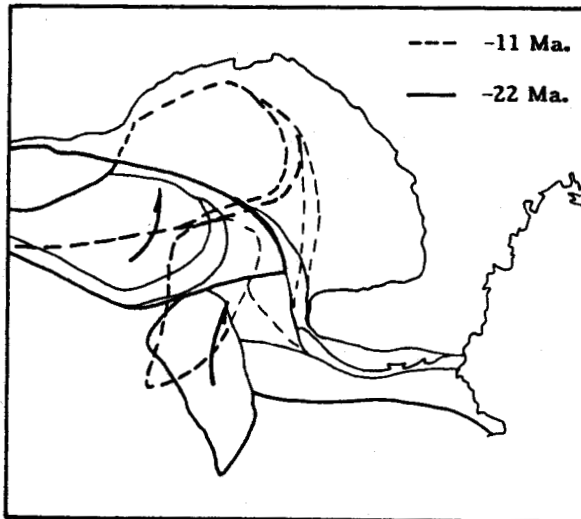


Fig.L8 - Mécanismes de mise en place des "microblocs" à l'intérieur des Carpathes.
 a/ d'après S. Kovács (1982) : rupture de l'arc interne puis rotation du bloc de Tisia au Crétacé inférieur-moyen ; coulissage de l'unité nord vers l'E au cours du Paleogène. Le trait pointillé indique les limites nord du bloc "expulsé" de Kázmér et Kovács (1985)



b/ d'après Z. Balla (1984) : rotation de Tisia pendant le Crétacé supérieur, coulissage vers l'E de l'Unité nord-pannonienne à l'Oligocène, rotation des deux unités dans le sens contraire et coulissage à leur interface dans le Miocène inférieur-moyen.

Un fragment de croûte océanique : l'unité de Melléte

La quatrième découverte décisive dans la région correspond à la description et la cartographie des vestiges d'une croûte océanique - paraocéanique triasique, voire jurassique : la série de Melléte (au sens large) (Pantó et Vogl-Földvári, 1950 ; Hovorka, 1979 ; Mock, 1978 ; Kozur et Mock, 1973 ; Grill et al., 1984 ; Balla, 1983 ; Réti, 1985 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987) (fig. I.9). Cette unité très hétérogène se trouve en position de nappe sur l'unité de Torna-Bükk et sur le Paléozoïque de Gömör, tous deux métamorphiques. Elle est de même recouverte par une nappe nonmétamorphique : celle de Szilice (Grill et al., 1984) ; Kovács, 1984).

Les hétérogénéités des séries de la nappe de Melléte se manifestent non seulement au niveau des successions stratigraphiques, mais aussi à celui des variations métamorphiques. Sont rassemblées dans cette nappe des roches métamorphiques du faciès des schistes bleus et des roches n'ayant subi que des effets de la diagenèse.

Du point de vue lithostratigraphique, ces séries se caractérisent par des faciès d'eaux profondes (calcaires pélagiques, schistes, radiolarites) dès le Ladinien et par des roches magmatiques mafiques, éventuellement ultramafiques à caractère tholéiitique, d'âge ladinien et peut-être liasique.

Plusieurs analyses paléogéographiques placent cet océan disparu entre les unités austroalpines et l'unité de Bükk (Kovács, 1984 ; Grill et al., 1984 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987) (fig. I.7b) et impliquent une subduction de la croûte océanique correspondante vers le Nord durant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Hovorka, 1979 ; Bajanik et Reichwalder, 1979 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987). La collision qui en aurait résulté aurait provoqué une tectogenèse précoce, à vergence sud, donc contraire à la vergence des charriages crétacés de l'Austroalpin.

On peut donc résumer l'état des connaissances concernant le cadre géologique général de la manière suivante : la situation actuelle est le résultat de décrochements de grande amplitude et de rotations accolant des séries issues de contextes paléogéographiques fort différents. Approchons-nous maintenant à notre secteur étudié.

La subdivision tectonique des Carpathes internes

A l'intérieur de la zone des klippe piénines (et en se limitant aux terrains dans la partie centrale et occidentale des Carpates) on peut donc distinguer deux méga-unités dans le sens de Z. Balla, (1984)(fig. I.6, 7 et 8) : l'unité nord pannonienne comprenant les Carpates internes occidentales, la Montagne Transdanubienne et la région du Bükk et l'unité sud pannonienne ou Tisia comprenant les Mecsek et Villány et aussi une grande partie des Montagnes Transylvaniennes (Szepesházy, 1979). Tandis que cette dernière aurait été proche du continent européen lors du Mésozoïque, la précédente aurait occupé une position plus au Sud, comparable à celle des unités de l'Austroalpin et du Sudalpin (Kovács, 1982 ; Balla, 1984 ; Dercourt et al., 1984).

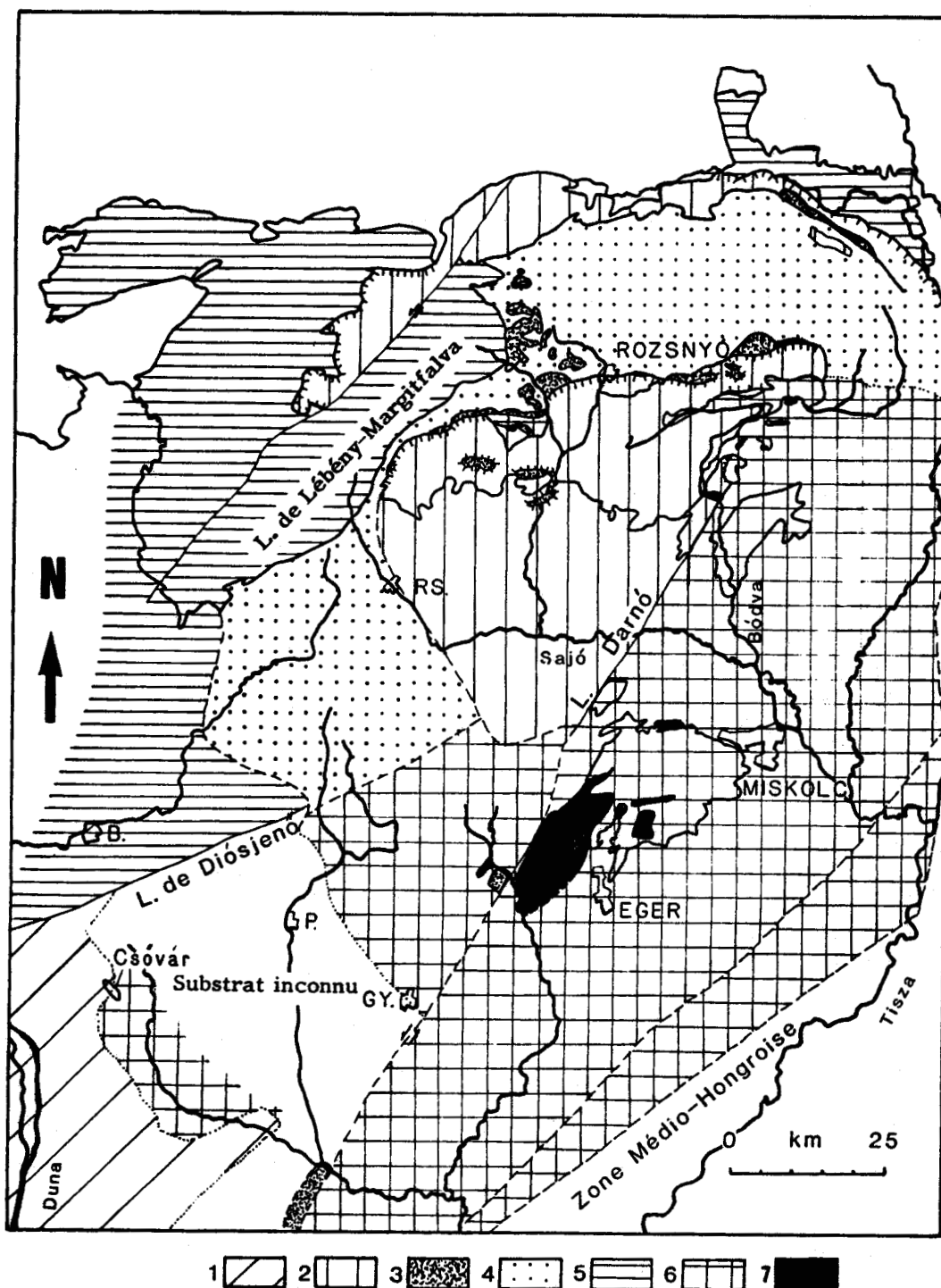


Fig.I.9 - Carte du substratum anté-tertiaire de la région du Bükk.

Carte préparée à partir de la carte géologique des formations anté-tertiaires de la Hongrie, la carte géologique de la Tchécoslovaquie et carte tectonique de la Tchécoslovaquie.

1, Sudalpin ; 2, Austroalpin supérieur (Szilice et Murány) ; 3, Série de Melléte ; 4, Paléozoïque de Gömör ; 5, Austroalpin inférieur (Vepor) ; 6, Unité du Bükk (Torna-Bükk) ; 7, Nappes de Mónosbél-Szarvaskő

Les limites de l'unité de Torna-Bükk sont les linéaments de Diósjenő et de Rozsnyó ; celles du Paléozoïque de Gömör sont tracées le long du linéament de Lébény-Margitfalva (Lubenik-Margecaň).

P=Pásztó ; Gy=Gyöngyös ; RS=Rimaszombat ; B=Balassagyarmat

LC. LA PLACE DU MASSIF DU BÜKK DANS LA GÉOLOGIE DE LA HONGRIE

Pour fournir plus de détail sur l'entourage géologique du massif du Bükk, je vais évoquer la stratigraphie et la structure des unités entourant cette montagne en essayant de souligner, pourquoi elles diffèrent du Bükk. On trouve les origines de la subdivision en unités chez Gy. Wein (1969) ou sous une forme plus moderne chez S. Kovács (1982, 1986) et d'une façon sommaire chez J. Dercourt et al. (1984) et M. Kázmér (1986). Deux cartes du substrat pre-tertiaire ont été construites à partir des cartes de Reichwalder et al. (1986), Grill et al. (1984), Dank, Fülöp et al. (1987), Fusan et al. (1963), et Balla (1984) (fig. I.6 et 9). Elles montrent la situation actuelle du domaine du Bükk par rapport aux autres unités.

LC.1. Les limites de l'unité du Bükk

D'après ces cartes on constate que l'unité du Bükk, membre de l'unité nord pannonienne est en contact avec l'unité sud-pannonienne, le long du linéament médio-hongrois, probablement une zone de décrochement essentiellement dextre. Au sein de l'unité nord pannonienne, les contacts de l'unité du Bükk avec l'unité transdanubienne se font en partie le long du linéament de Balaton (décrochement dextre paléogène) et en partie le long d'une limite obscure, au NW. Certains continuent le linéament de Balaton dans le linéament de Buda (Balla, 1986, exp. à la SGH). Pour H. Kozur et R. Mock, (1987, exp. à la KBGA) les affleurements isolés de Csóvár (fig. I.9) feraient partie de l'unité bükkienne.

Je pense que quelques affleurements de cette localité appartiennent en effet à ce domaine (calcaires à cherts pélagiques du Trias moyen-supérieur), mais d'autres seraient plutôt assimilables à l'unité transdanubienne (calcaires de type Dachstein du Trias supérieur). Le contact entre ces deux types de séries serait plutôt un chevauchement plat (observations et cartographie personnelles). L'unité du Bükk forme une sorte de parautochtone pour l'unité de Melléte (Balla, 1983 ; Balla et al., 1987 ; Dercourt et al., 1984) et pour les nappes de Szilice (Grill et al., 1984 ; Dercourt et al., 1984).

Les contacts de l'unité de Bükk avec celle du Paléozoïque de Gömör sont masqués par le Néogène : en effet, cette dernière a servi d'autochtone cristallin à la série de Szilice (socle des nappes de l'Austroalpin supérieur ?) (Reichwalder et al., 1986) mais à présent elle se trouve chevauchée par les nappes de Melléte et de Szilice, comme l'unité du Bükk. Cette situation est le résultat d'une évolution complexe liée à deux tectogenèses de vergences opposées.

Il semble certain que ces deux unités étaient soudées au Crétacé supérieur : il existe des galets provenant des Carpathes internes et du domaine bükkien dans les conglomérats sénoniens de l'unité bükkienne (Brezsnyánszky et Haas, 1984); Misik, 1980). Dans ce qui suit, je présenterai un résumé de la stratigraphie et des caractéristiques tectogéniques et métamorphiques des unités en contact avec celle portant le massif du Bükk..

LC.2, Le Tisia

Les zones de Mecsek et Villány (fig. I. 6 et 10), assez similaires, caractérisent toute la zone sud-pannonienne (ou Tisia, ancien "Massif Médian"). Elles présentent une lithostratigraphie paléozoïque à jurassique à tendances nettement européennes. Il existe des séries similaires ou comparables dans certains blocs de l'Austroalpin inférieur également.

Les roches composant les unités de Mecsek et de Villány ne s'observent que dans quelques petits massifs montagneux en Hongrie, mais les séries caractéristiques de cette zone affleurent également dans le Massif Transylvanien (Mts Metallifères, Apuseni). Les liaisons entre ces affleurements très éloignés sont bien connues grâce à de nombreux sondages pétroliers ayant atteint le substrat mésozoïque (Szepesházy, 1979; Bércziné, 1986).

Dans le Mecsek, après la structuration et la migmatitisation hercyniennes, le Carbonifère supérieur est représenté par des dépôts gréseux, à niveaux d'anhracite, suivis par un Permien associant des paléorhyolites et des grès varicolores. Les faciès les plus caractéristiques sont les évaporites du Trias inférieur, les calcaires de type Muschelkalk du Trias moyen et des grès, passant au faciès Gresten houiller dans le Trias supérieur et le Lias (faciès décrit au N de l'Autriche). La sédimentation se poursuit par des marnes tachetées ("Fleckenmergel" d'Allgäu, Autriche du N) à faune épicontinentale dont les affinités sont plus européennes que téthysiennes. Un approfondissement a lieu durant le Jurassique moyen et se poursuit pendant le Crétacé inférieur, en même temps qu'un volcanisme de type teschénitique se manifeste dans un contexte distensif. Plusieurs épisodes volcaniques précèdent ou accompagnent une sédimentation détritique.

La tectogenèse du Crétacé moyen a créé des grands plis et des failles inverses ; les sédiments sénoniens sont postérieurs aux déformations. Un dépôt de flysch et de marnes rouges, d'âge crétacé supérieur et paléogène (flysch de Szolnok ou de Debrecen) repose sur des assises plus anciennes de la zone de Mecsek. Il est analogue aux sédiments du "flysch interne" des Carpathes (se situant entre la zone des klippes et les Carpathes internes, principalement sur l'unité des Tatras) (flysch et marne de Puho). Les caractères faciologiques du Mecsek relierait cette zone à la zone des klippes piénines jusqu'au Crétacé inférieur (Kovacs, Kazmér, comm. pers.).

Le Villány reflète une sédimentation de ride avec des calcaires triasiques de type épicontinental (Germanique), des grès continentaux au Trias supérieur avec "Bone-beds" et un Jurassique très mince, très condensé avec des brachiopodes et ammonites d'affinités plutôt ouest-européennes que téthysiennes. Puis viennent les calcaires peu profonds du Jurassique supérieur. Après une lacune et le dépôt de bauxites de karst, des calcaires à Pachyodontes se déposent au Crétacé inférieur.

La structuration se fait en plusieurs étapes, au Crétacé moyen-supérieur, des marnes se déposant durant les périodes de calme tecto-orogénique. Les sédiments post-tectoniques du Sénomien recouvrent la zone de Villány et les nappes de Kodru qui la chevauchent (sondage de Bácsalmás, Haas, 1985 exposé à la SGH). Cette zone de Villány peut être suivie jusqu'aux monts de Bihar (Bihar) en Transylvanie (Szepesházy, 1979 ; Kovács, 1982 ; Bércziné, 1986 ; Balla, 1984).

La zone de Zemplén (fig. 1.6), représentée par quelques petits affleurements de terrains paléozoïques ressemble aux zones décrites ci-dessus. Caractérisée par un Carbonifère supérieur productif, discordant sur le socle métamorphique hercynien, elle comporte des grès rouges du Permien, des assises détritiques du Trias supérieur et des carbonates sombres du Trias moyen. Un calcaire de type Dachstein a été reconnu par sondage, mais dans une situation incertaine quant à l'appartenance à la zone de Zemplén. Pour certains (Kovács, 1982 ; Dercourt et al., 1984) cette dernière ferait partie de l'unité Sud-Pannonienne, tandis que pour d'autres (Balla, 1984, 1986) elle se rattacherait plutôt à l'autre super-unité. L'incertitude vient des connaissances imprécises quant à la zone médio-hongroise : on peut la faire passer au NW aussi bien qu'au Sud de l'unité de Zemplén. La deuxième solution me paraît plus vraisemblable, l'unité de Zemplén semblant être la continuation sous une forme arquée des Tatrides (fig. 1.6).

I.C.3, La zone Transdanubienne

Dans la Montagne Transdanubienne, se situant à l'Ouest du Danube et au Nord du lac Balaton affleurent des séries paléozoïques et mésozoïques très similaires aux successions stratigraphiques des Alpes du Sud.

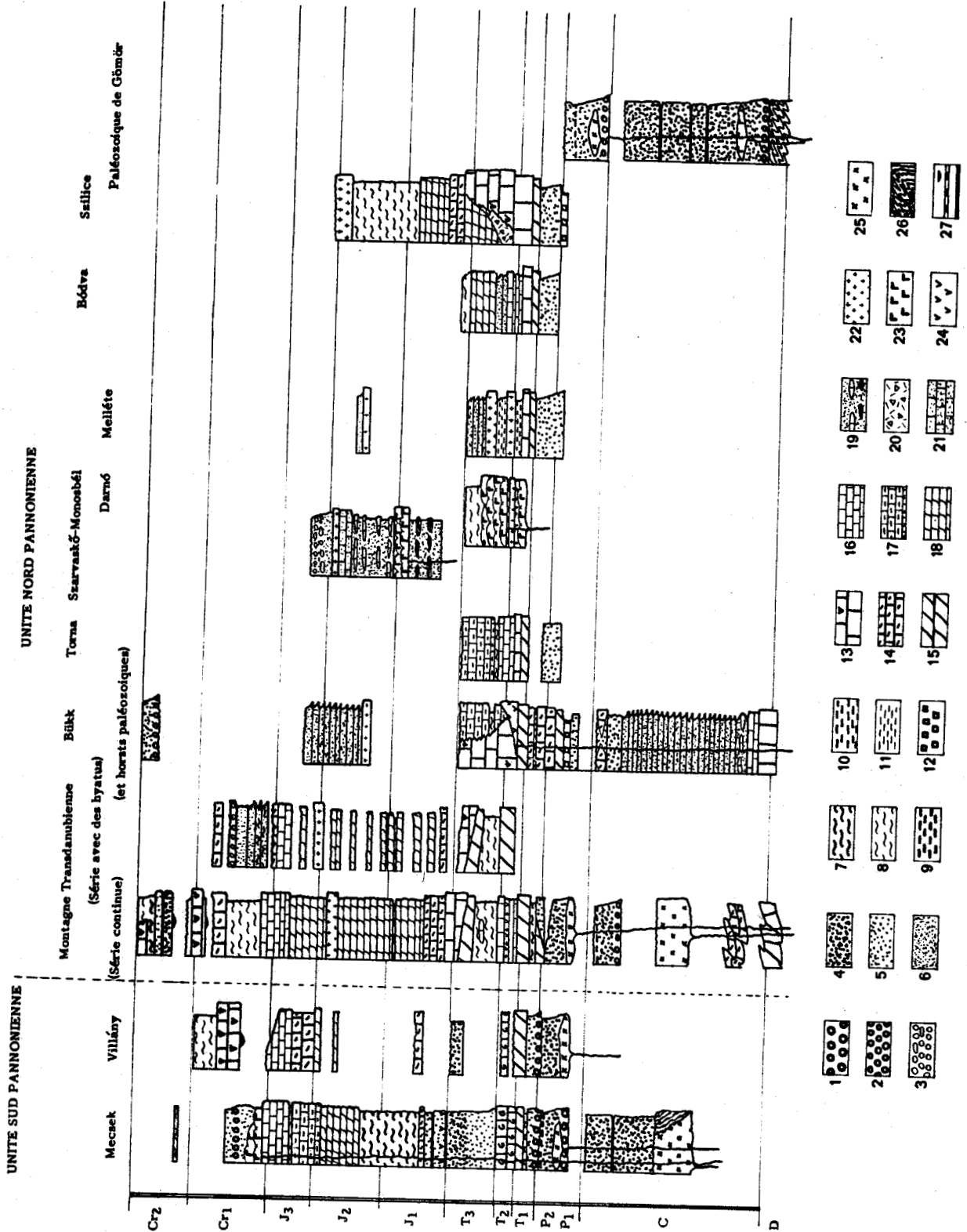
Les roches paléozoïques épi- à anchi-métamorphiques, métamorphisées et tectonisées avant le Carbonifère supérieur (I. Horváth et al., 1986). Des granites datées par méthodes radiométriques se sont mis en place dans cette série paléozoïque au Carbonifère supérieur - Permien inférieur. Durant le Permien inférieur des paléorhyolites (= porphyres de Bolzano) se mettent en place sur la surface émergée et érodée de l'hercynien puis sont recouvertes par les grès rouges du Permien supérieur.

Les faciès du Trias moyen sont hétérogènes : on y trouve soit des faciès d'eaux profondes avec des volcanites au Ladinien, soit des faciès algaires, calcaires et dolomitiques. Dans le Trias supérieur, après le dépôt des marnes de Raibl on observe une série dolomitique puis calcaire, de type "Dolomie principale" - "Calcaire de Dachstein".

Fig.1.10 - Colonnes stratigraphiques généralisées des différentes unités de la Hongrie.

(Figure construite à la base de M. Kázmér (1986); J. Grill et al. (1984); P. Reichwalder et al. (1983); S. Kovács et Gy. Less (1987); et travaux personnels.) Les figurés fins indiquent des faciès pélagiques, les signes gras indiquent les faciès peu profonds ou continentaux.

1, conglomérat fluviatile ; 2, conglomérat littoral ; 3, conglomérat de série flyschöide ; 4, grès continental ; 5, grès littoral ; 6, grès et schistes de type flyschöide ; 7, marne neritique ; 8, marne pélagique ; 9, argilite fluviatile et continentale ; 10, argilite marine peu profonde ; 11, argilite pélagique ; 12, série évaporitique ; 13, calcaire de plate-forme (faciès récifal) ; calcaire néritique à éléments figurés ; 15, dolomies de plate-forme ; 16, calcaire micritique pélagique ; 17, calcaire sombre, pélagique à cherts ; 18, calcaire noduleux (ammonitico-rosso) ; 19, olistolites calcaires ; 20, calcaires bréchiqes, faciès de pente ; 21, calcaire allodapique ; 22, radiolarite ; 23, roches mafiques ; 24, roches magmatiques neutres ; 25, roches magmatiques acides ; 26, métamorphites ; 27, dépôts de bauxite de manganèse et de houille ;



Le Jurassique se caractérise par divers faciès alpins : calcaires de Hierlatz, calcaires d'Adneth (ammonitico rosso, avec une faune nettement téthysienne), radiolarites et calcaires "biancone". Le Crétacé inférieur montre d'une part le passage d'Ouest en Est d'une sédimentation pélagique de bassin (= bassin Lombard) à une sédimentation de ride(=Trento) (Kázmér, 1987), d'autre part l'apparition de dépôts de flysch calcaire dans le Nord de l'unité (= couches de Rossfeld).

Après un plissement au cours de l'Aptien, des sédiments de faciès saumâtres puis marins recouvrent la région. Viennent ensuite des dépôts correspondant à un cycle transgressif sénonien, évoluant des bauxites jusqu'à des marnes pélagiques. Finalement des séries éocènes et oligocènes, très variables se déposent dans des bassins séparés et nés dans un contexte en transtension (Báldiné et Báldi, 1985). Dans le Sud de la zone, ces sédiments sont déformés et étirés (Balláné et Balla, exp. à la SGH, 1986). Le linéament de Balaton, renfermant des granites hercyniens et des tonalites néogènes (caractéristiques du linéament du Gail) limite cette unité.

D'après des recherches géophysiques effectuées dans la région (études magnétotelluriques, sismiques) la structure en nappe épaisse de cette unité semble très probable (Ádám *et al.*, 1985); l'existence de grandes surfaces verticales (décrochements) peut être également démontrée. D'après les analogies de faciès et les caractéristiques structurales, cette unité se reliait aux Alpes du Sud occupant originellement une position intermédiaire entre les Alpes du Sud et les Alpes calcaires du Nord (Kovács, 1982; Kázmér et Kovács, 1986; Cros et Szabó, 1984; Kázmér, 1984).

LC.4, Le Paléozoïque de Gömör

Le Paléozoïque de Gömör affleure dans les Montagnes Métallifères de Slovaquie (Slovenskije Rudohorie) au Nord des grands plateaux karstiques d'Aggtelek et de la Slovaquie méridionale.

Cette zone est formée par une série épimétamorphique d'âge paléozoïque supérieur reposant sur une série polymétamorphique hercynienne.

Cette dernière est constituée par une série méta-flyschöide renfermant des méta-volcanites mises en place au niveau d'un arc insulaire d'âge cambrien-dévonien inférieur. Ces dépôts sont suivis par des quartzites et phyllades et des schistes verts qui étaient originellement des volcanites à tendance tholéiitique. L'âge présumé de ces roches est dévonien-carbonifère inférieur.

Toute cette masse a été affectée par un métamorphisme de type Barrowien (faciès amphibolite) avant le viséen (Reichwalder *et al.*, 1986). Après ces événements terminant le cycle hercynien, on observe une sédimentation molassique marine et deltaïque, avec des conglomérats et grès, des phyllades graphiteuses suivies par des metabasites et carbonates d'âge viséen-namurien. Ensuite se déposent à nouveau des sédiments détritiques avec parfois des niveaux d'antracites et des venues de volcanites basiques durant le Carbonifère supérieur. Vient ensuite un Permien clastique, avec des paléorhyolites, la sédimentation permienne se terminant par un épisode lagunaire.

Cette série paléozoïque tardive est épimétamorphisée et tectonisée durant le cycle alpin, lors du Crétacé. Elle est impliquée dans les charriages de nappes d'âge crétacé à vergence nord. Des intrusions granitiques recoupent cette unité: leur âge radiométrique est soit permien, soit crétacé. Le Paléozoïque de Gömör correspondrait au socle et au soubassement de la série mésozoïque du Gömör-Murány (Muraň) et probablement à celle de la nappe de Szilice, puisque ces deux séries sont analogues par leur stratigraphie et par leurs faciès respectifs. Pour certains auteurs (Bajanik *et al.*, 1984) une partie du Paléozoïque de Gömör serait aussi la base de la série de Melléte.

L.C.5, L'unité de Melléte

Les affleurements de l'unité de Melléte (fig. I.9) sont très dispersés . En raison de sa lithologie et de sa situation structurale, elle donne de mauvais affleurements. Quelques sondages (p. ex. Tornakápolna 3) complètent nos connaissances. On associe à cette unité des corps de serpentinites de petite taille se trouvant en son sein ou à proximité. En général ses séries stratigraphiques reflètent un approfondissement au cours du Trias moyen et le développement d'une suite volcano-sédimentaire océanique typique au cours du Trias et peut-être du Jurassique.

Cette unité récemment reconnue (Kozur et Mock, 1973 ; Grill et al., 1984 ; Balla et al., 1983 ; Dercourt et al., 1984) est très mal définie (ou plutôt elle n'est pas définie). De plus les sédiments et roches volcaniques issus de cette zone sont soit peu ou pas transformés, soit métamorphisés dans le faciès des schistes bleus. A cause de l'absence originelle de fossiles et du métamorphisme, ils sont mal datés. Toutefois, en synthétisant les différentes opinions (Kozur et Mock, 1973 ; Mello et al., 1979 ; Mock, 1978 ; Balla, 1983 ; Grill et al., 1984 ; Dercourt et al., 1984 ; Kovács et Less, 1987) on peut constater qu'il s'agit de sédiments déposés sur une croûte de type océanique ou au moins de type continental considérablement amincie, d'âge trias moyen-supérieur, peut-être jurassique.

Dans les zones de dépôt sur croûte continentale amincie (faciès de Melléte et de Bódva) (Kovács, 1984 ; Kovács et Less, 1987) on rencontre des dolomies et des calcaires néritiques anisiens, des brèches et sédiments détritiques d'eaux profondes, des calcaires pélagiques, voire des radiolarites au Trias moyen et supérieur et au Jurassique.

Dans les séries déposées sur la croûte océanique (faciès Darnó) on observe la série ophiolitique, accompagnée de radiolarites ladinienes (De Wever, 1984 ; Kozur, in Réti, 1985) et de schistes noirs. La plupart des auteurs (Kovács, 1984 ; Grill et al., 1984 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987) pensent que cette unité a été prise dans des charriages à vergence sud, entre les unités de Bükk et Szilice. La majorité d'entre eux opte pour une tectogenèse précoce, c'est-à-dire Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

Le changement du degré des transformations post-sédimentaires ne suit pas de règle simple ; toutefois on trouve beaucoup de roches métamorphisées dans le faciès des schistes bleus à proximité du linéament de Rozsnyó (Rožnava). Hovorka (1979) et Bajanik et Reichwalder (1979) ont proposé les premiers de voir en ce linéament la trace d'une subduction vers le Nord. Celle-ci aurait englouti la majeure partie de l'unité de Melléte bien évidemment, et aurait provoqué la formation des granitoïdes crétacés de Gömör. Quoique ce scénario soit fort plausible, les preuves géologiques concernant surtout l'âge des déformations et du métamorphisme initiaux manquent. Par endroits on observe une superposition d'un autre métamorphisme dans le faciès des schistes verts.

En dehors des propositions géologiquement intenables (ex. Kozur, 1984 reliant la série de Melléte aux klippes piénines et aux roches de Dobrudgea) la grande majorité des chercheurs (ouvrages cités) pensent que cette unité est à relier à la zone de Vardar ou encore à la néo-Téthys et ils la séparent nettement de l'océan pennique.

I.C.6, L'unité de Szilice.

Les blocs tectoniques appartenant à cette unité se trouvent parsemés au NE de la Hongrie et au Sud de la Slovaquie. Les grandes masses de carbonates forment des plateaux karstiques étendus tels que celui d'Aggtelek ou de Pelsóc.

Les géologues travaillant dans la région (Grill et al., 1984 ; Kovacs et Less 1987) distinguent trois écailles au sein de cette unité : la nappe de Szilice proprement dite, l'unité de Szólóárdó et la nappe de Bódva.

Toutes trois se caractérisent par des roches essentiellement triasiques, sans volcanisme, non-métamorphiques et faiblement déformées.

La série stratigraphique de cette unité débute en général par un niveau de cargneule permienne, servant de semelle de glissement pour les nappes et écailles. Ces gypses et anhydrites contiennent des fragments de l'unité chevauché, c'est-à-dire de celle de Melléte. C'est ainsi qu'on trouve des lentilles de serpentinites, de gabbros et même le sommet d'une série ophiolitique incomplète (Tornakápolna -3) emballés dans ces évaporites. Certains séparent ce niveau de décollement en formant une nappe individuelle (nappe de Komjáti).

La série triasique débute par des grès rouges et des marnes d'origine marine, peu profondes, similaires à celles de l'unité Transdanubienne. Au cours de l'Anisien une vaste plate-forme s'installe dans la région, donnant lieu au dépôt de dolomies noires de type Guttenstein. Ces dolomies sont suivies par des calcaires de plate-forme massifs, les calcaires de Steinalm.

Au cours de l'Anisien, mais surtout dans le Ladinien, une différenciation (sans volcanisme) engendre l'installation de différents domaines de faciès au sein de l'unité de Szilice (fig. V.5). Les quatre domaines les plus importants sont du Sud au Nord : le faciès de Bódva, celui de Szólóárdó, celui d'Aggtelek et finalement celui de Dernó. Au Trias supérieur les trois premiers représentent des environnements pélagiques, tandis que sur le dernier on trouve des faciès néritiques.

Le faciès de Bódva se compose de calcaires et de marnes pélagiques ladiniens-carniens et de calcaires de Hallstadt (ammonitico-rosso triasique) noriens. Ces derniers passent à des marnes du Trias sommital - Jurassique inférieur.

Le faciès de Szólóárdó est représenté par des calcaires pélagiques resédimentés. Nombreux traces de transport de sédiments sur une pente sont décelables au sein de ces calcaires ladiniens-carniens. Ils sont suivis par des calcaires à cherts de Pötschen au Norien.

Le domaine d'Aggtelek se caractérise par une formation puissante de calcaires ladiniens-carniens de plate-forme, les calcaires de Wetterstein. Cette plate-forme s'effondre dans le Norien, se succédant à un bassin, donnant lieu au dépôt des calcaires de Hallstadt. Ceux-là sont suivis par des marnes de Zlambach.

Le secteur de Dernó préserve sa nature de plate-forme même dans le Norien. Sur les calcaires de Wetterstein, une épaisse série de calcaires de Dachstein se dépose.

Le Jurassique de l'unité de Szilice est très mal préservé. Du peu d'affleurements se dégage une série très similaire à la nappe de Hallstadt des Alpes Calcaires du Nord. Ces séries débutent par des calcaires à entroques de Hierlitz, puis se suivent par des calcaires d'Adneth (ammonitico-rosso). Sur ces calcaires liasiques se déposent des marnes d'Allgäu et des radiolarites d'âge callovien-oxfordien (P. Dumitrica et J. Mello, 1982). Selon les découvertes de M. Misik (1981) de cailloux carbonatés de plate-forme du Jurassique supérieur dans des conglomérats crétacés, ce système de dépôt pélagique jurassique inférieur-moyen passe à une sédimentation néritique.

Les affleurements crétacés sont encore plus rares dans cette unité. On connaît des marnes et conglomérats sénoniens post-tectoniques

Les chercheurs supposent une tectogenèse majeure au cours de la phase autrichienne pour expliquer les structures de cette unité. Selon un avis assez répandu, les blocs tectoniques appartenant à Szilice seraient glissés vers le Sud à cause du rebondissement au Crétacé moyen de l'Anticlinorium de Volovec (Paléozoïque de Gömör) L'entassement des nappes et écailles dans les monts d'Aggtelek-Rudabánya représenterait les chevauchements frontaux de l'unité de Szilice.

On observe quelques données curieuses quant à ce schéma simple. Tel détail inquiétant est la présence de fragments de Melléte loin dans le cœur du domaine de l'Anticlinorium de Volovec. Ces fragments se trouvent en-dessous de l'unité de Szilice, donc leur mise en place devait précéder la venue de l'unité Szilice (arrivant d'encore plus au Nord ?).

Quelques affleurements de schistes jurassiques, très similaires en composition à ceux des nappes de Mónosbél-Szarvaskő du massif du Bükk, se trouvent actuellement sur l'unité de Szilice. Une des séries - celle de Telekesoldal - est prétendue être la continuation stratigraphique de la série de Bódva (Grill, 1987). Je pense que ces vestiges sont en position tectonique, et par conséquent ne peuvent être assimilés à l'unité de Szilice. Leur nature et position peuvent être expliquées par différents facteurs tectoniques (voir chap. V.C.).

I.C.7, La zone du Bükk

Enfin la zone du Bükk (ou encore Igal-Bükk, Torna-Bükk) présente ses meilleurs affleurements en Hongrie du NE. Il s'agit de monts composés de roches anchi - à épimétamorphiques, très déformées, souvent en position de fenêtres sous les nappes. Les roches bien datées ont des faciès dinariques nettes ; la vergence sud des structures rappelle également les Dinarides et non les Carpathes.

Des faciès surtout paléozoïques, mais aussi mésozoïques attribués à cette unité ont été reconnus dans des sondages profonds au Sud du Bükk (Verpelét, Mezőkövesd, Emőd), au Sud de Budapest (Bugyi) et au Sud du linéament de Balaton (Igal, Karád, Újfalu) dans une zone extrêmement tectonisée.

En effet, ce Paléozoïque n'a pas été affecté par les déformations et le métamorphisme hercyniens. Les séries clastiques de l'Ordovicien (?) et du Silurien (?) sont suivies par des carbonates du Dévonien inférieur, déposés en eaux peu profondes. Après un volcanisme basique intense, on observe une sédimentation volcano-détritique, volcano-calcaire en eaux profondes lors du Dévonien moyen.

Le Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur voit se développer un système de plates-formes carbonatées. Au Carbonifère inférieur à supérieur, ces plates-formes font place à un bassin comblé par une série flyschöide puissante (= série de Hochwipfel) (Péró, exp. 1985 ; Kovács et Péró, 1986). Ce sillon comblé, on constate l'apparition de sédiments marins clastiques avec des lentilles de calcaires fossilifères (= couches d'Auernig) lors du Carbonifère supérieur.

Après une discordance dans le Permien, ce sont des grès varicolores (= grès de Gröden), des niveaux évaporitiques et des calcaires noirs fossilifères (= calcaires à Bellerophons) qui se déposent au Permien supérieur. Les faciès caractéristiques du Trias sont des calcaires à ooïdes dans le Trias inférieur, les dolomies et calcaires de l'Anisien suivis par les volcanites du Ladinien et du Carnien (Balogh, 1964, 1981). Se différencient ensuite des milieux de dépôt à sédimentation calcaire néritique et des bassins où des calcaires à cherts se déposent.

Au Trias supérieur, les faciès pélagiques semblent gagner aux dépens des faciès néritiques. On y trouve des calcaires à cherts et des calcaires pélagiques à olistostromes (Csontos, 1987 ; Kovács et Pelikán, 1987). Après une grande lacune (?), ce sont les radiolarites du Jurassique supérieur qui se déposent sur les roches du Trias. Elles sont suivies par une épaisse série de schistes noirs, ardoisiers, à tendances flyschöides (Balla et al., 1986, 1987 ; Balla, 1987).

Toute cette série a subi un métamorphisme alpin de degré épi-à anchizonal (Árkai, 1983) accompagné de déformations polyphasées intenses. On notera une phase tardive d'écaillage (Balla, 1983 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla et al., 1986) à vergence sud, causant une inversion apparente dans l'édifice structural et souvent confondue avec la formation initiale des nappes (p.ex.: Balogh et al., 1984). En effet la série du Bükk est en position de fenêtre sous les nappes de Mónosbél et de Szarvaskő (Balla et al., 1986, Csontos, 1987) ou encore sous l'unité de Melléte (Balla, 1983 ; Grill et al., 1984 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987).

Quant aux analogies lithostratigraphiques, cette unité s'apparente nettement aux Alpes du Sud (Dolomies) et aux Dinarides externes (Rozlozsnik, 1935, 1939 ; Hrusitzky, 1961 ; Schréter, 1963 ; Balogh, 1964 ; Kovács, 1982 ; Dercourt et al., 1984 ; Cros et Szabó, 1984 ; Kovács, 1984 ; Kovács et Péró, 1986 ; Balla, 1987). A part quelques rares exceptions (Kozur, 1984) les chercheurs travaillant dans la région pensent que la longue zone étroite reliant les Dinarides au domaine de Bükk est un couloir de décrochement et non un sillon sédimentaire. Sa tectogenèse à vergence sud aurait eu lieu à la fin du Jurassique et sa position détachée des Dinarides serait dû à l'action de décrochements au Paléogène (Báldi, 1982 ; Kovács, 1982 ; Balla, 1984).

Le massif du Bükk, constitué de roches paléozoïques et mésozoïques est entouré par des bassins remplis de sédiments paléogènes et néogènes. Dans le secteur septentrional de cette montagne on trouve une série quasi continue, peu métamorphique et datée par des fossiles, allant des schistes du Carbonifère supérieur aux volcanites aniso-ladiniennes. Dans la partie centrale, on rencontre une série mal datée du Trias moyen-supérieur, anchi-épimétamorphique et très déformée

Au Sud, ce sont essentiellement des schistes noirs du Jurassique supérieur qui affleurent.

Cet édifice porte deux types de nappes, d'une part les nappes de Mónosbél-Szarvaskő) comportant des schistes et des séries remaniées calcaires, d'âge jurassique inférieur-moyen et des volcanites basiques d'âge vraisemblablement jurassique inférieur et moyen (Balla, 1983 ; Dercourt et al., 1984 ; Csontos, 1987) et d'autre part la nappe de Kisfennsík, composée de calcaires massifs du Trias.

La montagne du Bükk, se situe sur le rebord méridional de l'unité nord-pannonienne. Elle est susceptible de porter les traces des déformations liées à la mise en place des nappes précoces à vergence sud et les marques provoquées par les décrochements tertiaires. Voici la raison qui semble justifier une étude portant essentiellement sur les structures du Bükk.

I.D. PROBLEMES A RESOUDRE ET CONDITIONS DE TRAVAIL.

I.D.1, Cartographie

En raison des lithologies uniformes (schistes noirs, calcaires marmoréens, calcaires à cherts), de l'état très déformé et métamorphisé des roches et de la rareté des datations par fossiles, la structure et la stratigraphie de cette montagne restent obscures. Une cartographie très détaillée au Nord de la montagne a élucidé un grand nombre de problèmes (Balogh et al., 1960 ; Balogh, 1964) mais certains problèmes ont persisté dans la partie centrale et méridionale. La carte détaillée de Z. Balla (1983) de la région de Szarvaskő a mis en évidence la structure en nappes du Bükk d'où l'importance des études structurales. Une autre étude et une cartographie dans un secteur voisin ont été effectuées par Z. Balla et al. (1986, 1987) et Balla (1987). Elles décrivent les structures majeures et donnent une lithostratigraphie de la région. Un groupe de chercheurs français a également effectué des études microtectoniques dans la région (Geysant et Lepvrier, 1984 ; Bergerat et al., 1983) arrivant à des conclusions similaires (à comparer Balla, 1983 ; Geysant et Lepvrier, 1984 ; Dercourt et al., 1984 ; Balla, 1987).

Il n'en reste pas moins que de larges domaines, essentiellement couverts de schistes étaient très mal cartographiés et mal connus. L'absence d'une étude microstructurale régionale se faisait lourdement sentir. Celle-ci était d'autant plus nécessaire, que faute de fossiles, seules les méthodes cartographiques, lithostratigraphiques et structurales permettent de prouver ou de démentir les différentes hypothèses et interprétations tectoniques publiées.

L.D.2, Les concepts de tectonique régionale du Bükk

En bref les principales idées sur l'arrangement des différentes unités tectoniques se résument sur les figures I. 10 et 11. Ces figures ont été réalisées d'après les schémas ou les descriptions disponibles de ces idées. Z. Balla (1983, 1987) propose un para-autochtone du Bükk avec schistes et deux nappes de schistes et de volcanites ; J. Dercourt et al., (1984) suggèrent un para-autochtone triasique bükkien et une nappe de schistes et de volcanites ; K. Balogh et al. (1984) supposent un para-autochtone de schistes et de volcanites, charrié par une nappe comprenant des roches du Trias et du Paléozoïque.

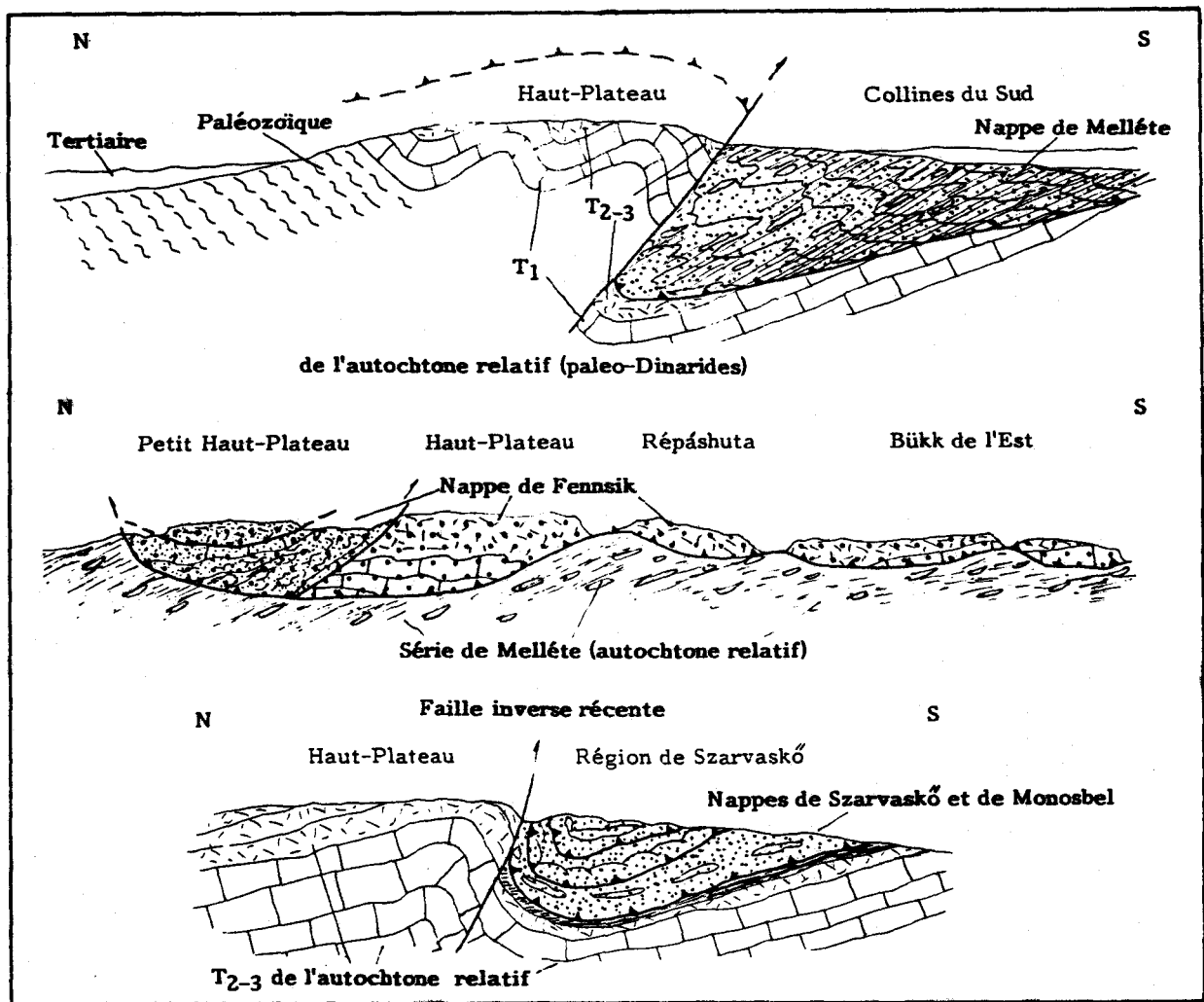


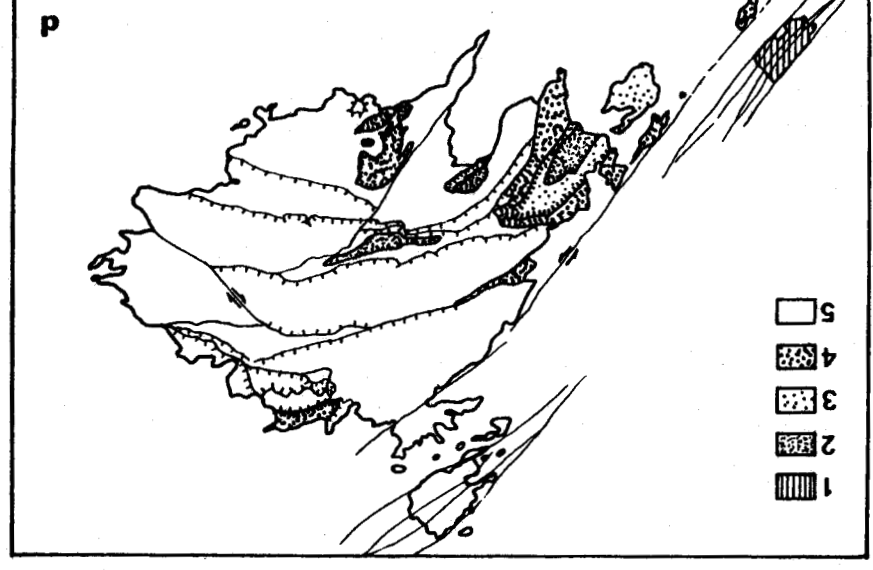
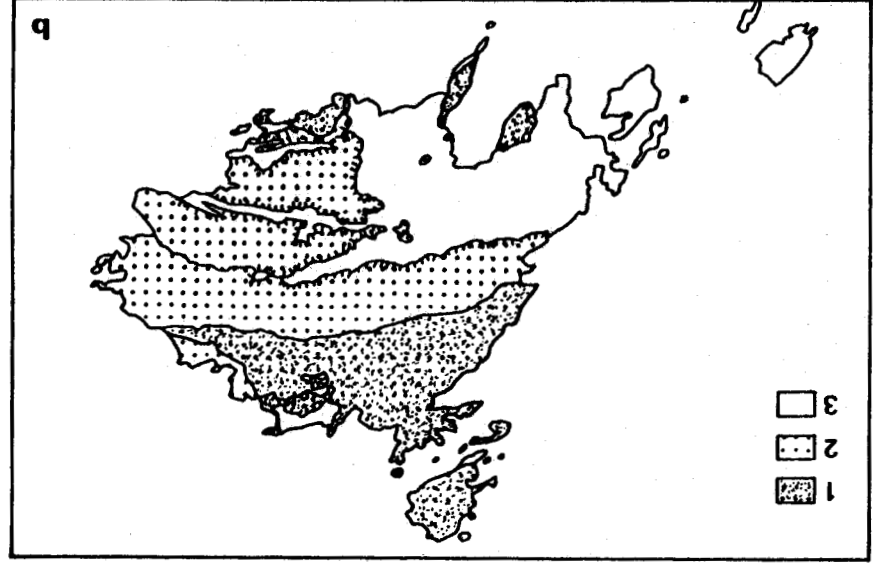
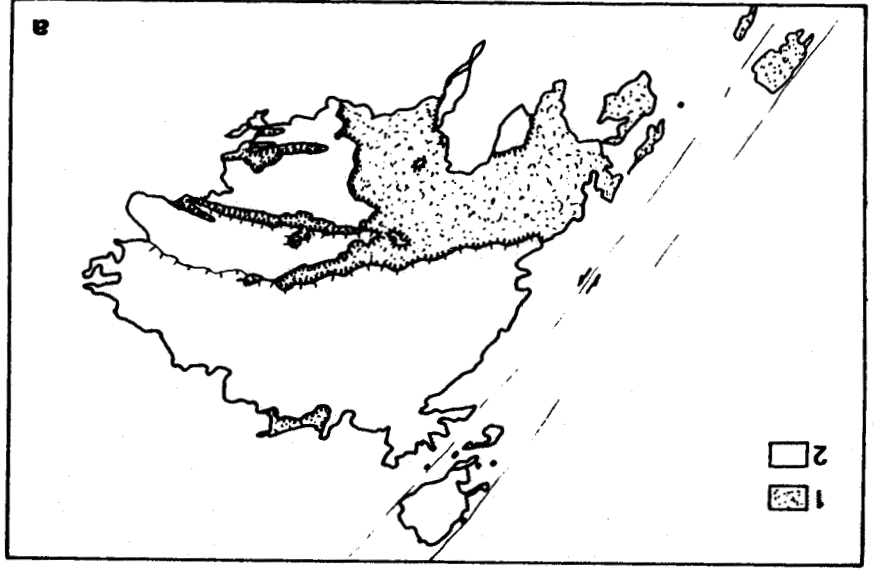
Fig.L11 - Coupes générales du massif du Bükk par différents auteurs.

a/ Coupe de J. Dercourt et al. (1984). Pour ces auteurs toute la partie sud composée de schistes serait une nappe, celle de Melléte. Une faille inverse récente mettrait l'autochtone relatif bükkien au-dessus de cette nappe méridionale.

b/ Coupe réalisée d'après les idées de K. Balogh et al. (1984). Pour eux, les schistes formeraient l'autochtone relatif.

c/ Coupe construite d'après les idées de Z. Balla (1983, 1987) et Z. Balla et al. (1986 et 1987). Ces auteurs pensent, que les schistes méridionaux forment plusieurs nappes sur un autochtone relatif composé de calcaires triasiques et de schistes jurassiques.

Fig.12 - Idées tectoniques de différents auteurs sur le massif du Bükk.



a/ Schéma tectonique inspiré par J. Dercourt et al. (1984). 1, Série allochtone de Darnó-Melléte; 2, Parautochtone "paléodinaride".
 b/ Schéma tectonique de K. Balogh et al. (1984). 1, Série allochtone de Fennsik, partie non-métamorphique (Anticlinal du Nord); 2, Série allochtone de Fennsik, partie anchi-épi-métamorphique; 3, Parautochtone, série de Melléte.

c/ Schéma tectonique inspiré par Z. Balla (1983, 1984, 1987). 1, Série allochtone de Darnó-Melléte; 2, Nappe de Szarvaskó II.; 3, Nappe de Szarvaskó I.; 4, Nappe de Szarvaskó I.; 5, Parautochtone de Tarkó (Bükk)
 d/ Schéma tectonique proposé dans ce volume 1, Série de Darnó (série de Melléte); 2, Nappe de Szarvaskó II.; 3, nappe de Szarvaskó I.; 4, Nappes de type Monosbel; 5, Parautochtone de Bükk.
 I, front de nappe; II, écaillage, faille inverse récente ou décrochement. Les barbelures sont du côté de l'unité supérieure.

Ces hypothèses sont contradictoires. Dans le passage qui suit, j'analyse deux de ces théories, en y ajoutant mes observations. Quelques unes de ces réflexions seront développées plus tard, dans les chapitres consacrés à la stratigraphie et aux structures (ch. II. et III.)

Le modèle de Balogh et al., (1984)

K. Balogh et al. (1984) fondent leur travail sur 7 datations dispersées et ponctuelles dans le massif du Bükk et dans le Mont Darno. Ils n'ont pas effectué de nouvelle cartographie, ni donné de coupes précisant la situation des éléments datés, et se sont basés sur des considérations géologiques et sur la situation topographique actuelle. Ils considèrent la partie septentrionale du massif (Anticlinal du Nord, Haut-Plateau) comme étant une nappe, assise sur un parautochtone de Schistes du Sud (fig. I.11 et 12). Ils admettent l'équivalence entre les Schistes du Sud (en ne les différenciant pas) et la série de Melléte. Ils dressent une succession stratigraphique pour leur "unité des Schistes du Sud". Cette série débute par des basaltes, radiolarites et schistes noirs (Mont Darno) du Trias moyen (De Wever, 1984), suivis par des marnes et calcaires pélagiques du Norien (sondages de Recsk), ensuite par des schistes avec ou sans des olistolites, ces derniers datés du Lias au Malm (séries de Szarvasko et d'Oldalvölgy). Ils étendent l'âge des radiolarites rouges ladinienes du Mont Darno à toutes les radiolarites rouges dans le massif du Bükk (selon moi, ces radiolarites rouges du Bükk ne suivent pas des basaltes, mais des marbres clairs ou à cherts, une série de calcschistes colorés et contenant des olistolites noriens; bref, elles ont une situation stratigraphique totalement différente).

Le défaut de ce raisonnement est que les éléments cités de cette "série" se trouvent dans des blocs tectoniques et des unités structurales différentes : c'est un mosaïque des éléments de la nappe de Recsk, du Mont Darno, de la série de Szarvasko et de Monosbél (voir chap. II.E, III.B.6). Ces blocs et unités sont séparés par des décrochements tertiaires à grande portée, et se trouvent géographiquement éloignés. Les décrochements tertiaires recoupent tout l'édifice tectonique des trois nappes et de leurs digitations définies plus au Nord (Grill et al., 1984)

Les volcanites, abondantes dans les séries de Darno et de Szarvasko présentent également des différences de composition considérables (Balla et al., 1982). Elles ont de plus été datées respectivement du Trias moyen et du Jurassique inférieur-moyen par la méthode K/Ar (Arva-Sos et al., 1986). En plus, dans le stratotype de Melléte il n'y a aucune trace de volcanisme. Le seul parallélisme est la présence de faciès de schistes noirs.

La différence entre ces ensembles se manifeste également par leur degré métamorphique différent (fig. IV.5, chap. IV.F) : diagénétique pour Darno, anchimétamorphique pour la série de Szarvasko et pour les schistes ardoisiers du Lök. Ainsi, je pense que l'attribution des "Schistes du Sud" à une seule unité tectonique et leur apparentement à la série de Melléte sont contestables. En ce qui concerne les degrés de métamorphisme de leurs unités tectoniques, la "nappe de Fennsik" et le parautochtone de schistes de K. Balogh et al. (1984) possèdent chacun des parties n'ayant subi qu'une diagenèse et un métamorphisme épi-ou anchizonal. Ils citent P. Arkai (1983), qui, lui, a décrit une transformation anchimétamorphique de l'ensemble du massif (chap. IV.G) l'admettant comme une fenêtre tectonique sous des unités actuellement absentes dans le Bükk, mais présentes plus au Nord. Les conclusions d'Arkai contredisent la structure proposée par K. Balogh et al., (1984).

Les limites de leurs unités prêtent également à discussion. Ils considèrent sur la p. 94 (et je les suis en cela), que le bloc du Haut-Plateau, membre principal de la "nappe de Fennsik", s'est soulevé lors de mouvements récents ; il en découle que les limites actuelles ne sont pas identiques aux limites de nappes originelles. Après une cartographie détaillée, je n'ai trouvé aucun affleurement révélant le contact de ces unités. Leur "fenêtre du Nord" (Nappe de Harica, fig. III.2) a une limite subverticale avec la nappe de "Fennsik", qu'ils dessinent chevauchante. Je vois mal, comment cette limite pourrait correspondre à un charriage de grande ampleur.

Les nappes mises en évidence par Z. Balla

L'étude de Z. Balla (1983) a été basée sur une cartographie détaillée (1/10 000) de la région de Szarvaskő (fig. I.11, 12, voir aussi chap.II.C). Il a distingué 3 séries différentes, sans parvenir à les dater : 1, une série de schistes à lentilles quartzitiques, pénétrée et surmontée de roches basiques ; 2, une série de schistes à lentilles de calcaires, ne contenant selon lui jamais de volcanites ; 3, une série composée de marbre clair, de calcaires et calcschistes varicolores, occupant la bordure méridionale du Haut-Plateau.

La présence systématique dans les schistes à lentilles de quartzites de dykes et intrusions de même nature (fig. II. 23), mais situés à deux niveaux différents dans ses coupes, l'a conduit à considérer cette série schisto-quartzitique comme une entité stratigraphique, affectée par le même événement intrusif, et découpée ensuite en deux nappes. L'étonnante absence de phénomènes volcaniques ou intrusifs dans la seconde série (les schistes à lentilles de calcaires) et l'absence de métamorphisme de contact sur plusieurs affleurements où les volcanites et cette seconde série sont juxtaposées, l'a amené à qualifier ce contact de tectonique.

Se basant sur la forme des coussins de basaltes et sur des observations de stratification entrecroisées, Z. Balla a établi la polarité de la première série (fig. II.23) Cette polarité s'avère opposée aux deux extrémités de ses coupes, et montre un rajeunissement vers le centre. D'autre part, sa cartographie montre une disposition symétrique des formations par rapport à un axe orienté NE-SW. De ces faits il conclut à l'existence d'une synforme, qui plisse trois ensembles tectoniques, de bas en haut : les schistes à lentilles calcaires, unité de Mónosbél ; la nappe de Szarvaskő I, composée de schistes à lentilles de quartzites et de roches mafiques ; la nappe de Szarvaskő II, composée de schistes à lentilles de quartzite et de roches ignées uniquement intrusives. Sur son terrain il n'a pu établir les relations entre l'unité de Mónosbél et les schistes ardoisiers, ni celles avec la série du Haut-Plateau, car les limites de ces formations sont des accidents récents.

Lors de plusieurs excursions et d'études de coupes j'ai eu l'occasion de vérifier les observations de Balla : toutes m'ont paru correctes. Ses conclusions corroborent systématiquement mes observations effectuées en d'autres endroits du massif.

I.D.3, Le travail entrepris

Le but du travail de terrain est de fournir des cartes aussi précises que possible de la partie centrale-méridionale en faisant la jonction avec d'autres régions étudiées plus en détail (Balla, 1983 ; Schréter, 1943, 1952 et 1954 ; Balogh et al., 1960) ou des régions importantes du point de vue structural et stratigraphique comme par exemple les extrémités occidentales et orientales du Haut Plateau (fig. I.12). Cette cartographie effectuée à l'échelle du dixmillième a été appuyée sur des observations structurales, sur le lever de coupes stratigraphiques, et sur une étude sur le métamorphisme, venant après le travail exhaustif d'Árkai (1973, 1983).

Documents de base

Ces données de terrain ont fourni la base de trois cartes et une série de coupes dessinées au 1/25 000 (données en planches hors texte). Les œuvres utilisées dans la construction des cartes sont les plus récentes et les plus détaillées disponibles. Y sont inclus les résultats inédits que m'ont aimablement communiqués F.Hives-Velledits et L.Fodor, deux étudiants effectuant leur DEA sur les terrains voisins. A ces cartes géologiques s'ajoute le tableau des colonnes stratigraphiques.

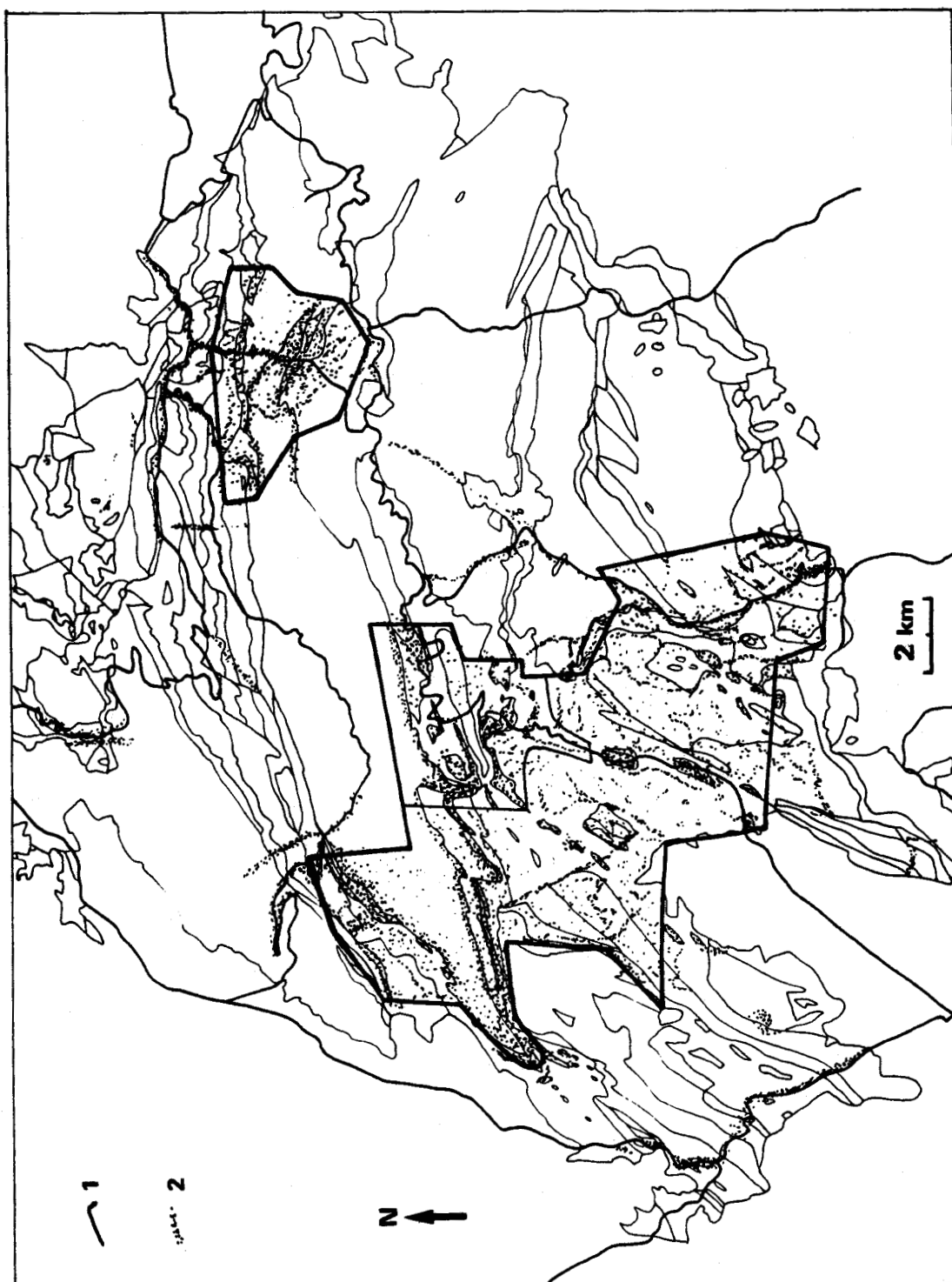


Fig.1.13 - Localisation des régions cartographiées et des autres sites étudiés. 1, région cartographiée . 2, la densité des points correspond à la quantité des affleurements.

Après la cartographie et l'analyse des données de terrain, je tente de donner une synthèse stratigraphique et structurale, ainsi qu'une histoire des déformations et un essai de réflexion portant sur la géodynamique de la région.

Je me suis décidé à donner une étude bibliographique par thèmes afin d'alléger le texte et de préciser les données acquises jadis. Des sommaires bibliographiques concernant la région se trouvent dans K. Balogh, (1964), S. Kovács, (1984), M. Kázmér, (1986) et Z. Balla, (1987).

Le texte

Le texte comprend deux niveaux : les passages en interligne serré concernent les questions de la géologie régionale pointue ou traitent les hypothèses n'ayant pas grand intérêt. L'omission de leur lecture ne compromet pas la compréhension des idées principales, développées dans des alinéas en interligne normal.

Dans le texte j'utilise les noms géographiques hongrois. Leur prononciation et leur équivalents dans les langues voisines se trouvent dans l'Annexe D.

CHAPITRE II. STRATIGRAPHIE

II.A. INTRODUCTION	p. 44
1, Historique	p. 44
2, Les méthodes appliquées	p. 46
3, Résumé de l'histoire de déformation	p. 49
4, Les grands ensembles stratigraphiques	p. 50
II.B. STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE RELATIF	p. 53
1, Introduction	p. 53
2, La série de l'Anticlinal du Nord	p. 54
a, Introduction	p. 54
b, Le paléozoïque de l'Anticlinal du Nord	p. 55
c, Le mésozoïque de l'Anticlinal du Nord	p. 59
d, Le sommet de la série de l'Anticlinal du Nord	p. 70
3, La série du Haut-Plateau	p. 72
a, Introduction	p. 72
b, La base de la série du Haut-Plateau	p. 75
c, Le sommet de la série du Haut-Plateau	p. 88
4, La stratigraphie de la région de Répashuta et de la vallée du Lök	p. 97
a, Introduction	p. 97
b, Les coupes de la région de Répashuta	p. 97
c, L'unité de Lök	p. 100
5, La stratigraphie du Bükk de l'Est	p. 102
a, Introduction	p. 102
b, La série stratigraphique	p. 102
6, Synthèse et corrélation de la stratigraphie de l'autochtone relatif	p. 109
II.C. LES NAPPES DE TYPE MONOSBEL-SZARVASKO	p. 111
1, Le secteur de Szarvasko	p. 111
2, Coupes complétant la stratigraphie des nappes	p. 117
a, La région d'Oldalvölgy	p. 117
b, La région de Köves teto	p. 123
c, Les coupes à l'Ouest de Szarvasko	p. 126
II.D. LA NAPPE DE KISFENNSIK	p. 129
1, Problèmes et hypothèses sur la nappe de Kisfennsik	p. 129
2, Les séries stratigraphiques	p. 131
II.E. LA SERIE DE DARNO	p. 134
1, Introduction	p. 134
2, La série du Mont Darno	p. 135
II.F. LES FORMATIONS POST-TECTONIQUES	p. 137
1, Introduction	p. 137
2, Les conglomérats crétacés (Gosau de Nekézseny)	p. 138
3, Les sédiments tertiaires	p. 140
II.G. CONCLUSIONS	p. 145

II.A. INTRODUCTION.

II.A.1. Historique.

Une partie de la succession stratigraphique avait déjà été déterminée. Les travaux effectués par K. Balogh (1964, 1981) et son équipe ont éclairci la stratigraphie du secteur septentrional du massif. Appuyées sur des arguments biostratigraphiques, les conclusions de leurs études restent valables pour le domaine nommé Anticlinal du Nord (fig. II.1). J'ai également bénéficié des observations et déductions de Z. Balla (1983), qui a décrit les nappes de type Szarvaskő-Mónosbél et a attiré mon attention sur l'importance de la distinction entre plusieurs types de schistes, et sur la nécessité d'études structurales.

Faute de datations paléontologiques suffisantes, les reconstitutions stratigraphiques se fondent essentiellement sur la lithostratigraphie et, dans quelques travaux modernes, sur les critères de superposition fournis par l'analyse structurale. Ce fait et les mauvaises conditions d'affleurement expliquent la diversité des modèles proposés jusqu'à présent.

Après les premiers travaux menés par l'Institut Géologique de la Monarchie Austro-Hongroise (Wolf, 1859 ; Hauer, 1866 ; Stache et Böckh, 1868) les premières données stratigraphiques plus précises étaient fournies par E. Vadasz, 1909. Découvrant des fossiles carbonifères, il a confirmé l'opinion générale quant à l'âge de ces séries monotones, uniformes et légèrement métamorphiques composées de schistes noirs, de calcaires marmoréens et de volcanites. Lors de sa campagne cartographique menée à partir de 1913, Z. Schréter a découvert des fossiles triasiques dans des calcaires dans le Sud de la montagne et des fossiles crétacés dans le conglomérat des monts Uppony. Il a noté également la ressemblance entre les calcaires du Kisfennsík (Petit-Haut Plateau) et les calcaires noriens du Dachstein (Z. Schréter, 1913, 1914, 1914). Quant aux roches formant la masse principale du Bükk, c'est à dire les schistes, volcanites et calcaires marmoréens, il les a considérées comme paléozoïques, plus précisément dévoniennes et carbonifères.

Par la suite, de nouvelles données concernant l'âge de la série paléozoïque ont été découvertes au Nord de la montagne. J. Jablonszky (1919) et J. Pia (1928) ont démontré l'existence du Permien supérieur calcaire. Gy. Rakusz (1928, 1932) a décrit les fossiles carbonifères. En 1935 Z. Schréter a déterminé les fossiles collectés essentiellement par F. Legányi.

Il en a déduit l'existence de schistes rouges, de calcaires à oïdes, de dolomies, de schistes verts et de radiolarites d'âge Trias inférieur, de calcaires clairs du Ladinien - Trias supérieur et de calcaires à cherts carniens-noriens. Après la cartographie du SE de la montagne, il a présenté ses idées sur la stratigraphie et la structure du massif du Bükk (Schréter, 1943a et b). Selon son travail la succession stratigraphique du Sud de la montagne est décrite dans l'ordre opposé de celui admis actuellement (fig. II.1).

Etudiant les volcanites Zs. Szentpétery (1929) a été le premier à voir la série comme renversée dans la région de Lillafüred. Cette idée a été reprise par K. Balogh, qui a dirigé une nouvelle campagne cartographique à partir de 1950. Levant la carte détaillée du versant septentrional du Haut-Plateau, K. Balogh (1950, 1951) conclut à l'existence d'un grand anticlinal, nommé Anticlinal du Nord (fig. II.3). Par conséquent, les séries se trouvant plus au Sud, dans le flanc inverse de cette structure formée de roches paléozoïques et de Trias inférieur, seraient à attribuer au Mésozoïque, surtout au Trias.

Continuant cette campagne, K. Balogh (1954) a déduit de son levé de carte dans les environs de Répáshuta (fig. I.3, carte 1), que les schistes noirs sont partout de même âge. Ces schistes antérieurement considérés comme ladiniens suivraient les calcaires clairs et calcaires à cherts de l'Anisien et seraient surmontés par des radiolarites et par la masse du calcaire marmoréen clair du Haut-Plateau (fig. II.1).

Zs. Szentpétery (1953), K. Balogh et G. Pantó (1953) ont proposé un âge respectivement triasique, jurassique et crétacé inférieur pour les magmatites basiques de la région de Szarvaskő. Ces magmatites ont été antérieurement considérés paléozoïques pour la plupart des auteurs. K. Balogh et G. Pantó les ont parallélisé avec certaines intrusions basiques du Bükk de l'Est. Les données concernant l'âge précis des couches carbonifères étaient fournis par des Fusulinidés (Rozovskaja, 1963). Les travaux de K. Balogh ont été regroupés dans une monographie très complète, accompagnée d'une carte au 1/100 000.

Du point de vue stratigraphique, l'essentiel des terrains constituant la montagne du Bükk se serait déposé durant le Trias, avec des faciès très variés au Trias moyen et supérieur (fig. II.1). K. Balogh a placé les schistes noirs du Sud et de l'Est sous la grande masse de calcaires marmoréens clairs du Trias moyen-supérieur. Il a légèrement modifié cette colonne stratigraphique en 1981, en rajeunissant la série triasique, mais en ne changeant pas l'ordre des successions (fig. II.1). Il a resitué les intrusions basiques et acides du Bükk de l'Est auparavant considérées comme crétacées dans le Carnien-Norien.

Levant une carte détaillée de la région de Szarvaskő, Z. Balla (1983) a proposé des subdivisions au sein des schistes antérieurement admis "uniformes". Aidé par une analyse structurale, il a donné une stratigraphie pour chacune des nappes qu'il a définies. Les nappes de Szarvaskő comportent des grès et schistes à injections gabbroïques, puis des niveaux de laves en coussins surmontées par des schistes noirs et des schistes à lentilles calcaires et siliceuses. D'après lui la série se terminerait par des calcaires varicolores. Il a noté l'existence possible d'une deuxième nappe, celle de Mónosbél, composée de schistes à lentilles quartzitiques et calcaires. Sans données paléontologiques, il a assimilé les roches de ces nappes au Lias-Dogger.

En effet, après la découverte de radiolarites jurassiques par H. Kozur (1984) et de foraminifères jurassiques par A. Bérzi-Makk et P. Pelikán (1984), cette hypothèse semblait justifiée. Ces découvertes de fossiles, quoique restant très ponctuelles dans l'immense masse schisteuse, ont bouleversé la stratigraphie du Bükk : il est devenu évident, que la seule série établie par K. Balogh (1964, 1981) devait être scindée en plusieurs unités.

Certains auteurs (Balogh et al., 1984) ont attribué tous les schistes auparavant supposés ladinien au Jurassique, les apparentant à l'unité de Melléte. Ceci les a incités à proposer un nouveau schéma tectonique, ne prenant pas en compte l'étude de Z. Balla (1983). Selon eux, les schistes, désormais tous jurassiques seraient surmontés par une nappe comportant les roches calcaires du Trias et du Paléozoïque (fig. I.11 et 12).

Pour J. Dercourt et al. (1984), la série triasique du Bükk serait l'autochtone relatif des schistes jurassiques assimilés à la nappe de Melléte (fig. I.11 et 12). Z. Balla (1987) se fondant sur une cartographie nouvelle (Balla et al., 1986) a envisagé un parautochtone composé de roches triasiques et d'une partie des schistes (les schistes ardoisiers de Lök) (fig. I.11 et 12) et deux nappes : celles de Monosbél et de Szarvasko, avec des schistes à olistolites d'âge jurassique.

Lors d'une excursion P. Pelikán et S. Kovács (in Csontos, 1987) ont présenté leur interprétation de la tectonique et la stratigraphie bükkoises : pour eux il existerait deux unités à soubassement triasique avec une couverture schisteuse. Celle du Nord, en position de nappe ou d'écaille formerait l'Anticlinal du Nord, avec le "calcaire du Haut-Plateau", et avec les radiolarites, tandis que l'unité du Sud serait composée de calcaires fossilifères ladinien, de calcaires à cherts, suivis par les schistes ardoisiers et par toute la série de Szarvaskó décrite par Z. Balla (1983).

Mes propositions, exprimées à Strasbourg en 1987 et dans le guide de l'excursion évoquée ci-dessus reprennent et prolongent celles de Z. Balla (1987), et sont présentées ci-après.

II.A.2. Les méthodes appliquées

Dans le massif du Bükk, en raison des conditions d'affleurement médiocres et de l'absence de fossiles, l'étude stratigraphique a nécessité un double approche. D'une part il fallait rechercher ou réinterpréter des coupes susceptibles de donner la nature des contacts entre formations différentes, d'autre part il fallait déterminer la polarité de ces séries à l'aide d'observations structurales. Ces deux démarches ont été aidées par la cartographie.

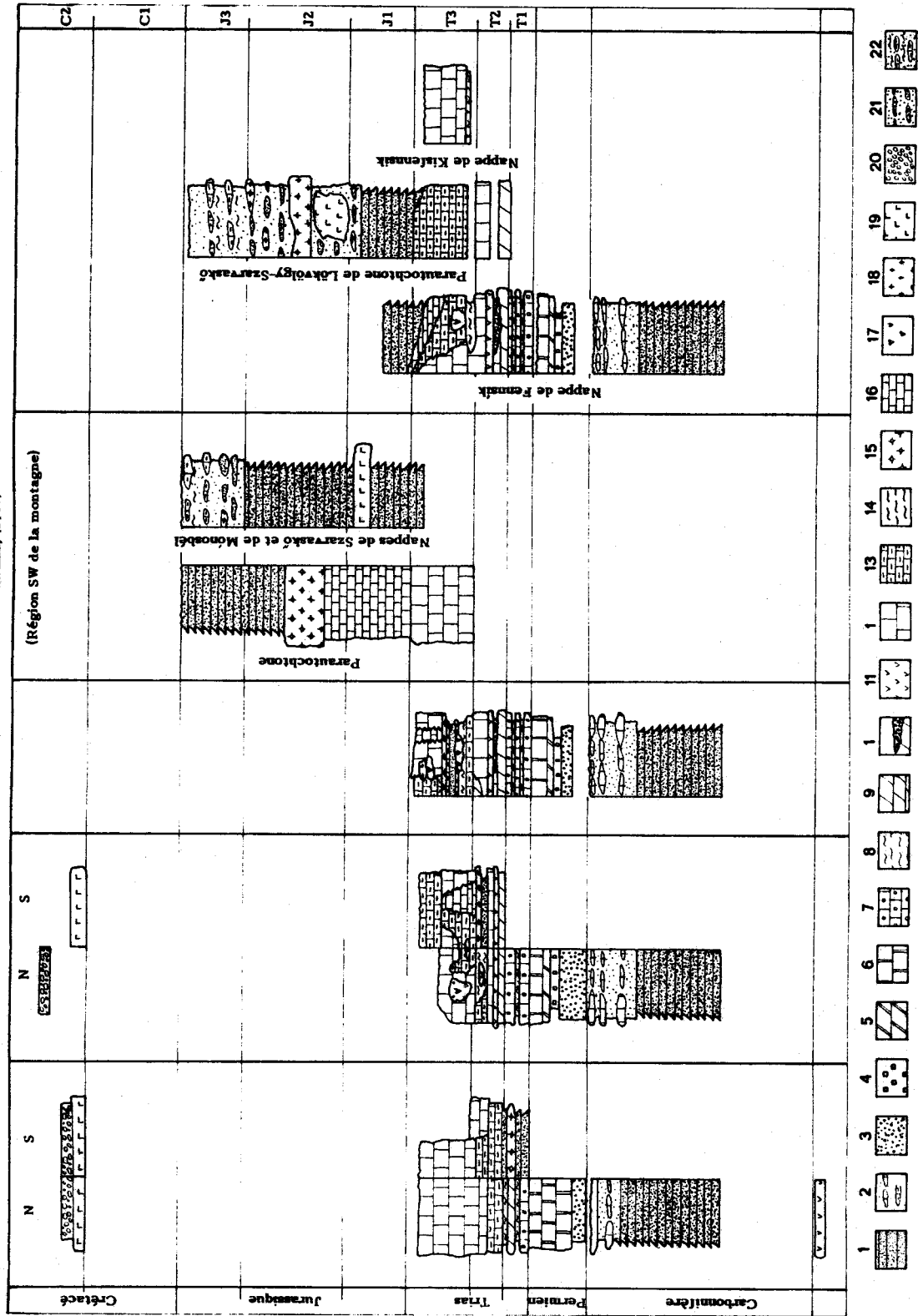
Fig. II.1 - Tableau comparatif de la stratigraphie du massif du Bükk selon différents auteurs : Z.Schréter, (1943) ; K.Balogh, (1964) ; K.Balogh, (1981) ; Z. Balla, (1983) ; Z.Balla, et al., (1986, 1987) ; S.Kovács et P.Pelikán, (1987)
1, Schistes ardoisiers ; 2, Quartzites à lentilles calcaires ; 3, Quartzites et schistes varicolores ; 4, Evaporites et schistes verts ; 5, Dolomies bitumineuses ; 6, Calcaires fossilifères bitumineux ; 7, Calcaires à ooides ; 8, Schistes verts à lentilles calcaires ; 9, Dolomies noires laminaires ; 10, Brèche de dolomies ; 11, Métavolcanites acides et basiques ; 12, Calcaire marmoréen clair ; 13, Calcaires gris à cherts ; 14, Schistes à passées de calcaires noirs ; 15, Radiolarites ; 16, Calcaires pélagiques varicolores ; 17, Métadiabase ; 18 Porphyres quartzeux ; 19, Volcanites basiques de Szarvasko ; 20, Conglomérat ; 21, Série de Szarvaskó : Schistes à lentilles de quartzite ; 22, Série de Mónosbél : Schistes à lentilles de calcaires

S.Kovács et P.Pelikán, (1987)

K.Balogh, (1981) Z.Balla, (1983); Z.Balla, et al., (1986);
Z.Balla, (1987)

K.Balogh, (1964)

Z.Schréter, (1943)



Il est intéressant de noter les différents âges attribués aux schistes. Pour Schréter, les schistes du Nord seraient d'âge paléozoïque, ceux au Sud du massif seraient du Trias inférieur. Balogh a remonté les schistes du Sud au Ladinien, puis au Carnien. Il a aussi supposé l'équivalence entre les schistes de Vesszős et de Lök. Balla et al. ont différencié plusieurs types de schistes dans le secteur méridional du massif, en les mettant au Jurassique. Kovács et Pelikán sont de cet avis, mais proposent un nouveau modèle tectonique. Leurs âges ne sont pas tout à fait identiques à ceux proposés par Balla et al.

Mes efforts de datation par des fossiles ont presque tous échoué du fait du métamorphisme et de la déformation intense subis par les roches du Bükk. Faute de moyens biostratigraphiques, j'ai eu recours aux méthodes de la lithostratigraphie. Fort heureusement les datations par fossiles de certains niveaux-clés obtenues par d'autres personnes ont justifié cette approche. Dans certains cas, j'ai étendu une datation obtenue dans un bloc tectonique, à un niveau lithostratigraphique d'aspect identique se trouvant dans un autre bloc tectonique. Ce faisant, j'ai toujours comparé des séquences entières et pas seulement les caractéristiques lithologiques des niveaux en question. Ces âges supposés, n'étaient jamais en contradiction avec les phénomènes observés à l'affleurement ni avec les autres datations.

Evidemment, la lithostratigraphie doit être appliquée avec précaution. C'est notamment le cas pour attribuer un âge à des calcaires-calcschistes à cherts ou des schistes apparaissant en plusieurs niveaux ou même dans différentes unités. Pour les séparer, je me suis appuyé sur l'observation des caractéristiques spécifiques, sur la cartographie détaillée et sur quelques coupes élucidant leur position stratigraphique.

Les datations obtenues jusqu'à présent ne fournissent pas toujours des preuves directes. Certaines d'entre elles (et notamment celles de Kozur, 1984) ont été effectués sur des éboulis, sur des galets de brèches ou sur des olistolites. D'autres ont concerné quelques horizons allodapiques. Dans ces cas, l'application de l'âge obtenu demande plus de précaution (chap. II.C.) Certains auteurs n'ont pas donné la localisation exacte de leurs découvertes fossilifères. Cependant j'ai retrouvé la plupart des points échantillonnés et cotés sur le terrain lors de la cartographie.

Dans tous les affleurements cartographiés et dans toutes les coupes présentées, j'ai observé les critères structuraux (essentiellement la relation de la stratification et de la schistosité régionale S_2 , mais aussi la vergence des miniplis, les plis de différentes familles etc.), et parfois les critères sédimentologiques (stratifications entrecroisées, granoclassement) me donnant la polarité des séries ou de portions de celles-ci, et les structures majeures primaires et secondaires. J'ai évidemment choisi des coupes dont certains affleurements avaient été datés au préalable, offrant ainsi un contrôle biostratigraphique. J'ai également tâché d'effectuer l'observation et la cartographie des grands accidents, pour m'assurer de la nature des contacts et de la continuité des coupes.

Les données structurales, combinées avec les rares données biostratigraphiques et sédimentologiques, ont permis de dresser des coupes pour la plupart observées par morceaux et de ce fait synthétiques. Ces coupes, reconstitutives, fournissent la base de l'analyse stratigraphique. Ces hypothèses sont pourtant fondées sur une cartographie détaillée (1/10 000), et sur l'observation et utilisation systématique de critères structuraux. Les critères structuraux, observés aussi continuellement que les affleurements le permettaient, offrent selon moi le principal moyen d'établir la polarité des séries.

La combinaison de ces observations a donné un synthèse stratigraphique cohérent. Il faut néanmoins signaler, que la séparation de quelques schistes ou de radiolarites (surtout dans la série des nappes) reste difficile et permet plusieurs interprétations. Ces ambiguïtés seront indiquées dans le texte.

L'utilisation des critères structuraux m'oblige, avant toute description, à résumer brièvement la conception que j'adopte de l'histoire tectonique du Bükk, pour ensuite pouvoir justifier l'emploi et préciser les limites de cette technique.

II.A.3. Résumé de l'histoire de la déformation intime du Bükk.

Les roches affleurant dans le massif du Bükk ont subi d'abord deux phases de déformations synschisteuses.

La première a généralement causé une transposition des couches. On ne trouve pas de plis associés à cette schistosité et elle-même est difficile à observer. Apparemment la première déformation ne perturbe pas les séries stratigraphiques, donc en première approche ses effets seront négligés.

La seconde a donné naissance à la schistosité régionale S_2 et à des plis associés à vergence généralement sud et dont les axes ont une direction en gros E-W. La genèse de ces schistosités s'accompagne parfois d'une transposition modifiant les relations stratigraphiques originelles.

Une troisième phase de déformation a créé des plis dont les axes ont une direction en gros E-W et qui seraient liés à des cisaillements plats affectant la schistosité S_2 .

Cet ensemble a ensuite été affecté lors d'une quatrième phase par de grands décrochements et des déformations souples associées. Ce nouveau champ de contraintes a engendré des plis en chevron, dont les axes ont une direction généralement N-S.

Telles sont donc les structures tectoniques que l'on rencontre lors de l'analyse des affleurements. Cette évolution polyphasée nécessite une extrême prudence, quant à l'utilisation des critères structuraux tels que les relations litage-schistosité régionale, ou la forme des microplis. Néanmoins, si on connaît la géométrie des plis des trois premières phases, on peut aboutir à un bon résultat. On peut relativement facilement restaurer la situation précédant la genèse des plis postschisteux d'axe E-W.

En étudiant les plis issus de la phase syn- S_2 dans les secteurs où affleurent les séries les mieux datées (paléozoïques à anisiennes), on constate que les reconstitutions stratigraphiques fondées sur l'utilisation des critères structuraux évoqués sont toujours cohérentes avec celles fondées sur la biostratigraphie. Cela revient à dire que la première phase syn- S_1 ne doit pas être de grande importance vis-à-vis des problèmes stratigraphiques qui nous intéressent.

II.A.4. Les grands ensembles stratigraphiques.

Découpage tectonique

Les travaux et hypothèses récents brièvement évoqués (fig I.11, 12) suggèrent l'existence de plusieurs séries stratigraphiques dans le massif du Bükk. Au cours de mes travaux cartographiques et des levés des coupes ces différentes séries ont pu être individualisées.

Dans le massif du Bükk-même j'ai distingué trois successions stratigraphiques majeures, composant les trois unités fondamentales de la montagne (fig. II.2) :

- la série de l'autochtone relatif
- la série des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő
- la série de la nappe de Kisfennsík

Dans ce passage j'essaye de résumer les principaux arguments en faveur de l'existence de ces nappes. Une étude traitant le même sujet est donnée au chapitre III.C.1

La nature tectonique du contact basal de la nappe de Kisfennsík pose le moins de problèmes (fig. II.28) : les roches de cette nappe ne sont pas métamorphiques, tandis que leur substrat est anchimétamorphique et intensément déformé. Il n'y a pas de transition entre les deux masses rocheuses (voir aussi chap. II.D)

Les nappes de Mónosbél-Szarvaskő

La superposition tectonique de la série de Mónosbél-Szarvaskő est plus délicate à démontrer : elle a été déformée et métamorphisée avec son substratum. Notons d'abord qu'on observe des transformations toujours moins poussées dans cette série que dans celle du substratum, indiquant ainsi la position supérieure de la série de Mónosbél-Szarvaskő par rapport au substratum au moment du métamorphisme.

D'après les données cartographiques les séries de Szarvaskő-Mónosbél semblent reposer sur différentes formations du substratum mais le plus souvent sur des schistes ardoisiers. Le contact lui-même n'affleure nulle part, mais la situation des affleurements sur la carte indique toujours une position relative haute de la série de Mónosbél-Szarvaskő par rapport aux séries du substratum.

Les schistes ardoisiers en série normale semblent être le terme le plus jeune du substratum. Or ils sont datés : les radiolarites à leur base, comme leurs termes les plus profonds de l'Oxfordien (deux datations par Kozur *in* Németh, 1984). Ce même âge a été confirmé par d'autres personnes (Pelikán et Dosztály, comm. pers.) en un autre endroit du massif, encore dans les radiolarites à la base des schistes ardoisiers.

Dans la série de Mónosbél-Szarvaskő, mise à part une datation (bajocien ? douteuse) de quelques galets de radiolarites provenant de brèches (Kozur, 1984), il existe trois points où les datations sont utilisables. Le premier point se situe dans ce que j'appelle la klippe de Köves-tető (fig. II.2, 26) où une barre calcaire contient des foraminifères liasiques.

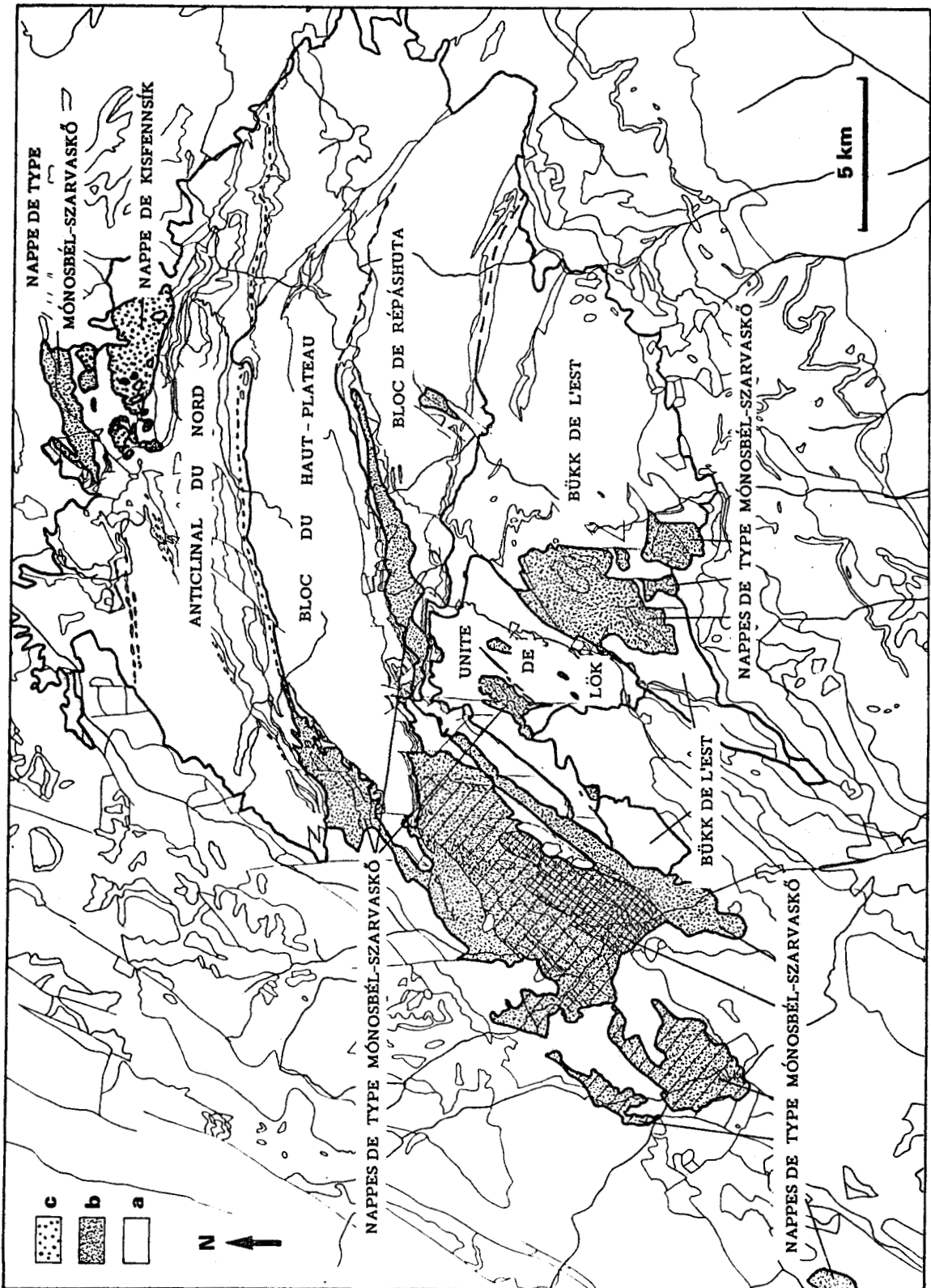


Fig. II.2 - Disposition cartographique des séries décrites dans ce chapitre.

- a, Série de l'autochtone relatif
- b, Série des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (plusieurs nappes représentées par les différentes hachurations, se distinguent, mais elles ont une stratigraphie pratiquement uniforme)
- c, Série de la nappe de Kisfennsík

Cette barre est un niveau resédimenté, mais les galets et la boue calcaire provenant de faciès néritiques et pélagiques s'entremêlent sans limites nettes : ces sédiments ont été remués à l'état encore non lithifié. Ceci, surtout dans le cas des calcaires néritiques (diagénèse rapide) indique un remaniement ayant suivi de peu le dépôt originel, avant l'induration. L'âge liasique est donc vraisemblable.

Cette klippe qui est entourée de schistes ardoisiers noirs plus jeunes que l'Oxfordien (voir ci-dessus), contient des intrusions basiques de type Szarvaskő. On n'observe jamais de volcanites ou d'intrusions de ce type dans les schistes ardoisiers (chap. III.C1), ni ailleurs, ni dans l'entourage proche de cette klippe. Les intrusions se rattachent systématiquement aux schistes à lentilles de quartzites (voir raisonnement chap. I.C).

Dans une autre coupe (fig. II.26) on possède deux niveaux datés. La série de type Mónosbél-Szarvaskő domine topographiquement les schistes ardoisiers (dont la base est datée de l'Oxfordien dans le même bloc tectonique). Dans la série de Mónosbél-Szarvaskő le niveau topographiquement le plus bas contient des fossiles néritiques resédimentés du Toarcien (J. Aubert in Kozur, 1984 et Bérczi-Makk et Pelikán, 1984).

Les éléments resédimentés se trouvent dans une formation à olistostromes de calcaires et de radiolarites, donc dans un environnement pélagique. Les fossiles, mais aussi les ooïdes composant les bancs allodapiques étaient remaniés en tant qu'éléments individuels et non sous forme de galets, donc à l'état encore non lithifié. Or la diagénèse est réputée rapide pour les calcaires à ooïdes : ceci m'oblige à supposer un quasi synchronisme de la formation de ces éléments et de leur resédimentation.

L'âge réel de ce niveau serait donc du Lias sommital.

Un niveau de calcaires allodapiques ayant les mêmes caractéristiques mais se situant au-dessus du niveau précédent, a été daté du Dogger supérieur-Malm inférieur. Là encore, le remaniement à l'état non lithifié permet d'accepter le Dogger-Malm comme l'âge approximatif de la roche.

Admettant l'interprétation de ces datations, on aurait donc un substratum âgé de l'Oxfordien à plus récent et une série au-dessus, datée du Lias-Dogger; on doit donc supposer un contact anormal majeur entre ces deux ensembles. A l'inversion d'âge s'ajoute la présence éventuelle de roches mafiques dans la série de Mónosbél-Szarvaskő et leur absence dans les roches du substrat, formant ainsi un autochtone relatif.

La série du mont Darnó n'affleure nulle part dans le massif du Bükk proprement dit. Puisque cette série a une importance géodynamique-paléogéographique capitale dans la géologie du NE de la Hongrie, elle sera brièvement évoquée. De même, une courte description des formations posttectoniques non étudiées en détail va être présentée.

Je présente maintenant quelques coupes intéressantes du point de vue stratigraphique, suivies des descriptions des formations qui y figurent. Quelques unes de ces coupes nous offrent des niveaux-repères, utilisés ensuite pour la synthèse stratigraphique. Ces figures comprennent une petite carte pour localiser en gros les affleurements et les coupes indiquées plus précisément sur la carte I. Les colonnes stratigraphiques ont toutes la même structure, elles sont proportionnelles aux épaisseurs estimées ou déduites. Les datations et les âges supposés sont donnée à droite, tandis que j'ai marqué le nom des formations à gauche. Ces dernières se représentent par un code, composé des initiales de leur âge, de leur nom et de leur lithologie. Les étoiles représentent les niveaux ou les points fossilifères. Une légende est donnée sur la figure générale A.1 (Annexe).

Les datations peu nombreuses obtenues dans la montagne du Bükk sont référencées par le nom de l'échantillonneur, suivi du déterminateur. Ces datations sont pour la plupart décrites dans des rapports manuscrits peu accessibles de l'Institut Géologique de Hongrie, c'est pourquoi je préfère les donner en communication personnelle, comme je les ai reçues.

II.B. STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE RELATIF.

II.B.1. Introduction

Plusieurs grands ensembles au sein de l'autochtone relatif se sont dégagés au cours du travail. Ces ensembles sont limités par de grands accidents, plus souvent des failles inverses et des décrochements (fig. II.2.). Ces blocs-écailles sont à la fois des entités tectoniques et structurales, c'est à dire la succession stratigraphique au sein d'un bloc est homogène. (Ce n'est pas tout à fait vrai pour le bloc du Haut-Plateau). Les séries des différents blocs sont heteropiques. Ceci dit, on a affaire, à des unités tectoniques représentant aussi des domaines paléogéographiques. Quatre grands domaines sont séparés et présentés :

- le bloc de l'Anticlinal du Nord
- le bloc du Haut plateau
- le bloc de Répáshuta et l'unité de Lök
- le bloc du Bükk de l'Est

II.B.2, La série de l'Anticlinal du Nord.

a, Introduction

Je rappelle (chap. II.A.1), que pour des raisons historiques (p.ex. Balogh, 1964) mais aussi géologiques (partie nord moins déformée), la partie septentrionale du massif du Bükk est beaucoup mieux connue que les régions centrale ou méridionale. Le domaine de l'Anticlinal du Nord (Balogh, 1950, 1964) possède des niveaux fossilifères, cartographiés et étudiés en détail. De ces études, dont l'expression la plus achevée est la monographie publiée en 1964 par K. Balogh, se dégage une série paléozoïque-triasique inférieure sans problème de continuité stratigraphique.

Le domaine de l'Anticlinal du Nord renferme les schistes et calcaires généralement noirs du Carbonifère et du Permien, les assises du Trias inférieur, les dolomies, les métavolcanites et calcaires marmoréens du Trias moyen et finalement les schistes à passées calcaires et les calcaires à cherts du Trias supérieur. A part des complications dans le voisinage du Kisfennsík (Petit Haut-plateau), les niveaux se succèdent sans grande perturbation apparente ; on retrouve des séries similaires ou identiques tout au long des 20 km du versant septentrional du Haut-plateau (carte 1), formant le flanc méridional de l'Anticlinal du Nord.

On rencontre des contacts anormaux internes de ce bloc (essentiellement des failles inverses et des décrochements) surtout à l'Ouest mais aussi à l'Est, dont la prise en considération ne modifie pas fondamentalement la succession stratigraphique (voir aussi chap. III).

Les formations ressemblent beaucoup à leurs homologues sudalpins. Pour cette raison je donnerai le nom de ces entités stratigraphiques entre les parantèses. Y seront également affichés les noms couramment utilisés parmi les géologues hongrois pour désigner ces formations.

Les roches de ce secteur du massif du Bükk ont toutes subi un métamorphisme, dont le degré s'accroît vers le Sud, allant de la diagenèse profonde à l'épimétamorphisme. En plus, la plupart des formations de l'Anticlinal du Nord sont l'objet d'une altération et érosion intenses, il est par conséquent très difficile, voire impossible de trouver des coupes de terrain montrant précisément les contacts stratigraphiques originels. Quoique ces contacts ne soient pas visibles, la cartographie et les sondages de prospection nous assurent de la nature et de l'ordre des successions stratigraphiques. Pour illustrer cette succession, plusieurs coupes vont être présentées.

b, Le paléozoïque de l'Anticlinal du Nord

La coupe de Dédes-Várvölgy

La coupe de Dédes-Várvölgy (fig. II.3) nous offre la succession suivante, de bas en haut :

la formation de Szilvásvár (C-Sz), ensemble primitivement flyschöide se présentant sous forme de schistes ardoisiers, du fait de l'anchimétamorphisme ; la formation de Mályinka (C-M), c'est-à-dire des schistes quartzitiques fossilifères, à lentilles et passées de calcaires fossilifères. Puis viennent des quartzites et schistes varicolores (P-Sg) et des schistes à évaporites (P-Se) du Permien, appartenant à la formation de Szentlélek, surmontée par des dolomies et calcaires sombres, fossilifères, permien supérieur de la formation de Nagyvisnyó (P-Nc).

Sur la coupe on voit la structure en anticlinal complexe de l'Anticlinal du Nord, son flanc sud renversé, tandis qu'au Nord, à proximité de Nagyvisnyó, on rencontre les mêmes séries moins tectonisées et moins métamorphiques. L'Anticlinal est synschisteux, mais repris par des plis postschisteux hectométriques.

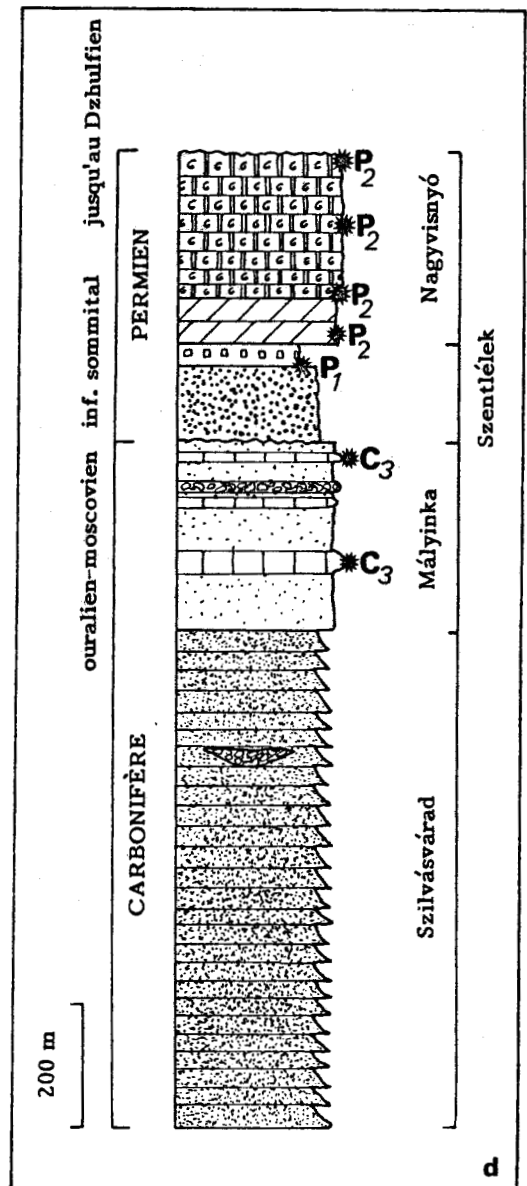
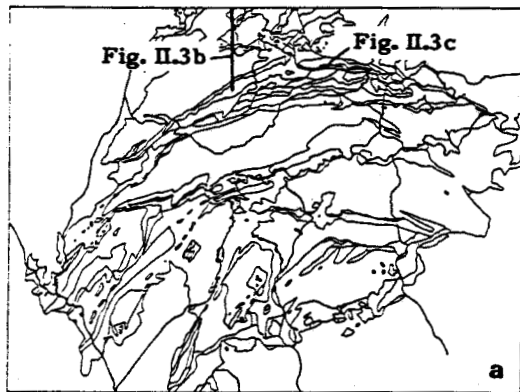
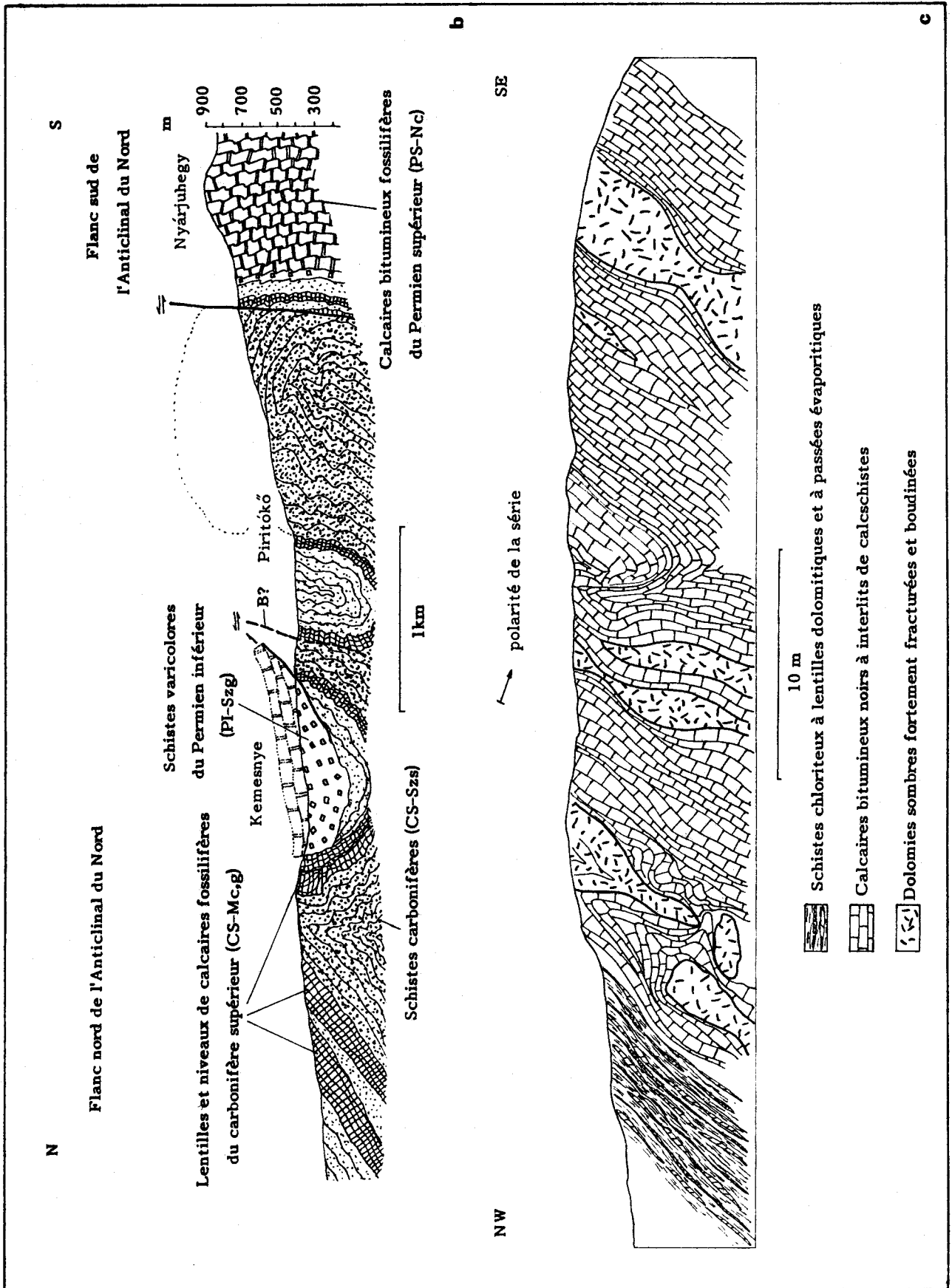


Fig. II.3 - Les coupes montrant la stratigraphie paléozoïque de l'Anticlinal du Nord.
 a, Localisation des coupes
 b, Coupe de Dédes-Várvölgy
 c, Affleurement de Garadna, élevage de truites
 d, Log déduit des coupes et affleurements. Légende sur la figure B.1
 Les étoiles désignent les niveaux fossilifères.

Fig. II.3.b et c. au verso.



▲ Fig. II.3.b et c. Légende page précédente.

Formation de Szilvásvár (C-Sz) (Hochwypfel flysch).

La plus grande masse de l'Anticlinal du Nord est constituée par une formation très épaisse (kilométrique) de schistes et schistes quartzitiques. Cette épaisseur considérable est sans doute exagérée par les déformations et bourrages répétés.

La roche est sombre, d'une teinte bleutée. Elle se débite en plaquettes à section losangique en raison des deux schistosités qui l'ont affectée. Elle est composée par une alternance de couches de quelques centimètres d'épaisseur de grès à grain moyen et de siltites. De par leur bonne perméabilité, les couches de grès ont une pâte rousse (qu'elles préservent en cassure) grâce aux fluides ferrugineux. On trouve parfois des bancs gréseux granoclassés ou à stratifications entrecroisées. Les schistes ardoisiers renferment en outre un niveau de conglomérats mal classés. Les conglomérats à matrice argileuse contiennent des galets plus ou moins arrondis de quartz, de lydienne, de schistes épimétamorphiques et de porphyres quartzifères. Les couches de matériel fin sont composées d'argiles fines transformées en séricite et de morceaux de muscovite détritique.

Au microscope, les grès apparaissent formés de quartz, d'un faible pourcentage de feldspaths et d'une quantité considérable de fragments de schistes épimétamorphiques, essentiellement de schistes verts à chlorite-muscovite-quartz. Leur ciment est argileux ou siliceux.

Les recherches de fossiles dans cette formation se sont avérées vaines. Seuls des moules de tiges d'encrines aplatis et quelques microfossiles noncaractéristiques ont été découvertes dans les conglomérats (H. Kozur, 1985). L'âge de cette formation est donc déterminé par celui de la formation qui la recouvre, datée du Carbonifère supérieur (Ouralien-Moscovien).

Par leur faciès, ces schistes peuvent se corrélés avec le flysch carbonifère supérieur de Hochwipfel (Alpes du Sud, Karawanken). Ni l'un ni l'autre n'est affecté par le métamorphisme hercynien (Árkai, 1983). Des formations comparables existent également dans les monts d'Uppony et de Szendrő. Cette formation témoigne donc d'analogies lithostratigraphiques et géodynamiques avec les séries paléozoïques des Alpes du Sud, des Karawanken et des Dinarides.

Formation de Mályinka (C-M) (couches d'Auernig).

Cette formation épaisse de 300 mètres, repose sur la précédente de façon concordante. Elle est composée de schistes quartzitiques (ex-grès et argilites) et de deux à quatre niveaux de lentilles calcaires plus ou moins fossilifères. Les schistes, sombres à bruns, se débitant selon des surfaces irrégulières, ont une taille de grain allant de celle des grès moyens-fins à celle des aleurolites. On ne peut pas y observer de stratification nette, seuls quelques niveaux fortement soumis à la bioturbation et riches en ichnofossiles sont repérables.

La composition minéralogique de ces schistes est semblable à celle des schistes sous-jacents : quartz, séricite, muscovite détritique, fragments de "schistes verts" et quelques feldspaths.

A proximité des lentilles calcaires, les schistes deviennent fossilifères. Ils renferment alors essentiellement des moules externes de polypiers rugueux, des brachiopodes, des lamellibranches, des entroques, de rares fusulinidés et fragments de trilobites. Les moules externes et les cavités sont soulignés par un mince liséré de limonite.

Egalement schistosées, les lentilles de calcaires sont classées par leur faciès en différents niveaux. On peut distinguer deux types de calcaires. Les uns contiennent en abondance des polypiers rugueux, tabulés, chaetetidés, des algues filamenteuses et dasycladacées, des mollusques, divers foraminifères, et de très rares fusulinidés. Les autres sont des calcaires sombres, rubanés, contenant çà et là des passées riches en fusulinidés. En général les premiers constituent les niveaux stratigraphiquement les plus bas, tandis que les calcaires rubanés se placent plus haut dans la série.

Un niveau de conglomérats (conglomérat de Tarófo), extrêmement dur, est localement visible au sein ou au-dessus des derniers niveaux de lentilles carbonatées. Ce conglomérat a un ciment siliceux et contient des galets bien arrondis et médiocrement classés de quartz, de lydienne, de quartzites et de calcaires en plus faible proportion. Cette roche est le témoin d'une période d'émersion, mais ne remanie pas le matériau de son substrat.

Par leur contenu en fossiles - dont les listes exhaustives peuvent être trouvées chez Z. Schréter (1954), K. Balogh (1964) et J. Fülöp (1987, in press) - ces schistes fossilifères à lentilles carbonatées sont d'âge carbonifère supérieur (Moscovien et Ouralien). Cette formation s'est déposée dans une mer peu profonde. Dans les parties du bassin de sédimentation le permettant, (probablement des hauts-fonds) une riche faune a pu se développer, formant des petits récifs (knoll-reef). Cette accumulation sédimentaire semble correspondre à la phase de comblement du bassin de flysch préexistant.

Formation de Szentlélek (P-S) (Grès de Gröden).

Cette formation se dépose sur la précédente après une lacune de durée inconnue et représente la base de la série permienne. Elle est faite de grès varicolores, parfois verts mais essentiellement rouges à violacés, passant à un ensemble évaporitique (Membres de Farkasnyak et de Garadna respectivement). L'épaisseur des grès est de 200 à 250 mètres.

Les grès débités selon les plans de schistosité sont composés de quartz, en grains bien classés et plus ou moins arrondis, accompagnés par de la muscovite, de la chlorite, des feldspaths et du zircon plus rares. La taille des grains est moyenne à fine. Le ciment de cette roche est carbonaté et siliceux. Un niveau de schistes tufacés acides a été également signalé dans cette série (feldspaths non-altérés; P. Árkai, comm. pers.). D'après les caractéristiques de la roche, elle se serait déposée en milieu marin proche du littoral.

Elle passe graduellement à des schistes chloriteux verts, alternant avec de minces couches subcentimétriques de dolomies jaune-rose et d'évaporites (essentiellement de l'anhydrite). Selon certains auteurs les chlorites se seraient formées dans l'eau hypersaturée en Mg^{++} d'une lagune. Etant donné le niveau relativement élevé des transformations post-sédimentaires, cette hypothèse ne peut être prouvée ici. Ces niveaux évaporitiques, sujets du diapirisme, et lieux habituels de décollements, s'observent parfois sur des épaisseurs considérables, ce qui facilite leur exploitation, mais rend malaisé l'appréciation de leur puissance initiale.

P. Pelikán et H. Kozur (comm. pers.) ont trouvé des ostracodes dans une passée calcaire des évaporites, qui font attribuer cette formation au Permien inférieur terminal. Comme la composition minéralogique et les indices sédimentologiques le suggèrent, cet ensemble s'est déposé dans une lagune.

Formation de Nagyvisnyó (P-Nc) (Calcaire à Bellerophons).

Naissant pendant la lente transgression permienne, ces carbonates ont une forte épaisseur (200 à 250 m). On trouve des couches de dolomie jaune-grisâtre à la base de la formation, suivies par des calcaires et marnes noirs, fossilifères (membres d'Ómassa et de Mihalovits).

Les dolomies sont dures, formant des bancs épais et massifs. Quelques niveaux renferment des algues dasycladacées et beaucoup sont cavernueuses. Elles témoignent d'un stade de lagune plus ou moins fermée, peu oxygénée. Les dolomies passent graduellement à une alternance de couches de calcaires noirs en bancs de 10 à 25 cm d'épaisseur et de marnes en couches de quelques centimètres d'épaisseur, très riches en fossiles. Le calcaire est micritique et affecté par une bioturbation intense.

Il contient de nombreuses algues dasycladacées, des mollusques (des bellerophons et des orthoceratidés plus spécialement) des éponges, des polypiers rugueux, des entroques, des ostracodes des foraminifères agglutinants et parfois des brachiopodes. Ces associations fossilifères indiquent un âge permien supérieur pour ces assises (Jablonszky, 1919 ; Pia, 1928 ; Balogh, 1964 ; Kozur et Mock, 1977). Il faut aussi signaler que le Permien sommital n'a pas été identifié par des fossiles (Fülöp, 1987, in press). Néanmoins les premières couches du Trias inférieur se déposent en concordance sur les calcaires noirs précédents.

Ces carbonates du Permien supérieur ont une odeur caractéristique de bitume. Ceci, joint à la bonne préservation des fossiles, indique une vitesse de sédimentation relativement rapide dans un environnement marin peu profond et peu agité. Les calcaires sont des sédiments franchement marins, achevant ainsi la transgression permienne. On peut noter de nouveau que les mêmes formations, avec les mêmes faciès, se trouvent dans les Alpes du Sud et dans certains secteurs des Dinarides, où ils témoignent des mêmes tendances transgressives.

Les affinités paléogéographiques des faunes paléozoïques.

Puisque dans le massif du Bükk les formations paléozoïques sont riches en fossiles, on peut profiter de l'occasion pour souligner les affinités paléontologiques de ces associations faunistiques. Plusieurs auteurs dont K. Balogh (1964) ont souligné, que les faunes du Carbonifère supérieur et du Permien supérieur du Bükk ont des caractères sudalpins et dinariques. Les parentés avec les autres faunes de la Paléo-Téthys comme avec celles de Chine sont révélatrices de la position paléogéographique générale du massif, mais moins importantes. Elles diffèrent par contre des autres faunes de même âge (p. ex. de Dobsina, Slovaquie) dans d'autres unités des Carpates internes (Paléozoïque de Gömör). Ce fait indiquerait une situation paléogéographique différente de celle suggérée par le dispositif structural actuel. Ce problème a été brièvement évoqué dans le chapitre I.B.

c, Le Mésozoïque de l'Anticlinal du Nord.

Le Mésozoïque du massif du Bükk est loin d'être aussi bien daté, que sa série Paléozoïque. De ce fait j'ai été forcé d'avoir recours à des hypothèses, fondées quand-même sur les observations et reconstitutions structurales. A cause des conditions d'affleurement, on ne peut pas toujours assurer les liaisons stratigraphiques originelles non plus. C'est pourquoi j'utiliserai parfois des raisonnements tectoniques, qui découlent essentiellement de l'analyse cartographique.

Deux coupes, celle de Sebesvízvölgy (fig. II.4) et celle de Lillafüred (fig. II.5) montrent les principaux termes de la succession stratigraphique de la série mésozoïque de l'Anticlinal du Nord. La première n'était pas connue de K. Balogh quand il a publié sa monographie en 1964 (mais il l'a utilisée dans sa note de 1981) (fig. II.1). L'autre est figurée dans son œuvre majeure, mais sa partie méridionale mérite selon moi une révision.

Les unités lithostratigraphiques se poursuivent de manière assez continue tout au long de l'Anticlinal du Nord, on n'a donc pas de problèmes spéciaux en ce qui concerne la corrélation des coupes.

La coupe de Sebesvízvölgy

La coupe de Sebesvízvölgy (fig. II.4), visible le long d'un chemin forestier, traverse une série allant du Permien supérieur (daté) au Trias supérieur (supposé). Les calcaires fossilifères de la formation de Nagyvisnyó (P-Nc) passent à un mince niveau (tectonisé) de calcaires oolithiques et schistes verts à lentilles calcaires (TI-Gc, TI-A ; formations de Gerennavár et d'Ablakoskő). D'après une autre coupe, celle de Gerennavár (fig. II.4c), on sait que ce contact était à l'origine stratigraphique et que cette série de calcaires oolithiques et de schistes, contenant des fossiles du Trias inférieur devait être beaucoup plus épaisse et plus variée.

Dans la coupe de Sebesvízvölgy, les dolomies noires (TM-Hd, formation de Hámor) succèdent aux calcaires oolithiques par l'intermédiaire d'un accident. Ces roches, datées de l'Anisien, sont amincies et tronçonnées par la faille inverse-décrocheante de Sebesvízvölgy (voir l'étude tectonique du chap. III.A et III.C.4). Sur ces dolomies viennent des conglomérats et brèches à fragments de dolomies puis des marnes contenant des fragments de roches volcaniques (TM-Sb, formation de Savós).

Un puissant complexe d'ex-volcanites vient de manière concordante sur les brèches. Il s'agit en fait de schistes verts, de couleur souvent lilacée, parfois vert et rarement de métavolcanites à structure et texture reconnaissables (TM-Szp, formation de Szentistvánhegy). Par l'intermédiaire d'une couche mal visible ici de calcaires sombres mais bien visible dans la coupe de Vadászvölgy (fig. II.4.d) ces volcanites passent à une série carbonatée, constituant une barre de marbre longue d'une dizaine de kilomètres.

La formation de Fehérkő (TM-Fc), constituant la barre carbonatée, renferme différents sous-faciès, par exemple des calcschistes noirs à cherts ou des dolomies. La coupe se termine par quelques couches sombres ou colorées, parfois à cherts, appartenant à la formation de Fehérkő, puis par des schistes noirs, à passées de calcaires bitumineux, visibles seulement en éboulis. Ces schistes s'appellent formation de Vesszős (TS-Vs).

Là où les critères structuraux se prêtent à l'observation, on trouve que la série fait partie d'un flanc inverse : c'est le flanc méridional de l'Anticlinal du Nord.

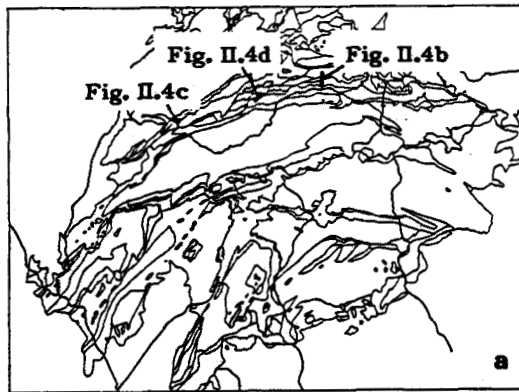


Fig. II.4 - Coupes illustrant la série mésozoïque de l'Anticlinal du Nord
a, Localisation des coupes
b, Coupe de la vallée de Sebesvíz. La coupe révèle le flanc sud, renversé de l'Anticlinal du Nord.
c, Vue de l'affleurement de Gerennavár; contact des calcaires du Permien supérieur et du Trias inférieur
 1, calcaires du Permien supérieur
 2, calcaires à ooides du Trias inférieur
 3, éboulis
d, Affleurement de Vadászvölgy; contact de la formation de Fehérkő et des porphyres de Szentistvánhegy. Le dessin est retourné de 180° par rapport aux affleurements pour faciliter la comparaison entre les différentes coupes.
e, Succession stratigraphique déduite des coupes ci-dessus; légendes de la figure A.1.

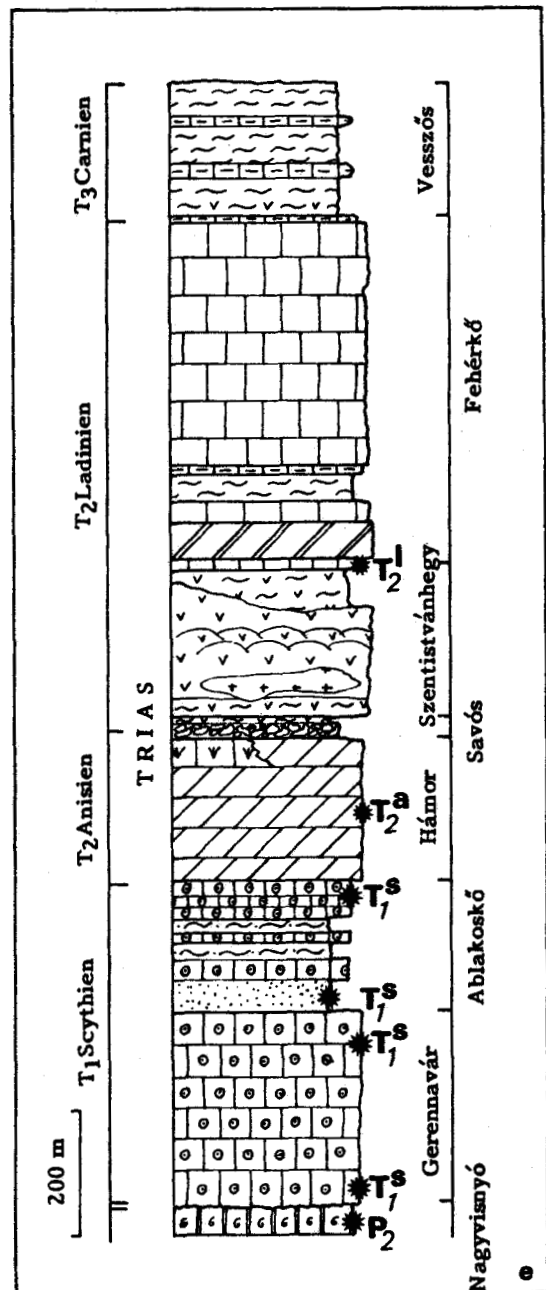


Fig. II.4.b, c et d. au verso.

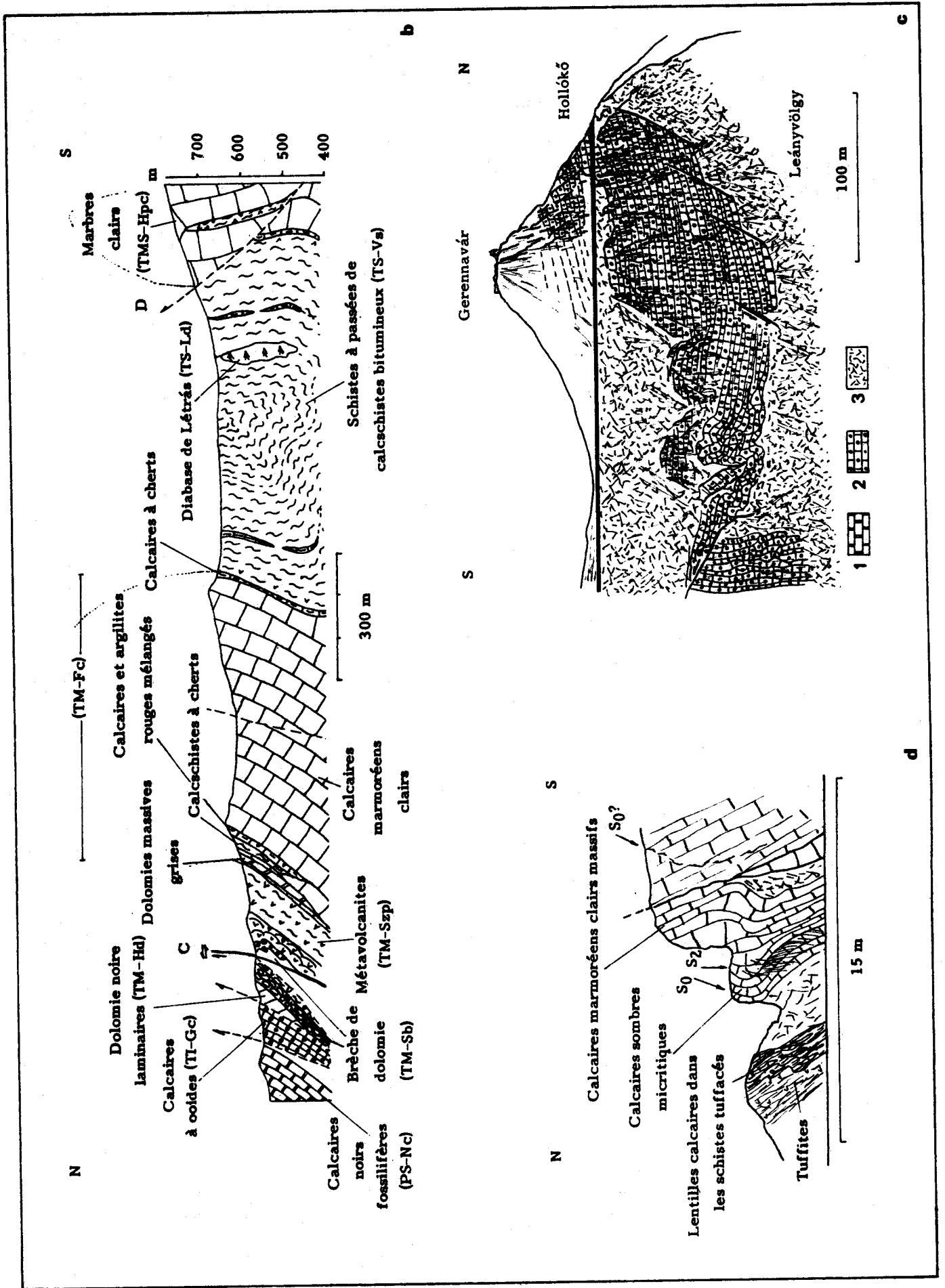


Fig. II.4.b, c et d. Légende page précédente.

La coupe de Lillafüred

Une succession stratigraphique très similaire s'observe dans la vallée de Lillafüred (fig. II.5). Là, la nature des contacts prête à discussions, mais ce sont des contacts para-stratigraphiques, c'est-à-dire affectés uniquement par des mouvements dûs à la différence de compétence des matériaux. Il y a pourtant des modifications légères par rapport à la coupe précédente : l'absence de conglomérats à fragments de dolomies (formation de Savós, TM-Sb) le faciès relativement uniforme du marbre de Fehérkő (TM-Fc). En revanche, on peut y voir le contact de celui-ci avec les schistes noirs de Vesszős (TS-Vs), constituant le sommet de la série (fig. II.4. et 5.).

La barre carbonatée plus au Sud (barre de Vesszős) constitue le terme suivant de la série triasique supérieure pour K. Balogh (1964) mais formerait une écaille à part pour H. Böckh, Z. Schréter et Gy. Rakusz (1930). Les critères structuraux observés montrent que les schistes de Vesszős se trouvent stratigraphiquement au-dessus de la formation de Fehérkő mais aussi stratigraphiquement au-dessus de la barre carbonatée de Vesszős. Les passages graduels des carbonates aux schistes ne laissent aucun doute ni au Nord, ni au Sud sur les contacts stratigraphiques originels entre les schistes de Vesszős et les carbonates des deux barres calcaires. Les faciès composant la barre de Vesszős correspondent aux faciès de la formation de Fehérkő dans la coupe de Sebesvízvölgy (comparer fig. II.4.e et II.5.e, f).

Ordre de succession retenu

Ces observations me conduisent donc à considérer la barre calcaire de Vesszős comme l'équivalent de la formation de Fehérkő, et à admettre une structure synclinale, dont le cœur serait constitué par des schistes de Vesszős. Ce synclinal syn-S₂ est légèrement modifié par les plis postschisteux de même direction axiale (fig. II.5c). On peut donc reconstituer la succession suivante de bas en haut.

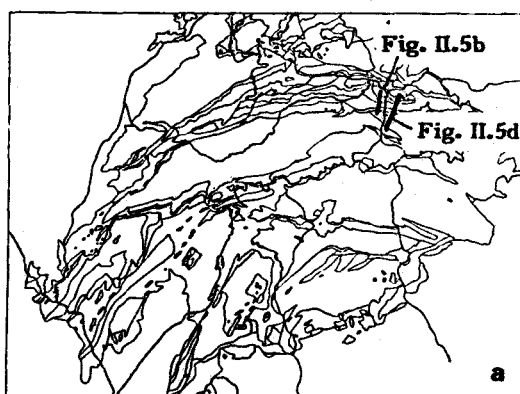


Fig. II.5.a. Légende page suivante.

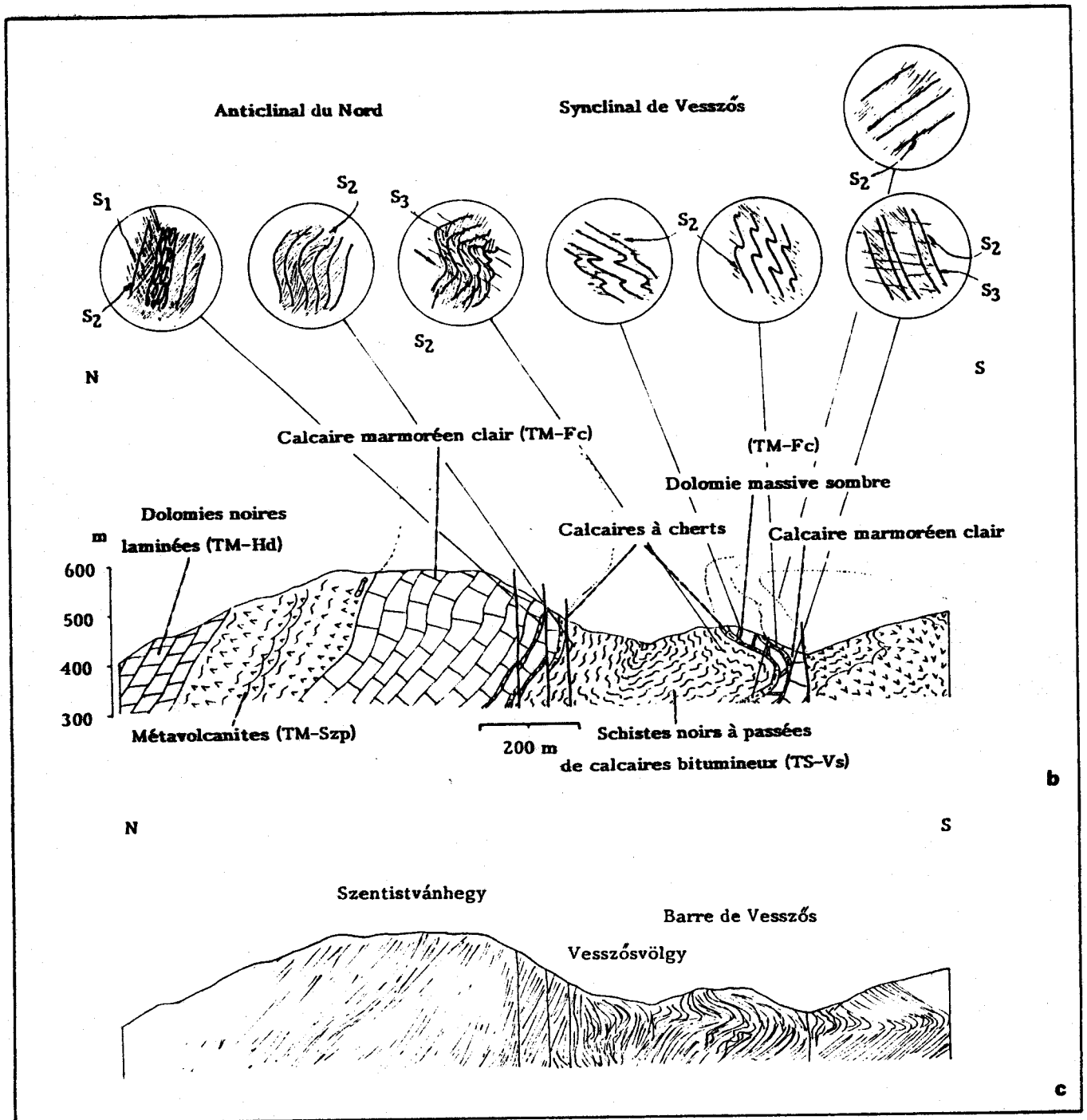


Fig. II.5 - Coupes completant la stratigraphie de l'Anticlinal du Nord. Les coupes montrent le flanc méridional, renversé de l' Anticlinal du Nord.

a, Localisation des coupes;

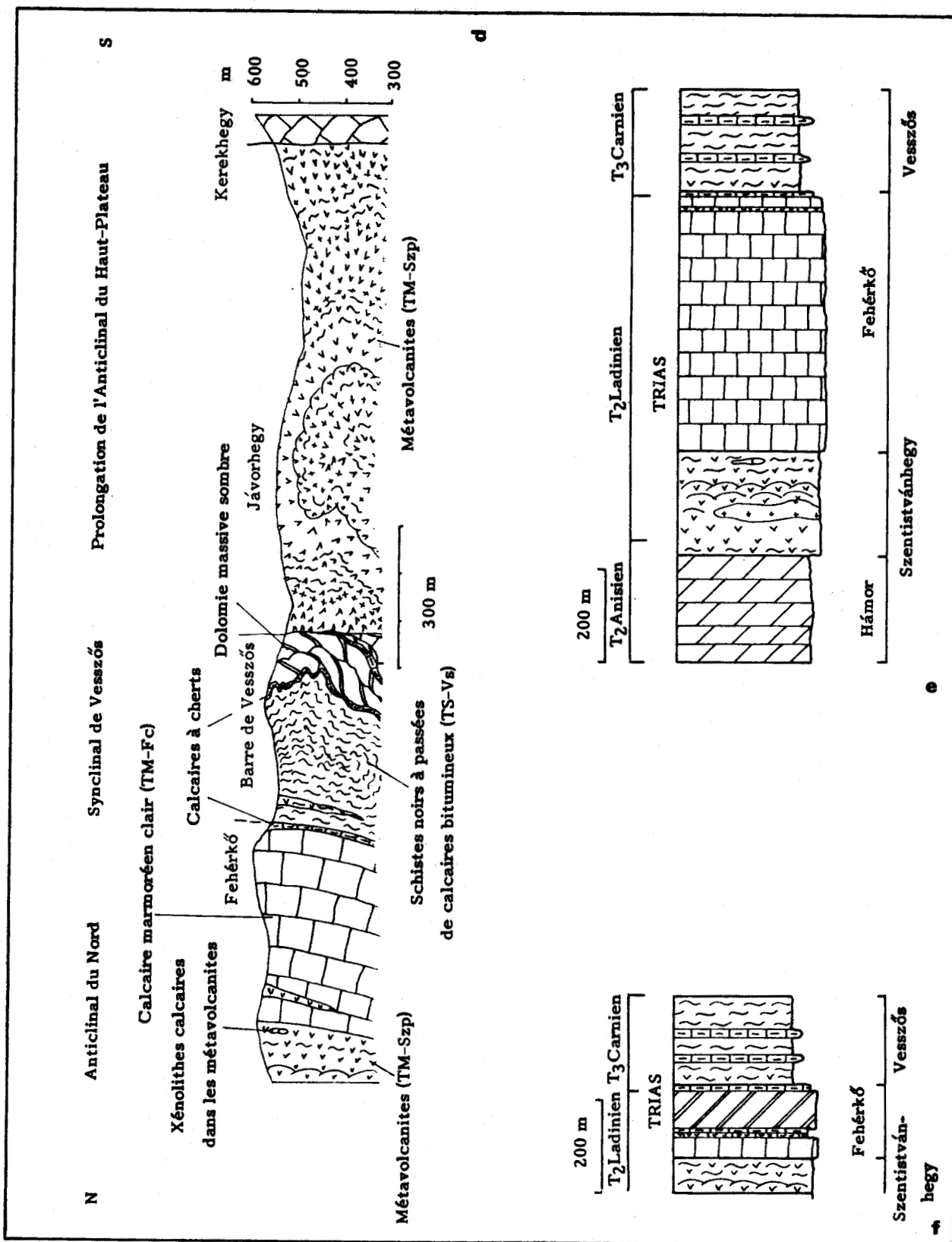
b; Coupe de Lillafüred; la coupe est tournée de 180° par rapport à la situation des affleurements le long de la vallée de Szinva, afin de pouvoir comparer les différentes coupes. Les petits cercles montrent les relations de la stratification (S_0) et de la schistosité régionale (S_2).

c, Trace de la schistosité régionale de la coupe **b,**

d, Coupe de Fehérkő; les calcaires marmoréens clairs de la formation de Fennsik sont en partie équivalents de la formation de Fehérkő. Les accidents figurant dans les coupes précédentes sont des décrochements.

e, Stratigraphie déduite de la portion septentrionale des coupes; remarquez, que les faciès rencontrés dans la coupe de la figure I.4.b sont absents. Légende de la figure B.1.

f, Succession stratigraphique déduite de la barre de Veszős; où on retrouve les faciès de Sebesvízvölgy, mais dans un arrangement différent; les épaisseurs sont moins importantes à cause d'un boudinage intense de ce segment.



Formation de Gerennavár (TI-Gc).

Cette série calcaire repose de manière concordante sur les calcaires noirs bitumineux du Permien supérieur et a une puissance d'environ 300 mètres d'épaisseur. A sa base on observe des bancs de calcaires gris ou gris-sombre d'épaisseurs variables et renfermant des niveaux ou des lentilles à oolites. Ils passent à des calcaires oolithiques plus finement lités, dont la couleur devient plus claire et jaunâtre. Les oolites possèdent fréquemment des nuclei ferrugineux ou sparitiques. Dans la partie supérieure de la formation on trouve également des lentilles de dolomies jaunes à gros grains.

Au microscope les oolites souvent déformées sont liées par une phase de liaison sparitique ; ces calcaires de texture originelle "grainstone" renferment quelques foraminifères d'âge scythien (P. Pelikán, A. Oravec-Schäffer, comm. pers.) et des rares fragments de mollusques encroûtés. Le faciès de la roche indique un milieu de dépôt marin peu-profond, recouvert d'eaux bien agitées. Cette formation marque l'ouverture d'un bassin plus ou moins restreint.

Formation d'Ablakoskó (TI-A).

Puissante de 200 mètres, elle forme la partie supérieure des dépôts du Trias inférieur et se décompose en quatre membres ; de bas en haut : des grès et des silts varicolores ; des calcaires sombres à bancs de marnes noires et à lentilles sombres riches en oolites ; des schistes verts à lentilles calcaires jaunes ; et des calcaires sombres rubanés, parfois dolomitiques.

Le membre inférieur consiste en une alternance d'aleurolites et de grès (quartzites et phyllades) à grain fin, violacés ou verts, dont la matrice est illitique ou chloritique. Les grains ne sont pas bien arrondis et sont mal classés. Le quartz est le composant principal, mais on trouve également de la muscovite et de la chlorite. La roche contient quelques passées calcaires renfermant des fragments d'ooides remaniés. Dans les grès fins, on observe des lamellibranches du Scythien supérieur (Schréter, 1935, 1954 ; Balogh, 1964).

Le second membre est constitué d'une alternance de bancs de calcaires gris sombre et de marnes-calcschistes sombres. Les calcaires sont généralement finement rubanés, à laminations et contiennent parfois des lentilles à oolites et fréquemment à éléments détritiques. Des fragments de quartz, de feldspaths et de chlorite sont les grains les plus fréquents dans ces lits. Le membre suivant a une couleur dominante verte et grise. Il est composé de schistes argileux, de calcschistes et de lentilles ou de couches minces de calcaires gris-clair à jaunâtres. Les schistes sont formés de mica blanc, de chlorite et de quartz et sont en général très tectonisés. Les lentilles de calcaires n'ont pas fourni de fossiles jusqu'à présent.

Le membre sommital de la formation est composé de lits fins de calcaires sombres, rubanés. Ils contiennent des lentilles de marne-calcschiste et de dolomie marquant le passage continu aux dolomies sombres de l'Anisien. D'après quelques foraminifères que les micrites renferment, l'âge serait scythien (P. Pelikán, A. Bérczi-Makk, comm. pers.).

Le dépôt de cette formation s'est produit sans aucun doute dans un milieu marin peu profond, dans des environnements allant des milieux lagunaires aux environnements intertidaux ou subtidaux. Du point de vue paléogéographique ce milieu appartient à une plate-forme peu profonde, dont on peut trouver l'équivalent dans les Dinarides.

Formation de Hámor (TM-Hd).

Ce nom désigne les dolomies gris-foncé voire noires de l'Anisien (200 à 250 m d'épaisseur). La roche rigide, résistante, forme des grands bancs à l'intérieur desquels s'observent de nombreuses figures sédimentaires. Les laminations y sont fort communes, ainsi que diverses structures dues à la dessiccation ou au remaniement. La roche, comme beaucoup d'autres du même type se débite en polygones, mais ce débit n'est pas toujours évident à première vue. Il s'agit de dolomies à grain très fin, parcourues par de nombreux stylolites et de nombreuses veines carbonatées.

A part quelques rares exceptions, la roche ne contient pas de fossiles : on peut y trouver de rares lumachelles de gastéropodes nains et d'autres mollusques et parfois quelques foraminifères. Selon ces fossiles, l'âge de cette formation peut être fixé dans l'Anisien (P. Pelikán, A. Bércziné, comm. pers.).

Quelques petits nodules limonitiques suggèrent la présence de pyrite lors du dépôt. Au sommet de la formation dolomitique, en deux endroits, on trouve des calcaires gris, compacts, à tendance récifale (membre de Nyavalyás). Ces lentilles calcaires de 50 mètres d'épaisseur maximale sont souvent dolomitiques et fossilifères; on y trouve aussi des polypiers. Ce niveau de calcaires constitue un faciès latéral des dolomies.

Ces dolomies sombres ont recouvert un domaine immense (on les trouve également dans les unités éloignées du Bükk), dont le milieu de dépôt était celui d'une plate-forme carbonatée plus ou moins restreinte, avec apparition de petits récifs isolés (patch-reef).

Formation de Savós (TM-Sb) (conglomérat de Richthofen).

Cette formation repose sur les dolomies et elle est très mince (quelques dizaines de mètres). Elle peut être absente, mais on la retrouve dans des affleurements situés à 4 km l'un de l'autre. On la suit très mal sur le terrain, c'est pourquoi sur la carte elle est figurée avec les dolomies anisiennes.

La roche est faite de galets arrondis ou anguleux, de taille variable, mal classés, dont le matériau est dolomitique. Ces galets ont souvent des couleurs variées, allant du gris foncé au jaunâtre, voire au rose. Ils sont probablement issus des dolomies anisiennes. La matrice est le plus souvent composée de poudre dolomitique, mais dans quelques bancs ce sont les marnes et argilites (calcschistes-schistes), qui forment la mésostase. Ce matériel est composé d'illite, de dolomie et d'hématite et contient une quantité considérable de petits galets ou grains de dolomie.

Dans une telle roche l'absence de fossiles n'est pas surprenante. Dans les niveaux supérieurs (affleurant très mal) on observe des marnes ou des argilites dolomitiques (calcschistes-doloschistes) à grands oncoïdes, renfermant des petits galets anguleux de volcanites. Ces débris volcaniques marquent le début du volcanisme ladino-carnien.

Cette formation est issue de la désagrégation physique des dolomies anisiennes. Elle s'accumulait dans les creux de la surface d'érosion recoupant ces dernières. Ce mode de genèse expliquerait la nature lenticulaire et locale de ces rudites. Des argilites rouges témoigneraient d'influences terrestres, ou des premières manifestations de l'activité volcanique.

Formation de Szentistvánhegy (TM-Szp) ("Porphyres")

Cette formation correspond à une unité volcanique de chimisme généralement intermédiaire, mais aussi acide et basique, actuellement métamorphosée dans le faciès des schistes verts (Szentpétery, 1935, 1936; Árkai, 1983; Cros et Szabó, 1984). Ce niveau de volcanites atteint une épaisseur moyenne de 250 mètres.

Une grande variété de roches généralement violacées, vertes, mais aussi grises compose la formation. On y trouve des schistes verts issus de laves, des ignimbrites et pyroclastites schistosées, des tufs et tuffites finement lités et des schistes argileux tuffacés. Rarement, mais surtout à la base et au sommet de l'édifice on observe des brèches à éléments dolomitiques, des passées de roches argileuses et calcaires parmi les pyroclastites et laves.

En raison des déformations et du métamorphisme, les structures primaires sont difficilement déchiffrables. On peut toutefois reconnaître des laves amygdaloïdes avec des restes de feldspaths blanc-jaunâtre et des vésicules à matériel carbonaté, des pyroclastites et ignimbrites silicifiées et composées de morceaux de laves à porphyroblastes de feldspath, des tufs bien lités et parfois granoclassés (donnant la polarité de la série; Pantó, *in* Balogh, 1964).

Au sommet de la série on trouve fréquemment des schistes noirs, à grains de feldspath et débris volcaniques, qui passent à des calcaires gris sombres contenant encore des débris volcaniques. C'est ce membre de calcaire pélagique qui assure la transition aux calcaires clairs marmoréens surincumbants.

Malgré la mauvaise conservation des structures volcaniques, on observe des changements sensibles quand aux caractéristiques de cette activité volcanique. Dans la partie occidentale du Bükk, on trouve les manifestations d'un volcanisme terrestre, avec beaucoup de pyroclastites, tandis qu'à l'Est c'est un volcanisme sous-marin qui a prévalu ; comme l'indiquent des laves vésiculeuses, des tufs et de tuffites souvent remaniés.

Faute de fossiles, l'âge de cette formation est déduit par des âges de son mur et de son toit, soit respectivement tardi-anisien et éo-ladinien. Il faut toutefois souligner que ce niveau de volcanites ne représente qu'un des paroxysmes (probablement le plus important) de l'activité volcanique triasique (voir aussi Cros et Szabó, 1984).

Dans le Bükk, mais aussi dans les Alpes du Sud et dans les Dinarides, les traces d'un volcanisme à caractère très voisin s'observent jusque dans le Carnien. Il faut évidemment considérer les analyses chimiques avec réserve, puisque le métamorphisme et un hydrothermalisme intense ont certainement fortement changé la composition de départ (Árkai, 1983). Les analyses chimiques de K. Balogh (1964) et de P. Árkai (1973) indiquent pourtant un volcanisme bimodal. Basé sur ces analyses, Z. Balla (1987) les relierait à une subduction, tandis que d'après ses analyses de pyroxènes G. Dobosi (1986) les attacherait à une extension. Ces deux types d'interprétation se retrouvent pour les volcanites sudalpines et dinariques (Bernouilli et Hsü, 1978 ; Doglioni, 1987).

Formation de Fehérkő (TM-Fc).

A première vue, cette formation de 550 m d'épaisseur, métamorphique et déformée, est très homogène : ce n'est qu'en étudiant nombre d'affleurements, qu'on y découvre des variations, dont la mise en évidence est capitale pour prouver l'existence du Synclinal de Vesszős.

La masse principale est constituée de calcaires marmoréens gris clair et gris, présentant souvent une lamination millimétrique-centimétrique matérialisée par des bandes de couleurs plus sombres et plus claires. Ces calcaires finement recristallisés portent les traces de deux schistosités. Avec des réseaux de décrochements locaux, cette roche se débite parfois selon trois ou plus de surfaces tectoniques. Malgré l'état fortement déformé de ces roches, on peut y observer des structures en fenestras et des traces de laminations algaires (J. Haas, comm. pers.), ainsi que quelques fantômes de fossiles recristallisés (éponges ? mollusques ?). En dépit des nombreuses tentatives de recherche et d'extraction de microfossiles, la roche n'en a fourni aucun utilisable pour une datation.

A la base de cette formation, on trouve parfois des couches plus sombres, micritiques, contenant des coquilles fines et éventuellement des cherts. Ces couches sont finement litées et s'oxydent facilement, d'où leur couleur parfois rouge ou jaune. Ces assises alternent avec des tufs et des schistes tuffacés, et doivent leur couleur en partie au matériau volcanique fin dispersé (Balogh, 1964). C'est d'une de ces couches de passage (affleurant très mal dans la coupe de Sebesvíz völgy, fig. II.4) que S. Kovács a extrait des conodontes du Ladinien inférieur. Cette datation marque en même temps la fin du paroxysme volcanique et le début de la sédimentation carbonatée.

A l'intérieur de la masse calcaire de Fehérkő, on observe l'apparition d'autres faciès. On trouve des bancs épais de dolomie gris clair à gros grains plutôt à proximité de la base de la série. Ces dolomies homogènes sont plus claires et plus recristallisées que les dolomies anisiennes. Elles ne forment pas des niveaux continus, mais correspondent à des variations locales de faciès au sein du calcaire marmoréen clair. On trouve également des lentilles dolomitiques plus haut dans la série carbonatée. C'est le cas pour la barre carbonatée de Vesszős, où des grès (quartzites) et des marnes (calcschistes) s'associent au niveau dolomitique (fig. II.5).

A certains endroits (p. ex. dans la coupe de Sebesvíz, fig. II.4) on trouve un autre faciès associé aux dolomies : il s'agit de calcschistes gris verdâtre, renfermant de nombreuses lentilles ou couches minces de calcaire gris foncé. Ces calcschistes lustrés passent à des calcaires micritiques à cherts sombres. Les cherts sont souvent de couleur jaune. Les constituants terrigènes des schistes sont le quartz et le mica blanc. Ce faciès qui se sédimentait certainement dans de petits creux au sein de la plate-forme carbonatée ne peut pas être suivi sur une longue distance.

Le troisième sous-faciès se manifeste par de minces bancs de calcaires colorés. Les couleurs jaune et rose sont les plus fréquentes. Souvent on y observe des lentilles de calcaires marmoréens clairs, aplaties, baignant dans une matrice plus argileuse, colorée. Ces couches renferment très souvent des petites écailles de séricite. La couleur rouge est due à la présence d'hématite. Parfois une couche de schiste vert est associée. La comparaison de ce faciès avec d'autres analogues moins transformées indiquent, qu'il s'agit probablement d'un sédiment calcaire auquel se seraient additionnés des apports volcaniques très altérés et non identifiables au microscope.

En résumé, il semble que la sédimentation de la formation de Fehérkő se soit réalisée dans le cadre d'une plate-forme carbonatée, peu profonde, avec des variations locales de faciès (récif, lagune, bassin intra-plate-forme). Lors des épisodes volcaniques un calcaire finement lité sombre et varicolore se déposait avec des sédiments tuffacés. De tels épisodes sont présents à la base, au sommet, mais parfois aussi à l'intérieur de cette formation.

Horizon de Sebesvíz

Les calcaires à cherts au passage entre la formation de Fehérkő et de Vesszős méritent une attention particulière. Ce niveau carbonaté très mince (aux environs de 15 à 20 m d'épaisseur) marque le passage d'une sédimentation calcaire pur à une sédimentation détritique ou marneuse. Il peut être bien suivi sur le terrain, au toit des calcaires marmoréens clairs.

Contrastant avec ces derniers, ce niveau est composé de calcaires sombres, se débitant en plaquettes ou couches minces, avec très fréquemment de minces passées de calcschistes et cherts jaunes. Les cherts forment des couches continues, indiquant ainsi le litage. Le calcaire micritique se prête très bien aux déformations successives. Il est très semblable aux bancs de calcaires à cherts qui se trouvent dans les schistes de Vesszős (TS-Vs) mais il est plus clair et moins bitumineux que ceux-ci. Ce niveau calcaire, avec un changement soudain de faciès, marque probablement un approfondissement du bassin où il se déposait.

Formation de Vesszős (TS-Vs).

Cette formation se trouve dans l'axe du synclinal immédiatement méridional par rapport à l'Anticlinal du Nord. A cause de l'état extrêmement déformé de ces schistes et calcschistes (plissement polyphasé, bourrage, tronçonnage) on ne peut que supposer à cette formation une épaisseur initiale de 200 mètres.

Elle est faite d'une alternance de schistes noir-verdâtre, brunâtres, de calcaires sombres bitumineux et de grès (quartzites) parfois tuffacés brunâtres à gris. Ces composants n'alternent pas régulièrement : on trouve des passées très calcaires, puis schisteuses sans pouvoir y déceler des niveaux-repères. Les schistes noirs ont toujours un aspect lisse, soyeux : ils sont composés de séricite, de quartz, de feldspath et de muscovite altérée, et éventuellement de chlorite. Ils contiennent fréquemment des cubes de pyrite plurimillimétriques et se débitent selon les plans de schistosité.

Les quartzophyllades, à grain moyen à grossier, sont constitués de grains de quartz et de feldspath, entourés de séricite, de chlorite et de calcite. K. Balogh (1964) y a décrit des grains accessoires de rutile, de zircon, d'hypersthène et d'actinote.

C'est associés à ces grès-quartzophyllades, que l'on trouve les traces d'un niveau de schistes tuffacés et d'une roche intrusive (diabase de Létrás, TS-Ld). Les schistes tuffacés sont des schistes verts à porphyroblastes de feldspaths et de minéraux ferro-magnésiens altérés en chlorite. La roche intrusive est massive, très dure, silicifiée et possède une texture intersertale. Elle ne contient pas de porphyres de quartz. Il s'agit soit d'une andésite, soit d'une diabase altérée. En raison des déformations successives, ces niveaux volcaniques ne peuvent être observés que localement.

Les niveaux de calcaires sont constitués de calcaires noirs, souvent bitumineux et se débitent en feuillets millimétriques. En général ils forment des lits décimétriques, alternant avec les schistes argileux à pyrites. Ils contiennent soit de minces passées de grès et calcschistes limonitiques, soit des niveaux et nodules de cherts (dans ce cas, les calcaires sont légèrement plus clairs). Ces repères internes indiquent très bien le litage. Les couches de calcaires sombres contiennent toujours un peu de matériel détritique disséminé dans leur matrice micritique (essentiellement des grains de quartz).

Faute de fossiles, l'âge des schistes de Vesszós reste indéterminé. Néanmoins on peut les interpréter comme un représentant de l'événement terrigène de Raibl, d'âge carnien et très répandu dans le Sudalpin. La coupe suivante semble justifier cette interprétation.

d, Le sommet de la série de l'Anticlinal du Nord.

La coupe de Szeleta

Cette coupe (fig. II.6) permet de décrire la suite de la série stratigraphique de l'Anticlinal du Nord. Des calcaires marmoréens clairs dits de Szeleta, faisant partie de la formation de Fehérkő (TM-Fc) y passent aux calcschistes et schistes noirs de Vesszós (TS-Vs), qui affleurent très mal. Ceux-ci sont suivis des calcaires de Rónabükk (TS-Rc), modérément recristallisés, comportant des niveaux de calcschistes et de cherts à pâtre jaune. Les indices structuraux indiquent une position dans le flanc normal d'un anticlinal synschisteux, à savoir le flanc normal de l'Anticlinal du Nord. La série est affectée par des failles inverses, qui ne semblent pas bouleverser l'ordre stratigraphique. En effet, les calcaires de Rónabükk ont été datés par H. Kozur et R. Mock (1977) du Trias supérieur (Norien).

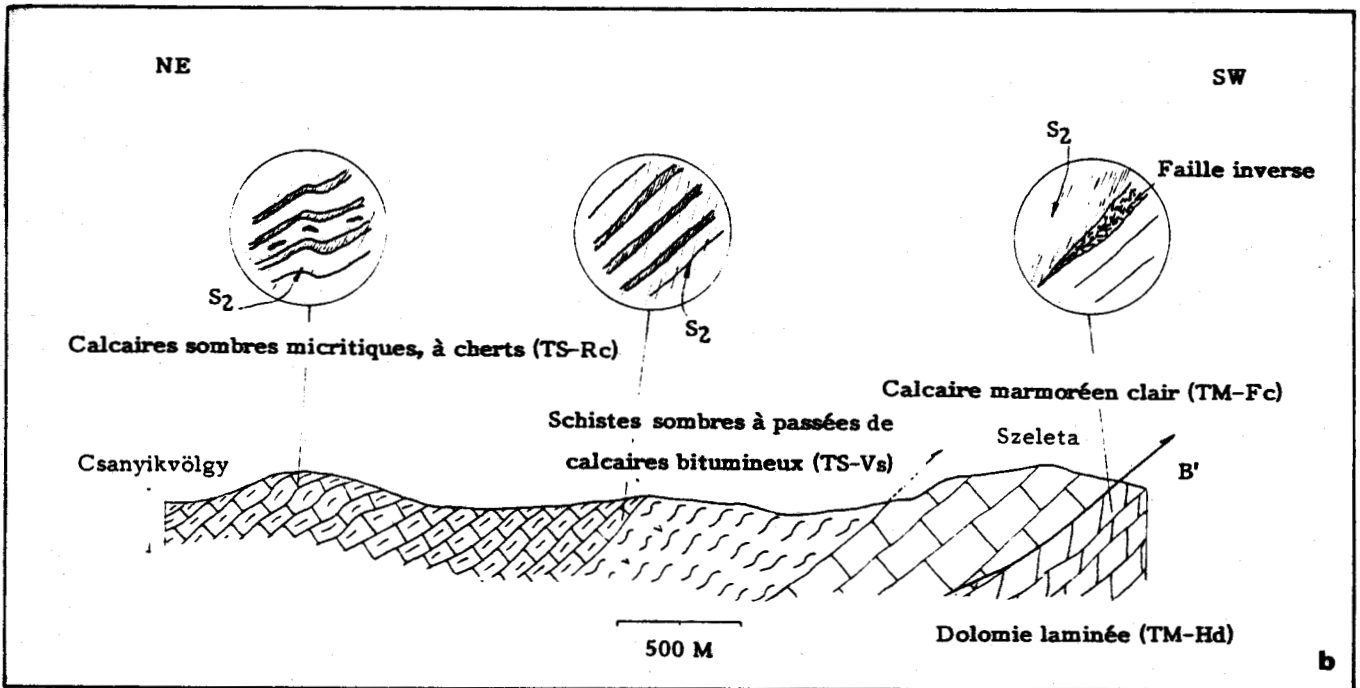
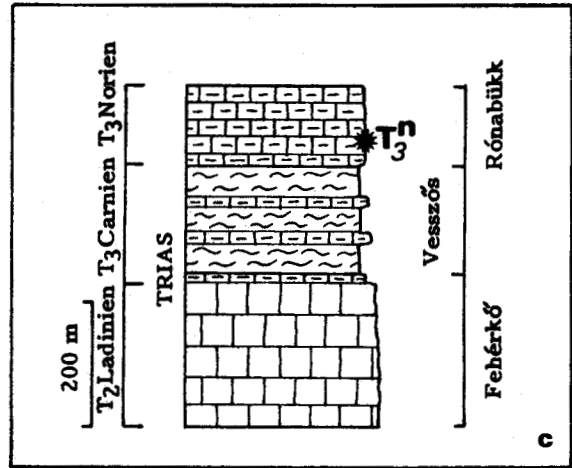
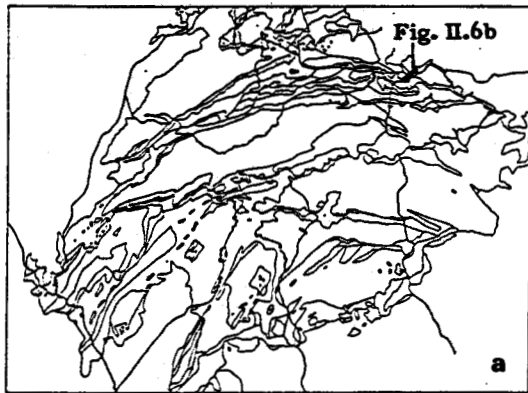


Fig. II.6 - Coupes montrant le sommet de la série de l'Anticlinal du Nord;

a, Localisation de la coupe

b, Coupe de Szeleta; La coupe montre un segment du flanc normal quelque peu cisailé de l'Anticlinal du Nord. Elle est inversée de 180° par rapport à la situation des affleurements le long de la route traversant Hámor.

Le contact cisailant entre les formations de Hámor et de Fehérvölgy, seulement indiquées mais non-observées dans la coupe. Les contacts des schistes de Vesszős peuvent aussi être cisailants, n'affectant pas cependant l'ordre stratigraphique. Les cercles représentent le cisaillement et les rapports du litage (S₀) et de la schistosité régionale (S₂) observés.

c, La série triasique supérieur de l'Anticlinal du Nord. Légende de la figure A.1.

Des calcaires à cherts analogues et de même âge (Kozur et Mock, 1977 ; S. Kovács, comm. pers.) se trouvent dans la région de Szilvássvár, dans le prolongement supposé du Synclinal de Vesszős (fig. II.15a et b). Cette région est très tectonisée, car elle est coincée entre le bloc de l'Anticlinal du Nord et celui du Haut-Plateau (carte 1) (voire aussi coupe 1, pl. h.t.5). Partout le contact des schistes de Vesszős (TS-Vs) et des calcaires à cherts (TS-Rc) reste invisible. Néanmoins les microstructures dessinant un synclinal dans les calcaires à cherts de la vallée de Szalajka (fig. II.15b) appuient l'idée de la prolongation du Synclinal de Vesszős dans ce secteur. Voyons les caractéristiques de la seule formation nouvelle des ces coupes.

Formation de Rónabükk (TS-Rc).

Les importantes déformations subies par ces calcaires et calcschistes sombres nous permettent seulement d'estimer leur puissance initiale à 100 ou 200 mètres. Ces calcaires et calcschistes, bien lités, formant des couches de 5 à 30 cm, alternent très souvent avec des couches de schistes et calcschistes sombres, centimétriques. A leur base ils ne contiennent pas de cherts, mais en montant dans la série, la présence de ceux-ci devient de plus en plus fréquente, sous forme de minces couches de couleur jaune ou noire.

Le calcaire micritique légèrement recristallisé ne contient que des ombres de fossiles à coquilles fines et, rarement, des grains détritiques fins. Cette formation a livré à deux points des conodontes du Norien (Kozur et Mock, 1977 ; S. Kovács comm. pers.). Puisqu'elle succède probablement aux schistes de Vesszős (TS-Vs) son faciès indiquerait un éloignement de la source détritique vis à vis du milieu de dépôt.

II.B.3. La série du Haut-Plateau.

a) Introduction.

Terminaison occidentale

L'interprétation stratigraphique du bloc tectonique du Haut-Plateau, coincé entre ses deux failles limitrophes au Nord et au Sud, est essentielle pour la compréhension de la géologie de la montagne du Bükk. La terminaison occidentale du Haut-Plateau (carte 1, fig. II.7a), montre un agencement cartographique symétrique par rapport à un axe orienté E-W. On retrouve des calcschistes violacés, accompagnés de calcaires à cherts au Nord et au Sud de l'importante masse calcaire du Haut-Plateau (fig. II.8, 14b et c). L'axe de symétrie passerait dans les calcaires marmoréens clairs. Ce dispositif s'expliquerait le plus facilement par une terminaison périclinale d'un anticlinal.

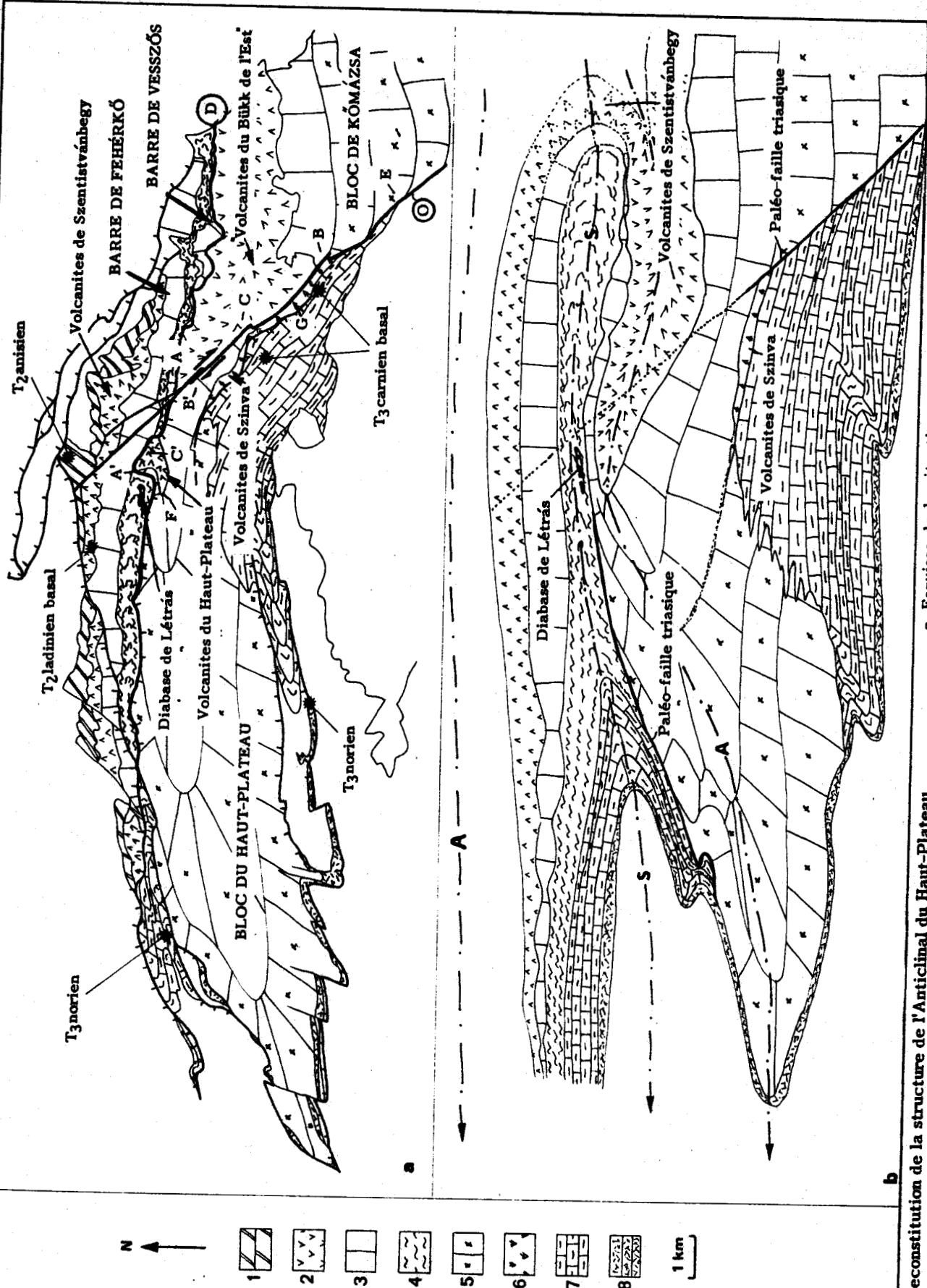


Fig. II.7 - Reconstitution de la structure de l'Anticlinal du Haut-Plateau

1, Dolomites anisiennes ; 2, Métavolcanites aniso-ladiniennes ; 3, Calcaires marmoréens clairs ladiniens ; 4, Schistes de Vesszós carnien ; 5, Calcaires marmoréens clairs du Trias supérieur ; 6, Métavolcanites de Szinva carnien ; 7, Calcaires à cherts carnien-norien ; 8, Série résédimentée liasique

a, Esquisse de la situation cartographique actuelle. Les points cotés servent de repère géographique. D: Accident de Vesszós. O: Accident de Bükkszentkereszt. Les étoiles représentent les sites fossilifères.
b, Reconstitution schématique de la situation avant l'action du décrochement de Bükkszentkereszt. A : Anticlinal ; S : Synclinal

L'interprétation de la structure du Haut-Plateau comme un anticlinal majeur se confirme par l'analyse microstructurale du secteur occidental : grâce aux observations illustrées sur la fig. II.14b et c, on peut démontrer, que les mêmes formations (de Vöröskő) sont sur le flanc normal et inverse d'un anticlinal synschisteux (syn-S₂). Le cœur de cet anticlinal légèrement déversé vers le Sud est composé de calcaires marmoréens clairs (fig. II.8). Son axe est légèrement plongeant vers l'Ouest. La stratigraphie du secteur occidental du Haut-plateau, c'est à dire les formations les plus jeunes de l'anticlinal, seront décrites plus tard dans ce chapitre.

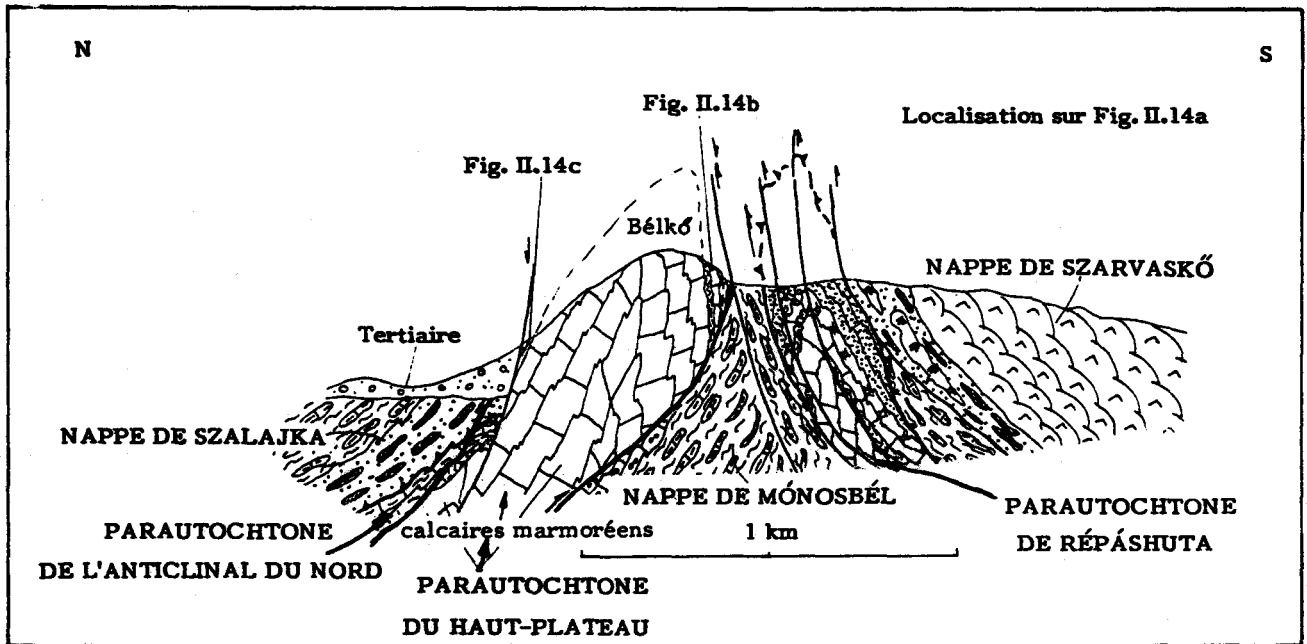


Fig. II.8 - La structure de l'Anticlinal du Haut-Plateau à sa terminaison occidentale. On retrouve les séries recouvrant le calcaire marmoréen du Haut-Plateau au Nord et au Sud de Bélkő. Les coupes détaillées se trouvent sur la figure I.14. On notera la tectonique récente très complexe, affectant tout l'édifice tectonique, c'est à dire recoupant les contacts des nappes et de l'autochtone relatif.

En recherchant cet anticlinal à l'Est, dans la direction des structures synschisteuses, on le trouve, mais dans une situation tectonique très complexe. La terminaison orientale du Haut-Plateau (carte 1, fig. II.7a, 9) est affectée par nombreuses phases de déformation. Les structures primaires, et ainsi la stratigraphie, ne peuvent être éclairées qu'en analysant les effets des déformations successives observées sur le terrain. Notons seulement, que dans la région orientale du massif, on observe un dispositif symétrique analogue à celui de la terminaison occidentale. D'après les datations préliminaires, les flancs NE et SE du bloc du Haut-plateau sont formés de roches du même âge et de faciès similaires (mais non identiques). De part et d'autre des calcaires marmoréens clairs du Haut-Plateau, on trouve des schistes-calcschistes de Vesszós (sur le flanc nord) et calcaires-calcschistes à cherts de Hollóstető (sur le flanc sud), tous deux d'âge carnién. De nouveau on observe donc un dispositif en grand symétrique par rapport à un axe orienté E-W.

La complexité apparente de la structure de la terminaison orientale du Haut-Plateau a selon moi trois causes majeures, toutes observées sur le terrain :

. des passages latéraux de faciès entre des calcaires marmoréens clairs, rubanés et les calcaires à cherts ; et l'apparition d'un même faciès à différents niveaux stratigraphiques, notamment l'hétérochronie des volcanites.

. un étirement intense (i.e. boudinage des niveaux carbonatés) affectant essentiellement les parties septentrionales du bloc du Haut-Plateau et la barre de Vesszós (fig. II.7a)

. des décrochements et failles inverses, compliquant les structures primaires.

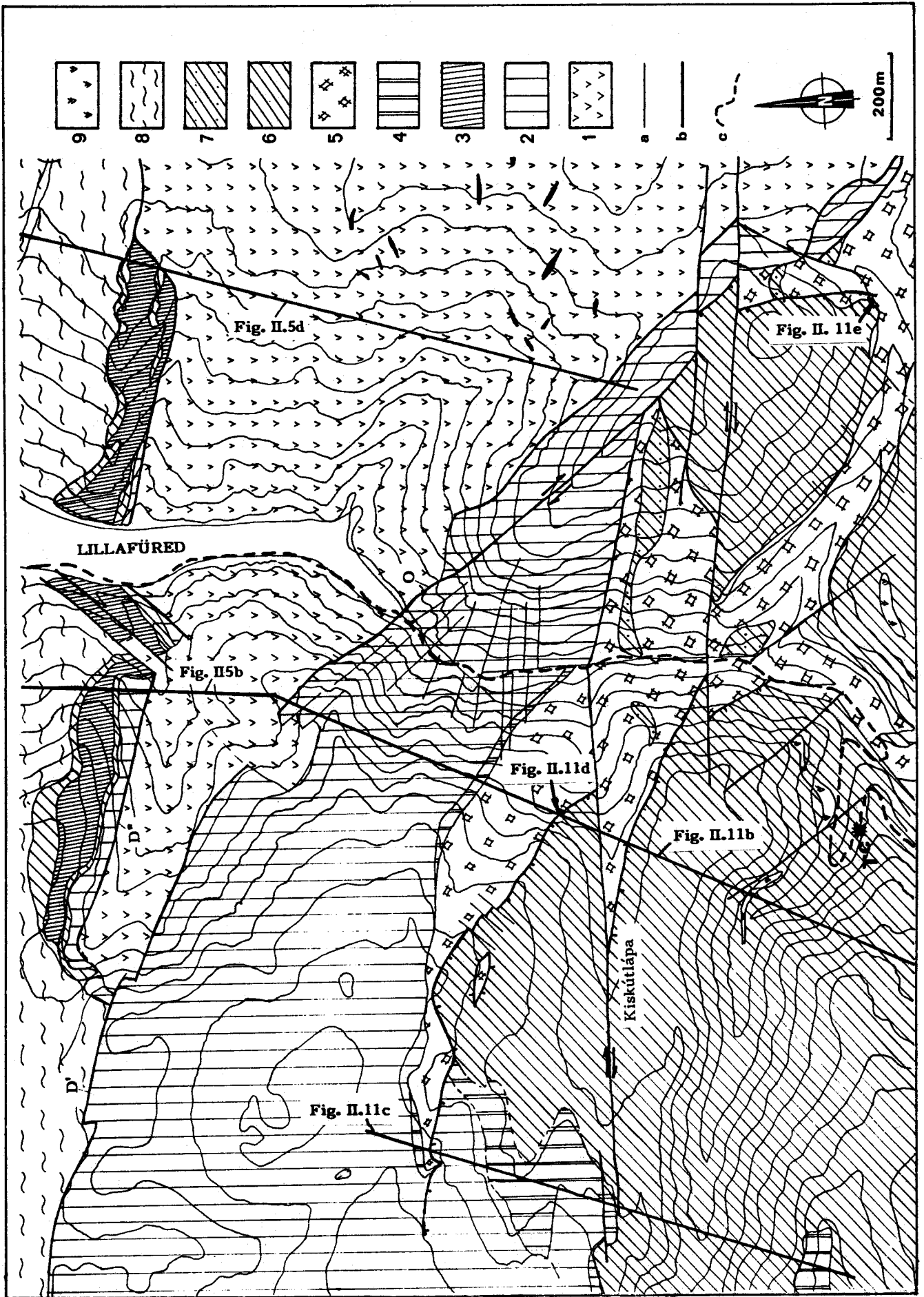
b, La base de la série du Haut-Plateau

La structure en anticlinal du Haut-Plateau admise, on doit chercher les plus bas termes de la série stratigraphique dans le secteur oriental du Haut-Plateau. Là, les meilleurs affleurements sont offerts par la vallée de Szinva-Lillafüred, dont je vais présenter les coupes. Avant de ce faire, il est impératif d'aborder une analyse et une reconstitution structurale, tant la situation tectonique se complique par des plis syn- et postschisteux, et par des failles décrochantes tertiaires.

K. Balogh (1964) a considéré, que la coupe partant de Lillafüred et traversant le Haut-Plateau (fig. II.5 et 11 sur la fig. II.9) représente une série stratigraphique unique et continue. H. Böckh et al. (1930) ont interprété cette même coupe comme représentant trois écailles, poussées les unes sur les autres vers le Sud. Pour ma part, je me suis basé sur des observations microstructurales, sur l'analyse cartographique des régions levées, et sur les très rares datations récentes de la région.

Sur le terrain, dans le secteur de la vallée de Szinva, j'ai observé beaucoup de failles décrochantes. En plus, la direction de la schistosité régionale S_2 semble tourner, se modifier (carte 3) et se mouler contre une zone d'accident majeur, orientée NW-SE. Cet accident (O sur la fig. II.7a) délimite la masse des calcaires marmoréens clairs du Haut-Plateau par le NE, et sépare plus au Sud les calcaires à cherts des calcaires marmoréens clairs du bloc de Kómázsa. Si l'on rejoint ces deux portions de l'accident, celui-ci va recouper les volcanites, considérées auparavant comme une masse unique, (dite "du Bükk de l'Est").

Dans sa note datant de 1981, K. Balogh a distingué trois niveaux de volcanites triasiques, à savoir : les porphyres de Szentistvánhegy (tardi-anisiennes, début ladiniennes) affleurant dans l'Anticlinal du Nord ; les diabases d'Óhuta et les porphyres quartzeux de Bagolyhegy (anciennes "volcanites du Bükk de l'Est", toutes deux se succédant dans le Norien), affleurant dans la vallée de Szinva et autour de Bükkszentkereszt et Bükkszentlászló (fig. II. 1).



S. Kovács et P. Pelikán (1987) ont regroupé ces volcanites en deux formations : dans la formation de Szentistvánhegy (aniso-ladinienne) et la formation d'Óhuta-Bagolyhegy ("volcanites du Bükk de l'Est") représentant les formations de Létrás, d'Óhuta et de Bagolyhegy de Balogh et ayant un âge hypothétique carnien inférieur (fig. II. 1).

Les structures et stratigraphie du terrain au NE de l'accident de Bükkszentkereszt

Puisque j'ai très peu d'arguments biostratigraphiques à ma disposition, ma reconstitution sera fondée d'une part sur la structure et la stratigraphie de la coupe de Lillafüred (fig. II.5), d'autre part sur la lithostratigraphie et les relations géométriques des différentes formations.

Si on observe la carte lithostratigraphique de la région de Bükkszentkereszt (carte 1, fig. II.7a, 9), on y repère quatre barres de calcaires marmoréens clairs, à savoir la barre de Feherkő au Nord, la barre de Vesszős au centre, la grande masse du Haut-Plateau et finalement le bloc de Kőmázsa au Sud. De même on y repère quatre corps de volcanites, c'est à dire les volcanites de Szentistvánhegy au Nord, les volcanites du Haut-Plateau formant un petit triangle au sein des calcaires marmoréens clairs, les "volcanites du Bükk de l'Est" et les volcanites de Szinva, séparées des précédentes par l'accident majeur "O". Je note, que ces volcanites sont toujours en contact avec les calcaires marmoréens clairs. De ces volcanites, deux, celles de Szentistvánhegy et "du Bükk de l'Est" ont un chimisme bimodal, les volcanites de Szinva sont nettement basiques ; quant aux affleurements du Haut-Plateau, ils sont complètement dénaturés par des fluides hydrothermaux.

Fig. II.9 - Carte géologique de la région de Szinva (terminaison orientale du Haut-Plateau).

- 1, Volcanites acides et basiques ladiniennes de Szentistvánhegy (TM-Szp) ;
 - 2, Calcaires marmoréens clairs de Fehérkő-Fennsík. L'essentiel de la masse calcaire représentée ici serait d'âge ladinien. ;
 - 3, Dolomies sombres, fortement recristallisées, appartenant à la formation de Fehérkő (TM-Fc) ;
 - 4, Calcaires marmoréens sombres ; faciès de transition entre les calcaires marmoréens clairs et les volcanites ou les calcaires à cherts. ;
 - 5, Volcanites basiques de Szinva, formées essentiellement de tufs (TS-Sv) ;
 - 6, Calcaires sombres à cherts (TS-Hc). Ils se présentent en des niveaux minces formant le passage des calcaires marmoréens ou dolomies aux schistes de Vesszős ou en masse considérable au dessus des volcanites de Szinva ;
 - 7, Calcaires à cherts et à entroques, formant des niveaux dans les volcanites de Szinva ;
 - 8, Schistes sombres de Vesszős à passées de calcaires noirs bitumineux (TS-Vs) ;
 - 9, Corps intrusifs dans les calcaires à cherts de Hollóstető (TS-Hc) ou dans les schistes de Vesszős (TS-Vs)
- a, Contact tectonique ; b, Trace des coupes indiquées ; c, Route Eger-Miskolc

Dans le paragraphe précédent, j'ai démontré, que les calcaires marmoréens clairs suivaient les volcanites aniso-ladiniennes de Szentistvánhegy. Dans cet optique, la position des volcanites du Bükk de l'Est plus au Sud de la barre carbonatée de Vesszós (=Formation de Fehérkő) s'explique aisément : la barre de Vesszós se situe sur le flanc sud d'un synclinal ; on retrouve donc les niveaux stratigraphiques en-dessous des calcaires marmoréens clairs allant plus vers le Sud. Les "volcanites du Bükk de l'Est" seraient donc les équivalents des volcanites aniso-ladiniennes de Szentistvánhegy.

Si cette structure en synclinal persistait, on devrait retrouver les dolomies noires anisiennes plus au Sud. Or on observe la réapparition des calcaires marmoréens clairs dans le bloc de Kómázsa (fig.II.7a). Ce fait suggère un anticlinal relayant le synclinal de Vesszós. L'axe de cet anticlinal majeur passerait dans les "volcanites du Bükk de l'Est".

Seul l'accident découpant la barre de Vesszós (accident D, fig. II.7a) pourrait causer des difficultés dans le modèle proposé. Cet accident est très redressé, il a probablement valeur de décrochement. Le long de cet accident on observe fréquemment des boudinages parfois à petite échelle (carte 1), causant l'amincissement de la série et la disparition de quelques entités stratigraphiques. Ces boudinages ne perturbent pas l'ordre de la succession stratigraphique, mais peuvent en partie expliquer l'inégalité des épaisseurs des deux barres carbonatées, constituant les deux flancs de l'anticlinal.

Reconstitution de la situation avant le décrochement

Le sens de rejet du coulissage majeur (appelé de Bükkszentkereszt, accident O sur la fig. II.7a) est mis en évidence par un grand nombre de mesures de stries dextres sur les surfaces orientées NW-SE (fig. II. 10a) Ce jeu dextre est révélé aussi par un cisaillement "ductile" dextre à proximité de l'accident O de la figure II.7a, affectant la schistosité régionale et les boudinages préexistants. (fig. II. 9 et 10b, carte 3).

Cet accident majeur est donc une structure majeure récente de la région orientale du Bükk ; pour mieux voir la structure originale, j'essaye de reconstituer la situation avant son action.

Alors que les dispositifs géologiques dans le bloc à l'Est de l'accident ne semblent pas être trop affectés, on observe la disparition des schistes de Vesszós sous les affleurements des volcanites et de calcaires marmoréens clairs de la région de Létrás (point C sur la fig. II. 7a, carte 1). Pour cette raison j'ai déplacé le bloc du Haut-Plateau vers le Sud (fig. II.7a et b). La figure II.7b présente la situation proposée des formations après reconstitution. L'ampleur de ce déplacement a été ajustée

de manière à faire coïncider les lithologies identiques c'est à dire les points A et A'; B et B'; C et C'. Au niveau du point F, on voit apparaître une terminaison périclinale, formée par des volcanites du Haut-Plateau. Cette charnière anticlinale constitue la continuation occidentale du grand anticlinal mis en évidence précédemment. Dans ce secteur du Haut-Plateau, le flanc septentrional de cet anticlinal est tordu par des plissements postschisteux. Ce flanc septentrional est formé par une barre carbonatée extrêmement tectonisée: on y retrouve les phénomènes tectoniques caractéristiques de la barre de Vesszős, dont elle forme le prolongement.

En résumé cette analyse permet de tracer une structure en anticlinal, qui se prolonge dans le Haut-Plateau-même. Puisque l'anticlinal de sa terminaison occidentale est longé par le synclinal de Vesszős, le même synclinal qui le côtoie dans le secteur oriental, il est légitime de penser qu'il s'agit de la même structure majeure, résultante de la tectonique initiale qui a affecté le Haut-Plateau.

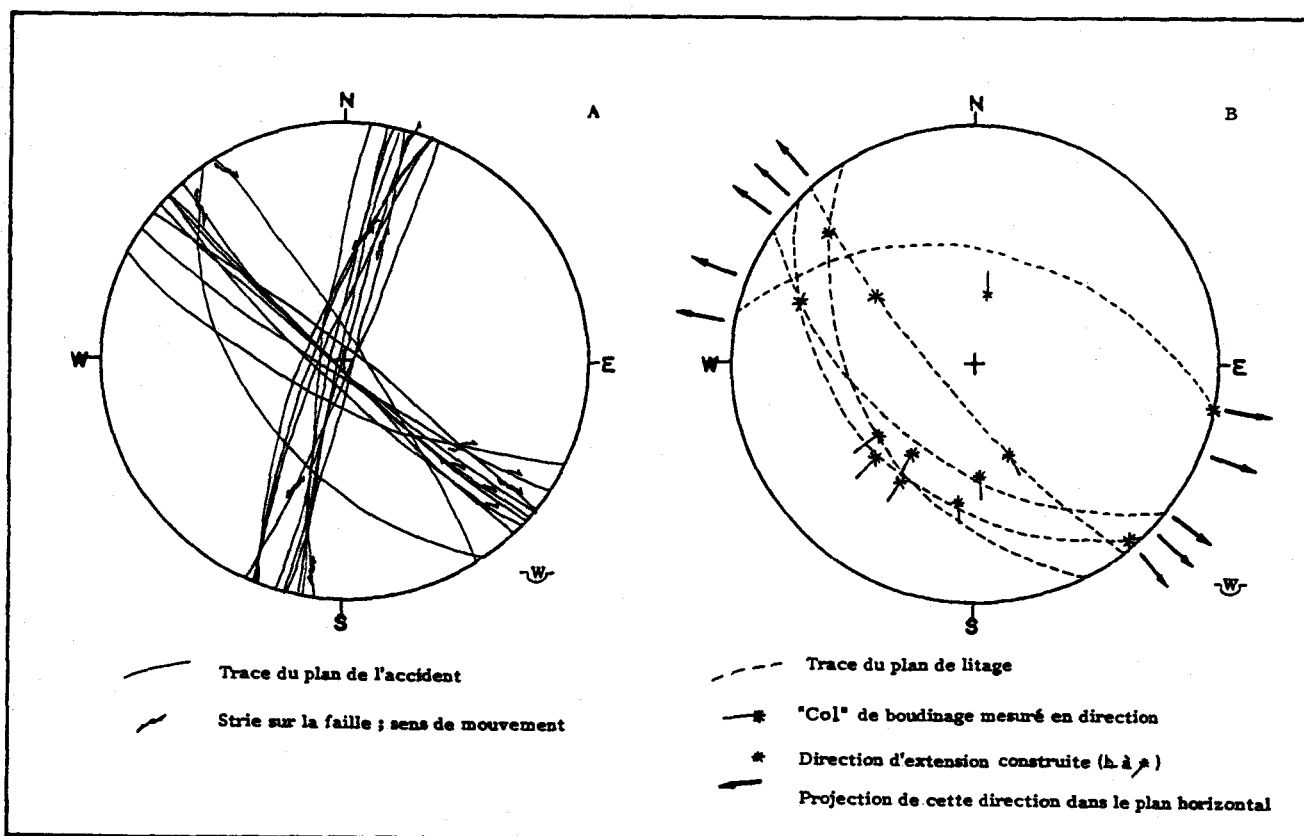


Fig. II.10 - Décrochements mesurés à proximité de l'accident dextre de Bükkszentkereszt

a, Stéréogramme des décrochements

b, Stéréogramme des boudins tournés dans le sens du décrochement. Ces structures ont du naître avec les plis synschisteux (D_2 , S_2), donc avant l'action de l'accident de Bükkszentkereszt. Les boudins sont affectés par une sorte de "cisaillement ductile".

La série stratigraphique du flanc SE de l'Anticlinal du Haut-Plateau

Si l'on effectue la restauration des mouvements coulissants, on s'aperçoit (fig. II.7b) que les volcanites de Szinva et les calcaires à cherts au voisinage du point G se trouvent détachés de la masse principale des volcanites, et se trouvent dans un niveau stratigraphique supérieur, au-dessus des marbres clairs. Ces volcanites contiennent beaucoup plus d'interlits purement sédimentaires que les magmatites du Bükk de l'Est et leur chimisme est basique.

Je vais essayer maintenant d'éclairer la position stratigraphique de ces volcanites, que j'ai dénommées de Szinva, à l'aide de quelques coupes et affleurements de la région.

La coupe de Szinva.

La coupe de Szinva (fig. II.11) est la prolongation de celle de Lillafüred (fig. II.5). Les volcanites (TM-Szp), surtout des tuffites et tufs bien lessivés dans sa partie septentrionale, sont identiques à une partie des volcanites dites du Bükk de l'Est, qui d'après le passage précédent appartiennent à la formation de Szentistvánhegy. Elles sont en contact anormal avec les calcaires marmoréens clairs de la formation de Fennsik (TMS-Hps). Ceux-ci passent à des volcanites (schistes verts issus de tuffites et de laves basiques, à nombreuses inclusions et nombreux interlits calcaires et schisteux) par l'intermédiaire d'un calcaire sombre, bien lité, parfois à cherts. Les volcanites (formation de Szinva, TS-Sv) sont suivies par des calcaires sombres, pélagiques, à nombreux interlits de calcschistes et parfois à lentilles de cherts : la formation de Hollóstető (TS-Hc).

Quant aux observations structurales, elles permettent de constater l'omniprésence de décrochements de plusieurs familles (fig. II.9, carte 1 et 2). Après annulation de leurs effets, un contact en faille inverse apparaît sur la carte et sur la coupe. Cette faille (fig. II.9 et 11b) s'observe également dans un affleurement (fig. II.11d) et offre une solution simple pour la disparition des volcanites en forme de terminaison périclinale à Kiskútlápa (fig. II.9) (ceci n'étant donc qu'une apparence). Les rapports litage/schistosité régionale suggèrent tous (fig. II.11b et c) que la série étudiée appartient au même flanc méridional d'un anticlinal synschisteux, affecté par de nombreux plissements postschisteux. D'après un affleurement, les calcaires à cherts, ou calcaires sombres de passage, sont en contact stratigraphique avec les volcanites de Szinva (fig. II.11e) ; donc la faille inverse décrite ci-dessus ne bouleverse pas l'ordre stratigraphique.

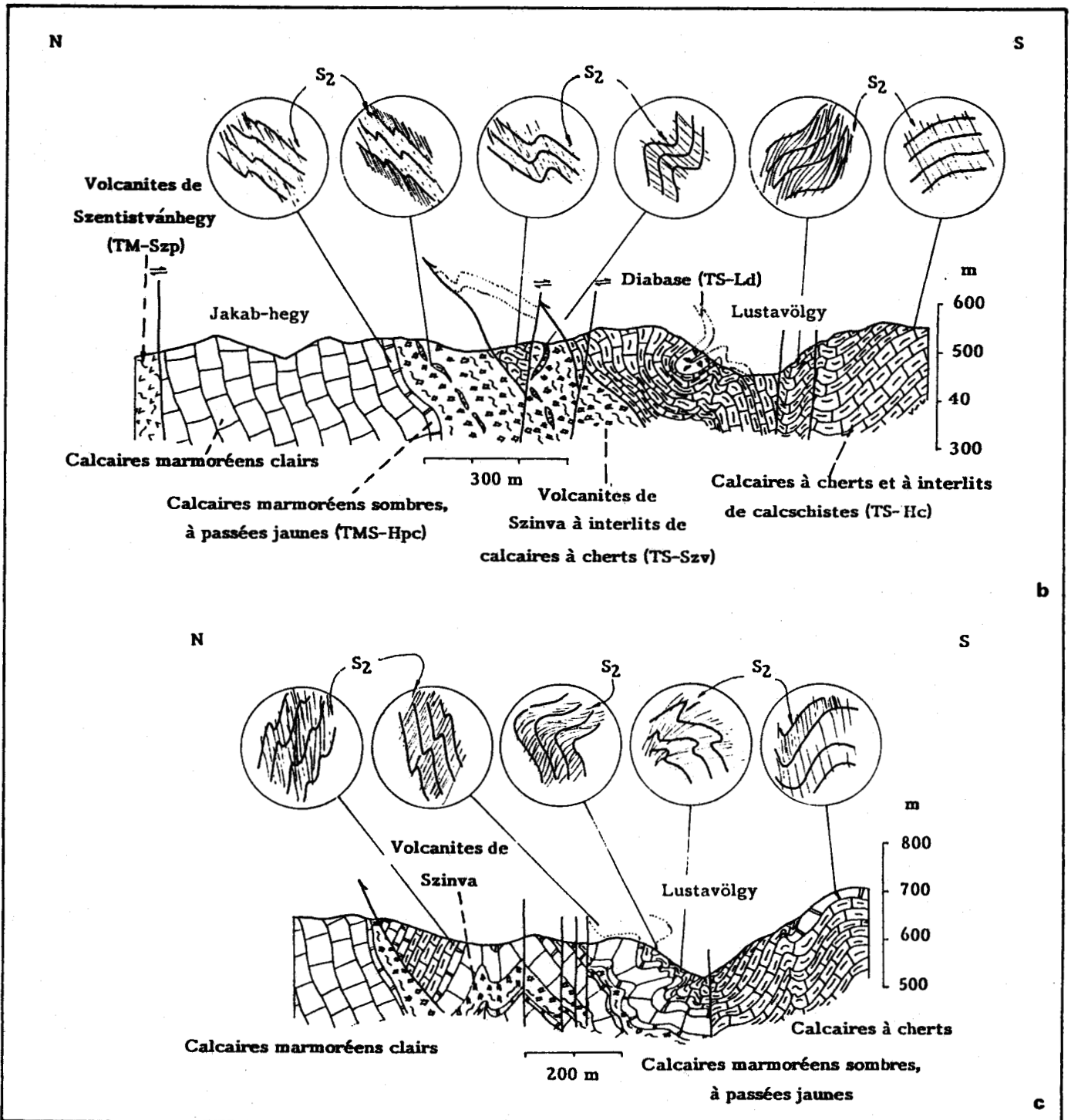


Fig. II.11 - Coupe pour la série stratigraphique du flanc SE de l'Anticlinal du Haut-Plateau.

a, Localisation des coupes.

b, La coupe de Szinva. (Elle est retournée de 180° par rapport à la situation des affleurements) Les cercles indiquent les relations géométriques du litage et de la schistosité S₂.

c, Coupe de Lusta-völgy.

d, L'affleurement de Kiskút-lápa. (Le dessin est retournée de 180° par rapport à la direction de l'affleurement.)

e, L'affleurement de Kerek-hegy. (La coupe est inverté de 180° par rapport à la situation réelle.) Les traits fins indiquent la trace de la schistosité régionale (S₂). Les traits chaotiques désignent les zones broyées.

f, Série stratigraphique proposée pour le flanc SE de l'Anticlinal du Haut-Plateau. Cette solution prend en compte les datations et les relations chronologiques déduites ailleurs dans le massif (cf. supra).

g, Deuxième possibilité théorique. Cette solution implique, que tous les calcaires marmoréens soient remontés au Carnien à plus récent.

Fig. II.11.a, d, e, f et g. sur les trois pages suivantes.

Malgré les accidents, il est donc possible de reconstituer une série stratigraphique à partir de cette coupe (fig. II.11f), soit de bas en haut : la formation de porphyres de Szentistvánhegy (TM-Szp) (= "volcanites du Bükk de l'Est") ; les calcaires marmoréens de la formation de Fennsik (TMS-Hpc) (correspondant en partie à la formation de Fehérkő) ; les volcanites et niveaux de calcaires de la formation de Szinva (TS-Sv) et les calcaires à cherts de la formation de Hollóstető (TS-Hc). Les datations biostratigraphiques acquises dans cette dernière (à proximité de sa base) par P. Pelikán et S. Kovács (comm. pers.) indiquent un âge carnien moyen (donc plus jeune que l'âge supposé des calcaires marmoréens de Fehérkő-base de Fennsik). Cette datation soutient bien la reconstitution stratigraphique (quelque peu hypothétique) décrite ci-dessus (fig. II.11f).

En effet une autre possibilité serait de considérer les volcanites de Szinva comme les équivalents des volcanites ladinienes inférieures de Szentistvánhegy (fig. II.11g). Cette solution impliquerait un âge ladinien supérieur pour les calcaires à cherts de Hollóstető et une structure en deux anticlinaux, dont les cœurs seraient constitués par des volcanites. Ni les données biostratigraphiques, ni les rapports du litage avec la schistosité régionale ne sont en faveur d'une telle hypothèse.

Les différents niveaux volcaniques

Après cette analyse, il convient de présenter un bref aperçu sur la situation stratigraphique des volcanites triasiques du Bükk. Je pense que la formation aniso-ladinienne de Szentistvánhegy représente la masse majeure des volcanites : affleurant dans l'Anticlinal du Nord, à l'Est de la barre calcaire de Létrás (point F de la fig. II.7a), dans le secteur NE de Bükkszentkereszt (donc comprenant les formations d'Óhuta et de Bagolyhegy de Balogh), dans la vallée de Derecske et à Felsőtárkány (voir chap. II.B.5) elle forme un niveau très répandu.

La formation de Szinva (séparée de la formation des volcanites du Bükk de l'Est) constitue un niveau local essentiellement volcanodétritique d'âge ladinien supérieur - carnien inférieur. Elle affleure dans la vallée de Szinva, au SW du décrochement dextre découpant le bloc du Haut-plateau.

Le troisième niveau, cette fois-ci essentiellement intrusif, constitue la formation de Létrás, d'âge carnien moyen-supérieur ? Elle pénètre les schistes de Vesszős, les calcaires à cherts de Hollóstető et de Felsőtárkány. Ce niveau sera décrit plus tard. Ses affleurements se trouvent à l'Ouest de la barre calcaire de Létrás et dans les vallées de Lusta et de Hór.

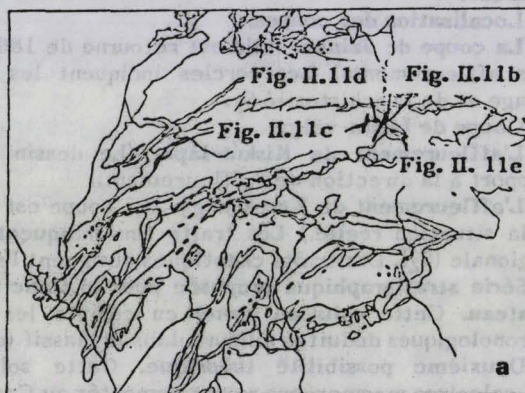


Fig. II.11.a. Légende page précédente.

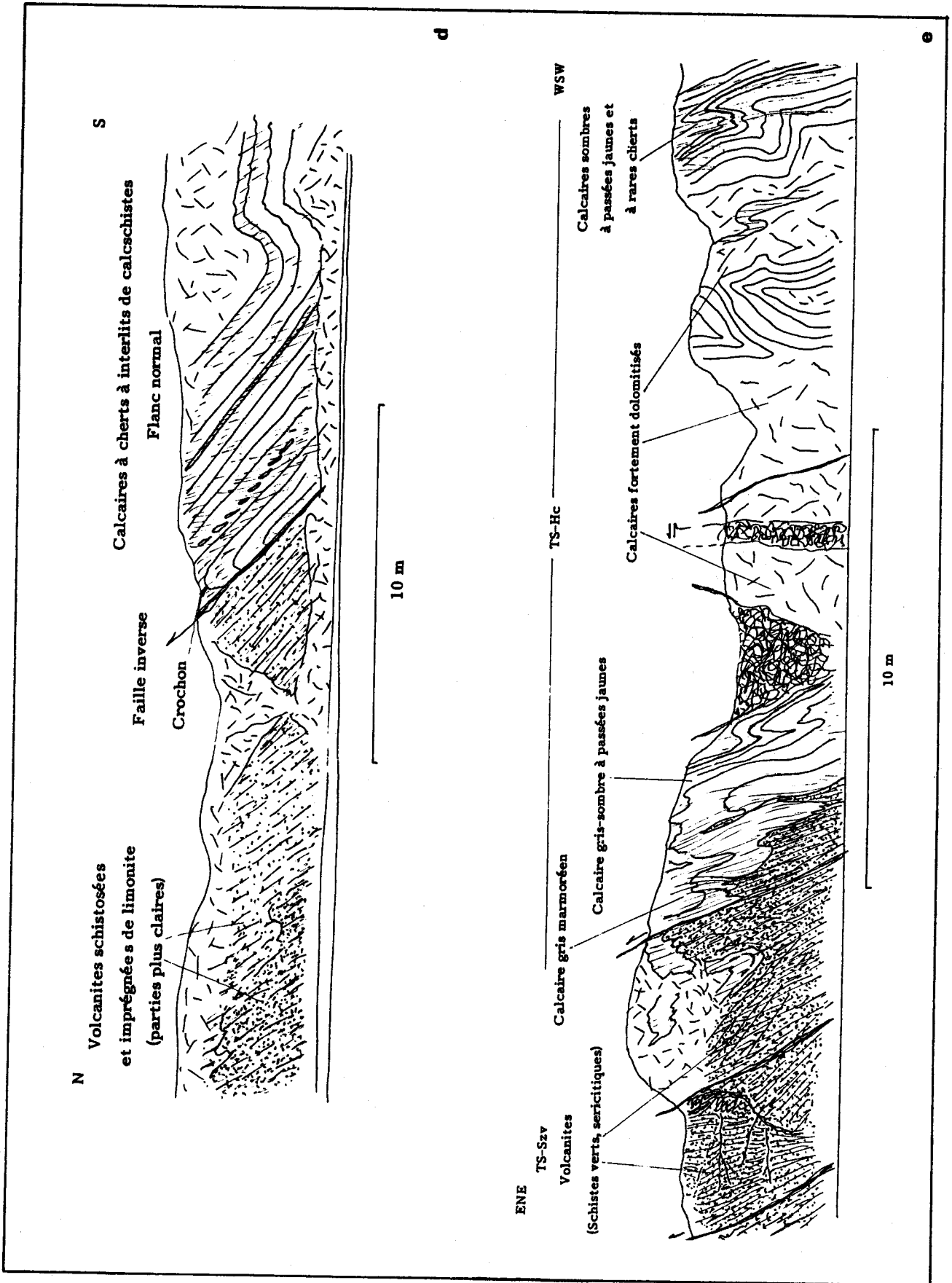


Fig. II.11.d, e. Légende page 81

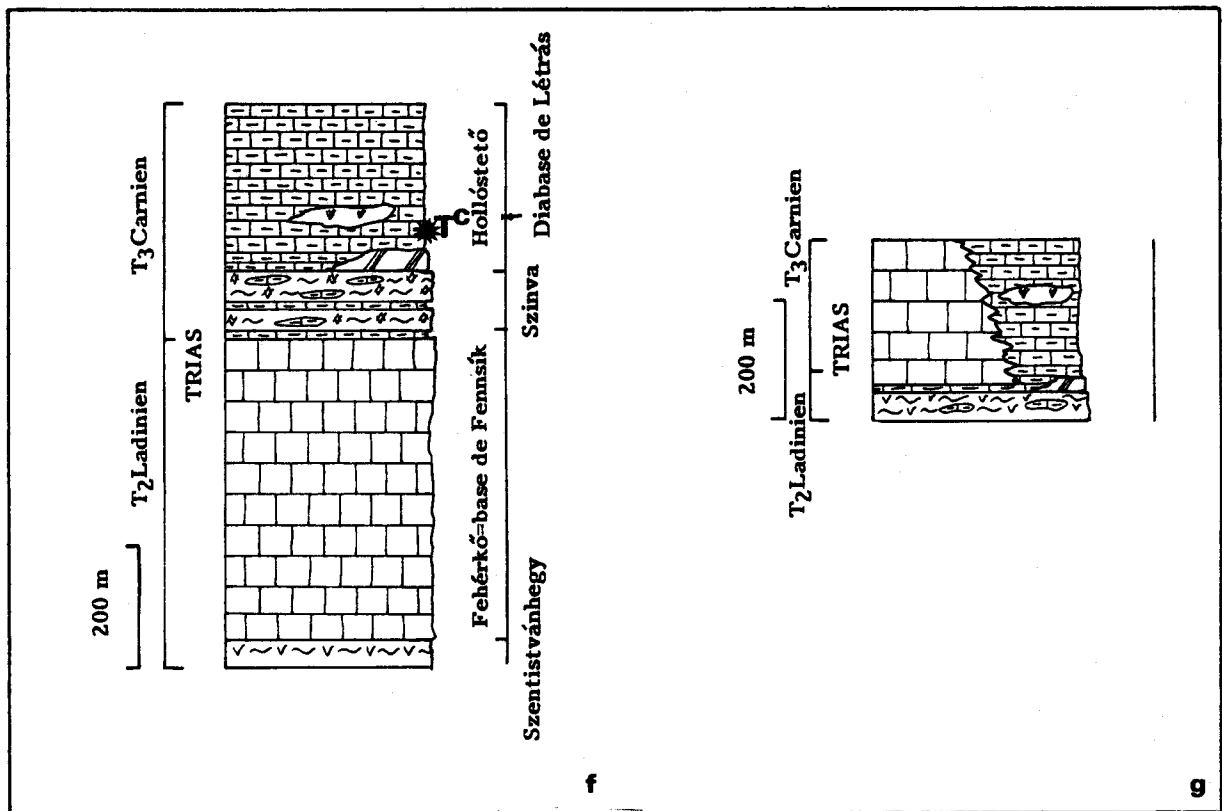


Fig. II.11.f, g. Légende page 81

Le problème de la formation de Fennsík

La reconstitution et l'analyse de la coupe du Szinva ont montré les successions stratigraphiques sur les flancs septentrional et méridional de l'Anticlinal du Haut-Plateau, mais nous n'avons pas eu d'informations nous indiquant comment continuer la série sur le Haut-Plateau même ? Pour le présent, cette question ne peut être résolue que par hypothèses (fig. II.12), puisque les membres du Haut-Plateau ou de Kómázsa ne sont pas datés jusqu'à nos jours.

Considérant l'épaisseur beaucoup plus grande des marbres du Haut-Plateau ou de Kómázsa par rapport à la formation de Fehérkő, on est amené à la conclusion, que cette sédimentation de plate-forme a duré beaucoup plus longtemps dans les deux premiers secteurs que dans le domaine de l'Anticlinal du Nord. En plus on ne trouve pas la trace des schistes de Vesszős sur le Haut-Plateau, d'où la supposition de deux faciès latéraux au Trias supérieur : un bassin pélagique à sédimentation détritique et calcaire dans le domaine de l'Anticlinal du Nord, et des sédiments de plate-forme sur le secteur central du Haut-Plateau. Dans le secteur occidental du Haut-Plateau, on possède des arguments indirects (olistolithe de récif norien) pour pouvoir fixer l'âge de cette sédimentation néritique jusque dans le Norien (voir aussi chap. II.B.3, fig. II.16b).

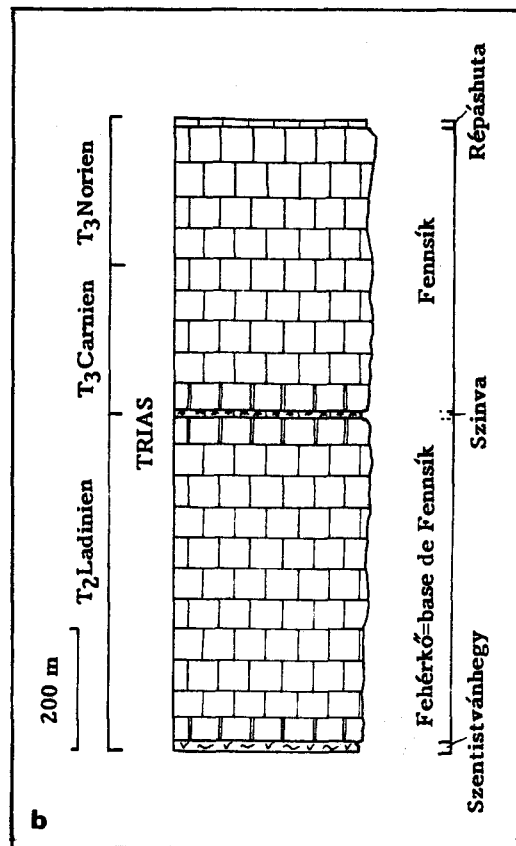
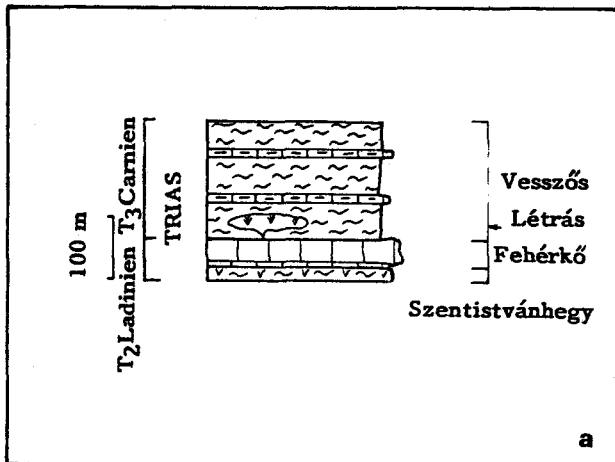


Fig. II.12 - Séries de la base du Haut-Plateau d'après la reconstitution cartographique.
 a, Série du flanc septentrional du Haut-Plateau (secteur F de la figure précédente). Les épaisseurs sont réduites par un boudinage intense et par la faille du Nord du Haut-Plateau.
 b, Série proposée pour le secteur central du Haut-Plateau

Cette explication porte en soi une conséquence sur la tectonique triasique : les contacts originaux entre les plates-formes et les bassins étaient certainement des failles normales. On constate que les trajets de ces failles normales limitant les bassins (fig. II. 7b) sont repris par des accidents plus jeunes, en général compressifs ou décrochants (p. ex. faille limitrophe du bloc du Haut-Plateau ; le décrochement dextre de Bükkszentkereszt) (fig. II. 7a).

La base de la formation de Fennsík (TMS-Hpc).

Constituée de calcaires marmoréens blancs ou gris clair, la partie basale de cette formation a une épaisseur fort variable : d'après la coupe (fig. II. 11b) elle peut être estimée à 500 mètres. La roche finement rubanée comporte souvent des passées millimétriques de lentilles dolomitiques. A certains endroits des structures de *fenestrae* (J. Haas, comm. pers.) semblent se dégager de la masse fortement métamorphisée de ces marbres. Cassée, la roche rigide ressemble à de la porcelaine. Au microscope elle est recristallisée en grains de calcite de taille moyenne. Parfois on observe des bandes de couleur rose, jaune ou gris sombre.

Un niveau mince (15 à 20 mètres) de calcaires marmoréens gris sombre, bien lités marque le passage de la formation de Fennsík à celle des volcanites de Szinva. L'existence des niveaux à passées détritiques jaunes et l'apparition de cherts rendent ce membre de passage similaire à celui se trouvant au sommet de la formation de Fehérkő (II.B.2). Jusqu'à présent aucun fossile déterminable n'a été trouvé dans cette formation.

Les similitudes lithologiques et la situation stratigraphique m'amènent à considérer cette partie basale de la formation de Fennsík comme l'équivalent de la formation de Fehérkő, donc d'âge présumé ladinien supérieur. Comme cette dernière, la formation de Fennsík représente un milieu de dépôt néritique.

Formation de Szinva

La formation de Szinva comporte des schistes verts à lentilles de marbres et des schistes. Elle est à l'origine composée de tufs, tuffites et de quelques niveaux de laves amygdaloïdes basiques, avec de nombreuses intercalations de roches sédimentaires. Celles-ci forment des niveaux continus, des lentilles, ou des composants disséminés dans la roche volcanique. On distingue notamment une, voire deux barres de 10 m de calcaires marmoréens à cherts et à entroques, et un niveau de schistes quartzitiques noirs de 5 m d'épaisseur. En plus on observe des lentilles de calcaires à entroques, de calcaires gris sombre et gris clair, de calcaires à cherts et de schistes silicifiés au sein des volcanites. Une partie de ces lentilles sédimentaires possèdent des auréoles de contact (xénolites dans la matière volcanique chaude). Une partie des lentilles résulterait d'une transposition très intense subie par la formation (fig. II.13).

La matière volcanique est très altérée, mais parfois on remarque une texture porphyroblastique, avec des gros fantômes de feldspath, remplis à présent par de la chlorite, ou de la matière carbonatée (Árkai, 1973). Dans un échantillon des porphyres de pyroxène ont été observées. En quelques occasions on trouve des laves extrêmement aplaties à amygdales carbonatées et chloriteuses.

D'après les datations effectuées au toit de ces volcanites, dans la formation de Hollóstető (P. Pelikán et S. Kovács, comm. pers.), leur âge serait du Carnien basal - Ladinien sommital (les fossiles indiquant un âge carnien moyen pour la formation de Hollóstető). Le milieu de mise en place de cette formation était probablement un bassin intra-plate-forme pas trop profond, possédant pourtant des petits dénivelés, facilitant les phénomènes de resédimentation.

Ce niveau de volcanites reste très local, et se perd dans l'immense masse des marbres du Haut-plateau, où les conditions d'affleurement, la situation tectonique (faille inverse le masquant) et peut-être les conditions de dépôt (plate-forme plus élevée) ne permettent pas de le suivre. Il faut cependant signaler, que des passées tuffitiques ont été trouvées au sein des marbres, dans la partie supérieure de la vallée de Lusta, et indiquées à l'Ouest de Jávorkút (P. Pelikán, comm. pers.) (carte 1). Ces affleurements représentent peut-être le même niveau stratigraphique.

Formation de Hollóstető (TS-Hc).

Se trouvant sur le flanc sud supposé de l'Anticlinal de Fennsík, cette formation de calcaires à cherts et de calcschistes sombres repose sur des volcanites. De nombreuses passées de calcaires à cherts dans la formation de Szinva annoncent le dépôt de ces calcaires. Ils forment des lits de taille moyenne (25-30 cm) avec des interlits réguliers de calcschistes de quelques centimètres. Quelques lentilles et niveaux continus de cherts s'y trouvent également. En plusieurs endroits on observe que ces cherts sont faits de passées sableuses recristallisées.

Deux faciès assez réguliers s'associent à cette formation, tous deux à sa base. Le premier est composé d'un calcaire non ou mal lité, à nombreux intraclastes gris, gris sombre, baignant dans une matrice jaunâtre, dolomitique. Les clastes sont aplatés et étirés par la déformation. L'autre est un niveau de dolomie noire, très dure, non litée. Ce niveau est le plus souvent boudiné, donc on n'observe pas la vraie nature de ses liens aux calcaires à cherts. Il est composé de cristaux fins à moyens, mais ses structures sédimentaires n'ont pas été préservées.

Le calcaire de Hollóstetó est en contact avec le calcaire de Fennsík : ce contact se révèle continu et stratigraphique (fig. II.11). Il existe bien un terme de passage entre les deux formations : ce calcaire est un calcaire sombre, mais souvent massif, rubané et marmoréen, comme le calcaire de Fennsík. Il comporte assez souvent des passées jaunâtres plus marneuses ou à éléments détritiques. Quelquefois des cherts apparaissent. Son litage fin à moyen est fréquemment visible. Souvent il apparaît à proximité des niveaux volcaniques.

Le calcaire de Hollóstetó comporte au moins un niveau de volcanites : cette roche dure, massive, de couleur vert sombre semble être une coulée de lave ou une intrusion (diabases de Létras) (TS-Ld). Des porphyroblastes et des vésicules sont parfois reconnaissables. Son caractère est semblable à celui des volcanites de Szinva, donc plutôt basique.

Des conodontes d'âge carnién moyen ont été trouvés dans la masse principale du calcaire de Hollóstetó, non loin de sa limite inférieure avec les volcanites (P. Pelikán, S. Kovács, comm. pers.). L'intervalle d'âge représenté par cette formation est donc certainement carnién et peut-être norien. Ceci en ferait au moins pro parte l'équivalent de la formation de Felsőtárkány (II.B.5.). Les apports détritiques et la couleur générale sombre des roches indiquent un dépôt dans un bassin probablement pas trop profond et vraisemblablement plus ou moins isolé des eaux du grand-large.

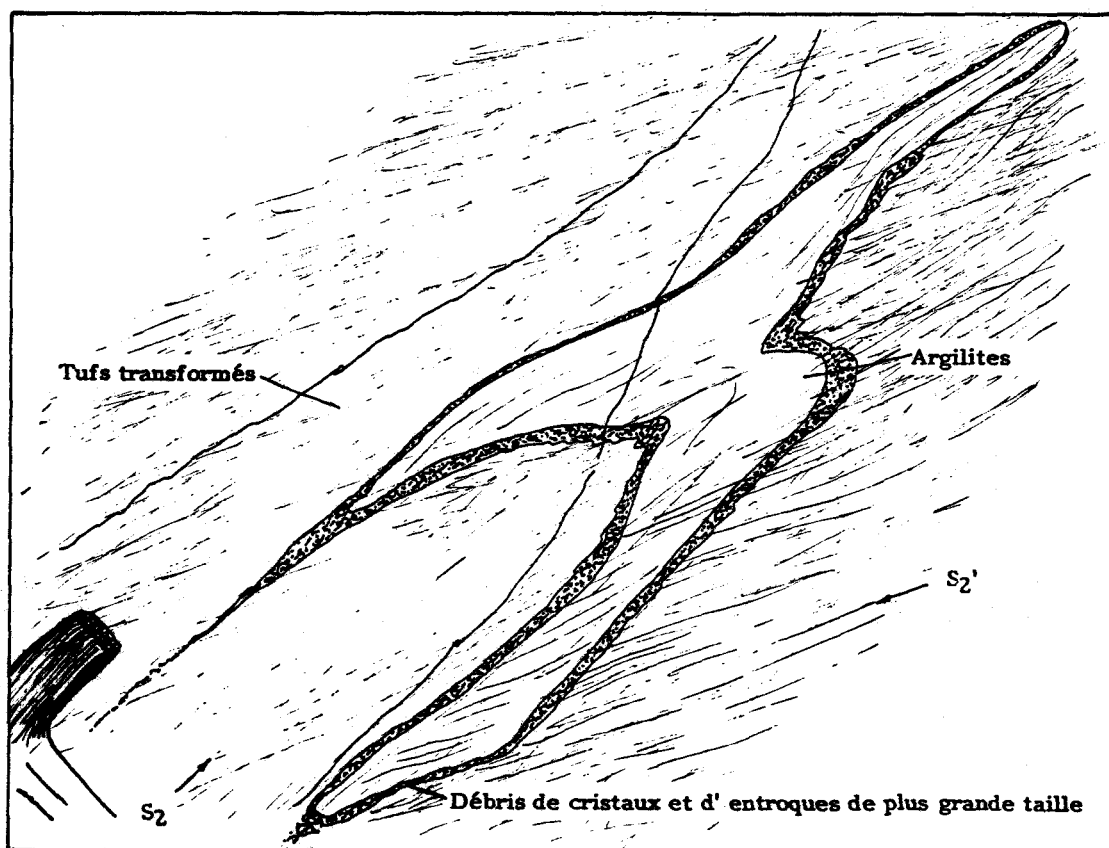


Fig. II.13 - Transposition et plissement d'une lentille détritique dans les tuffites de Szinva.

Théoriquement le pli pourrait être un slump aplati, mais je pense, qu'il s'agit plutôt de la troncature de la charnière d'un pli isoclinal synschisteux (P_2 , S_2). On observe la naissance d'une seconde transposition, modifiant la forme du pli selon la schistosité S_2' .

c. Le sommet de la série du Haut-Plateau.

Coupes dans le secteur occidental du Haut-Plateau.

La coupe de Sándorhegy (fig. II.14b) (sous le nom de transversale de Peskó chez J. Geysant et Lepvrier (1984) révèle le flanc inverse d'un anticlinal synschisteux renversé vers le Sud, dont le cœur (la partie septentrionale de la coupe) est composé de calcaires marmoréens clairs (formation de Fennsík, TMS-Hpc) suivis par des calcaires massifs colorés (formation de Répáshuta, TS-Rec), des calcaires-calschistes à cherts finement lités et sombres (formation de Malomhegy, TSJI-Mc), un banc massif de calcaires marmoréens clairs (formation de Juhászút, JIM-HJc), emballé dans des calcschistes violacés à entroques et parfois à cherts rouges (formation de Vöröskő, JIM-Vc). Puis viennent des radiolarites rouges (formation de Bányahegy, JS-Br) et des schistes ardoisiers noirs (formation de Lök, JS-Ls).

Cette série est schistosée deux fois, mais la première schistosité n'a pas créé de plis qui apparaîtraient dans la coupe. Les rapports de la deuxième schistosité et de la stratification indiquent une position sur le flanc inverse d'un pli synschisteux (P₂). La série n'est pas datée en ce point, mais les essais pour en retirer des microfossiles sont en cours.

La série n'est pas constante dans l'espace, mais ses éléments, ou la série complète se retrouvent sur les bords septentrional et méridional du Haut-Plateau (coupes II.14c, d, e, f et II.15) prouvant qu'il s'agit bien de la même série sédimentaire, faisant le tour de l'extrémité occidentale du Haut-Plateau.

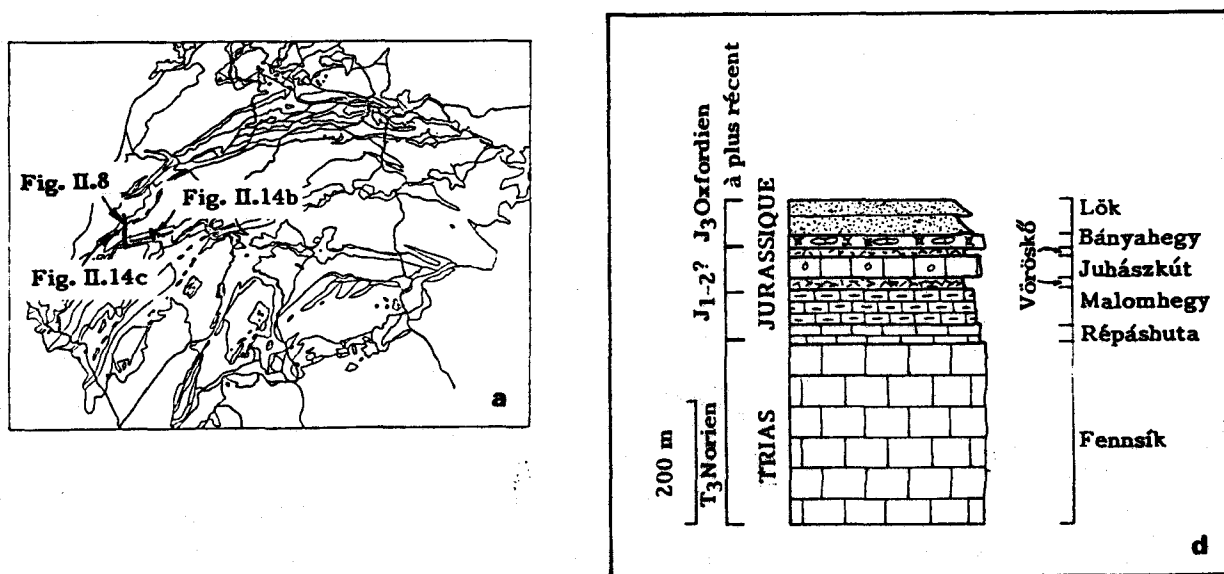


Fig. II.14 - Coupes montrant le sommet de la série du Haut-Plateau
a, Localisation des coupes;

d, Série stratigraphique déduite des coupes

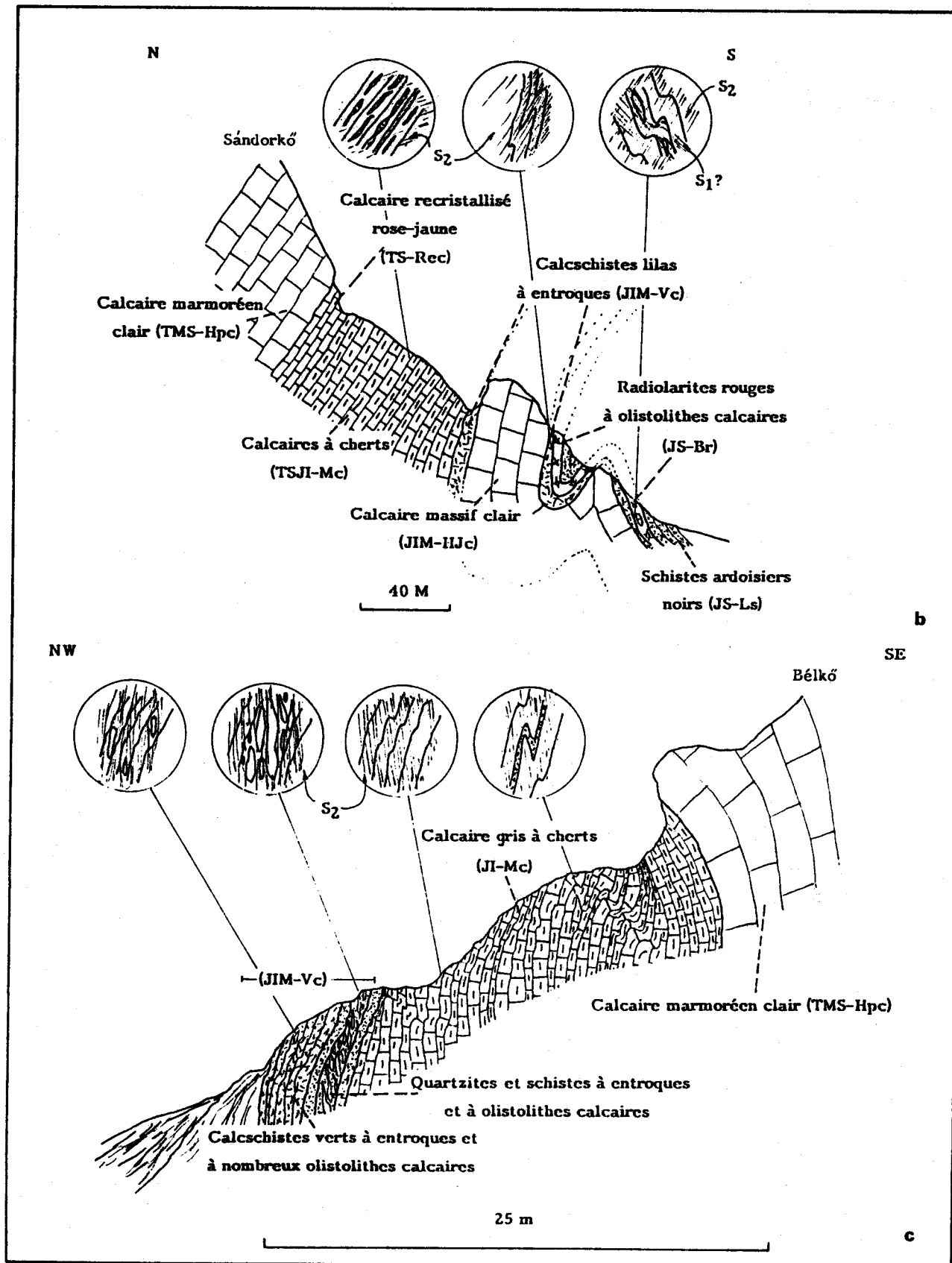


Fig. II.14.

Suite de la légende.

b, Coupe de Sándorhegy (flanc méridional de l'Anticlinal syn-S₂ du Haut-Plateau)
 Les cercles illustrent les relations de litage/schistosité régionale (S₂). Celui le plus au Sud montre une schistosité (S₁) précédant celle régionale, mais n'ayant pas de rapport avec les plis observés de l'affleurement; la schistosité régionale (S₂) forme par contre le plan axial de ces plis. Les variations de cette dernière sont dues à des mouvements gravitaires (fauchage) récents ou à l'effet des plis postschisteux.
 c, Coupe du versant septentrional de Békő; (flanc septentrional de l'Anticlinal du Haut-Plateau)

La région de Szalajka (fig. II.15) offre une des successions les plus complètes de cette série. Ici le calcaire marmoréen du Haut-Plateau (formation de Fennsík) est suivi par des calcaires colorés micritiques (formation de Répáshuta), supportant le premier niveau de grands blocs et lentilles de calcaires marmoréens clairs. Celui-ci est recouvert par des calcaires-calcschistes à cherts (formation de Malomhegy) bien lités, sombres. Un deuxième niveau de calcaires-calcschistes lilas, varicolores (formation de Vöröskő) succède à ce niveau, pour englober un deuxième horizon de grands blocs de marbres clairs (horizon de Juhászút)(fig II.15).

Puisque la base de la série s'enracine toujours dans les calcaires marmoréens de la formation de Fennsík (TMS-Hpc) (fig. II.14b, d et II.15) et que les critères structuraux attestent la position structurale-stratigraphique basse de la formation de Fennsík, il s'agirait là d'un anticlinal, fait de ces calcaires marmoréens et de sa couverture sédimentaire.

Dans l'affleurement de Bányahégy (fig. II.16), se situant sur le flanc normal d'un pli synschisteux, plus au Sud de l'Anticlinal du Haut-Plateau, un grand bloc de calcaire marmoréen clair de la formation de Juhászút (JIM-HJc) a miraculeusement préservé sa faune récifale norienne (Riedel et al., in press). Ces fossiles donnent seulement un âge approximatif pour la série. D'après ces coupes, nous pouvons donc reconstituer la succession suivante de bas en haut :

Formation de Fennsík (TMS-Hpc).

Dans la partie centrale de l'Anticlinal de Fennsík on trouve une très épaisse série de calcaires marmoréens, dont l'âge présumé va du Ladinien au Norien. La partie inférieure de cette formation a été décrite précédemment. Son épaisseur dépasse probablement les 500 mètres. Elle est très similaire à la partie basale, c'est-à-dire, elle est composée de marbres gris clair, parfois blancs, finement rubanés. Ce sont des bandes plus ou moins grises, parfois brunes et légèrement dolomitiques, aplaties et étirées, qui donnent cet aspect rubané.

Au microscope, le marbre finement recristallisé renferme parfois des pochettes de matériaux pour la plupart détritiques : argilites jaunes, roses, calcschistes micritiques hématitiques roses, quelques grains de quartz, ou des passées jaunes dolomitiques. A certains endroits, surtout au sommet de la série, on trouve des fantômes aplatés, recristallisés de fossiles : restes de tapis algaires, gastéropodes (F. Velledits, comm. pers.), autres mollusques non-déterminables, tiges de polypiers. Malheureusement ces macrofossiles sont suffisamment abimés pour rendre leur détermination impossible. Jusqu'à présent aucun microfossile n'y a été identifié.

Considérant l'âge de la formation de Répáshuta (TS-Rec) succédant à la formation de Fennsík et datée norienne, on peut proposer un âge carnién-norien pour ces marbres clairs. On a vu que certaines réflexions permettent de suggérer, que le dépôt de cette formation aurait pu débuter au Ladinien. Cette longue période de dépôt peut être une des raisons de la grande épaisseur (1 000 m au total) de la formation de Fennsík.

Les indices tels que les rubans de couleur rythmiques, la présence de fossiles récifaux, l'absence de conodontes et les passées et lentilles détritiques montrent clairement, que la formation de Fennsík s'est déposée sur une plate-forme carbonatée, sous des eaux chaudes et peu profondes.

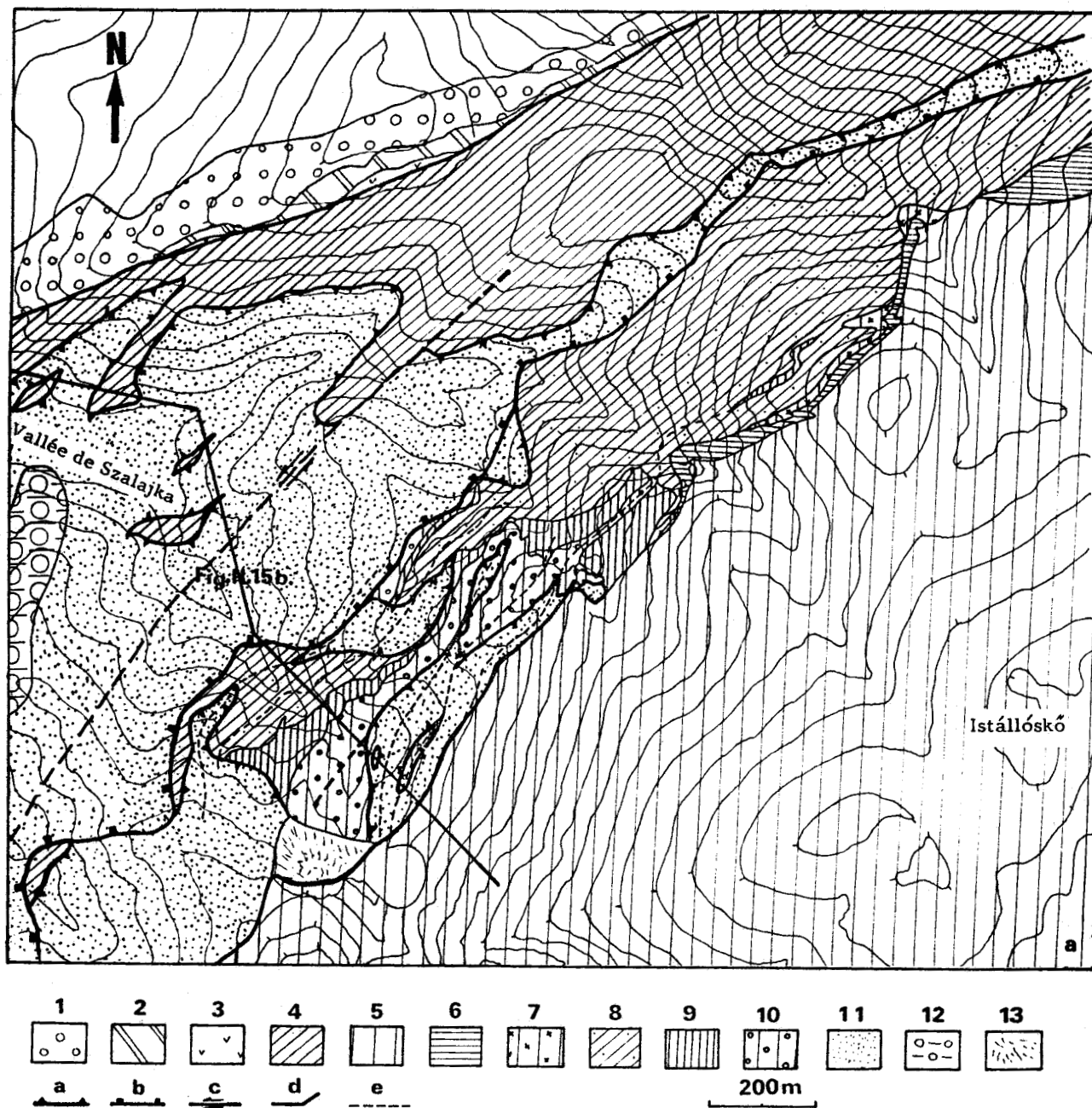


Fig. II.15 - Carte et coupe de la région de Szalajka, montrant les relations stratigraphiques-structurales de la série remaniée du Lias.

a, Carte de la région de Szalajka

1, Calcaires oolithiques du Trias inférieur (TI-Gc) ; 2, Dolomies laminaires anisiennes (TM-Hd) ; 3, Volcanites ladiniennes (TM-Szp) ; 4, Calcaires à cherts noriens (TS-Rc) ; 5, Calcaires marmoréens clairs du Trias supérieur (TMS-Hpc) ; 6, Premier niveau de calcaires varicolores, micritiques, à quelques éléments resédimentés (TS-Rec) ; 7, Premier horizon de grands blocs de calcaire marmoréen clair, accompagné parfois d'un olistostrome (JIM-HJc) ; 8, Calcaires à cherts de Malomhegy, contenant à leur base des olistolithes de calcaires clairs (TSJI-Mc) ; 9, Deuxième niveau de calcschistes-calcaires varicolores, contenant des entroques, des cailloux de calcaires clairs et de volcanites altérées, et parfois des gros blocs de calcaire clair (JIM-Vc) ; 10, Deuxième horizon de grands blocs de calcaire marmoréen clair (JIM-HJc) ; 11, Schistes à lentilles de quartzites, formation de Tardos, appartenant aux nappes de Mónosbél-Szarvaskő (JIM-Ts) ; 12, Schistes à lentilles calcaires (JM-Os) faisant partie des mêmes nappes ; 13, Terril de la carrière de marbres

a, Contact de nappe ; b, Faille inverse tertiaire ; c, Décrochement tertiaire ; d, Tracé de la coupe ; e, Axe des plis synschisteux

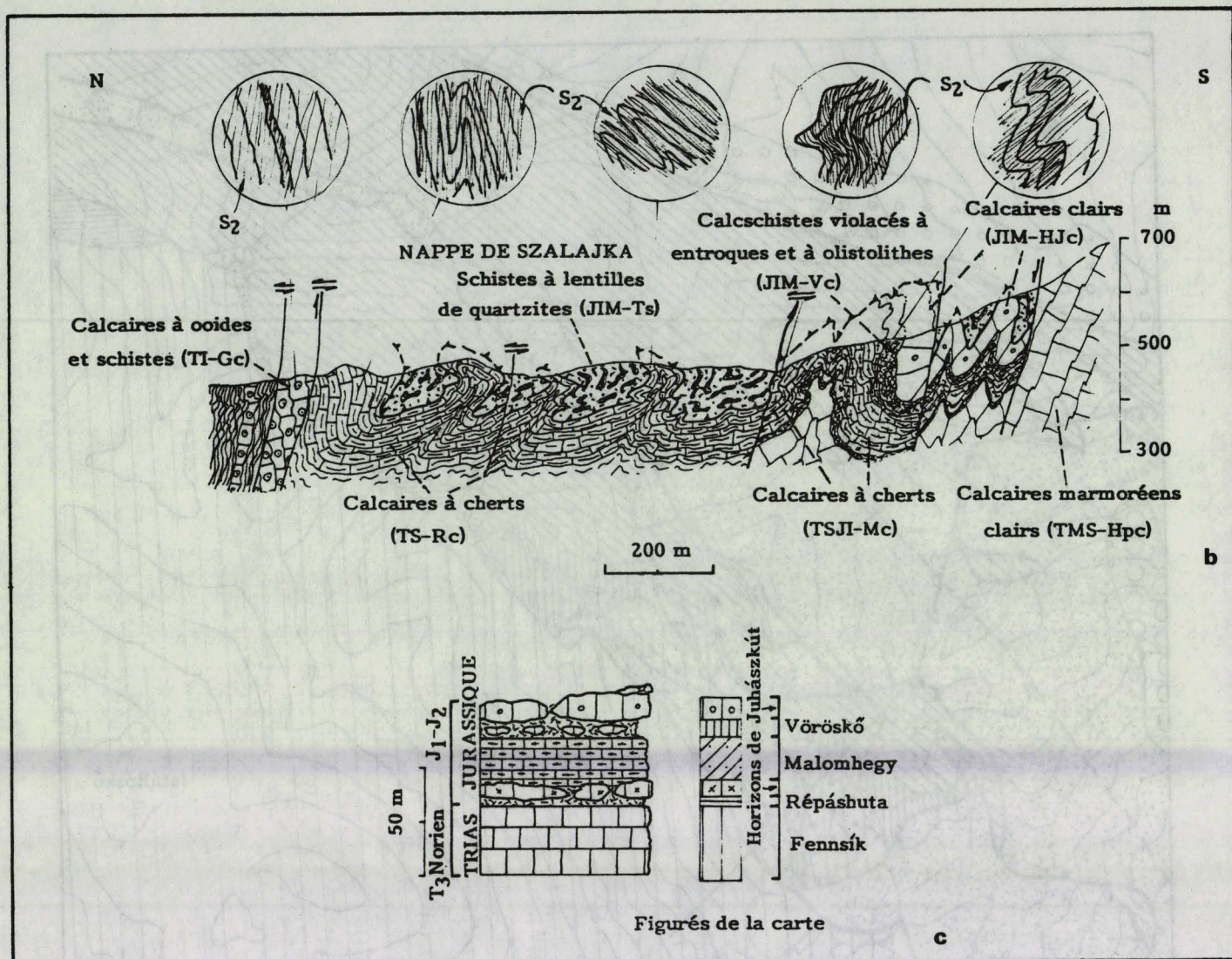


Fig. II.15. Suite de la légende

b, Coupe de Szalajka. Les cercles représentent les relations géométriques entre le litage et la schistosité régionale (S_2).
 c, Série stratigraphique déduite de la coupe : le sommet de la série de l'Anticlinal du Haut-Plateau

Formation de Répáshuta (TS-Rec).

Cette formation de quelques dizaines de mètres d'épaisseur constitue un des niveaux-repère sur le terrain. Les calcaires marmoréens à l'origine micritiques, de couleur rouge, rose ou jaune ont une apparence massive, mais dans la plupart des cas ils sont finement lités ou composés de lentilles colorées.

A part les tiges d'entroques, ils renferment de fines coquilles et parfois des cherts violacés. Ils contiennent toujours des débris de schistes épimétamorphiques, des grains de quartz et des minéraux argileux transformés en micas blancs. Parfois cette matière calcschisteuse de couleur rouge ou violacée ne forme qu'un mince niveau au sein des calcaires colorés plus massifs. Elle se caractérise par une grande teneur en entroques. La formation de Répáshuta n'affleure pas très bien à cause de sa faible résistance à l'érosion, mais grâce à ses éboulis facilement identifiables, elle se repère et se suit sur le terrain.

Cette formation a fourni des conodontes du Norien à plusieurs endroits dans le bloc de Répáshuta et celui de Lök, mais jusqu'à nos jours on n'a pas trouvé de fossiles issus de cette formation dans les coupes précitées. Certains caractères (p. ex. l'apparence en lentilles, les intercalations de calcschistes violacés similaires à la formation de Vöröskő) suggèrent qu'une partie de cette formation est resédimentée.

Son faciès originel est sans doute pélagique, son apparition au-dessus des calcaires marmoréens de Fennsík correspondrait à une modification de la morphologie de la plate-forme avec apparition de paléo-pentes liées elles-mêmes probablement à des phénomènes tectoniques extensifs et à l'amorce d'une subsidence rapide.

Formation de Malomhegy (TSJI-Mc).

Cette formation de calcaires légèrement métamorphiques à cherts jaunes peut succéder directement aux calcaires marmoréens de Fennsík (fig. II.14c) ou peut les suivre par l'intermédiaire du calcaire marmoréen coloré de Répáshuta (fig. II.14b). Les minces couches de calcaires gris sombre à l'origine micritiques, alternent souvent avec des passées de calcschistes. Les cherts à pâte jaune sont découpés en lentilles par la schistosité et forment des niveaux initialement continus. Quelques ombres de fossiles à coquilles fines, non identifiables et quelques grains détritiques se trouvent souvent dans la mésostase homogène et légèrement recristallisée.

Cette formation peut également renfermer des niveaux de lentilles de calcaires marmoréens clairs, très probablement des olistolithes, issus de la formation de Fennsík. Hélas, elle n'a pas fourni de fossiles, néanmoins sa position toujours à proximité de la formation pélagique de Répáshuta suggère un âge norien-rhétien. Les sédiments de cette formation indiquent un milieu de dépôt pélagique, où les phénomènes de resédimentation étaient courants. Eventuellement le remaniement de toute la matière de cette formation est à envisager (voir passages suivants).

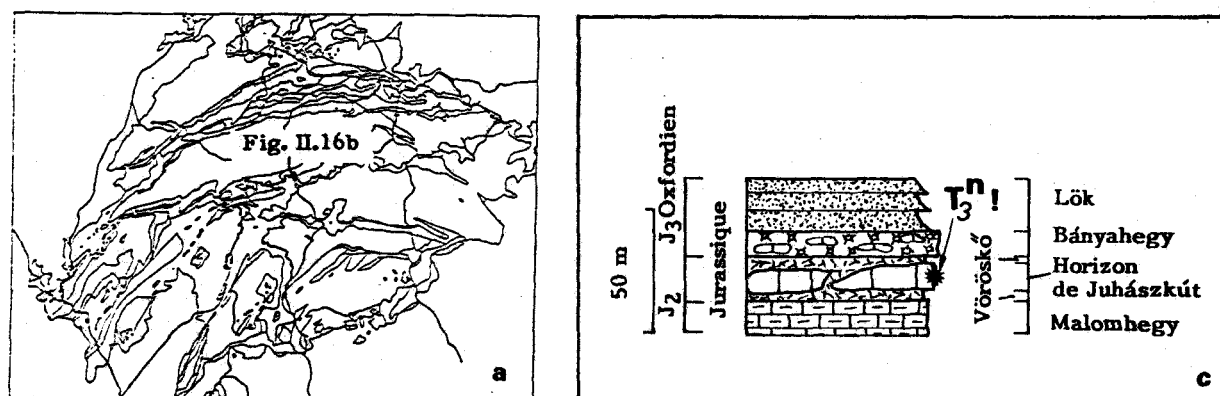


Fig. II.16 - L'affleurement de Bányahegy

a, Localisation de l'affleurement

b, La coupe de l'affleurement. Les cercles indiquent le rapport du litage (S_0/S_1) à la schistosité régionale (S_2). La partie septentrionale de l'affleurement est sur le flanc normal d'un pli synschisteux, tandis que la partie méridionale est sur le flanc inverse. Un accident sépare les deux flancs: l'accident lui-même semble être replissé par un pli postschisteux. Le gros bloc de calcaire clair de l'affleurement (JIM-HJc) contient une faune récifale norienne.

c, La série déduite de l'affleurement et de sa région. L'étoile représente le niveau daté.

Fig. II.16b. au verso.

Formation de Vöröskő (JIM-Vc).

Cette série, dont la puissance estimée est d'une vingtaine de mètres, constitue un bon niveau-repère, quand elle affleure. Elle est en relation intime avec les calcaires métamorphisés à cherts de Malomhegy (TSJI-Mc), les calcaires massifs clairs de Juháskút (JIM-Jc) et elle passe graduellement vers le haut aux radiolarites rouges de Bányahegy (JS-Br).

Elle est composée de calcaires marmoréens et de calcschistes lilas (rouges, violacés), toujours riches en matériaux détritiques fins (micas blancs, minéraux argileux, fragments de schistes) et de beaucoup d'entroques. Les grains sont toujours mal classés et très fréquemment des clastes de carbonates de couleurs et de tailles variables apparaissent dans la phase de liaison riche en séricite, chlorite et hématite. Les cherts rouges également fréquents constituent des minces niveaux dans ces calcschistes ou calcaires marmoréens lilas finement rubanés. On trouve souvent un niveau de gros blocs - l'horizon de Juháskút (JIM-Jc) - au sein de ces calcaires lilas. Ce niveau sera décrit un peu plus tard.

Sur le flanc septentrional du Haut-Plateau, cette formation à entroques est souvent accompagnée de tuffites, de morceaux de volcanites pour la plupart basiques et très altérées. Ceux-ci constituent des lentilles ou des éléments détritiques complètement hématitisés probablement d'origine volcanique dans le calcaire à entroques. Ces débris de volcanites altérées se trouvent toujours avec des lentilles de calcaires clairs marmoréens, ils sont aussi très probablement resédimentés. On peut même avancer l'hypothèse, que la couleur souvent violacée, parfois verte et la forte teneur en hématite de cette formation de Vöröskő sont dues aux apports de débris et d'altérites provenant de l'érosion des volcanites du Trias moyen et supérieur.

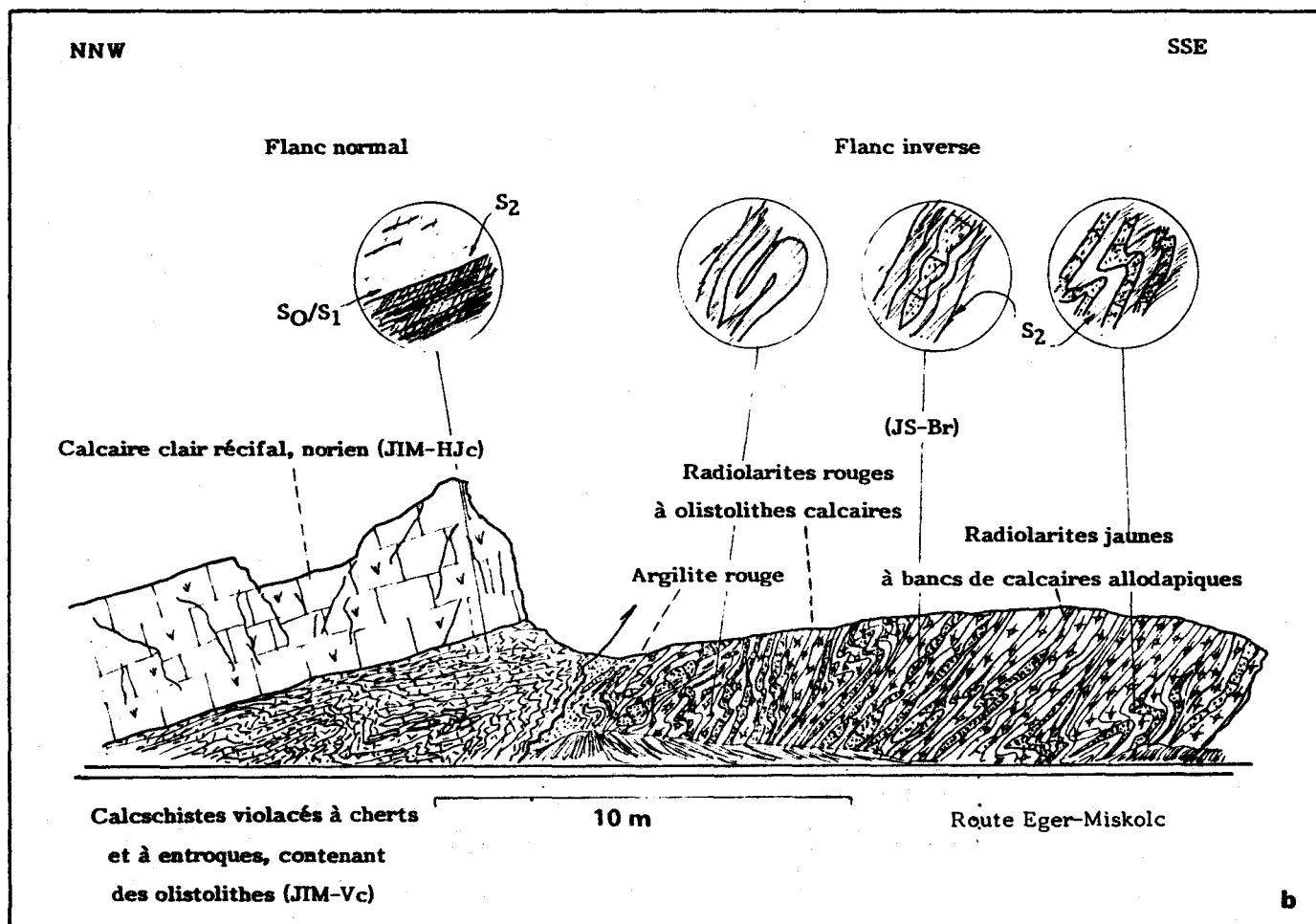


Fig. II.16.b. Légende page précédente.

Malheureusement les calcschistes violacés ne sont pas encore datés, mais le bloc de calcaire clair (JIM-HJc) se trouvant au-dessus, ou dans cette formation (fig. II.16), d'âge norien, leur donne un âge minimal. Vu le passage quasi continu et graduel de ces calcschistes lilas aux radiolarites rouges (JS-Br), leur âge réel serait plus proche de celui des radiolarites. Or celles-là, dans des situations stratigraphiques similaires, ont été datées de l'Oxfordien, (H. Kozur in A. Németh, 1984 ; P. De Wever et L. Dosztály, comm. pers.) ce qui impliquerait donc un âge jurassique inférieur à moyen pour la formation de Vöröskő (ou pour toute la série au-dessus des calcaires de Répáshuta). La formation des calcaires lilas indique un milieu de dépôt de pente, assez instable, dans lequel se sont déposés les éléments détritiques provenant du domaine paléogéographique du Bükk (volcanites, éléments de plate-forme, calcaires pélagiques parfois à cherts). Vu le très faible taux de sédimentation, une sédimentation condensée ou une érosion sous-marine intense avant le dépôt des radiolarites peuvent être envisagées.

Horizon de Juházkút (JIM-HJc).

Ce sont des grands blocs qui constituent un ou plusieurs niveaux plus ou moins continus dans la formation précédente ; ce niveau se suit bien sur le terrain. Les blocs sont formés de calcaires clairs marmoréens massifs. Ce niveau calcaire dont l'épaisseur moyenne est de 30-70 m, renferme par endroits une belle faune plus ou moins préservée d'origine récifale. On y trouve des vestiges de coraux, de mollusques, d'éponges et d'algues. D'après une détermination faite par E. Flügel *et al.*, (1986) cette faune donne un âge norien. Les cavités de ces calcaires massifs sont remplies par des marnes jaunes, dolomitiques, et souvent contiennent des grains de quartz. Au microscope, le calcaire est généralement recristallisé. Les fossiles et les structures sédimentaires s'observent plutôt sur des surfaces soumises à l'altération.

Il est très difficile de se prononcer sur l'âge et la nature de ces blocs. Leur aspect cartographique à certains endroits suggère que ces grands corps sont des olistolithes au sein de la formation de Vöröskő (JIM-Vc). L'existence d'olistolithes plus petits, mais identiques, observés en maintes affleurements (vallée de Szalajka, région de Vöröskő, secteur de Bányahegy etc.) ne fait que renforcer cette hypothèse. Il faut toutefois indiquer qu'à d'autres endroits (p. ex. la région de Sándorkő), le même niveau dans la formation de Vöröskő est constitué d'un banc qui semble être continu. En ces endroits la nature remaniée de ces calcaires de Juházkút est très difficile, voire impossible à démontrer. Il pourrait s'agir de blocs individuels, comprimés dans un niveau continu, ou de blocs de plus grande taille, aplatis et allongés par les déformations intenses, mais ces suppositions restent des hypothèses difficiles à vérifier.

Si l'on retient la nature remaniée de ces blocs de calcaire néritique emballés dans une formation pélagique, leur âge de mise en place dans le nouveau contexte sédimentaire est certainement plus jeune, que norien. A cause de l'âge de leur couverture sédimentaire formée des radiolarites (JS-Br) oxfordiennes, on peut envisager un âge jurassique inférieur ou moyen pour leur resédimentation.

Formation de Bányahegy (JS-Br) ("Radiolarites rouges").

Cette formation vient recouvrir la précédente parfois par l'intermédiaire de couches rouges d'argilites ou de calcschistes à cherts rouges de la formation de Vöröskő (JIM-Vc). D'après les coupes de Sándorhegy (fig. II.14b) et de Bányahegy (fig. II.16) il semble que ce niveau épais d'une vingtaine de mètres se développe sur les calcschistes de Vöröskő de façon continue. Dans le bloc du Haut-Plateau elle ne s'observe que sur son bord méridional, mais cette formation constitue un niveau-repère exceptionnel dans la montagne.

Ses couches centimétriques, séparées par des pellicules plus schisteuses ont le plus souvent une teinte rouge, jaune, parfois violacée, avec parfois des couches et taches vertes, voire noires. Bien que beaucoup de tests de radiolaires se trouvent condensés dans ces couches minces et silicifiées, les fossiles s'en dégagent très mal et sont extrêmement déformés. Il n'y a pas de datation dans le domaine de l'Anticlinal du Haut-Plateau, mais les radiolarites rouges occupant la même position stratigraphique ont donné des âges de l'Oxfordien (Malm inférieur) (H. Kozur *in* A. Németh, 1984 ; P. Pelikán et L. Dosztály, comm. pers. ; P. De Wever, comm. pers.). Au microscope, cette formation est constituée de radiolaires souvent aplatis et dissous, de séricite et de matière siliceuse cryptocristalline.

Les radiolarites rouges renferment, en certains endroits, beaucoup d'olistolithes calcaires (fig. II.14b) et même des niveaux de calcaires allodapiques granoclassés (fig. II.16 et P. Pelikán, comm. pers.). Ces calcaires légèrement métamorphiques sont des calcaires clairs, des blocs d'olistostromes calcaires, des calcaires sombres à entroques et des calcaires gris sombre à grains détritiques et à cherts. La matière des bancs allodapiques est très semblable à celle des calcaires à cherts.

Les radiolarites se sont déposées dans le même bassin plus ou moins instable que la formation de Vöröskő. Ce milieu de dépôt ne devait pas être très éloigné des régions plus élevées, formant la source des débris remaniés. L'apparition de la sédimentation siliceuse au dépend d'un dépôt, jusque là essentiellement calcaire, marque un changement de rapports entre la profondeur de la NCC et celle du substrat. Puisque les sédiments formant la suite de la série - les schistes ardoisiers de Lök (JS-Ls) - sont complètement exempts de matière carbonatée, on peut admettre que l'approfondissement relatif du substrat vis à vis du NCC s'est maintenu durant leur dépôt.

Formation de Lök (JS-Ls) (appelés aussi "schistes ardoisiers" ou schistes de Kisgyőr).

Cette formation d'épaisseur inconnue mais certainement forte (aux environs de 1 000 m) fait suite aux radiolarites rouges de Bányahegy (JS-Br) de façon continue. Elle est composée de schistes noirs, ardoisiers, contenant éventuellement des olistolithes de calcaires et de radiolarites à sa base. A part ce niveau, les schistes ardoisiers sont complètement dépourvus de matière carbonatée. Outre un clivage parfait (parfois selon deux surfaces) leur trait caractéristique est l'alternance cyclique de minces couches (0,5-2 cm) de quartzites et de lits un peu plus épais de schistes (d'anciennes aléurolites et argilites). Les bancs de grès quartzitique sont souvent granoclassés et présentent parfois les traces de structures sédimentaires : stratification entrecroisée, slumps. Les couches formées de la fraction fine montrent rarement des traces de bioturbation.

Les grains de taille fine à moyenne sont principalement constitués de quartz et de quelques fragments de roches épimétamorphiques altérées (schistes verts à muscovite, chlorite et quartz). Le matériau est recristallisé, le minéral fin principal étant le séricite. Dans la fraction grossière, on observe souvent des tests plus ou moins fragmentés de radiolaires. Malheureusement ceux-ci ne peuvent être dégagés qu'incomplètement et dissous.

A certains endroits les schistes ardoisiers contiennent des niveaux ou plutôt des lentilles de conglomérats et de brèches très mal classés, dont les galets sont composés de radiolarites, de fragments de schistes et rarement de fragments silicifiés de calcaires à oolithes. Il semble que ces roches aient été déformées avant leur dépôt. Un de ces conglomérats à Tárkány-*orom* a été daté du Bajocien à l'aide de radiolaires (P. Pelikán, H. Kozur *in* H. Kozur, 1984). Cette datation ne donne donc qu'un âge par excès, les fossiles ayant

été resédimentées. Ces schistes noirs du Lök viennent au dessus des radiolarites oxfordiennes, ils se sont donc déposés durant le Jurassique supérieur voire dans le Crétacé inférieur. La formation entière est légèrement silicifiée, d'où les bons affleurements et l'utilisation des plaquettes comme ardoises.

Les figures sédimentaires indiquent un environnement de pente, de type turbidite distale, avec beaucoup de matériel fin, les cycles de Bouma étant très minces et incomplets. L'explication possible de l'absence de matériel carbonaté a été donnée lors de l'étude des radiolarites de Bányahegy.

II.B.4. La stratigraphie de la région de Répáshuta et de la vallée du Lök.

a, Introduction

Le bloc de Répáshuta, allant de la faille limitrophe méridionale du Haut-Plateau à celle le séparant de l'unité de Derecske et du domaine de la vallée du Lök, (fig. II.2), révèle une stratigraphie très similaire à celle du domaine du Haut-Plateau.

A cause des très mauvaises conditions d'affleurement, on ne peut pas se prononcer quant aux contacts entre le calcaire marmoréen clair (formation de Fennsík, TMS-Hpc) formant l'essentiel de la masse rocheuse de Répáshuta, et les calcaires à cherts affleurant plus au NE (formation de Hollóstető, TS-Hc). Comme dans le cas du Haut-Plateau, le sommet de la série peut être décrit avec plus de précision.

b, Les coupes de la région de Répáshuta

La coupe de Répáshuta (fig. II.17b) montre que le bloc forme probablement un grand anticlinal couché, avec les mêmes formations au Nord et au Sud (malheureusement les structures internes dans les calcaires marmoréens clairs restent invisibles). A la sortie du village de Répáshuta, on trouve des affleurements de calcaires marmoréens colorés, lités, parfois à interlits de calcschistes et de cherts rouges (TS-Rec) d'où des conodontes noriens ont été extraits (P. Pelikán et S. Kovács, comm. pers.). Ce niveau est par endroits suivi d'un banc de calcaire massif, marmoréen, l'équivalent des calcaires de Juhászút (JIM-HJc). Le reste de la série est tronçonné par une faille normale, mettant en contact ces niveaux et les schistes ardoisiers du Lök (JS-Ls). Ici, les indices structuraux signalent le flanc normal d'un anticlinal.

Au Sud de la masse de calcaires marmoréens clairs (formation de Fennsík, TMS-Hpc) on retrouve des calcaires légèrement métamorphiques colorés, pélagiques, cette fois-ci sur le flanc inverse. Les conditions d'affleurement ne permettent de reconnaître que la présence de radiolarites rouges (JS-Br) relativement épaisses, comportant des lentilles de calcaires clairs, et de schistes ardoisiers du Lök (JS-Ls) leur succédant vers le Sud. On retrouve donc une série très similaire à celle du Haut-Plateau (fig. II.17e).

Les coupes de Gyökeres-tető et d'Imókó (fig. II.17c et d) révèlent cette même succession, avec de légères modifications dans le cas de la deuxième coupe. Elles se situent sur le flanc normal de l'Anticlinal de Répáshuta. La figure II.17c nous montre les calcaires de Répáshuta suivis par le niveau de calcaire marmoréen clair de Juhászút avec des ombres de fossiles, puis les radiolarites à nombreux olistolithes calcaires.

A Imókó (fig. II.17d), toujours dans la même unité tectonique, on trouve des calcaires marmoréens pélagiques, colorés, parfois à cherts rouges, suivis d'un mince niveau de calcaires marmoréens gris clair (horizon de Juhászút), puis d'un niveau plus épais de calcaires et calcschistes à cherts, la formation de Malomhegy. D'après la situation cartographique et les impressions de terrain, il semble que les calcaires marmoréens clairs passent latéralement à des calcaires-calcschistes à cherts (ou ce sont deux blocs différents, resédimentés dans le même niveau stratigraphique).

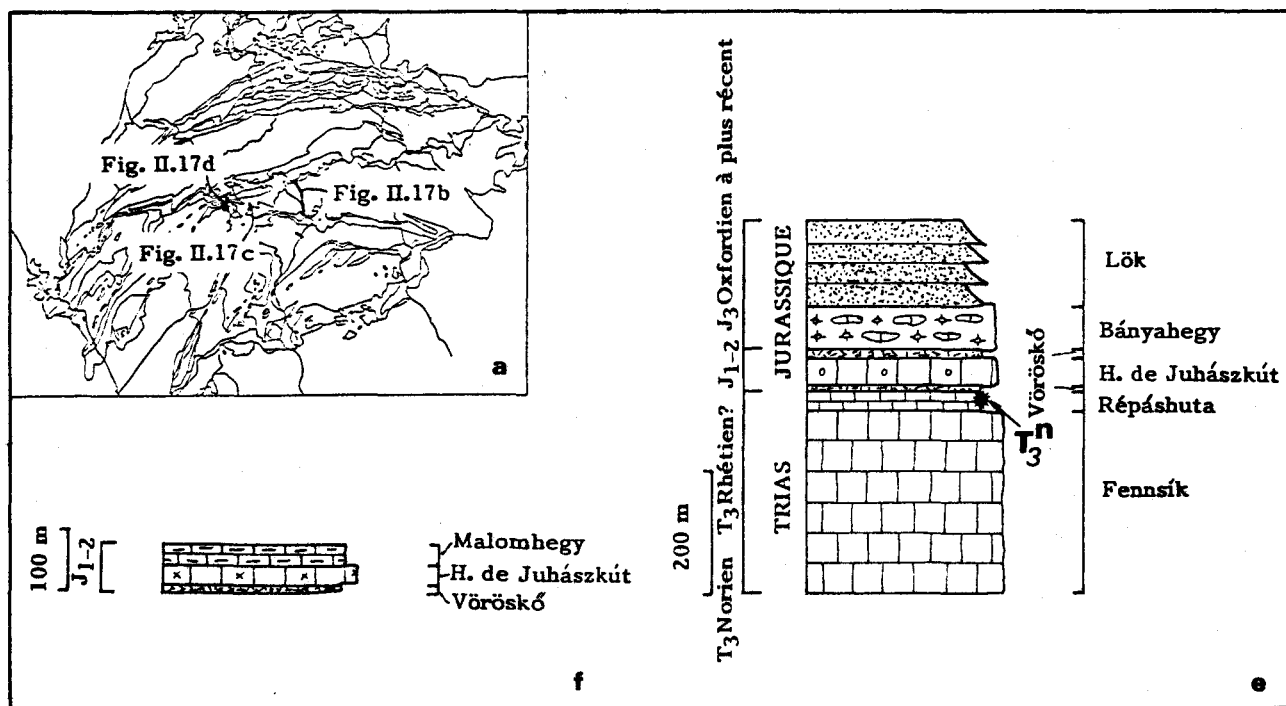


Fig. II.17 - Coupes représentant la série de l'Anticlinal de Répáshuta.

a, Localisation des coupes

b, La coupe de Répáshuta. Les cercles indiquent les relations géométriques de la stratification et de la schistosité régionale. Au Nord, les calcaires varicolores de Répáshuta sont séparés des schistes ardoisiers de Lök par une faille normale tertiaire.

c, La coupe de Gyökeres-tető.

d, La coupe d'Imókó. La coupe montre deux échailles : celle de Répáshuta au Nord, et celle de Derecske au Sud. Les cisaillements limitant les échailles tranchent le flanc normal de l'Anticlinal de Répáshuta. Les échailles deviennent ici beaucoup plus minces, qu'à l'Est et de nouvelles surfaces cisailantes (celles au Nord de la coupe) apparaissent. On note l'apparition de calcaires à cherts de Malomhegy (TSJI-Mc) sur l'horizon de calcaire clair de Juhászút.

e, Série stratigraphique de l'Anticlinal de Répáshuta

f, Série complétant cette première, déduite de l'affleurement d'Imókó.

Les calcaires à cherts de Malomhegy font suite latéralement et verticalement à l'horizon de Juhászút.

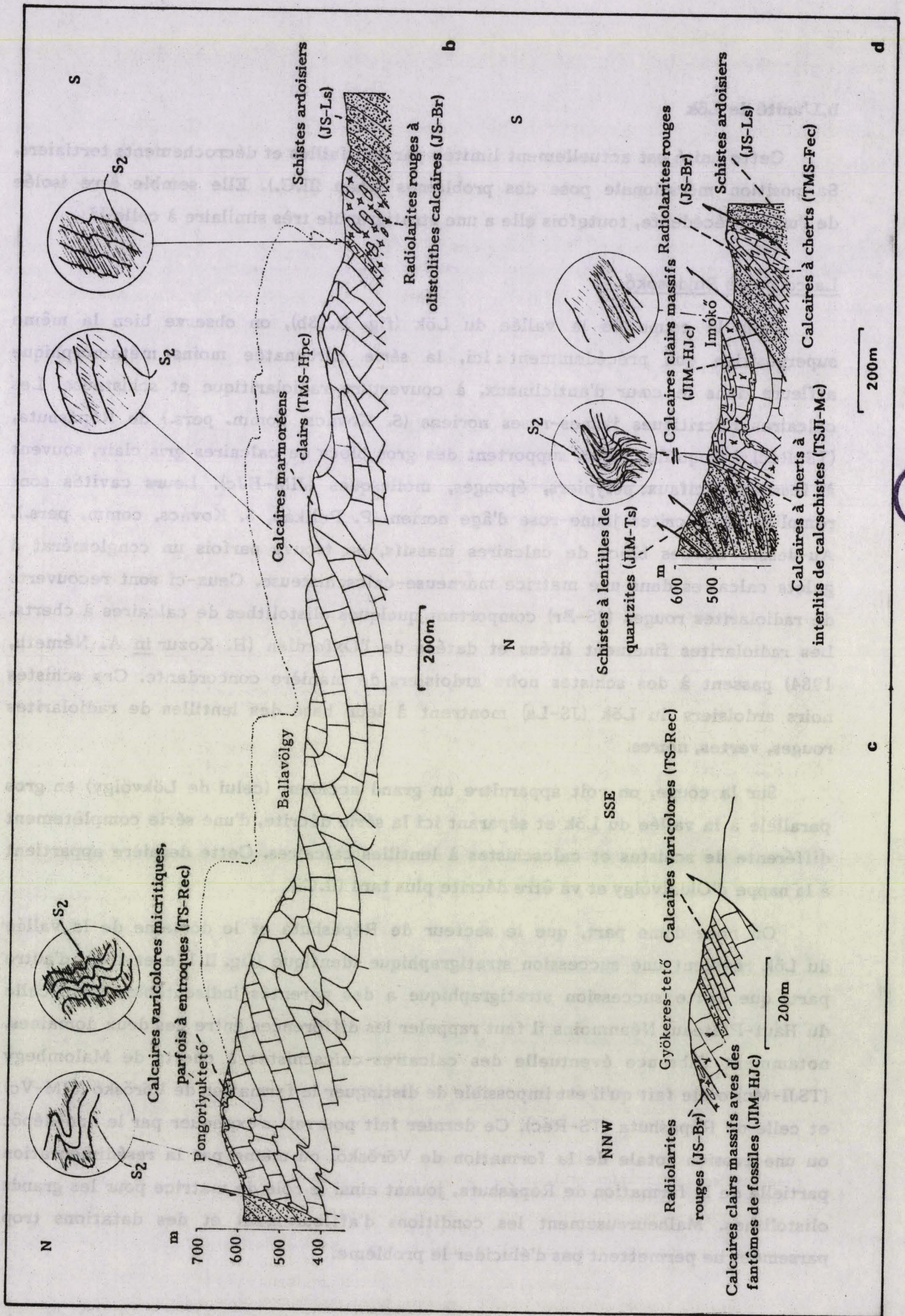


Fig. II.17b, c, d. Légende page ci-contre.

b, L'unité de Lök

Cette unité est actuellement limitée par des failles et décrochements tertiaires. Sa position méridionale pose des problèmes (chap III.C.). Elle semble être isolée de l'unité précédente, toutefois elle a une stratigraphie très similaire à celle-là.

La coupe de Bujdosókó

Dans la coupe de la vallée du Lök (fig. II.18b), on observe bien la même superposition que précédemment : ici, la série carbonatée moins métamorphique affleure dans le cœur d'anticlinaux, à couverture radiolaritique et schisteuse. Les calcaires micritiques jaunes-roses noriens (S. Kovács, comm. pers.) de Répáshuta, (TS-Rec) à coquilles fines, supportent des gros blocs de calcaires gris clair, souvent à fossiles récifaux : polypiers, éponges, mollusques (JIM-HJc). Leurs cavités sont remplies de micrites jaune-rose d'âge norien (P. Pelikán, S. Kovács, comm. pers.). Au-dessus de ces blocs de calcaires massifs, on trouve parfois un conglomérat à galets calcaires dans une matrice marneuse-calcschisteuse. Ceux-ci sont recouverts de radiolarites rouges (JS-Br) comportant quelques olistolithes de calcaires à cherts. Les radiolarites finement litées et datées de l'Oxfordien (H. Kozur in A. Németh, 1984) passent à des schistes noirs ardoisiers de manière concordante. Ces schistes noirs ardoisiers du Lök (JS-Ls) montrent à leur base des lentilles de radiolarites rouges, vertes, noires.

Sur la coupe, on voit apparaître un grand accident (celui de Lök völgy) en gros parallèle à la vallée du Lök et séparant ici la série décrite, d'une série complètement différente de schistes et calcschistes à lentilles calcaires. Cette dernière appartient à la nappe d'Oldal völgy et va être décrite plus tard (II.C.).

On note d'une part, que le secteur de Répáshuta et le domaine de la vallée du Lök révèlent une succession stratigraphique identique (fig. II.17e et 18c), d'autre part, que cette succession stratigraphique a des parentés indiscutables avec celle du Haut-Plateau. Néanmoins il faut rappeler les différences entre ces deux domaines, notamment l'absence éventuelle des calcaires-calcschistes à cherts de Malomhegy (TSJI-Mc) ou le fait qu'il est impossible de distinguer la formation de Vöröskő (JIM-Vc) et celle de Répáshuta (TS-Rec). Ce dernier fait pourrait s'expliquer par le non-dépôt ou une érosion totale de la formation de Vöröskő, ou même par la resédimentation partielle de la formation de Répáshuta, jouant ainsi le rôle de matrice pour les grands olistolithes. Malheureusement les conditions d'affleurement et des datations trop parsemées ne permettent pas d'élucider le problème.

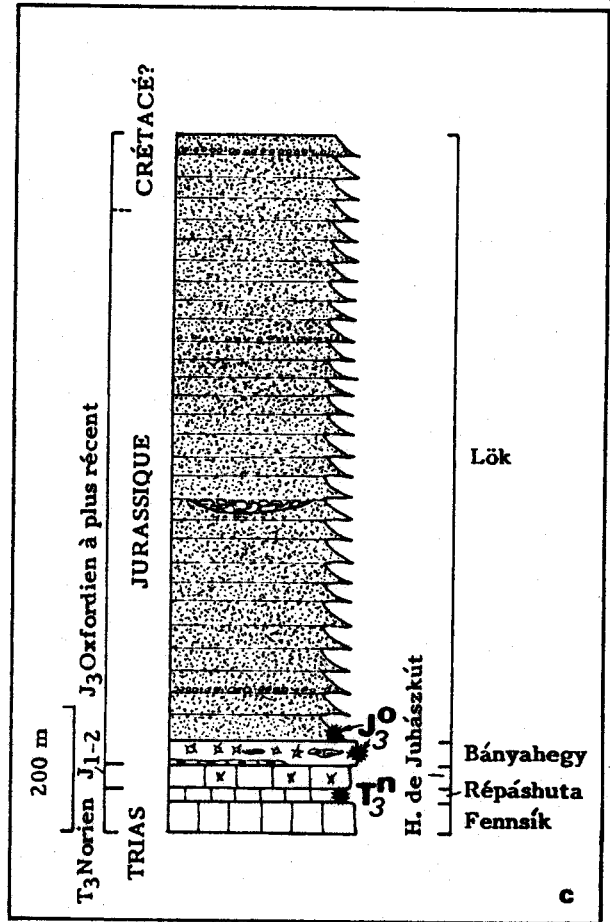
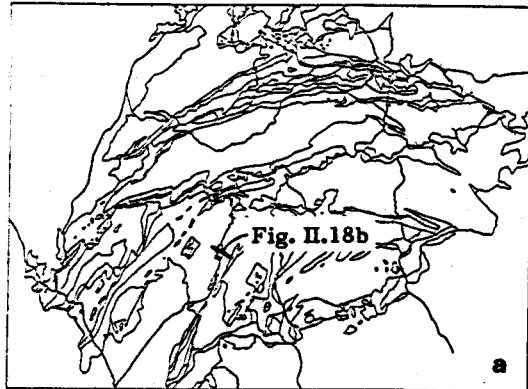
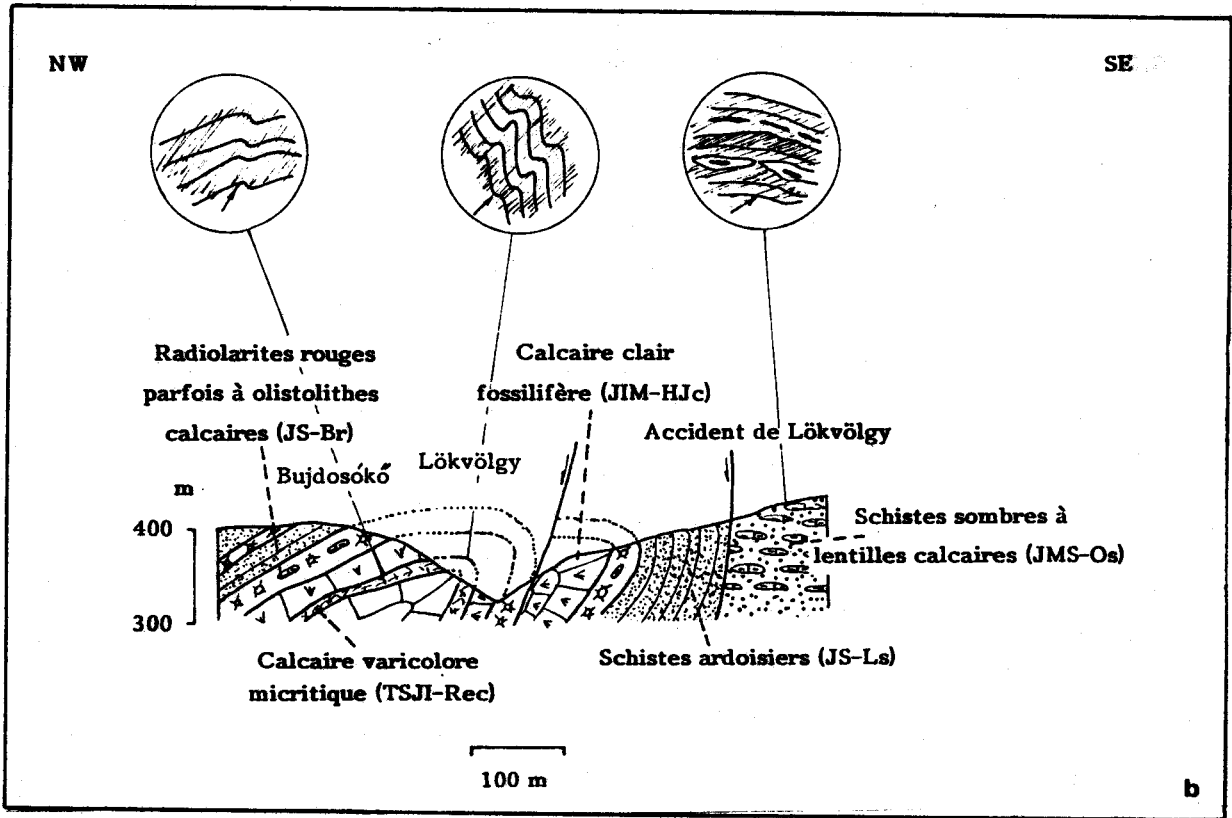


Fig. II.18 - Coupe représentant la série de l'unité de Lök.

a, Localisation de la coupe.
 b, La coupe de Bujdosókő. Les cercles indiquent les relations de litage/schistosité régionale. L'accident de Lökvölgy met en contact la série de Lök, appartenant à l'autochtone relatif et la série de la nappe d'Oldalvölgy, appartenant aux nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

c, La série de l'unité de Lök. Les étoiles indiquent les niveaux datés.

II.B.5. La stratigraphie du Bükk de l'Est.

a, Introduction

Le secteur du Bükk de l'Est comprend deux (peut-être trois) unités tectoniques : l'Unité de Derecske et l'Unité du Bükk de l'Est s. str., allant de la faille de Tebe à la bordure méridionale de la montagne. A ma connaissance, ce secteur montre une stratigraphie homogène, caractérisée par la moindre importance des calcaires de type Haut-Plateau et par l'existence d'une grande masse de calcaires à cherts. Il faut aussi noter que la majeure partie de ce domaine est difficilement accessible, et n'a été carté qu'une fois par Z. Schréter (1944) au 1/25 000. Mes levés ont été effectués sur les bords occidentaux de ces unités. Les datations parsemées montrent qu'il s'agit bien d'une série triasico-jurassique de l'autochtone relatif, surmontée par des nappes de type Mónosbél.

b, La série stratigraphique

On va étudier cette série du parautochtone à l'aide de deux coupes, complétées par deux sondages profonds (fig. II.19 et 20, sondages de Kgy.11 et Ft.7).

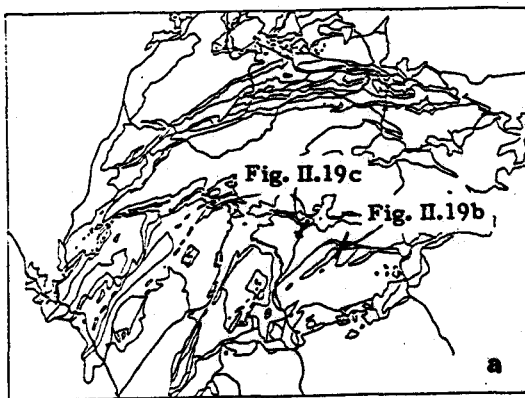
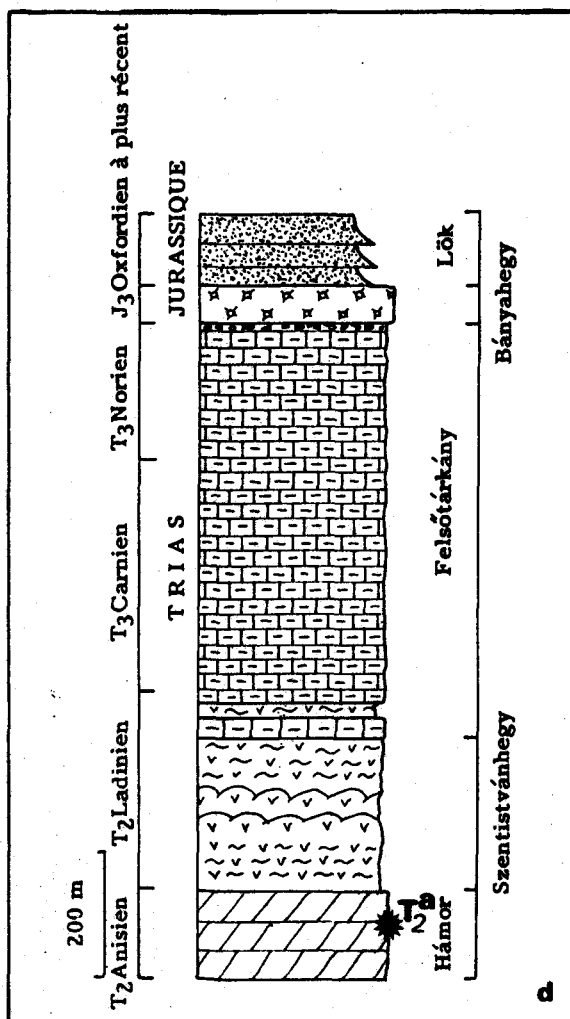


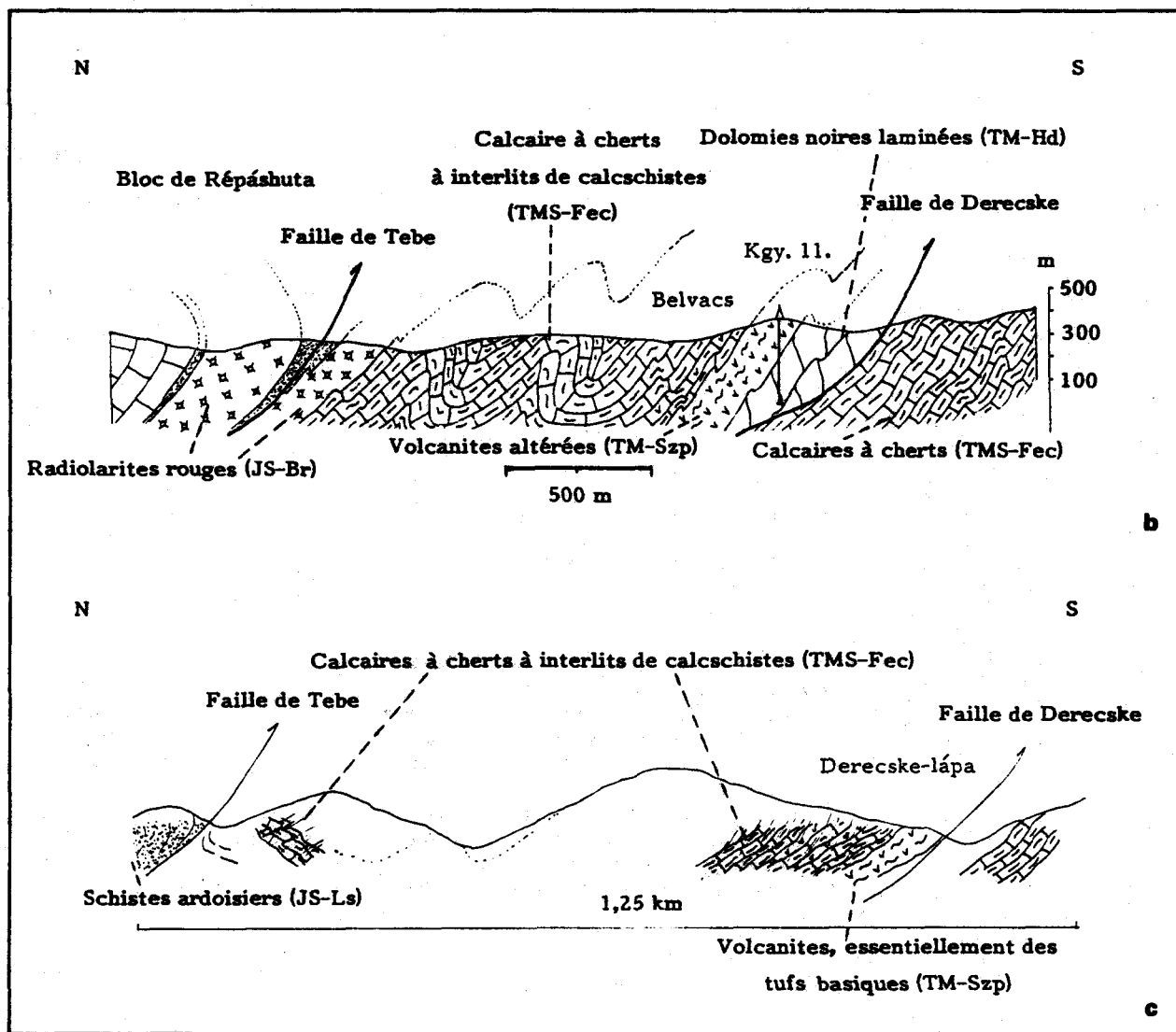
Fig. II.19 - Coupes à travers l'échelle de Derecske.
a, Localisation des coupes.
b, La coupe de Belvács. La coupe est complétée par les données du sondage Kgy.11., décrit par P. Pelikán.
c, Coupe le long de la vallée du Hór. Notez, que le cisaillement méridional tranche les volcanites aniso-ladiniennes et non plus les dolomies, et que le cisaillement septentrional passe au contact des schistes et des calcaires à cherts.
d, Série stratigraphique déduite des affleurements des environs de Derecske.



La coupe de Belvács

Dans la coupe de Belvács (fig. II.19b), on trouve des dolomies grises (TM-Hd) laminaires, en contact tectonique avec des calcaires à cherts (carte 1). Des foraminifères anisiens (P. Pelikán et A. Bércziné, comm. pers.) y ont été repérés (dans les échantillons issus du sondage). Ce fait et l'aspect cartographique de l'accident suggèrent un mouvement inverse vers le Sud. Les dolomies sont suivies par des volcanites, des tufs, tuffites et laves, pour la plupart basiques, transformées en schistes verts, équivalentes de la formation de Szentistvánhegy (TM-Szp). Le sondage Kgy. 11 a révélé l'existence de plusieurs interlits de calcaires gris, parfois à cherts au sein des tufs.

Le niveau de volcanites passe à des calcaires sombres légèrement métamorphisés, bien lités, à interlits de calcschistes et parfois à lentilles et à passées de cherts. Ces cherts ont un aspect plutôt sombre, parfois varicolore, brun. Cette formation de calcaire pélagique donne des âges du Trias supérieur au Sud, dans la région de Felsőtákány (TMS-Fec). Elle est recouverte par un niveau de radiolarites rouge-brun, analogues de la formation de Bányahégy (JS-Br), puis par des schistes ardoisiers du Lök.



La faille inverse de Tebe, limitant les écailles de Derecske et de Répáshuta, passe dans, ou à la limite des schistes ardoisiers. Une série moins complète peut être vue sur la coupe de la vallée du Hór (fig. II.19c) où le sommet de la série est tronçonné par la faille de Tebe. Le log résultant de l'analyse de ces coupes (fig. II.19d) montre bien la différence dans la stratigraphie de cette unité comparée à celles du Haut-Plateau ou de Répáshuta : les masses épaisses de calcaires néritiques sont remplacées ici par des calcaires plutôt pélagiques.

Les coupes dans la région de Felsőtárkány

La coupe de Felsőtárkány (fig. II.20b) nous montre une série très similaire à la précédente. Les dolomies finement litées, grises affleurent dans une grande carrière, où elles ont été datées de l'Anisien. Elles sont suivies par des volcanites, dont la stratigraphie fine s'observe dans le sondage Ft.7, décrit par P. Pelikán. Sur ces carbonates tuffitiques viennent successivement des tuffites et des schistes noirs, un corps de porphyre quartzeux, un niveau de radiolarite, puis des tuffites. Le sommet de la série volcanogénique est formé d'un niveau de diabases, de grès et d'altérites volcaniques. Cet ensemble est bien l'équivalent de la formation de Szentistvánhegy (TM-Szp), avec son chimisme bimodal.

La passée de radiolarite a été datée du Ladinien (P. Pelikán, L. Dosztály, comm. pers.). La formation de volcanites est suivie par des calcaires gris, légèrement métamorphiques, avec des minces interlits de calcschistes. Ces calcaires (Formation de Felsőtárkány, TMS-Fec) renferment des lentilles ou des niveaux de cherts généralement noirs, devenant de plus en plus abondants vers le haut. Ils ont été datés du Carnien, mais quelques macrofossiles déformés trouvés par Z. Schréter (1944) pourraient indiquer la présence du Ladinien. Un peu plus au SW de la coupe, ces calcaires à cherts évoluent vers un calcaire gris sombre pélagique sans ou avec peu de cherts, renfermant des fossiles pélagiques noriens (K. Balogh, 1964, H. Kozur et R. Mock, 1977). Ce calcaire ("calcaires de Nagyeged"), très similaire au précédent, est assimilé à la formation de Felsőtárkány.

Fig. II.20 - Coupes caractéristiques de l'écaille du Bükk de l'Est.

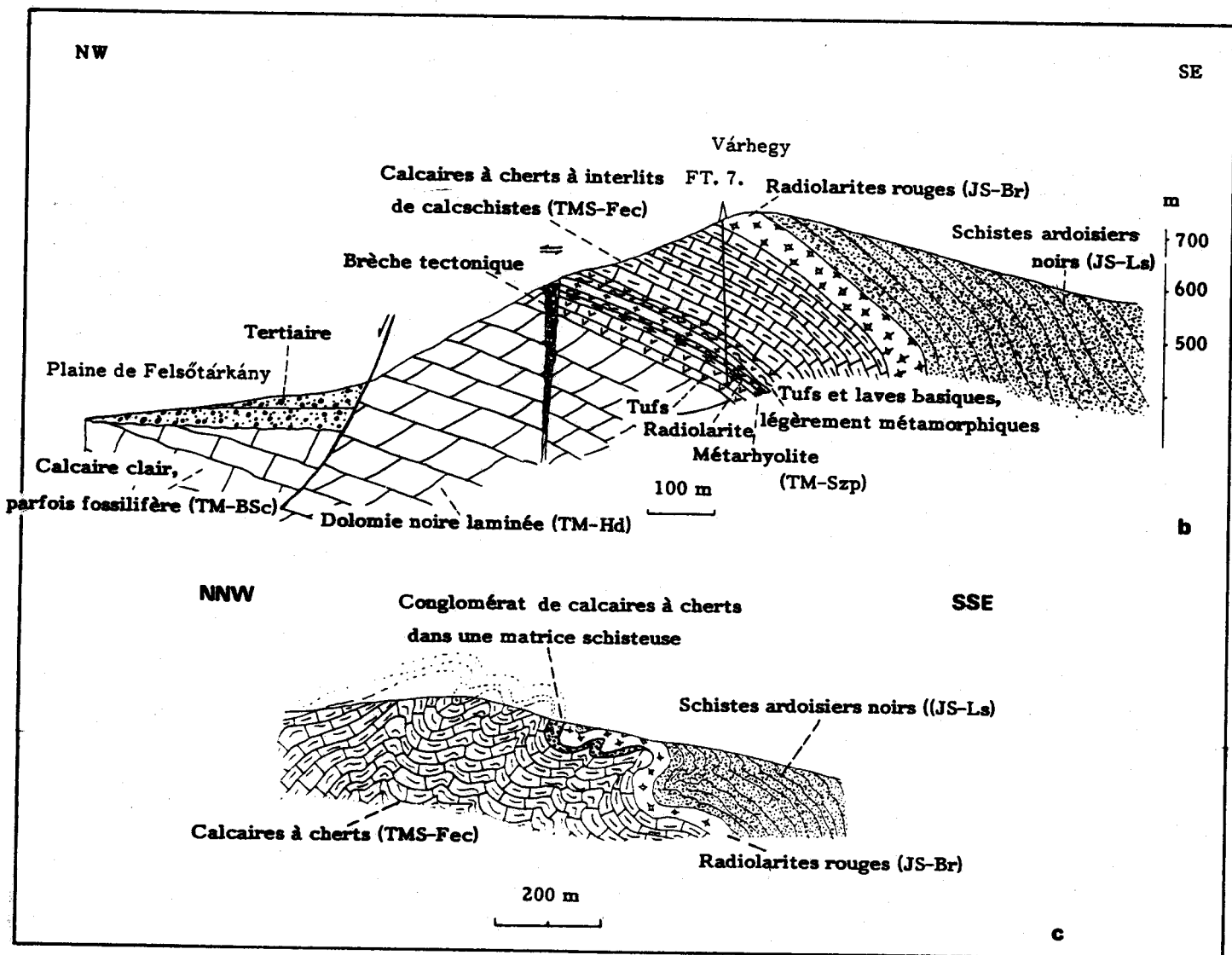
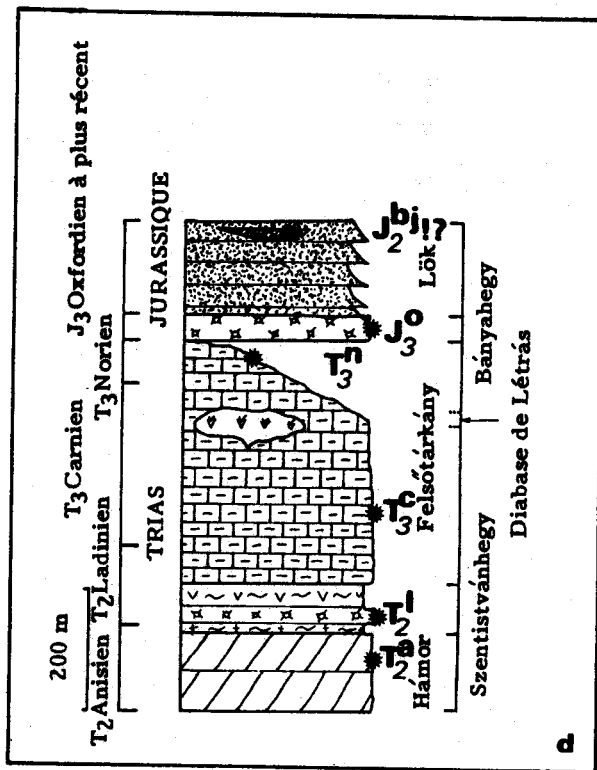
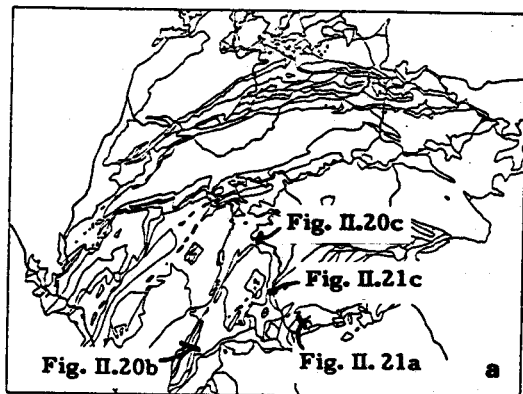
a, Localisation des coupes.

b, La coupe de Felsőtárkány (d'après Kilényi, 1954, modifiée). La coupe est complétée par des données du sondage Ft. 7., décrit par P. Pelikán. Sur la coupe vous pouvez remarquer l'accident normal rejoignant ensuite celui de Lök.

c, La coupe de Nagy-ökrös, construite d'après les données de L. Fodor.

Cette coupe montre la situation stratigraphique des olistostromes calcaires sur les calcaires à cherts. Ce niveau resédimenté est local et rare.

d, Série stratigraphique du Bükk de l'Est. Les étoiles représentent les niveaux datés.



Celle-ci est recouverte par des radiolarites rouges (JS-Br), parfois par l'intermédiaire d'un niveau de conglomérat calcaire, dont la matrice est schisteuse (fig. II.20c). Les radiolarites ont été datés de l'Oxfordien à Nagy-ökrös (P. Pelikán, L. Dosztály, comm. pers., et P. De Wever, comm. pers.). Elles passent à des schistes ardoisiers noirs de la formation de Lök (JS-Ls), dans laquelle un niveau de conglomérats à galets de radiolarites a été daté du Bajocien (H. Kozur, 1984).

Deux autres coupes permettent de compléter la série stratigraphique obtenue (fig. II.20d). Celle de Setét-völgy (fig. II.21a) révèle les contacts (mal visibles) de la formation de Felsőtárkány avec un calcaire marmoréen clair, celui de Berva-Subalyuk (TM-BSc). Le degré métamorphique de ces carbonates clairs décroît vers le Sud où ils offrent une belle faune néritique, voire récifale, d'âge ladinien (F. Velledits et Cs. Péror, 1986). La coupe (fig. II.21a) révèle le passage latéral et vertical des calcaires marmoréens clairs de Berva-Subalyuk aux calcaires à cherts de la formation de Felsőtárkány. Le faciès intermédiaire est un calcaire gris sombre bien lité, à passées détritiques minces (fig. II.21b). Malheureusement on ne connaît à nul endroit les assises se situant en-dessous des calcaires de Berva-Subalyuk, mais d'après leur âge et les séries les entourant on peut supposer qu'ils gisent sur les volcanites de Szentistvánhegy (TM-Szp).

L'autre détail important est visible sur la coupe de Zsilipes-lápa (fig. II.21c), qui montre une intrusion basique (diabase de Létrás, TS-Ld) au sein des calcaires à cherts. Ici aussi, les carbonates de la formation de Felsőtárkány (TMS-Fec) sont suivis par des radiolarites (JS-Br), puis par des schistes ardoisiers (JS-Ls). On a droit de penser qu'il s'agit de l'épisode volcanique intrusif-effusif présent à Létrás ou à Hollóstető, où l'âge des sédiments affectés est carnien. C'est pourquoi j'ai admis le même âge pour les volcanites dans cette coupe.

Les dolomies anisiennes de la formation de Hámor, ayant les mêmes caractéristiques que celles décrites précédemment, ne seront pas évoquées ici.

Formation de Szentistvánhegy (TM-Szp).

On peut compléter ici la description des volcanites d'après les sondages Ft.7 et Kgy.11 décrits par P. Pelikán (comm. pers.) Outre des corps et niveaux de diabases et de paléorhyolites, on observe mieux la relation intime des sédiments et des volcanites (que l'on trouve mal exposés dans les coupes du Nord, par exemple fig. II. 4, 5). Les niveaux volcaniques alternent avec des phyllades, rarement avec des radiolarites et par endroits avec des calcaires marmoréens gris.

D'après le sondage Ft.7 il semble, que les niveaux supérieurs des volcanites sont plutôt basiques et tuffitiques, ou correspondent à des intrusions. Les caractéristiques observées dans les domaines du Bükk de l'Est sont identiques à celles rencontrées au Nord et NE de la montagne (voir II.B.2) et indiquent une activité volcanique assez longue dans le temps (fin de l'Anisien - Carnien) dont le paroxysme se serait produit au début du Ladinien.

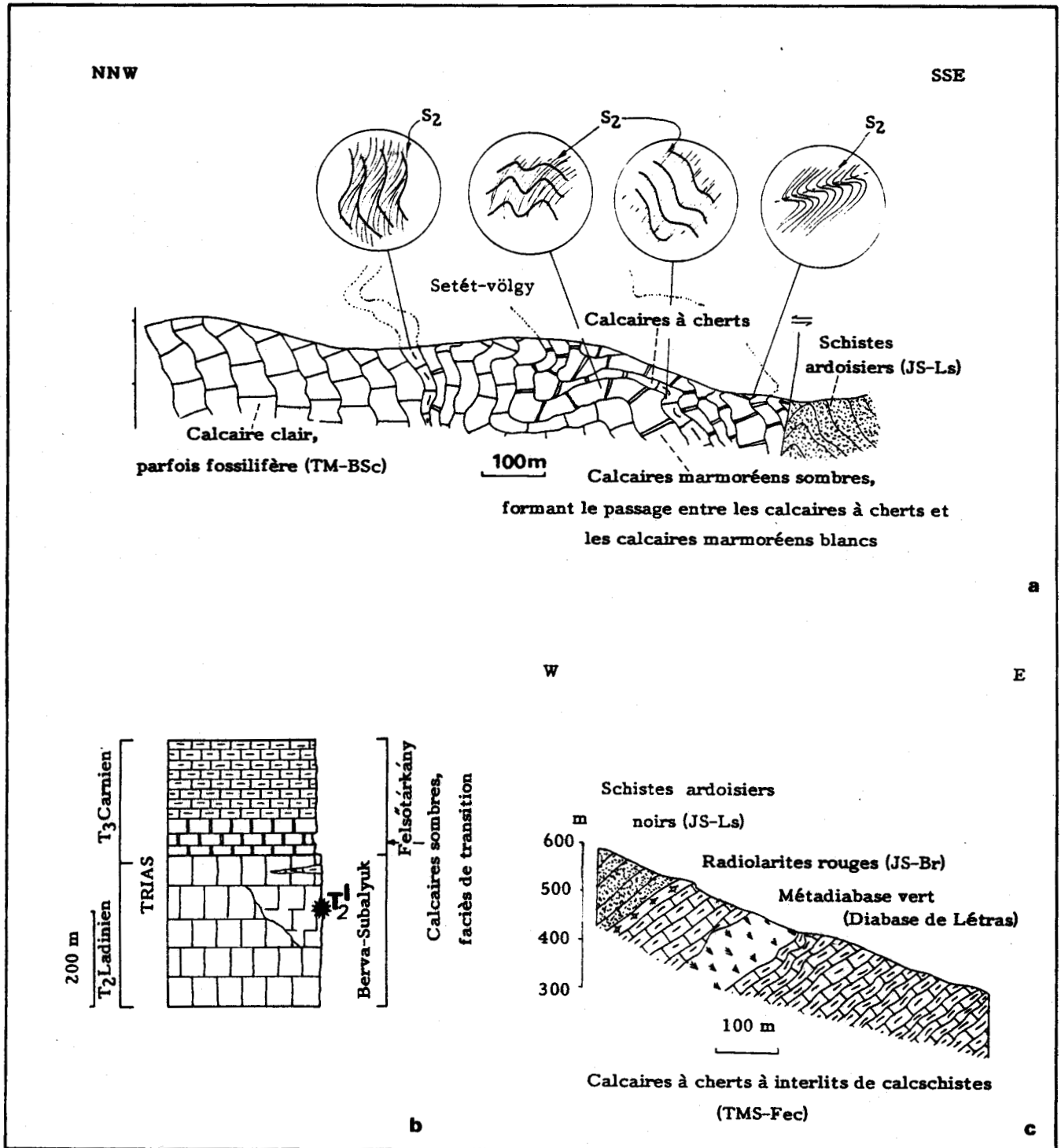


Fig. II.21 - Coupes complémentaires pour la stratigraphie du Bükk de l'Est.

Localisation sur la figure II.20a

a, Coupe de Setét-völgy. La coupe montre, que les calcaires marmoréens clairs (TM-BSc), les calcaires marmoréens sombres sans cherts et les calcaires à cherts (TMS-Fec) alternent, avec des faciès sombres devenant prépondérants vers le haut.

b, Colonne stratigraphique déduite des affleurements de Setét-völgy. L'étoile représente les datations dans les faciès péri-récifaux du calcaire de Berva-Subalyuk.

c, La coupe de Zsilipes-lapa. Cette coupe révèle un corps basique (Diabase de Létras), injecté dans les calcaires à cherts (TMS-Fec)

Formation de Berva-Subalyuk (TM-BSc).

Ces calcaires épais (plus de 300 m), de degré métamorphique graduellement décroissant vers le Sud, sont de couleur gris clair, parfois blanche, présentant toute une gamme de faciès de sites de plate-forme (récif, lagon intertidal, faciès proches du récif, talus) (F. Velledits et Cs. Péro, 1986). Quelques uns de ces faciès fournissent une faune riche en éponges, polypiers, algues dasycladacées et mollusques. Parfois on trouve même des lumachelles d'ammonites. D'autres faciès sont par contre complètement dépourvus de fossiles même dans les roches nonmétamorphiques (une des raisons possibles du manque de fossiles dans les calcaires marmoréens clairs). Les fossiles indiquent un âge ladinien, peut-être carnien inférieur (donc le même que l'âge probable de la formation de Fehérkő et de la partie basale de la formation de Fennsík).

Ces calcaires clairs marmoréens semblent passer aux calcaires à cherts par l'intermédiaire d'un faciès de calcaires marmoréens sombres, bien lités, comportant des minces interlits d'argilites jaunes. Jusqu'à présent on n'a pas trouvé de traces de volcanisme dans ces calcaires, un phénomène curieux que l'on observe aussi dans les Montagnes Transdanubiennes, à la même époque. De par leur âge et de par leur faciès, ces calcaires de plate-forme sont les équivalents de la formation de Fehérkő et de la partie basale de la formation de Fennsík.

Formation de Felsőtárkány (TMS-Fec).

On désigne par ce nom l'importante masse (200-400 m) de calcaires plus ou moins métamorphiques sombres, à interlits réguliers de gros cherts généralement noirs et de minces couches de calcschistes bruns, gris sombre. Le calcaire était à l'origine micritique et bien lité : il forme des bancs de 20-30 cm.

Son faciès le plus fréquent est micritique, avec quelques coquilles fines ou des boules carbonatées (radiolaires calcitisées ?). On y rencontre également (surtout vers le sommet de la série) des micrites à petits points noirs (grains siliceux), des faciès à peloides, des faciès à grands intraclastes arrondis, des faciès à ooides, des passées à entroques resédimentées dans une matrice micritique, des faciès (des lentilles) gris clair sans cherts et des micrites noires, très silicifiées (spongolites).

En quelques endroits (fig. II.20c), succédant aux calcaires à cherts, on trouve un conglomérat de même matière, dont la matrice est argileuse-marneuse. D'après la cartographie, il s'agit d'un niveau resédimenté local.

A l'Est de la vallée de Hór on trouve des lentilles dolomitiques dans les calcaires à cherts : ces lentilles ont été qualifiées de sédimentaires par Z. Schréter, (1944) et par I. Friedelné et P. Pelikán, (1984). D'après mes observations, il s'agirait dans la plupart des cas de filons hydrothermaux ou métagénétiques de dolomie, car cette dernière est à gros grains, et semble remplacer progressivement des calcaires à cherts. En plus, ces dolomies correspondent visiblement à des directions de failles, enracinées dans les dolomies anisiennes, source probable de la matière magnésienne. En quelques rares affleurements, l'origine sédimentaire de niveaux dolomitiques sombres à cristaux fins n'a pas pu être exclue.

Les faciès oolithiques contiennent des Miliolidae, qui ne donnent pas d'âge exact, et les faciès micritiques fournissent des fossiles pélagiques en de rares endroits (ammonites et lamellibranches pélagiques déformés, indiqués par Balogh, 1964). Les conodontes provenant de ces calcaires indiquent un âge triasique supérieur (carnien-norien, P. Pelikán, S. Kovács, comm. pers., Kozur et Mock, 1977).

Le milieu de dépôt de ces calcaires a été sans doute pélagique, mais pas forcément très profond. Leur couleur sombre signale un taux de dépôt relativement rapide ou une mauvaise circulation des eaux (bassin intra-plate-forme?). Les phénomènes de resédimentation et l'apparition de faciès d'eau moins profonde indiquent d'une part l'état instable de ces régions, d'autre part la proximité relative des faciès de plate-forme. Hélas on ne possède pas d'arguments en ce qui concerne l'âge de cette resédimentation.

Formation de Bányahegy.

Une seule observation importante est à noter pour cette formation : les radiolarites généralement rouges, bien litées de l'Oxfordien (P. Pelikán, L. Dosztály, comm. pers.) ne contiennent pas d'alistolithes.

II.B.6. Synthèse et corrélation de la stratigraphie de l'autochtone relatif.

Les colonnes stratigraphiques proposées pour les quatre grands domaines sont présentées sur la fig. II.22. Les séries semblent homogènes jusqu'à l'Anisien et à partir du Jurassique supérieur, mais montrent une grande variété faciologique au cours du Trias moyen et supérieur.

Quelques termes datés et quelques successions similaires permettent la corrélation des séries des différents blocs. Telle formation est celle de Hámor, composée de dolomies laminaires anisiennes, datées et présentes à trois différents points du massif. Bien que non datées, les volcanites de Szentistvánhegy se reconnaissent également, grâce à leur chimisme bimodal (porphyres quartzeux et diabases) et grâce à leur position stratigraphique suivant les dolomies. Les calcaires néritiques de Fehérkő et de Berva-Subalyuk peuvent être également parallélisés, car ils ont un âge (prouvé par des fossiles) ladinien. Admettant l'interprétation de la stratigraphie des marbres du Haut-Plateau (p. 84) la partie inférieure de cette formation serait également d'âge ladinien.

Une autre possibilité de corrélation est offerte par des calcaires à cherts du Trias supérieur. Les calcaires noriens de Rónabükk se parallélisent directement avec les termes supérieurs de la formation de Felsőtárkány, de même âge. Les calcaires de Hollóstető sont en partie équivalents de la formation de Felsőtárkány, tous deux possédant des couches carniens. Puisque cette datation a été obtenue vers la base de la formation de Hollóstető, affleurant sur une épaisseur considérable, on peut supposer qu'elle s'étend jusque dans le norien, et serait aussi l'équivalent de la formation de Rónabükk.

Un des meilleurs niveaux-repère est la formation de Bányahegy. Ces radiolarites rouges ont été datées de l'Oxfordien dans deux blocs différents, suivant différents faciès du Trias. Bien que non datées dans le bloc du Haut-Plateau, elles occupent une position identique à celle dans le bloc du Lök ; de plus, toute la série les entourant semble très bien correspondre. A l'aide de ce niveau, on peut également soupçonner un parallélisme entre la série resédimentée liasique des blocs du Haut-Plateau et Répáshuta et le niveau de conglomérat calcaire du bloc du Bükk de l'Est.

L'homogénéité de l'autochtone relatif.

La cartographie révèle l'existence de grands accidents de différentes natures, la question se pose donc : est ce que l'autochtone relatif a été continu ou est-ce que les blocs visibles actuellement définissent des domaines très distaux?

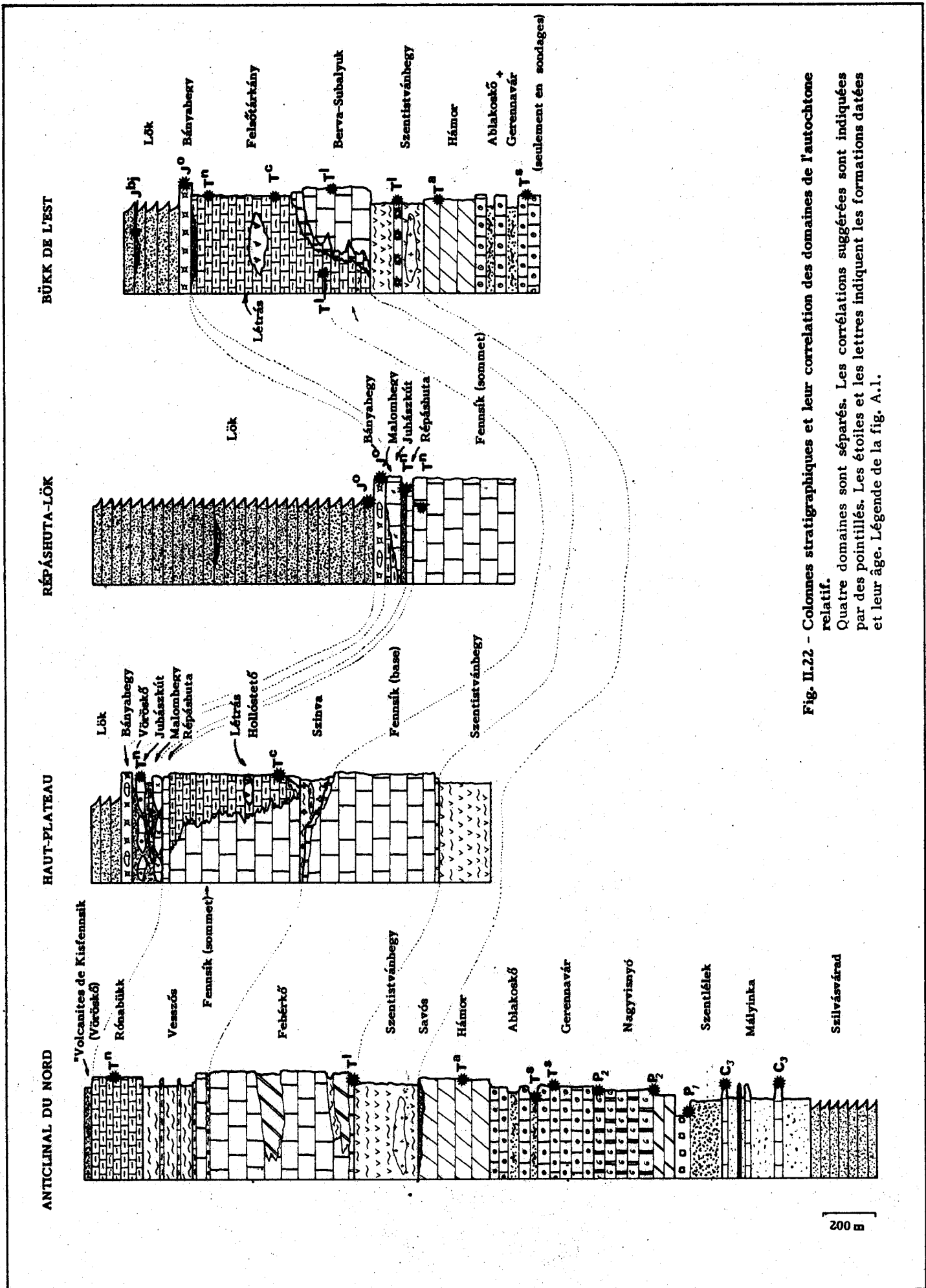


Fig. II-22 - Colones stratigraphiques et leur correlation des domaines de l'autochtone relatif. Quatre domaines sont séparés. Les correlations suggérées sont indiquées par des pointillés. Les étoiles et les lettres indiquent les formations datées et leur âge. Légende de la fig. A.1.

Quand on peut observer, les termes du Trias Moyen (surtout de l'Anisien-début de Ladinien) montrent une homogénéité dans tout le massif, dans tous les secteurs de faciès, qui se différencient après. Au cours du Trias moyen et supérieur, après cette différenciation des faciès, deux bassins et une plate-forme se créent. Les faciès de bassin ne semblent pas indiquer des profondeurs excessivement grandes et surtout pas de domaine océanique. A la même époque, dans l'océan présumé le plus proche, celui de Melléte, se déposent des schistes et radiolarites sur des basaltes tholeiitiques (II.E.). On n'observe pas de trace de ces roches dans l'autochtone relatif du Bükk, ni les faciès de transition vers ces domaines de dépôt.

Dans le jurassique, les radiolarites et les schistes ardoisiers semblent recouvrir de manière homogène les divers domaines de dépôt du Trias. Cet argument ne vaut pas pour le domaine de l'Anticlinal du Nord, car les schistes ardoisiers y sont absents. Là, les nappes de Mónosbél-Szarvaskó recouvrent directement les roches du Trias. Sur la fig. II.15, on observe cependant, que la même formation des nappes surmonte les assises de l'anticlinal du Nord mais aussi les couches appartenant au bloc et à la série du Haut-Plateau.

Ces arguments montrent, que l'autochtone relatif s'est comporté en une unité relativement homogène et continue au cours de son histoire géologique.

II.C. LES NAPPES DE TYPE SZARVASKÓ ET MÓNOSBÉL.

II.C.1. Le secteur de Szarvaskó

La coupe de Szarvaskó.

La région de Szarvaskó est devenue un des endroits-type pour l'étude des nappes dans la montagne du Bükk. La région est constituée de roches mafiques intrusives et extrusives et de deux types de schistes. Après une cartographie détaillée, Z. Balla (1983) a avancé les observations suivantes (carte 1, fig. II.23) :

- . les volcanites sont toujours mises en place dans des schistes à lentilles gréseuses et non dans les schistes à lentilles calcaires ;
- . on observe deux niveaux d'intrusions : le premier est suivi par des roches effusives (partie SW de la coupe), le deuxième vient géométriquement au-dessus de laves en coussins. En plus, les roches intrusives semblent affecter le même niveau lithologique, c'est-à-dire les schistes à lentilles et à bancs de quartzites. Malgré la proximité des intrusions, on ne trouve ni de roches magmatiques, ni de trace de leurs effets thermiques dans les schistes à lentilles calcaires ;
- . les roches effusives contournent un "noyau" de roches intrusives en forme de fer à cheval, une forme que l'on reconnaît même pour les roches effusives centrales. Les mêmes formations apparaissent symétriquement de part et d'autre des volcanites (les affleurements au SE sont quelque-peu cisailés par des décrochements tertiaires). En outre, les polarités stratigraphiques déduites de la forme des coussins et des stratifications entrecroisées des quartzites (fig. II.23c) montrent un rajeunissement toujours vers le centre du "fer à cheval".

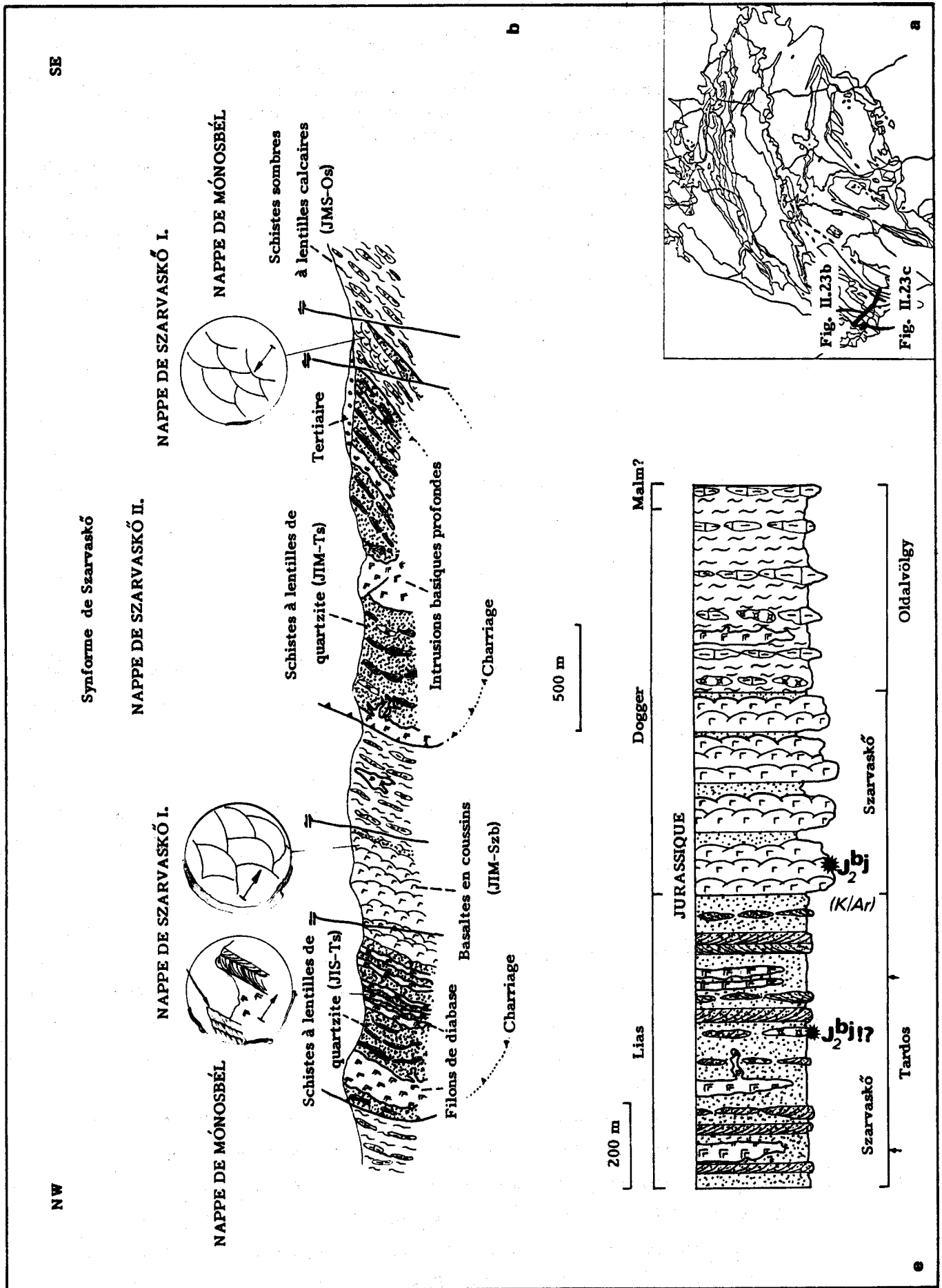


Fig. 23a, b, e. Légende page ci-contre.

Il en déduit l'existence de trois unités tectoniques superposées, de bas en haut : l'unité de Mónosbél, composée de schistes à lentilles calcaires (série de Mónosbél de Balla) ne contenant pas de volcanites (remarque qui va être nuancée), la nappe de Szarvaskő I. composée de schistes et quartzites, de roches intrusives et effusives, puis de nouveau de schistes, et la nappe de Szarvaskő II, comportant les mêmes quartzites et schistes que la précédente, avec seulement le niveau intrusif. Les contacts entre ces unités sont des charriages repris par un grand pli en synforme. Cette dernière phase donne la forme en fer à cheval.

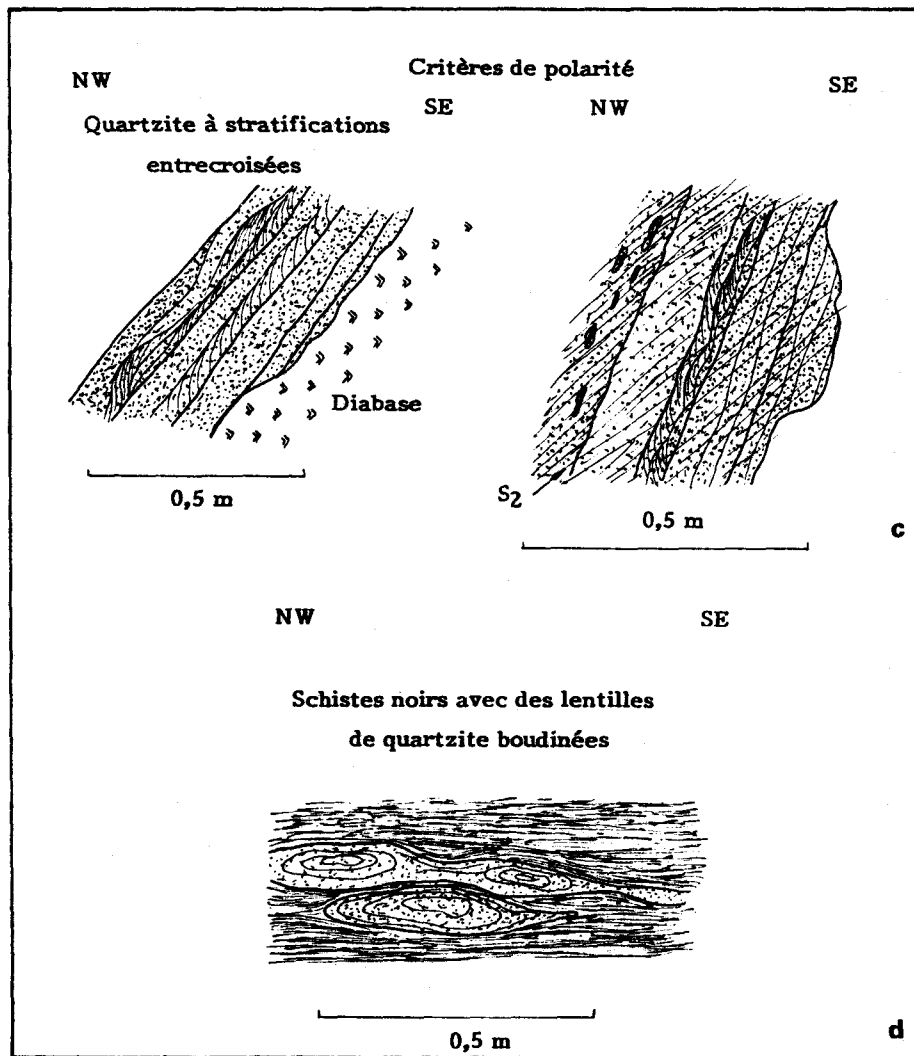


Fig. 11.23 - Coupe de Szarvaskő, d'après Z. Balla (1983), modifiée.

a, Localisation de la coupe.

b, La coupe de Szarvaskő. Les cercles représentent les critères de polarité, tels que la concavité des coussins ou stratifications entrecroisées. On peut remarquer la structure en synforme post-nappe et la forte densité des décrochements.

c, Critères de polarité dans la carrière de Tardos. Les stratifications entrecroisées et le rapport du litage/schistosité régionale indiquent un flanc inverse.

d, Formation de lentilles de quartzite à partir d'un banc.

e, Colonne stratigraphique déduite de la coupe. Cette série représente celle de la nappe de Szarvaskő I. de Balla. Les étoiles indiquent les niveaux datés. Les volcanites ont été datées par la méthode K/Ar. Les amphiboles séparées ont donné un âge de 165 MA. La roche totale a donné un âge beaucoup plus jeune, celui du métamorphisme, soit 85-95 MA. (Árvasós et al., 1987).

Au niveau de la gare, les schistes à lentilles calcaires (formation d'Oldalvölgy, JIM-Os) et à petites intrusions affleurant au SE sont séparés des basaltes par un accident (probablement un décrochement) de portée inconnue. Au SE de ces schistes-calcschistes, on retrouve des niveaux intrusifs massifs et des schistes et quartzites de la formation de Tardos. La quantité et la nature des intrusions profondes (bien cristallisées) est en discordance avec les peu de lentilles de diabase observées au sein de la formation d'Oldalvölgy. Cette dernière n'était donc pas en dessous des roches intrusives du SE. A cause des critères de polarité observés dans les basaltes, Z. Balla a considéré la formation d'Oldalvölgy (JIM-Os) comme la suite stratigraphique de la formation de Tardos (JIM-Ts). On assiste à une telle évolution en nombreux endroits (p. ex. dans le secteur du NW de Szalajka (fig. II.15), à l'Ouest de la vallée de Lök, à l'Ouest d'Oszla (Figs. II.23 et 24). Malheureusement on ne voit jamais leur contact, on ne déduit la succession que par l'apparence cartographique et les indices structuraux qu'on peut mesurer dans les calcaires de la formation d'Oldalvölgy.

On ne peut ajouter que des remarques de détail à ces observations et déductions. Bien que le critère de l'intrusion de roches magmatiques exclusivement dans les schistes à lentilles de quartzites soit précieux et utilisable, l'unité de Mónosbél (c'est à dire les schistes à lentilles calcaires) peut également contenir des magmatites identiques à celles de Szarvaskő. La quantité et l'organisation de ces volcanites ne laisse pourtant pas de doute quant à l'existence d'un contact tectonique entre les unités de Szarvaskő et de Mónosbél (le problème sera analysé dans le chapitre III.C).

Formation de Tardos (JIM-Ts).

Composée de schistes et de quartzites, cette formation affleure ailleurs aussi dans la montagne. D'une épaisseur importante estimée à 600-800 m, ces schistes renferment fréquemment des intrusions basiques de type Szarvaskő. Ils se différencient relativement aisément des schistes ardoisiers de Lok (JS-Ls) : leur débit est lenticulaire et non lamellaire. Auprès des grands corps intrusifs, ils présentent même un débit caractéristique en crayons ("Holzschiefer").

Cette formation comprend toujours des quartzites de grain moyen à grossier, contrastant avec les minces niveaux de quartzites fins des schistes ardoisiers. Parfois - surtout à la base de la série - ces quartzites forment de gros bancs, constituant des niveaux épais, montrant des figures sédimentaires telles que granoclasement ou stratifications entrecroisées. Assez souvent ces niveaux sont silicifiés, constituant des quartzites extrêmement durs.

Ces couches de quartzites deviennent plus rares dans la partie supérieure de la série : isolées alors dans la masse schisteuse, elles sont boudinées et elles ont tendance à se désintégrer en lentilles et à former des concrétions ferrugineuses ou siliceuses (fig. II.22d). Cette apparence en "poissons" est très caractéristique de cette formation. Les schistes gris contiennent plus de matière phylliteuse que les schistes ardoisiers de Lök ; leur surface est lisse, soyeuse. Ils contiennent également les empreintes d'une bioturbation intense : celle-ci donne souvent une allure tachetée à la roche. Ces petites taches de différentes couleurs (variétés de gris) se révèlent être parfois des galets argileux ou des minces couches extrêmement déformées, mais la plupart des cas on trouve les traces aplaties d'ichnofossiles.

Au microscope, les quartzites sont composés de différents grains : quartz, feldspath, débris de schistes, débris de roches. Ils sont liés par un ciment siliceux, parfois ferrugineux. Parfois on trouve aussi des particules carbonisées (restes de plantes ?).

Il faut noter la présence de lentilles ou de blocs de radiolarites noires et varicolores dans la partie inférieure-moyenne de la formation. Ces radiolarites sont très probablement allochtones, c'est-à-dire des olistolites, car il est difficile d'imaginer leur dépôt dans un milieu soumis à une sédimentation détritique intense. Leur apparence lenticulaire et isolée soutient cette hypothèse. Leur identification est d'autant plus importante, qu'en certains points elles ont été datées du Bajocien (P. Pelikán et H. Kozur in H. Kozur, 1984). Si leur datation s'avère correcte, cela donne un âge minimal pour la formation de Tardos.

Je n'ai pas trouvé de fossiles autochtones utiles pour la datation dans cette série, mais l'âge (toujours indirect) de la formation qui lui succède (formation d'Oldalvölgy, JM-Os) permet d'envisager un âge jurassique inférieur-moyen pour la formation de Tardos. D'après les caractères sédimentologiques, son environnement sédimentaire se serait placé au sein d'un bassin ou plutôt sur une pente. Les grès indiquent un transport intense de matériel, très probablement dû à des courants sous-marins dans un sillon de flysch.

A cause de l'état très déformé des sédiments il est impossible d'effectuer une stratigraphie et une analyse sédimentologique fines : le seul critère de polarité qu'on possède est que la partie basale riche en quartzites est caractérisée par des intrusions plus profondes, quant à la partie supérieure, plus riche en matière fine, elle est traversée par des filons à cristaux plus petits.

Formation de Szarvaskő. (JIM-Szb)

Le complexe magmatique mafique d'une forte épaisseur (au moins 500 m pour les laves en coussins, plus des dykes et sills d'une épaisseur atteignant les 100 - 200 m) constitue la masse principale des monts du Bükk du SW. On retient le nom de Szarvaskő seulement pour ces roches, car Z. Balla (1983), a désigné toute la série magmatique-sédimentaire de ce nom. Ce sont des basaltes et des intrusions gabbroïques avec leurs produits de différenciation, dont la couleur est gris-vert et qui ont une apparence massive.

Parmi les corps intrusifs, on trouve des gabbros de toutes profondeurs : gabbros à gros grains, renfermant des sills ultramafiques riches en titane, gabbros à grain grossier à fin, avec parfois des auréoles de contact. Ils peuvent renfermer des inclusions de roches sédimentaires métamorphisées par contact et des nids de pyrite.

Les basaltes se présentent en gros coussins. Ils ont une texture vitreuse-intersertale, rarement à amygdales, le plus souvent à traces d'écoulement. Ils sont parfois mélangés avec des lambeaux de schistes : ce sont probablement des interlits sédimentaires et non des inclusions (absence de transformation thermique). Un grand nombre de chercheurs a étudié ces roches mafiques : pour plus de détail, le lecteur est renvoyé à J. Szabó, (1872) ; Zs. Szentpétery, (1953) ; G. Kisvarsányi, (1953) ; Z. Balla in Z. Balla et P. Pelikán, (1982) ; Z. Balla, (1983) ; Z. Balla, Cs. Baksa, J. Földessy, L. Havas, I. Szabó, (1980) ; Z. Balla, Hovorka, Kuzmin, Vinogradov, (1983) ; G. Dobosi, (1986).

Après leurs analyses approfondies, ces auteurs constatent que les caractères géochimiques de ces magmatites sont similaires à ceux d'une croûte océanique, mais ne leur sont pas identiques. Sur les diagrammes discriminants les points représentatifs des propriétés chimiques des magmatites de Szarvaskó tombent toujours à proximité de la limite du champ des tholéiites. Ces roches ne seraient pas des éléments typiques du fond océanique mais elles seraient formées en régime distensif. C'est pourquoi on peut les considérer comme étant les vestiges du tréfond d'un bassin marginal ou d'une croûte océanique en début de formation (Balla et al., 1980 ; Pantó et Vogl-Földvári, 1950 ; Grill et al., 1984 etc).

La grande majorité des auteurs rattache les roches mafiques de Szarvaskó à l'unité (à l'océan) de Melléte, comme représentants non typiques d'une série ophiolitique. Des datations radiométriques (par méthode K/Ar) ont été effectuées par E. Árva-Sós et al., (1987). Les âges obtenus vont du Jurassique inférieur-moyen au Crétacé. L'écart entre ces âges s'expliquerait par la réouverture du système, liée au métamorphisme de faciès prehnite-pumpellyite, qui affecte ces roches (P. Árkai, 1983).

Formation d'Oldalvölgy (JM-Os).

Cette série se trouve à l'Est des basaltes de la nappe de Szarvaskó I. (voir aussi fig. II.24) et, selon les critères de polarité utilisés ici, au-dessus de ceux-ci. Son épaisseur est inconnue, mais très variable à cause de la tectonique. Ses rapports avec les basaltes sous-jacents ne sont pas clairs : l'absence d'affleurements n'est qu'un élément expliquant cette incertitude. L'autre est la tectonique tertiaire intense. Outre des lentilles calcaires et quartzitiques, cette formation renferme des corps de magmatites de petite taille, pour la plupart des corps intrusifs basiques.

La formation d'Oldalvölgy, très répandue dans la montagne est une masse de schistes et de calcschistes à lentilles calcaires. En raison des déformations intenses subies par celle-ci, sa puissance ne peut pas être donnée de manière exacte, mais elle est certainement très épaisse (environ 1 000 m). La formation, très hétérogène, est composée d'un mélange de trois types de roches : de schistes tachetés, de lentilles et de bancs de calcaires marmoréens à l'origine micritiques, souvent gréseux et à cherts et de calcschistes (éventuellement des tuffites).

Les schistes se composent de matière fine, d'où leur aspect lisse et soyeux. Ils se débitent en lentilles. Les surfaces de débit sont de différentes couleurs : gris clair et sombre, brunâtre, noire, et tachetée. Cet aspect est dû à la présence de galets d'argilites, à des traces de bioturbation et au boudinage des petits lits. Parfois on trouve des niveaux plus détritiques, contenant des grains de carbonates à côté du quartz et de la muscovite, donnant la masse détritique principale. Les carbonates sont des fragments de roches, des éléments resédimentés ou parfois des foraminifères non identifiables. Ces petits lits de grès présentent parfois des stratifications entrecroisées ou un granoclassement. Les calcschistes sont de couleur grise ou jaune quand ils sont altérés. Ces niveaux (beaucoup plus épais que les interlits des calcaires à cherts triasiques) sont associés en général à des grands bancs de calcaires allodapiques ou à des schistes riches en lentilles calcaires. Par endroits ils contiennent des petits grains non identifiables : d'après MM. K. Birkenmajer et M. Sândulescu, ces niveaux reflèteraient des influences volcaniques. Certains niveaux de ces calcschistes peuvent être silicifiés. Des traces de bioturbation ont été découvertes dans un échantillon de ce type.

Les calcaires appartenant à cette formation se présentent soit sous forme de bancs généralement épais (25 à 50 cm) soit sous forme de grandes lentilles. Leur couleur est généralement gris-sombre, mais peut également être noire. Diverses variétés peuvent être distinguées au sein de ces carbonates. Le type le plus fréquent est une micrite contenant toujours un peu de matière détritique. Les grains détritiques forment des minces passées de grains roux : certains "sables" montrent même des stratifications entrecroisées dans les calcaires sombres. D'autres variétés se composent de calcaires micritiques à cherts noirs et irréguliers, ou même de calcaires à entroques. Il faut aussi noter que cette série carbonatée évolue vers un calcaire à éléments détritiques variés (oolites, radiolarites, micrites, volcanites, schistes) formant la formation de Bükkzsérc, décrite ci-après. Par endroits les lentilles calcaires sont mélangées à des lentilles siliceuses, provenant d'anciennes radiolarites.

Il est très difficile d'établir une stratigraphie fine au sein de cette formation : les déformations successives ont modifié ou supprimé le litage et les niveaux repères sont très rares dans les schistes d'Oldalvölgy. Les passées plus calcaires ou plus schisteuses, qu'on y découvre, se répètent et n'ont que valeur locale.

D'après les aspects lithologiques et sédimentologiques, cette formation a dû se déposer dans un sillon relativement profond à sédimentation à la fois détritique et calcaire. Cette unité stratigraphique manque de fossiles mais les datations effectués ailleurs dans le massif, à sa base et à son sommet supposé lui suggèrent un âge jurassique moyen.

II.C.2. Coupes complétant la stratigraphie des nappes.

a, La région d'Oldalvölgy

La coupe d'Odvas-bükk (fig. II.24) montre que les schistes ardoisiers de Lök (JS-Ls) sont tectoniquement surmontés par une formation de schistes à lentilles gréseuses (éventuellement absente) puis des schistes tachetés, comportant parfois des niveaux de conglomérats. Ceux-ci sont composés de galets de schistes, parfois de radiolarites, et rarement de calcaires. Ces schistes sont les équivalents de la formation de Tardos (JIM-Ts). Ils passent à un niveau de schistes à bancs et lentilles de calcaires allodapiques (JM-Os), contenant des volcanites resédimentées, l'horizon d'Odvas-bükk (fig. II.24c) . Ce niveau de schistes et de calcaires contiennent beaucoup d'autres types d'éléments détritiques provenant de calcaires néritiques et de schistes. Il est à la base des schistes à lentilles calcaires d'Oldalvölgy (JM-Os).

En montant dans la série, les niveaux et bancs de calcaires deviennent prépondérantes aux dépens des schistes : ce phénomène conduit à l'apparition d'un calcaire massif sombre à éléments resédimentés, et à grands cherts diagénétiques noirs (formation de Bükkzsérc, JS-Bca). Les cherts semblent envahir la roche et

donner un niveau de "schistes siliceux" noirs (fig. II.24b, 25c). Ces schistes siliceux (formation de Kavicsos-kilátó, JMS-Kr) affleurent très mal, leurs contacts avec les autres roches ne sont pas bien exprimés. Une partie de ce niveau siliceux est certainement due aux effets d'une silicification tardive. On voit les cherts noirs progressivement envahir les calcaires allodapiques de Bükkzsérc. Néanmoins l'apparition systématique de radiolarites ou débris de radiolarites à proximité des calcaires sombres à cherts noirs indique qu'une autre partie des schistes siliceux ont dû être des anciennes radiolarites, reposant sur les calcaires allodapiques (fig. II.24, carte 1, 2). En affleurement, ce niveau à "radiolarites" a l'aspect d'une brèche, dont les éléments seraient constitués de vraies radiolarites noires (fig. II.25c, d). Parfois ces radiolarites peuvent former des niveaux continus, c'est à dire des couches autochtones.

Les critères de polarité structuraux (litage/schistosité régionale S₂), ainsi que les datations obtenues par A. Bérczi-Makk et P. Pelikán (1984), et J. Aubert (comm.pers) indiquent une série normale. Ces auteurs ont daté le niveau de calcaires allodapiques à volcanites (horizon d'Odvas-bükk) du Lias (toarcien?) et les calcaires sombres à cherts du sommet de la formation d'Oldalvölgy du Dogger-Malm (callovien-oxfordien?).

Les bancs de calcaires allodapiques de l'horizon d'Odvas-bükk contiennent beaucoup d'éléments figurés. Ce sont des éléments individuels, et non des fragments de roches, qui ont été remaniés. Ces ooides, algues, foraminifères, éléments figurés néritiques suggèrent un remaniement avant lithification. Or la diagénèse est assez rapide chez les carbonates néritiques. On doit donc supposer un âge de mise en place quasi synchrone de la formation de ces éléments.

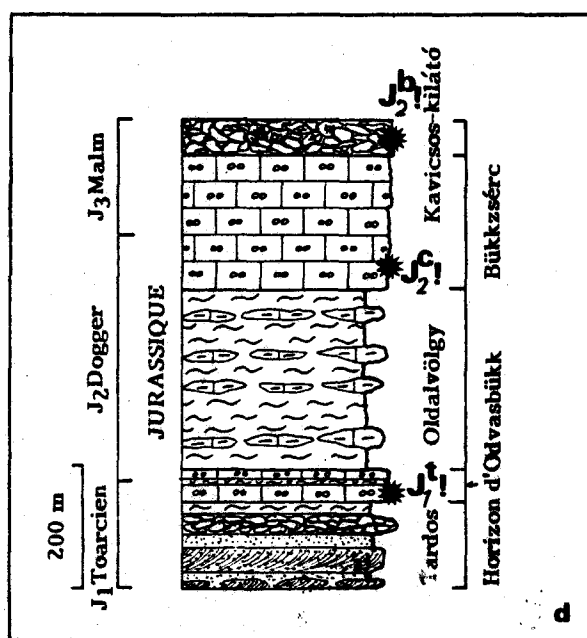
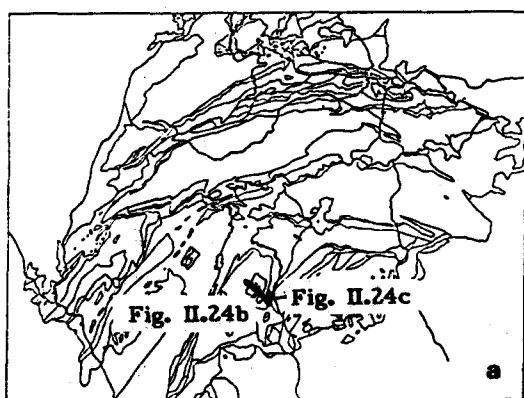


Fig. II.24 - La coupe d'Odvasbükk.

a, Localisation de la coupe et de l'affleurement.

d, La série déduite de la coupe. Les étoiles indiquent les niveaux datés.

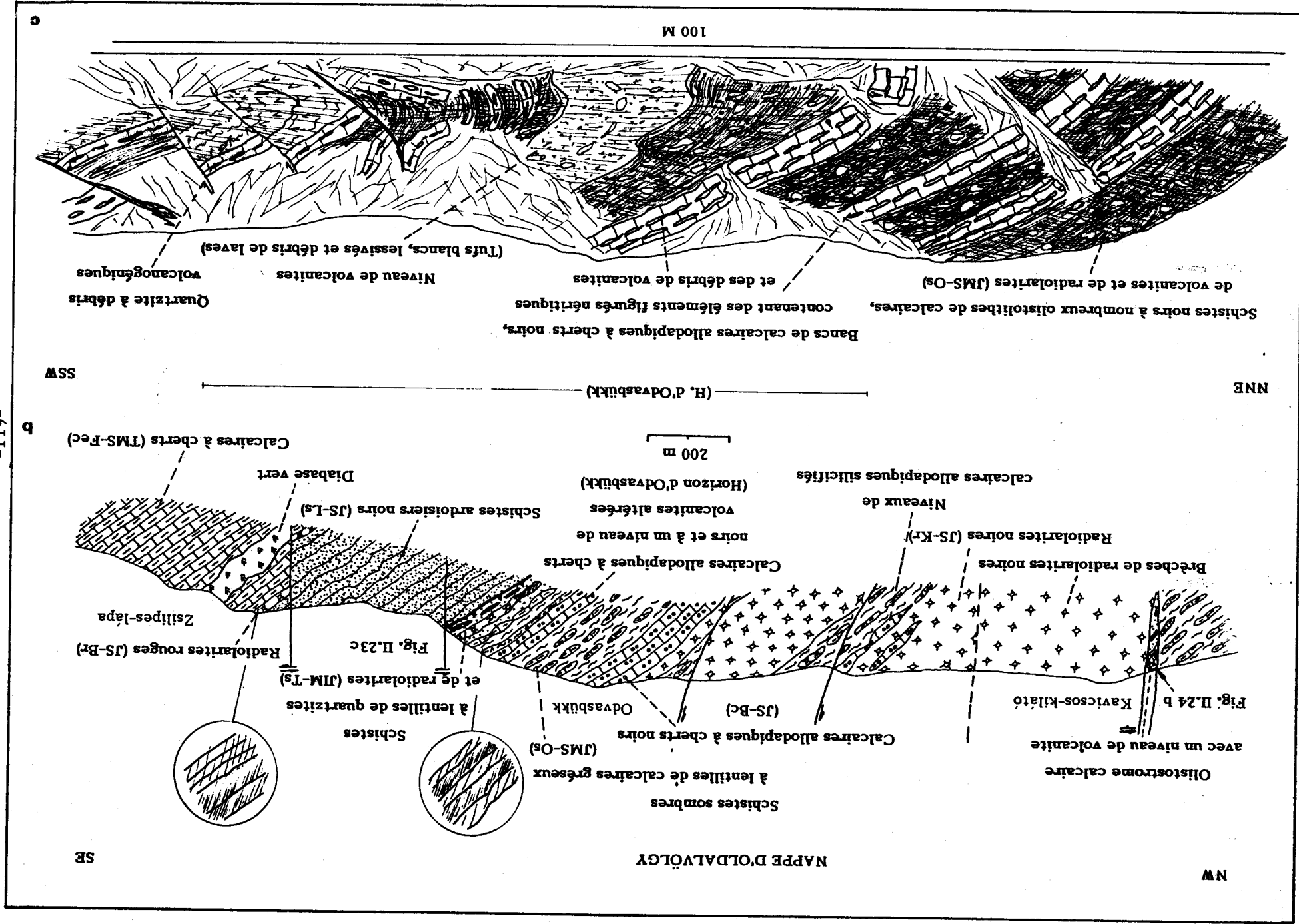


Fig. I.1.24b et c.

b, La coupe d'Odvasbükk
 c, L'affleurement de l'Horizon d'Odvasbükk. Plusieurs niveaux de volcanites
 résédimentés peuvent être observés dans l'affleurement. Un banc calcaire
 contient des galets de volcanites granoclassés.

Suite de la légende.

On remarquera, que les schistes ardoisiers de Lök völgy sont en contact avec plusieurs éléments de la série évoquée ici (carte 1, fig. II.24) ; ceci est une preuve de la nature tectonique du contact entre les schistes ardoisiers et la série des nappes.

Horizon d'Odvas-bükk (JI-HOc)

Ce niveau de calcaires associés à des volcanites remaniées marque un niveau-repère à la base de la formation d'Oldalvölgy (fig. II.24b, c). Les bancs de calcaire sont entourés par des schistes qui renferment divers olistolithes. Les bancs massifs de calcaires sombres à cherts noirs contiennent beaucoup d'éléments figurés tels qu'ooides, pellets, microfossiles néritiques et fragments de schistes et de volcanites.

Les tufs forment un niveau caractéristique et plus ou moins épais dans cet horizon et leur présence va servir à différencier l'horizon d'Odvasbükk de la formation de Bükkzsérc, dans laquelle je n'en ai pas trouvé. Les tufs ont une allure blanche, kaolinitique, très altérée, mais certains galets (donnant même un granoclassement dans un banc de calcaire) ont mieux préservé leur texture et se sont révélés des débris de paléorhyolites (S. Józsa, comm.pers.). Souvent des couches de brèche à débris de radiolarites accompagnent ce niveau.

Les microfossiles (ostracodes, foraminifères) indiquent un âge liasique supérieur pour le matériel originel (P. Pelikán et J. Aubert, comm. pers. in H. Kozur, 1984, A. Bérczi-Makk et P. Pelikán, 1984). Le remaniement des éléments clastiques est évident. Puisque les éléments calcaires n'étaient pas encore lithifiés lors de leur mise en place, l'âge de la résedimentation ne doit pas différer trop de celui de leur formation: cet horizon cale les débuts de la genèse des schistes d'Oldalvölgy au Lias sommital.

Formation de Bükkzsérc (JMS-Bca).

Ce nom désigne les calcaires sombres, à cherts noirs, au sommet des schistes d'Oldalvölgy. L'épaisseur de ce niveau est estimée à 60 m, d'après le sondage Bzs-5, qui l'a traversé et a atteint les schistes à lentilles calcaires en-dessous. Malheureusement le même forage n'a pas révélé la nature de ce contact à cause de problèmes techniques. La masse principale de cette formation est composée de couches de 30-40 cm de calcaires gris, micritiques, contenant des fines couches gréseuses. Parfois on y trouve des bancs également gris sombre de calcaires contenant beaucoup d'ooides, de fragments de calcaires à radiolaires, de schistes, de volcanites, d'entroques et rarement de foraminifères. Plusieurs affleurements ont fourni une faune identifiable, donnant un âge jurassique moyen-supérieur (Bércziné-Makk et Pelikán, 1984).

Les éléments sont en général mélangés de façon chaotique, mais assez souvent on trouve des bancs granoclassés (en éboulis). Là, où les calcaires ne contiennent que des grains de sable, ceux-ci forment des lits parallèles ou parfois entrecroisés. La richesse en dérivés détritiques se manifeste parfois sous forme de brèche ou de conglomérat à matrice schisteuse. Vers leur sommet les calcaires contenant déjà une certaine proportion de cherts, commencent à devenir complètement silicifiés. On peut très bien observer ce phénomène à Odvas-bükk. La silicification affecte la matrice aussi bien, que le matériel détritique.

Le mélange d'éléments provenant de zones de dépôt néritiques et pélagiques, les marqueurs sédimentologiques et la présence de schistes contenant les mêmes éléments remaniés prouvent que cette formation est le résultat d'une resédimentation intense. Le remaniement semble affecter différents domaines ou peut-être ces éléments sont-ils dérivés d'un front de nappes ? En tout cas les fossiles découverts dans ce niveau ne donnent qu'un âge minimal.

La coupe de Kavicsos-kilátó

L'affleurement de Kavicsos-kilátó (fig. II.25) nous montre deux faciès dont les affleurements sont très éphémères. Il s'agit d'un olistostrome de calcaires, de silex et de volcanites et d'un niveau parfois très épais de schistes siliceux. Un olistostrome de même type n'affleure qu'à trois autres points (carte 1): à Köves-tető, un peu plus au NE, et à Hosszúberc. Ce niveau semble être attaché aux schistes siliceux noirs. Ceux-ci forment un horizon très épais, qui disparaît vers le SW, puis réapparaît. Ils semblent être liés aux calcaires de Bükkzsérc, mais à d'autres endroits, elles affleurent seules.

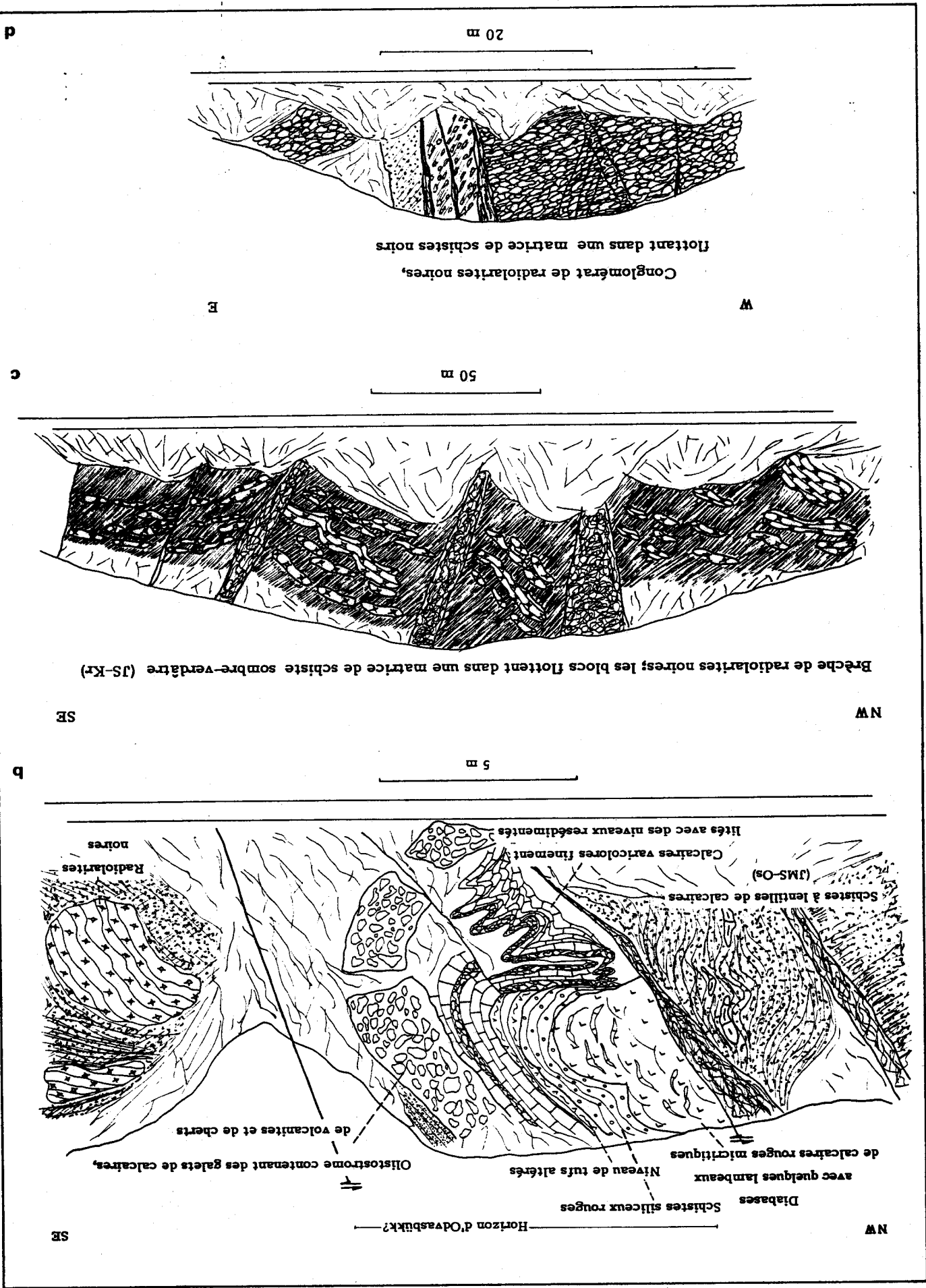
L'olistostrome est composé de galets de différents types de calcaires, (dont un, d'origine pélagique a été daté du Carnien; S. Kovács, comm. pers.) de débris de volcanites et de cherts rouges. Les schistes siliceux sont d'une part des niveaux de radiolarites, finement litées, d'autre part des brèches de radiolarites noires dans une matrice schisteuse. En de nombreux endroits on remarque, que les schistes siliceux sont le produit d'une silicification extrêmement poussée des calcaires et brèches allodapiques de la formation de Bükkzsérc. Les brèches à débris de radiolarites ont été datées par H. Kozur (1984), du Bajocien.

Puisqu'on n'observe pas les contacts originels, on peut proposer plusieurs hypothèses pour la stratigraphie et la structure de ce secteur.

L'olistostrome calcaire de la fig. II.25a contient des volcanites et un niveau de tuf resédimenté. Il a donc les caractéristiques de l'horizon d'Odvasbükk. Dans cet aspect, le niveau formerait la base des schistes d'Oldalvölgy, affleurant sur un vaste domaine plus à l'Ouest. Cet affleurement d'olistostrome est cependant séparé de la formation d'Oldalvölgy par un décrochement (fig. II.25b), on ne peut donc pas voir le passage des deux formations. A Köves-tető (fig. II.26b), l'horizon d'Odvasbükk est associé à des radiolarites noires. On pourrait penser, que les radiolarites de Kavicsos-kilátó (fig. II.25c, d) appartiennent aux olistostromes (horizon d'Odvasbükk). A l'affleurement leur contact semble tectonique. Si on admet cette association malgré tout, cela implique la supposition d'une faille inverse au sein ou à la base des schistes siliceux. Toutes les deux solutions peuvent être cartographiquement justifiées (carte 1).

Une autre hypothèse peut être dressée en n'admettant pas l'équivalence du niveau de l'olistostrome et de l'horizon d'Odvasbükk. Dans cet ordre d'idée le plus simple est de supposer une série stratigraphique, qui suit les calcaires allodapiques de Bükkzsérc. Cette série serait donc composée de la formation de Bükkzsérc, des radiolarites et schistes siliceux noirs, et de l'olistostrome (jurassiques supérieurs). Si on admet ce point de départ, on doit supposer une faille inverse au NW de l'affleurement des olistostromes, les séparant des schistes d'Oldalvölgy (JM-Os).

Pour ma part, je pense, qu'il y a plus d'indications en faveur de la première hypothèse, c'est pourquoi je l'ai adoptée dans la construction des coupes (carte 2, pl. h.t. 4).



Formation de Kavicsos-kilátó (JMS-Kr).

Cette formation, ne donne que rarement de bons affleurements. Elle est d'une épaisseur très variable. La formation est en grande partie composée de morceaux de radiolarite noire, emballés dans une matrice de schiste tacheté. Ces composants donnent parfois un aspect de brèche ou de conglomérat à la roche (fig. II.25b, c). En d'autres affleurements (fig. II.26) on trouve un paquet de couches centimétriques de radiolarites noires. Celles-ci semblent être des sédiments abyssaux francs.

La matrice, et une partie de cette masse siliceuse semblent être tuffitiques. Il peut s'agir d'un volcanisme synchrone, mais je crois que l'hypothèse d'une résédimentation de matériel volcanique est plus justifiée. Les galets du conglomérat de radiolarites ont été datés par H. Kozur (1984) ; ils donnent un âge bajocien. Vu son aspect de brèche, on peut dire uniquement que la formation est forcément d'âge jurassique moyen à plus récent.

b, La coupe de Köves-tető.

La coupe de Köves-tető (fig. II.26b) semble préciser d'avantage notre série stratigraphique. En regardant la carte de la région de Kövestető (carte 1) on constate, qu'il s'agit bien d'une série en nappes. Les sédiments décrits dans les paragraphes suivants sont injectés de magmatites basiques de type Szarvaskő (voir aussi chap. III. B).

La coupe de Kövestető se divise en deux parties distinctes, séparées par un chevauchement du N vers le S. Les effets de cet accident sont bien visibles dans une carrière de basaltes dans la vallée de Peskő (fig. II.26c). Ces basaltes occupent un niveau stratigraphique supérieur par rapport aux intrusions dans la formation de Tardos, affleurant plus au SE (fig. II.26b) . La polarité stratigraphique du compartiment SE serait donc du SE vers le NW. Ce fragment de nappe est très similaire à la nappe de Szarvaskő I. Sa série stratigraphique débute par des conglomérats, suivis par des schistes à lentilles quartzitiques, pénétrés par des intrusions basiques et surmontés par le basalte de type Szarvaskő.

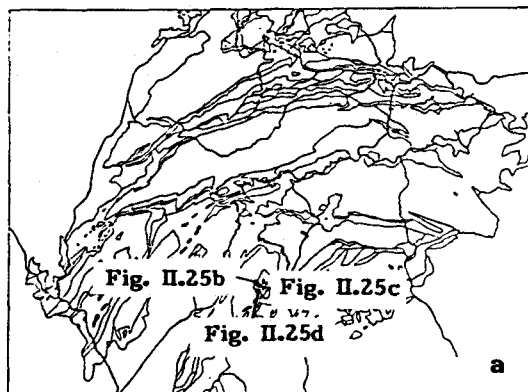


Fig. II.25 - Les affleurements de Kavicsos kilátó.

- a, Localisation des affleurements.
- b, L'affleurement des olistostromes. Le niveau resédimenté comprend différents calcaires et des volcanites.
- c, L'affleurement des radiolarites. Les fragments de radiolarites noires baignent dans une matrice de schiste très tectonisé. Les zones chaotiques indiquent les segments broyés de l'affleurement.
- d, L'affleurement de Makkos-órom. La brèche de galets de radiolarites a été datée du Bajocien. Les galets sont supportés par une matrice schisteuse.

Dans la partie NW de la coupe, on observe une série différente qui surmonte les schistes ardoisiers du Lök et la série précédente. Du NW au SE on constate un passage de schistes à lentilles quartzitiques à des schistes à lentilles calcaires, ce qui donnerait une polarité du NW au SE de la série. La partie inférieure, c'est à dire les schistes à lentilles gréseuses, est transpercée par des intrusions basiques de type Szarvaskő.

A trois niveaux, on trouve des faciès très intéressants: au NW, à la base présumée de la série (dans la formation de Tardos), on observe deux horizons de lentilles calcaires, composées d'un mélange de différents types de calcaires gris et colorés, micritiques. Certaines variétés de ces horizons (Horizon de Jómarci) ont préservé leur faune mixte, mais abondante en Involutina liassica donnant un âge minimal de Réthien-Pliensbachien à ces barres calcaires.

Juste à la base des schistes à lentilles calcaires, (Formation d'Oldalvölgy) on trouve une barre de calcaire massif, comportant divers éléments figurés et renfermant un mince niveau de volcanites (tuffites) altérées. De par son caractère, cet horizon serait l'équivalent du niveau d'Odvas-bükk, qui occupe une situation stratigraphique identique à la base de la formation d'Oldalvölgy. Ce niveau est ici suivi par une passée de radiolarite noire de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ces assises passent ensuite à des schistes à lentilles calcaires. Les critères structuraux mesurés sur les couches de radiolarites de ce compartiment dessinent une structure plissée déversée vers le SE.

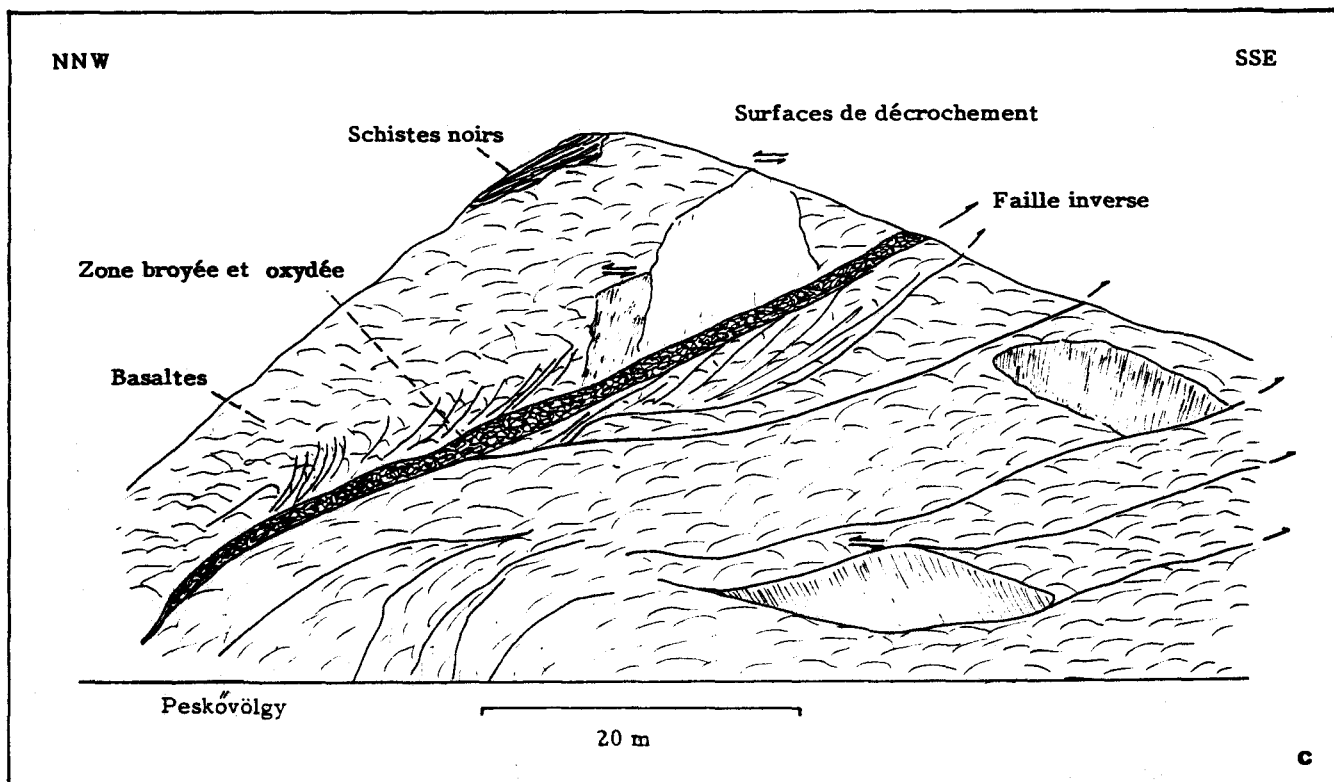


Fig. II.26c. Légende page ci-contre.

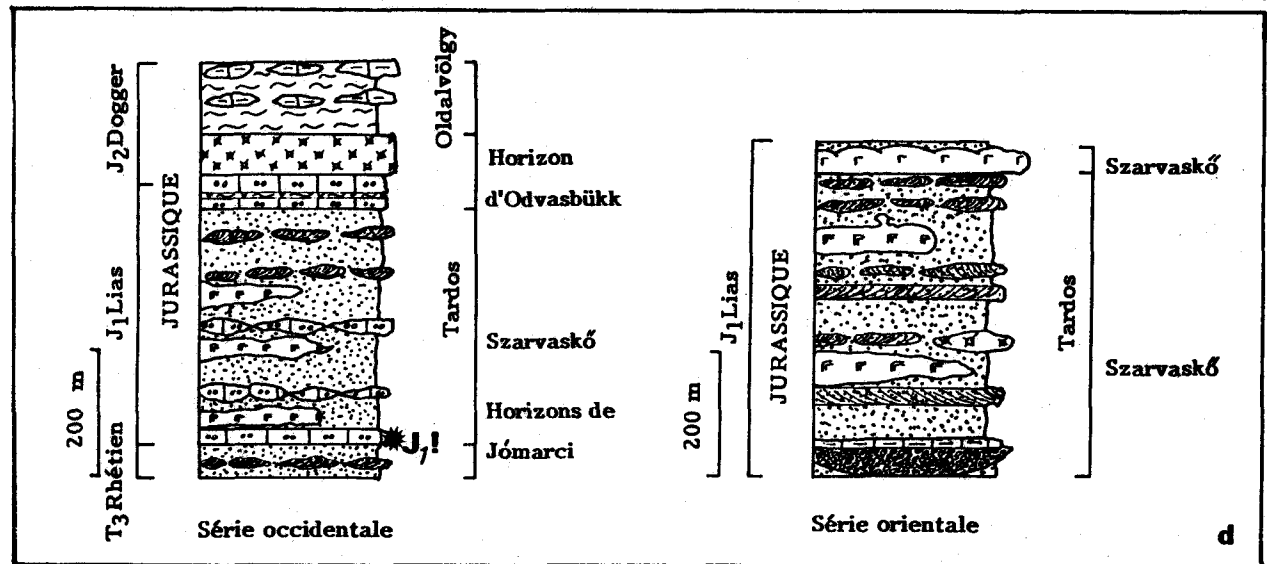
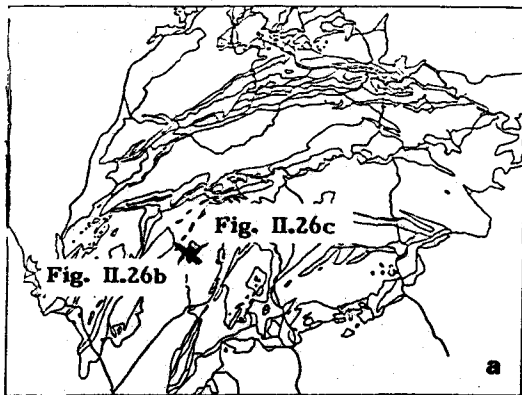
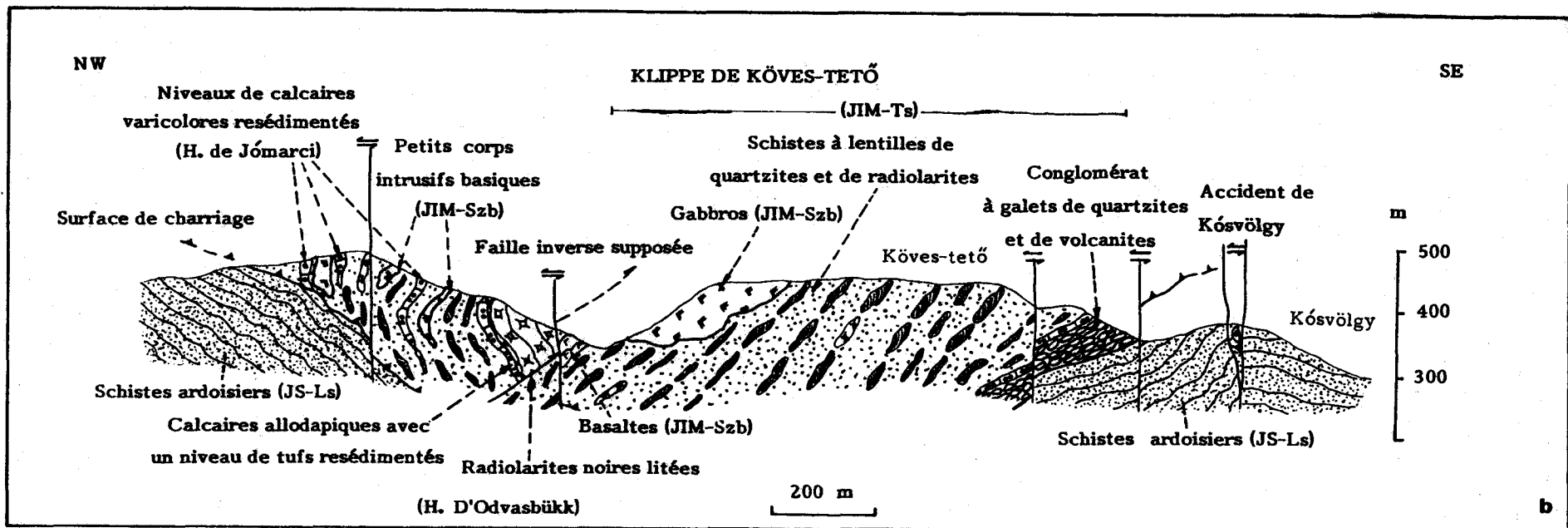


Fig. II.26 - La coupe de Köves-tető.
 a, Localisation de la coupe.
 b, La coupe de Köves-tető. La série alloctoe est scindée en deux par une faille inverse, visible sur la figure c.

c, La carrière de basaltes de Peskóvölgy. Dans cette carrière on repère plusieurs cisaillements à vergence sud. On y observe également des surfaces décrochantes importantes. Ces cisaillements pourraient indiquer la superposition de la série septentrionale sur celle méridionale.
 d, Les séries stratigraphiques du compartiment occidentale et orientale.

Horizon de Jómarci. (JI-HJoc)

Il s'agit d'assises ou de lentilles de quelques 20 m d'épaisseur, composées de carbonates micritiques varicolores (gris, roses, jaunes). Ces micrites parfois très peu métamorphiques contiennent une faune pélagique et néritique abondantes : coquilles fines, sphères recristallisées (radiolaires ?) entroques et foraminifères. Les morceaux de roches de couleurs et de tailles variables sont intimement mêlés : on peut assez souvent déceler les contours des galets élémentaires mais parfois les couleurs se mêlent de manière floue (mélange à l'état de boue ou à l'état de "soft pebbles").

Les *Involutina liasicca* de Kövestető indiquent un âge minimal du Réthien-Lias inférieur. Le remaniement à l'état non-lithifié suggère une quasi simultanéité de la formation et la mise en place de ces calcaires. On peut donc penser que ce niveau forme la partie inférieure de la formation de Tardos (JIM-Ts), dont la sédimentation connue aurait débuté à la limite du Trias et du Jurassique.

Des magmatites basiques de type Szarvaskő se trouvent associées à cette formation. Les contacts semblent intrusifs, il ne s'agit donc pas de blocs de mafites resédimentés.

c, Les coupes à l'Ouest de Szarvaskő.

La coupe de Bátor

La coupe de Bátor (fig. II.27b) nous montre une longue succession de roches, interrompue par des accidents fréquents, de portée inconnue. La série semble débiter par une masse considérable de schistes siliceux et de brèches à galets de radiolarites, puis, après des accidents, sur le flanc inverse de plis synschisteux, on voit apparaître des schistes à bancs de calcaires allodapiques sombres. Ces schistes passent à un olistostrome, formé de galets de calcaires oolithiques et de radiolarites.

Si les schistes à lentilles et bancs de calcaires allodapiques sont les équivalents de la formation d'Oldalvölgy, le niveau à olistostrome (formation de Mónosbél) occupe la place de la formation de Bükkzsérc, à laquelle il ressemble beaucoup. En effet dans la formation de Mónosbél on retrouve les mêmes matériaux resédimentés, que dans la formation de Bükkzsérc, mais ici sous forme de galets plus ou moins consolidés. Des passées bréchiques sont également présentes dans les calcaires de Bükkzsérc. Des phénomènes de silicifications tardifs affectent les deux formations de façon similaire.

Dans cet interprétation, on devrait observer le niveau épais de radiolarites remaniées et en couches (formation de Kavicsos-kilató) à proximité de la formation de Mónosbél. Or il se trouve plus bas dans la série ; par conséquent les accidents se trouvant à la limite NW des radiolarites (fig. II.27b) répèteraient la série.

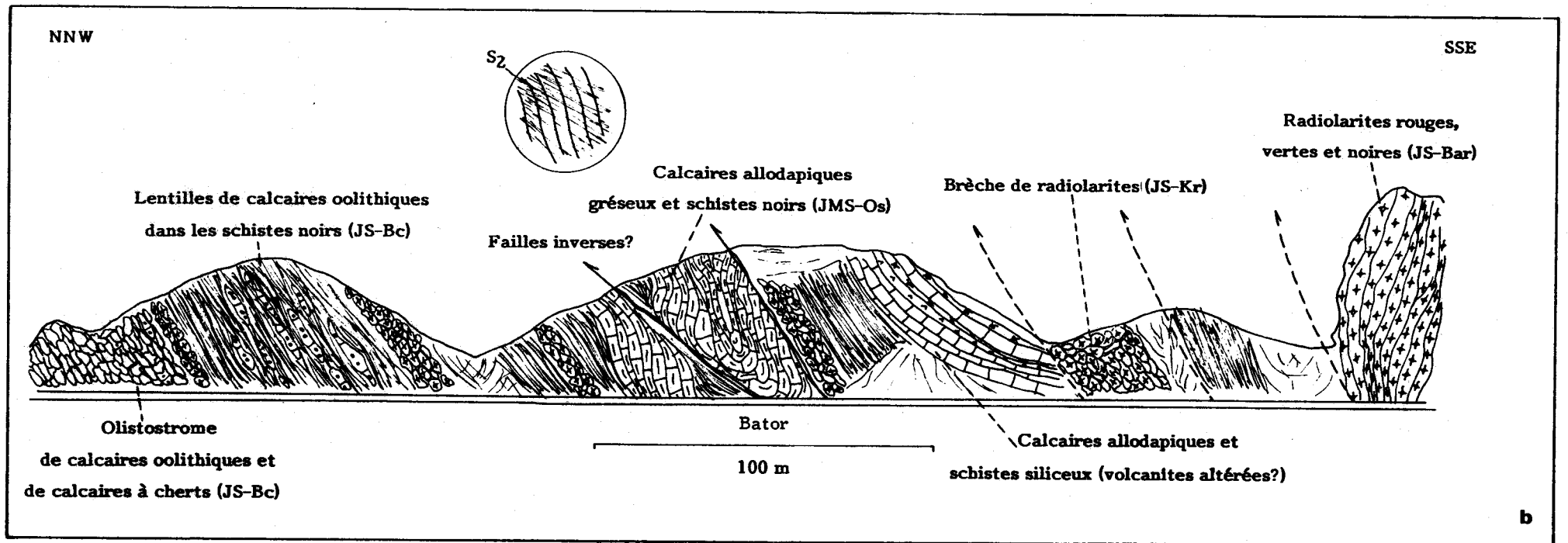
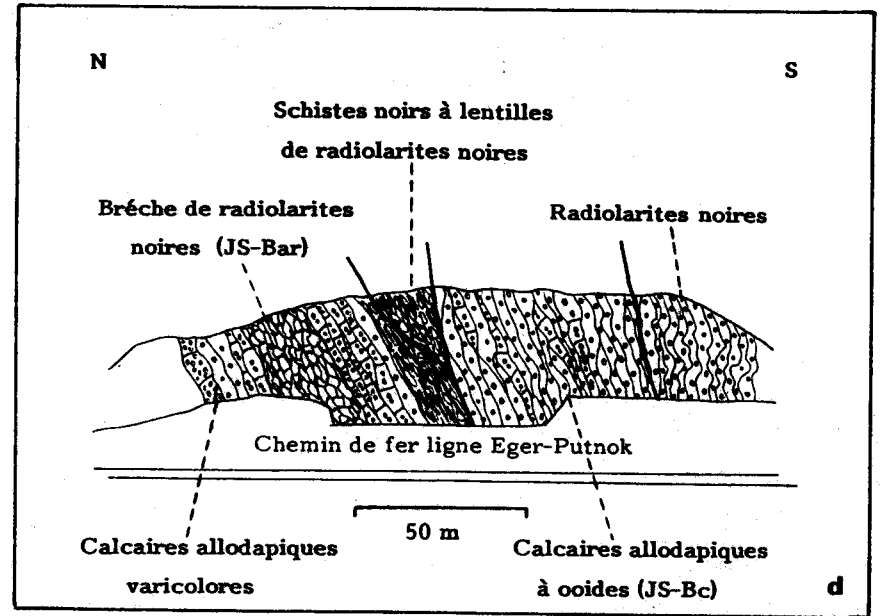
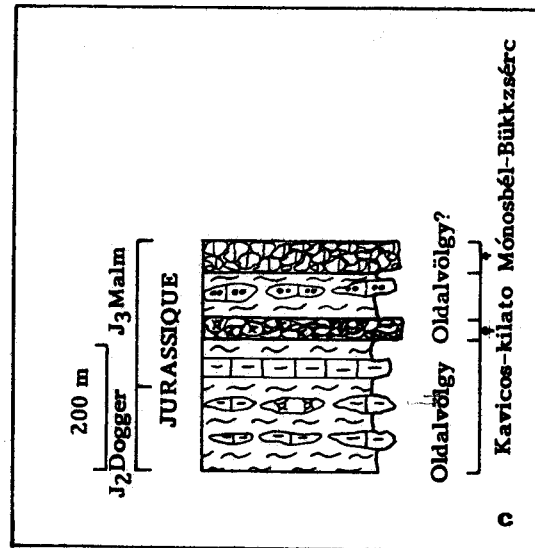
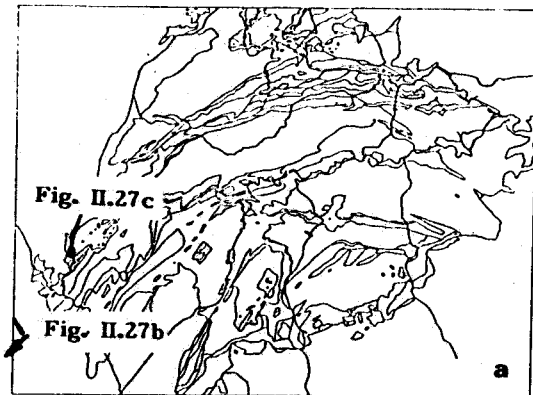
Fig. II.27 - Les affleurements à l'Ouest de Szarvaskő.

a, Localisation des affleurements. La coupe b, est au SW de la carte.

b, La coupe de Bátor. Les accidents de la coupe sont probablement des failles inverses ou décrochantes, mais aucune observation n'a pu être faite sur leur rejet.

c, Colonne stratigraphique déduite de la coupe (selon l'interprétation donnée dans le texte).

d, L'affleurement de Mónosbél.



Nous plaçant dans un contexte de resédimentation intense, on peut très bien imaginer les mêmes niveaux lithologiques répétés plusieurs fois, de façon sédimentaire. Dans cet ordre d'idée, la série de Bátor représenterait une série comportant plusieurs niveaux de radiolarites, et de calcaires allodapiques ; les accidents seraient peu importants.

Malheureusement on ne possède aucune donnée pour choisir entre les différentes hypothèses. Une datation du Bajocien (P. Pelikán, H. Kozur, 1984) dans une des radiolarites voisines ne résoud pas les problèmes : il se peut très bien que ce ne soit que l'âge d'un galet. Les mêmes problèmes se posent dans la carrière de Sirok-Várhegy, où la série de calcaire allodapique est riche en éléments divers (ooides, débris calcaires, bélemnite) et où les radiolarites noires apparaissent de nouveau. Il semble pourtant plus simple (fig. II.27c) de ne supposer qu'un seul niveau de carbonates allodapiques (formation de Bükkzsérc correspondant à la formation de Mónosbél) et qu'un seul niveau de radiolarites et brèches noires (formation de Kavicsos-Kilátó).

La coupe de Mónosbél

La coupe de Mónosbél (fig. II. 27d) semble soutenir cet hypothèse. Là, on observe également le mélange de galets-lentilles de calcaires à ooides et de brèches à niveaux de radiolarites noires. Ces niveaux resédimentés sont suivis par une passée d'olistostrome calcaire contenant des galets jaunes, micritiques. Malgré la similitude apparente avec l'horizon de Jómarsi, j'attribue ce niveau à l'olistostrome de Mónosbél, car il possède la situation stratigraphique de ce dernier. Les galets micritiques comportant des coquilles fines n'ont pas encore été datés, car ils sont légèrement métamorphiques et fortement déformés.

Formation de Mónosbél (JMS-Mca=JMS-Bca).

Elle est constituée de galets de calcaires de schistes siliceux et de schistes noirs, argileux, resédimentés souvent dans un état non complètement consolidé (G. Haczewski, comm. pers.). Les galets ont une taille très variable et sont mal classés. On ne voit pas de traces d'usure sur ceux-là. Les galets carbonatés sont essentiellement composés de calcaires gris sombre, à ooides et petits éléments néritiques. Les galets siliceux sont probablement des radiolarites noires.

Une silicification intense affecte la roche, créant des nodules de cherts noirs, qui envahissent la matière carbonatée. La matrice supportant les galets est schisteuse, de couleur gris-vert ; elle est silicifiée. Dans un sondage réalisé dans le voisinage (M.-2) les calcaires allodapiques à ooides ont fourni des foraminifères du Jurassique moyen-supérieur (Bérczi-Makk et Pelikán, 1984).

Le milieu de dépôt de cette formation était celui d'une pente ou sillon à wildflysch avec des phénomènes de resédimentation très fréquents remaniant des sédiments néritiques et pélagiques. La source de ces sédiments était la même que dans le cas des calcaires de Bükkzsérc. Pour des raisons de similitude de faciès et de lithologie, cette formation est considérée comme un équivalent latéral des calcaires de Bükkzsérc.

II.D. LA NAPPE DE KISFENNSIK.

II.D.1. Problèmes et hypothèses sur la nappe de Kisfennsik

Depuis Z. Schréter (1934) la masse calcaire constituant le Petit-Haut-Plateau ou Kisfennsik (carte 1) est attribuée aux calcaires néritiques noriens de Dachstein. Ces calcaires non-métamorphiques fournissent en effet des Mégalodontidés (Jámbor, 1957 ; P. Pelikán, E. Véghné, comm. pers.) et gisent sur différentes roches bükkiennes très déformées et anchimétamorphiques. Les limites de cette masse rocheuse pas trop déformée et non-métamorphique sont tectoniques : l'idée de son allochtonie avancée par Z. Schréter (1952) a été reprise par P. Pelikán (exprimée en partie in Balogh *et al.*, 1984) et Gy. Less, qui a récemment carté la région (1987, en préparation). Ce dernier auteur sépare trois nappes (fig. II.28a). soit de bas en haut :

- . une nappe de type Mónosbél, composée de schistes à lentilles de calcaires et de quartzites ;
- . une nappe de calcaires-calcschistes à cherts (formation de Rónabükk, TS-Rc) ;
- . et une nappe faite de dolomies anisiennes, de volcanites, de calcaires marmoréens clairs (déformés et anchimétamorphiques) et de calcaires clairs massifs (non métamorphiques).

Je crois que quelques données cartographiques et des observations de terrain permettent de simplifier cette image très compliquée (carte 1, fig. II.28b). Une solution à ces problèmes consiste à séparer les deux (ou même trois) types d'accidents compressifs. Le premier est un accident plat, mettant en contact les calcaires non métamorphiques de Kisfennsik sur les autres formations déformées. Le deuxième est une faille inverse plus ou moins pentée. Le dernier type, dont on a déjà vu des représentants (p. ex. faille de Szeleta, fig. II.6b) affecte surtout le flanc normal de l'Anticlinal du Nord. Le rejet de ces failles augmente de l'Est et de l'Ouest vers le centre de Kisfennsik, où finalement presque toute la série mésozoïque va être tronçonnée. Là, les calcaires-calcschistes à cherts se situant au-dessus de la formation de Vesszős (TS-Vs), chevauchent vers le Sud les autres membres des flancs normal et inverse de l'Anticlinal (fig. II.29).

En ce qui concerne la nappe de Harica, elle est très probablement limitée au Sud par une grande faille normale, peut-être par un décrochement. Sa situation basse s'expliquerait donc plutôt par l'action de failles tardives et non par un chevauchement. Les quelques affleurements de schistes trouvés en éboulis par Gy. Less sous les calcaires à cherts de Rónabükk (TS-Rc) seraient plutôt (et très probablement) les restes des schistes de Vesszős (TS-Vs) et non des klippes de la nappe de Harica. (On peut confondre les deux types de roches. Les affleurements en question n'ont pas fourni de fossiles.)

Dans ce cas on aurait donc un autochtone relatif, composé du flanc normal de l'Anticlinal du Nord; une nappe de type de Mónosbél la surmontant, partiellement préservée (dans les creux); et la nappe de Kisfennsík, charriée sur une surface érodée, surtout sur les calcaires à cherts du Trias supérieur du parautochtone.

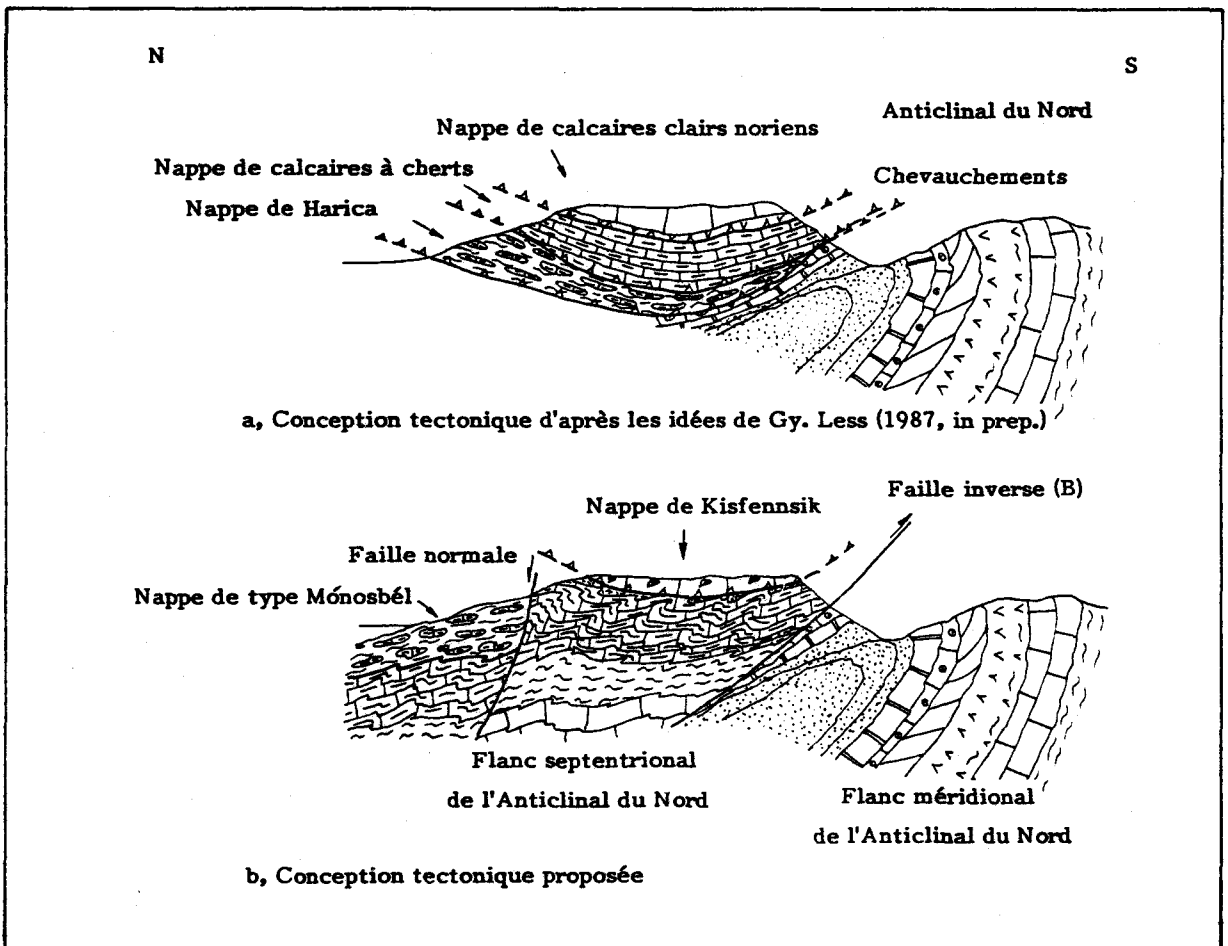


Fig. II.28 - Coupes schématiques représentant les conceptions tectoniques de la région de Kisfennsík.

Reste à tracer les limites exactes de cette nappe de Kisfennsík. Le problème qui se pose est celui de l'attribution des "volcanites de Kisfennsík" à la nappe de Kisfennsík ou à l'autochtone. Cette formation déformée et légèrement métamorphique comprend des débris de volcanites, de calcaires marmoréens clairs et de la matière tuffitique (altérite) dans une matrice de calcschiste-schiste rouge. Ces caractéristiques la rendent sensiblement similaire à la formation de Vöröskő (JIM-Vc), possédant les mêmes composants typiques sur le versant Nord du Haut-Plateau (et succédant aux calcaires à cherts dans la colonne stratigraphique). Cette formation, affectée par un fort aplatissement (fig. II.30), s'attache beaucoup plus à l'autochtone relatif, qu'à la masse non-métamorphique et non-schistosée des calcaires de Kisfennsík. Selon les descriptions et l'apparence cartographique, l'état actuel et la situation stratigraphique de ces volcanites peut s'expliquer de deux façons différentes.

. Je pense qu'elles forment le sommet de la série de l'Anticlinal du Nord, étant l'équivalent de la formation de Vöröskő et elles seraient charriées avec la nappe de Kisfennsík. Dans ce cas le fait que ces volcanites se trouvent toujours à proximité des calcaires de Kisfennsík serait dû à un rapprochement tectonique (fig. II.30b, c).

. Selon P. Pelikán et Gy. Less elles feraient partie de la nappe de Kisfennsík, constituant la base des calcaires non-métamorphiques. Dans ce cas leur état déformé serait dû au charriage et leur répartition cartographique suivrait à peu près les limites (stratigraphiques) des calcaires de Kisfennsík (fig. II.28a).

La question ne peut pas être résolue de manière satisfaisante : Á. Jám bor (1957) décrit des tufs et sédiments violacés au sein des calcaires de Kisfennsík, mais aussi dans les calcaires à cherts du parautochtone. Vu les conditions d'affleurement déplorables, on ne peut trancher. Je penche plutôt vers la première hypothèse, considérant l'état déformé et métamorphisé des "volcanites" comme un trait fondamental.

II.D.2. Les séries stratigraphiques

Les coupes présentées (fig. II.29) sont celles de Á. Jám bor (1957) modifiées selon la première hypothèse. On y reconnaît les deux types d'accidents compressifs et les deux types de nappes (Mónosbél et Kisfennsík) gisant sur l'autochtone relatif.

Les calcaires de Kisfennsík (TS-KcD).

La majeure partie du Petit-Haut-Plateau karstique est composée de ces calcaires massifs gris clair ou blanchâtres. Ils forment parfois des bancs épais. Si dans les cas exceptionnels le litage est visible, on peut observer beaucoup de structures sédimentaires dans ce calcaire non métamorphique et non-clivé. On y trouve essentiellement des membres du cyclothème de Lofer : tapis algaires, couches biodétritiques, et micrites à grands Mégalodontidés. Ce sont eux qui donnent l'âge norien de ces calcaires (Z. Schréter, 1934 ; Á. Jámbo, 1957 ; P. Pelikán et E. Véghné comm. pers.). Cette masse représente sans doute l'équivalent des calcaires de Dachstein, affleurant sur une grande épaisseur dans la nappe de Szilice. Les calcaires de Kisfennsík se sont déposés dans les parties intertidale à subtidale d'une plate-forme carbonatée.

"Volcanites de Kisfennsík" (Calcschistes de Vöröskő dans mon sens, JIM-Vc).

Observées en quelques affleurements, apparemment en semelle des calcaires de Kisfennsík, ces schistes rouges montrent un aspect très déformé. Il s'agit de schistes peu épais (20 m) rouges, violacés, avec des éléments volcaniques et des lentilles de calcaires bien aplaties (fig. II.30). Le chimisme des morceaux de laves est comparable à celui des autres volcanites triasiques de la région : généralement basique ou intermédiaire. Les galets de lave altérée et de calcaire marmoréen clair sont mélangés dans une matrice tuffitique à forte teneur en calcaire. Il n'y a aucune donnée biostratigraphique qui préciserait l'âge de cette formation. L'apport volcanique pourrait être lié soit à un épisode volcanique (carnien ?) soit plutôt à une période d'érosion et d'altération des volcanites préexistantes. Cette formation pourrait être l'équivalent de la formation de Vöröskő (JIM-Vc) en situation stratigraphique similaire. Elle appartiendrait donc à l'autochtone relatif.

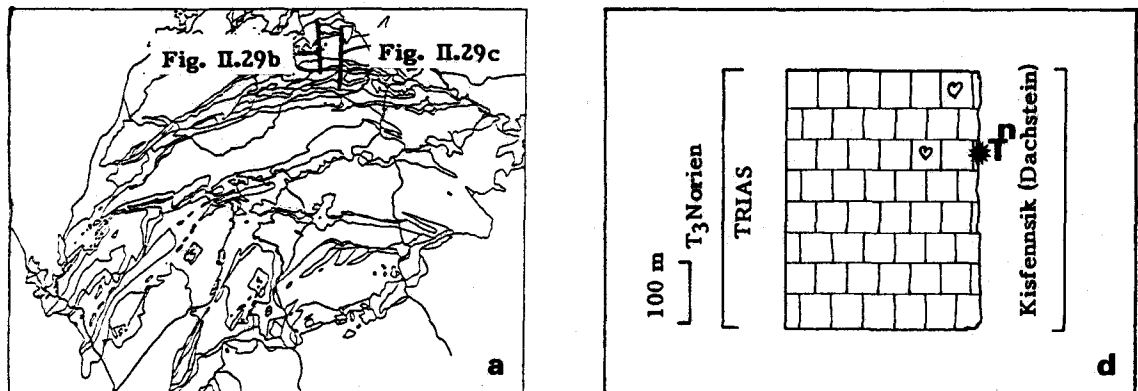


Fig. II.29 - Coupes à travers le Kisfennsík, d'après Á. Jámbo (1957), modifiées, complètement réinterprétées.

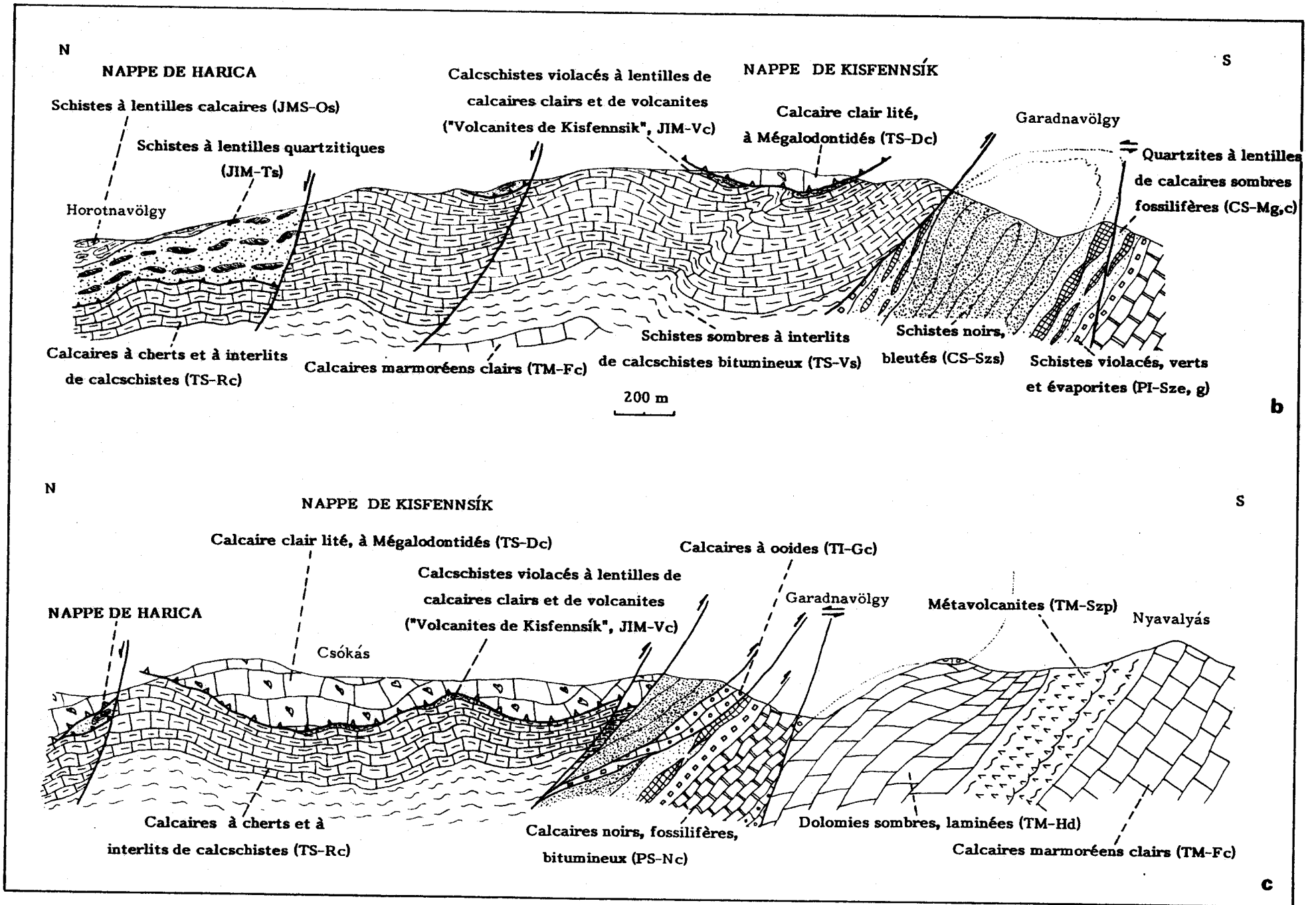
(Les coupes sont retournées de 180° par rapport aux dessins de la publication citée.)

a, Localisation des coupes.

b, La coupe de Nagy-som.

c, La coupe de Csókás. Notez la multitude de failles inverses récentes. Les "volcanites de Kisfennsík" sont attribuées à l'autochtone relatif, et constituent pour moi la formation de Vöröskő.

d, La série de la nappe de Kisfennsík.



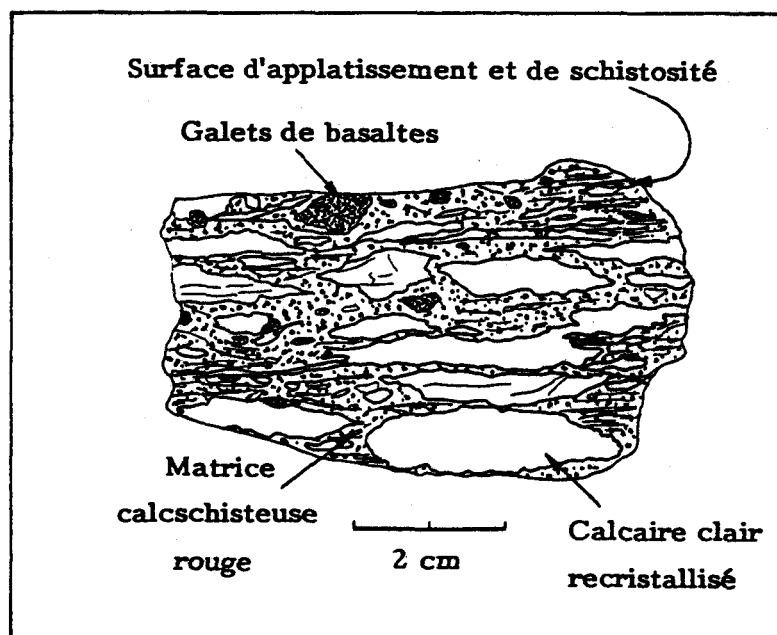


Fig. II.30 - Echantillon des "volcanites de Kísfennsík". L'échantillon est schistosé et métamorphique.

II.E. STRATIGRAPHIE DE LA SERIE DE DARNÓ.

II.E.1. Introduction.

Le linéament de Darnó (fig. I.9) forme une zone très perturbée d'environ 10 km de large. Cette zone est née lors d'un ou plusieurs épisodes décrochants durant le Miocène. Ce coulissage de grande ampleur (30 km pour Grill *et al.*, 1984) affecte tout l'édifice déjà assez compliqué de la région septentrionale de la Hongrie, mettant en contact les éléments de différentes unités tectoniques. On trouve dans cette zone des affleurements de nature très variée : la montagne de Rudabánya appartient à une digitation de la Nappe de Szilice, le mont d'Uppony, avec ses schistes et marbres paléozoïques épimétamorphiques, fait partie de l'unité de Torna-Bükk le mont Darnó avec ses volcanites et radiolarites triasiques est attribué à l'Unité de Melléte.

A l'Ouest de la faille Darnó, grâce à une exploration intense par sondages, on a découvert des restes de différentes unités, tels les calcaires de type ammonitico rosso assimilables aux roches de Rudabánya, les calcaires néritiques ladiniens pouvant appartenir à la nappe de Szilice ou à l'unité de Melléte, et une série pélagique de schistes, quartzites et calcaires appelée nappe de Recsk (Zelenka *et al.*, 1983). Cette dernière, anchimétamorphique, pourrait faire partie des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő du Bükk, ou pourrait représenter un faciès sans volcanites de l'unité de Melléte.

On va s'intéresser ici brièvement aux roches qui se trouvent à l'affleurement, au Mont Darnó, assimilées par beaucoup d'auteurs à l'unité de Melléte. Le mont lui-même est composé d'écaillés de décrochement ("exotic duplexes"). Cette série ne sera pas étudiée en détail. Je n'ai pas carté la région, et surtout en ce qui concerne les contacts stratigraphiques, les affleurements accessibles sont peu révélateurs. Il faut noter qu'aucune trace de cette série ne se manifeste dans le massif du Bükk proprement dit. Elle va être décrite seulement en raison de son importance géodynamique.

Une description sommaire des autres unités avoisinantes se trouve dans l'Annexe A.

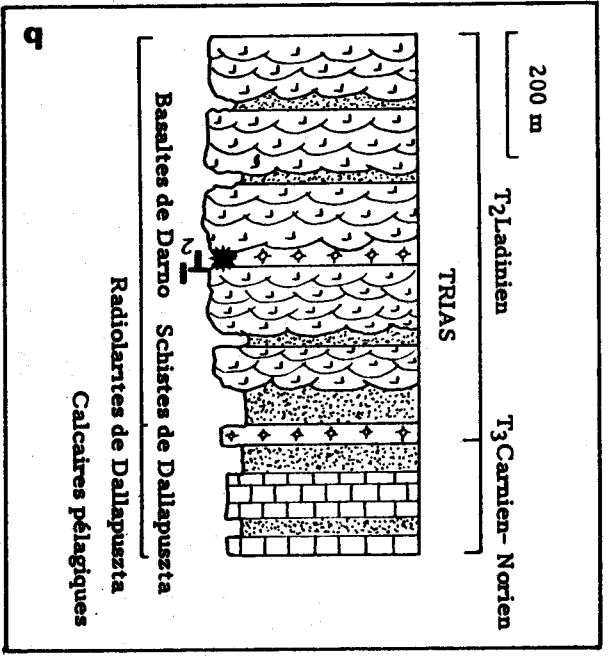
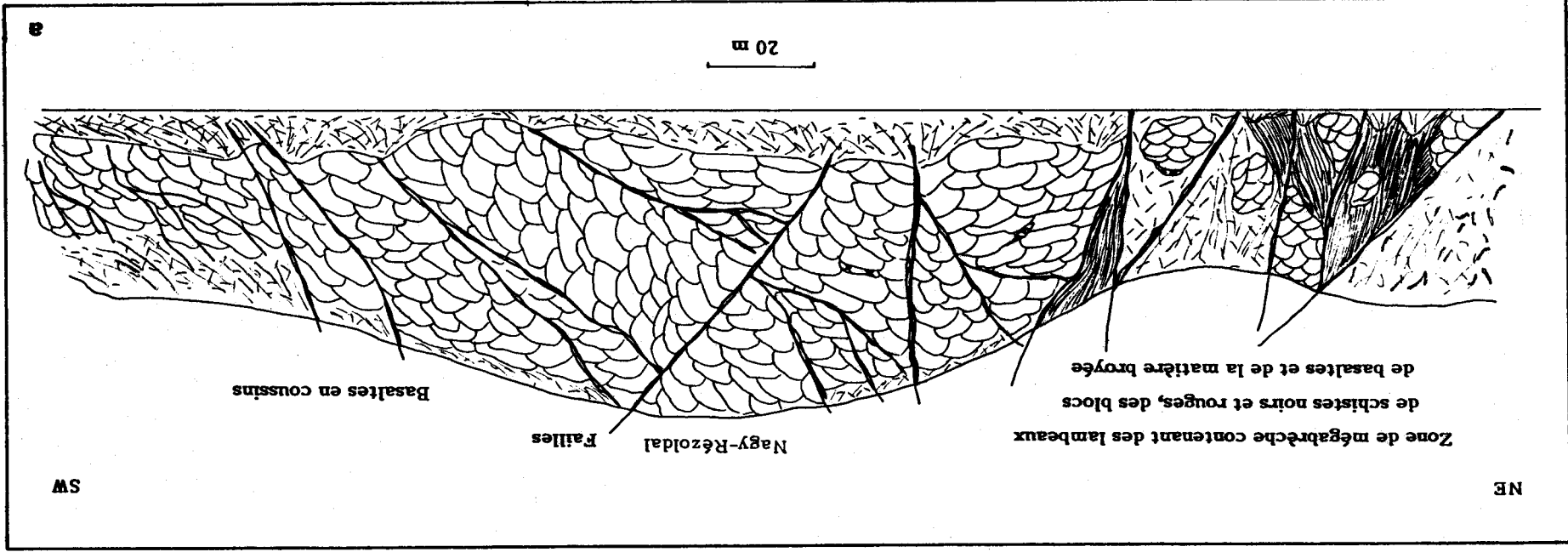
II.E.2. La série du Mont Darnó.

La coupe du mont Darnó (fig. II.31) nous montre une série tout à fait différente des précédentes : différente par son très faible degré métamorphique et par la présence de laves en coussins amygdaloïdes, associées à des radiolarites rouges et des schistes noirs. Cette série affleure en quelques endroits dispersés dans la région et a été traversée dans le sondage de Tornakápolna 3. Là, la série en question est emballée dans les évaporites appartenant à la semelle de l'unité de Szilice. D'après les datations de radiolaires (De Wever, 1984 ; Kozur in Réti, 1986) on connaît partiellement l'âge de cette série, qui est ladinienne. De par son âge et ses caractéristiques lithologiques, elle diffère nettement des nappes de Szarvaskő et Mónosbél, affleurant dans un mont voisin (Sirok-Várhegy). La série du mont Darnó est forcément incomplète, puisqu'elle est prise dans une immense zone de décrochement : la zone de Darnó. Les effets de celle-ci sont bien perceptibles à l'affleurement (fig. II.31). On observe grand nombre de surfaces décrochantes, des mélanges tectoniques de différentes roches et une structure de failles en pétales. La plupart de l'affleurement est composée de laves basaltiques, mais on y observe également des lambeaux de schistes noirs et rouges peu transformés.

Formation de Nagy Rézoldal.

Composée de grands coussins de laves amygdaloïdes, cette formation présente les caractéristiques des basaltes sous-marins tels que croûte hyaloclastique, spilitisation etc. Par endroits, la quantité considérable des vésicules diminue ou disparaît. Les schistes noirs et les radiolarites bien lités associés indiquent un milieu marin profond. Selon les études pétrographiques (Balla et al., 1980 ; Balla et al., 1983 ; Réti, 1986) ces basaltes sont à tendance tholéiitique et auraient constitué le fond de l'océan de Melléte (Grill et al., 1984 ; Kovács, 1984 ; Dercourt et al., 1984) ou correspondraient à l'ouverture de ce bassin (Balla, 1985).

Fig. II.31 - a, L'affleurement de Nagy-Rézoldal. La partie NE de la coupe est une grande zone de décrochement.
 b, La colonne stratigraphique de l'unité de Darnó, déduite de sondages profonds et d'observations de terrain par Zelenka et al. L'étoile représente le niveau daté. Des corps basiques appartenant à cette unité, mais affleurant ailleurs, ont été datés par méthode K/Ar du Trias moyen.



Quelques corps de serpentinites se trouvent entre les unités de Szilice et Torna et sont enveloppés par des évaporites de la base de Szilice. Ils sont également assimilés à cette formation (Grill et al., 1984).

Formation de Dallapuszta.

On regroupe sous ce nom les sédiments pélagiques, essentiellement des schistes noirs et des radiolarites, mais aussi des calcaires sombres micritiques déposés dans ce bassin. Connus surtout en sondages, ces sédiments peuvent atteindre une épaisseur considérable (500 m) constituant une série nettement pélagique. Les radiolarites en lits centimétriques sont datées du Ladinien (De Wever, 1984 ; Kozur in Réti, 1986) et quelques niveaux de calcaires sombres, micritiques, intercalés dans les schistes, du Carnien et du Norien (P. Pelikán, S. Kovács, comm. pers.). Jusqu'à présent on ne connaît pas le sommet de la série.

II.F. LES FORMATIONS POST-TECTONIQUES.

II.F.1. Introduction.

Un des grands obstacles à l'analyse de l'histoire géologique précise de la montagne du Bükk est la quasi absence de sédiments post-tectoniques anté-éocènes. Dans le massif du Bükk proprement dit, ce sont des sédiments éocènes supérieurs apparemment non-déformés, mais cependant ayant des forts pendages qui reposent sur les roches et structures mésozoïques (fig. II.33).

Dans les monts d'Uppony, on observe pourtant une série sénonienne grésoconglomératique (Böckh, 1867 ; Schréter, 1915 ; Brezsnayánszky et Haas, 1984) discordante sur les roches paléozoïques métamorphiques et déformées, mais elle-même affecté par des plis et des cisaillements tardifs. Bien que le Paléozoïque d'Uppony fasse partie du domaine bükkien, aucun caillou issu des roches mésozoïques du Bükk (s. str.) n'a pu être décelé dans les conglomérats.

Certaines roches oligocènes affleurant sur les bords méridionaux de la montagne du Bükk portent les traces d'une crénulation fine et pénétrative. De plus, les mesures paléomagnétiques effectuées dans les roches éocènes-oligocènes (Márton in Balla, 1987) témoignent d'une rotation antihoraire des régions occidentales, liée au fonctionnement du décrochement senestre de Darnó (voir chap. III.C.6).

La première question qui se pose est donc : par rapport à quel épisode ces formations crétacées-tertiaires sont-elles post-tectoniques ? Les conglomérats d'âge sénonien et les sédiments éocènes ne sont pas schistosés ni métamorphisés. Ils post-datent donc cette tectogenèse synschisteuse alpine. Puisque le conglomérat sénonien est plissé, affecté par des cisaillements plats et chevauché vers le Nord par la masse paléo-mésozoïque du Bükk proprement dit (Z. Schréter, 1944 ; P. Pelikán, comm. pers.), son dépôt est antérieur à une phase compressive d'écaillage.

Les sédiments éocènes et oligocènes ne sont apparemment pas affectés par des cisaillements plats. Dans l'avant-pays méridional du Bükk, dans un sondage profond, Cs. Bokor a pourtant observé un écaillage reprenant des formations oligocènes. Les sédiments paleogènes semblent être pris dans les déformations compressives induites par le décrochement de Darnó. On sait (Telegdi-Roth, 1938 ; Pantó, 1952 ; Zelenka et al., 1983) que cet accident a fonctionné au cours du Miocène inférieur-moyen.

Selon certains géologues (L. Fodor ; P. Varga comm. pers.) les calcaires éocènes seraient plissés et chevauchés par la nappe de Kisfennsik. Si cette observation s'avérait exacte, il attesterait d'une phase d'écaillage tardive (miocène) probablement liée aux mouvements de la zone de Darnó.

La formation crétacée n'affleure pas sur le terrain couvert par la carte 1. Les formations tertiaires n'ont pas été cartographiées ou examinées en détail, c'est pourquoi elles ne sont pas distinguées sur ce document. A la suite, seules les formations "post-tectoniques" les plus importantes vont être brièvement évoquées. Les descriptions ont été tirées de T. Báldi (1983), A. Nagymarosy (1987), des notes explicatives des cartes d'Eger et de Miskolc au 200 000^{ème} et des observations personnelles.

II.F.2. Les conglomérats crétacés (Gosau de Nekézseny).

La figure II.32 montre un bel affleurement de conglomérats sénoniens. Dans cette coupe les indices sédimentologiques (Brezsnyánszky et Haas, 1984 et observations personnelles faites avec F. Thiébault) montrent qu'ils sont en position renversée (fig. II.32b). Ailleurs dans la région, on peut trouver des affleurements de polarité normale. D'après des observations d'un affleurement (détruit depuis), Z. Schréter (1944) a proposé l'existence d'une faille inverse à pendage sud amenant le Trias inférieur du Bükk au-dessus de ces conglomérats.

Selon des sondages récents, décrits par P. Pelikán (comm. pers.) la surface de chevauchement serait plate et mettrait en contact les conglomérats renversés et des assises permienes supérieures à trias inférieures. Reste à préciser la vraie nature de cette surface plate. Elle pourrait correspondre à la surface d'érosion basale des conglomérats, elle-même renversée ; dans ce cas on aurait ces sédiments crétacés directement sur les couches du Bükk. Cette surface pourrait également représenter la faille inverse de Nekézseny proposée par Z. Schréter dont la formation pourrait être liée aux mouvements de la zone de Darnó, ou à des mouvements plus anciens.

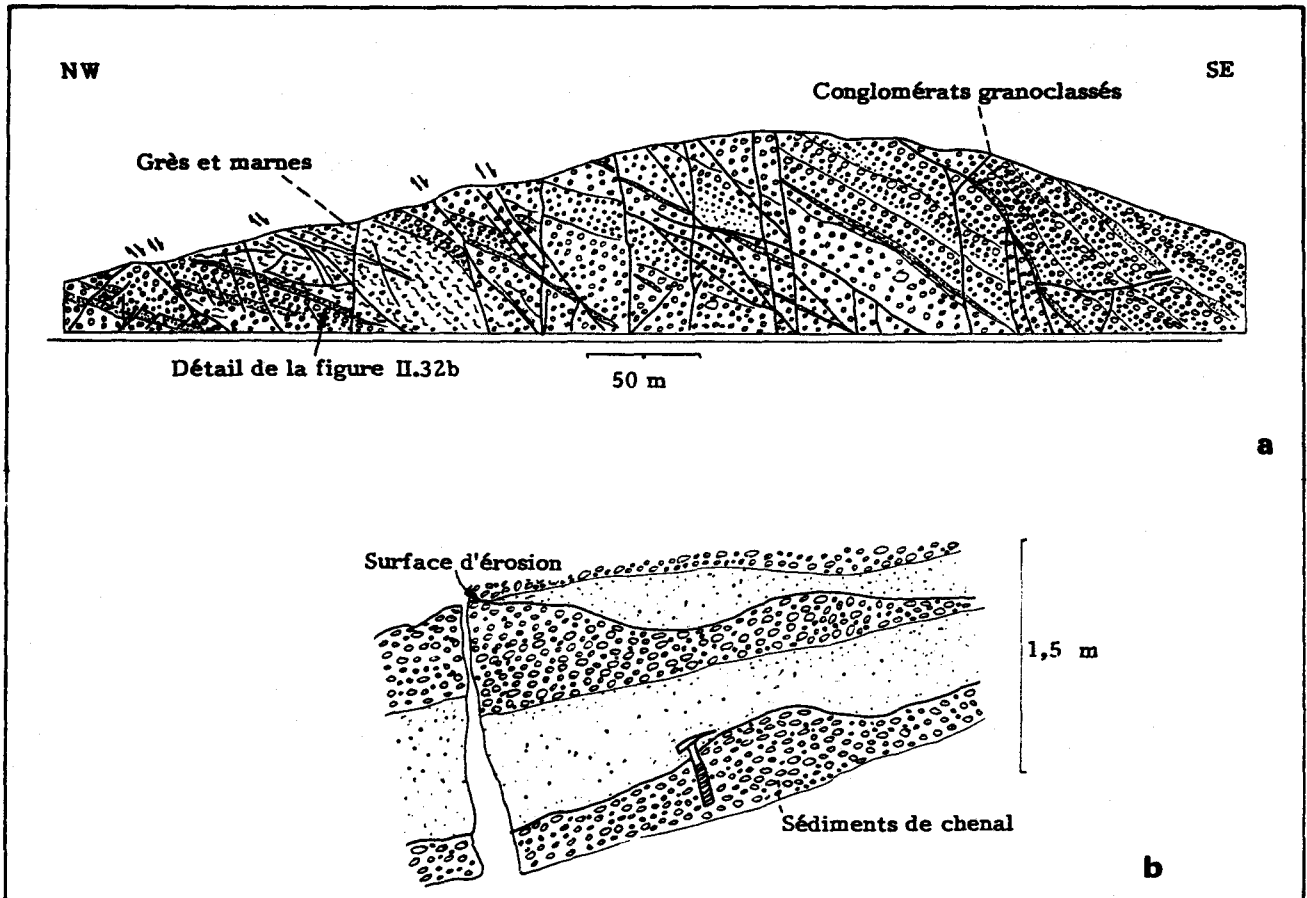


Fig. II.32 - a, Affleurement des conglomérats crétacés à Nekézseny, d'après K. Brezsnýánszky et J. Haas (1984).

La plupart des bancs sont granoclassés. Ce conglomérat est en position stratigraphique inverse.

b, Détail de l'affleurement a., On peut y observer des surfaces d'érosion indiquant une position stratigraphique inverse.

Formation de Nekézseny (CS-Ncgl ; Gosau de Nekézseny).

La formation de Nekézseny est constituée par une alternance de grands bancs de conglomérats, de grès et d'argilites. Les conglomérats sont parfois granoclassés, et présentent des figures sédimentaires caractéristiques de chenaux. Les galets bien arrondis et de forme oblongue sont composés de quartzites, de métamorphites, de roches provenant des monts d'Uppony et de Rudabánya (Brezsnýánszky et Haas, 1984). Quelques cailloux de provenance des Carpates internes (calcaire néritique à *Pseudolithocodium carpathicum* et *Protopenneroplis striata*; Misik, 1979) et des blocs d'un récif local à *Hyppurites* s'y trouvent également. Les grès grossiers sont polygéniques, et ont un ciment siliceux. De temps en temps on observe des débris végétaux. Les argilites et marnes de couleur gris jaune abondent en débris organiques végétaux. A part les spores et pollens, ils ne contiennent pas de microfossiles. Les microflores indiquent un âge sénonien (Sieglé, 1982).

Selon l'étude sédimentologique de K. Brezsnýánszky et J. Haas (1984) cette formation se serait déposée sur une pente marine abrupte, à des profondeurs considérables, toutefois pas très loin de la plate-forme littorale. C'est sur cette dernière que se seraient accumulés les dépôts de galets et de grès, et se serait installé un récif à *Pachyodontes*. Ce matériel aurait été resédimenté ensuite.

L'absence de roches issues du Bükk pourrait s'expliquer par des raisons sédimentologiques (organisation du réseau hydrographique et des courants) ou tectoniques (situation originelle beaucoup plus lointaine qu'actuellement). Pourtant la disparition de la couverture mésozoïque de type supposé bükkien des buttes-témoins paléozoïques d'Uppony et de Szendrő implique une érosion importante qui a dû opérer avant le Sénonien, puisqu'à cette époque-là, les roches paléozoïques étaient déjà à l'affleurement.

II.F.3. Les formations tertiaires.

Les formations tertiaires autour du Bükk montrent une très grande variété faciologique (fig. II.33). Plusieurs périodes d'émersion et les conditions marines peu profondes fournissent l'explication à cette diversité.

Les premières couches discordantes sur l'ensemble mésozoïque sont des sables, argiles bigarrées et conglomérats d'âge présumé éocène supérieur. Ces assises terrestres renferment parfois des passées houillères et se trouvent au Nord et au Sud du Bükk. Elles peuvent parfois atteindre une épaisseur considérable (200 m).

L'Eocène supérieur se caractérise par des sédiments carbonatés. Ce sont surtout des calcaires riches en algues rouges, en Nummulitidae, en polypiers et en mollusques, qui suivent les couches terrestres. Ces calcaires sont également répandus au Nord et au Sud du massif. Leur épaisseur peut atteindre quelques centaines de mètres.

Au Sud de la montagne du Bükk, les calcaires fossilifères éocènes passent à une marne pélagique, comportant des bancs de calcaires allodapiques. Ces marnes d'âge éocène sommital-oligocène basal peuvent représenter une épaisseur considérable de 100 m.

Elles sont suivies, toujours dans le secteur méridional, par des argilites spéciales : les couches de Tard. Ce sont des laminites, dont les lamelles sont composées respectivement de coccolites et d'argiles bitumineux. Ce faciès se serait déposé dans des bassins restreints, sous conditions euxines. Dans la partie centrale des fossés, ces laminites oligocènes inférieures peuvent atteindre les 100 m d'épaisseur. En un affleurement les laminites semblent affectées par une crénulation.

La formation qui les suit, se trouve au Nord, mais aussi au Sud du Bükk. C'est une argilite contenant des passées silteuses et des bancs de grès allodapiques. Ces argiles, dites de Kiscell, contiennent une riche microfaune marine oligocène supérieur (Báldi, 1983). Leur épaisseur varie entre 40 et plusieurs centaines de mètres. Sa partie supérieure contient des passées tuffitiques, des conglomérats et grès resédimentés. Ces fluxoturbidites peuvent être localement très épaisses. Les fossiles suggèrent une profondeur considérable du fond du bassin (500 m), donnant lieu au dépôt des argiles de Kiscell.

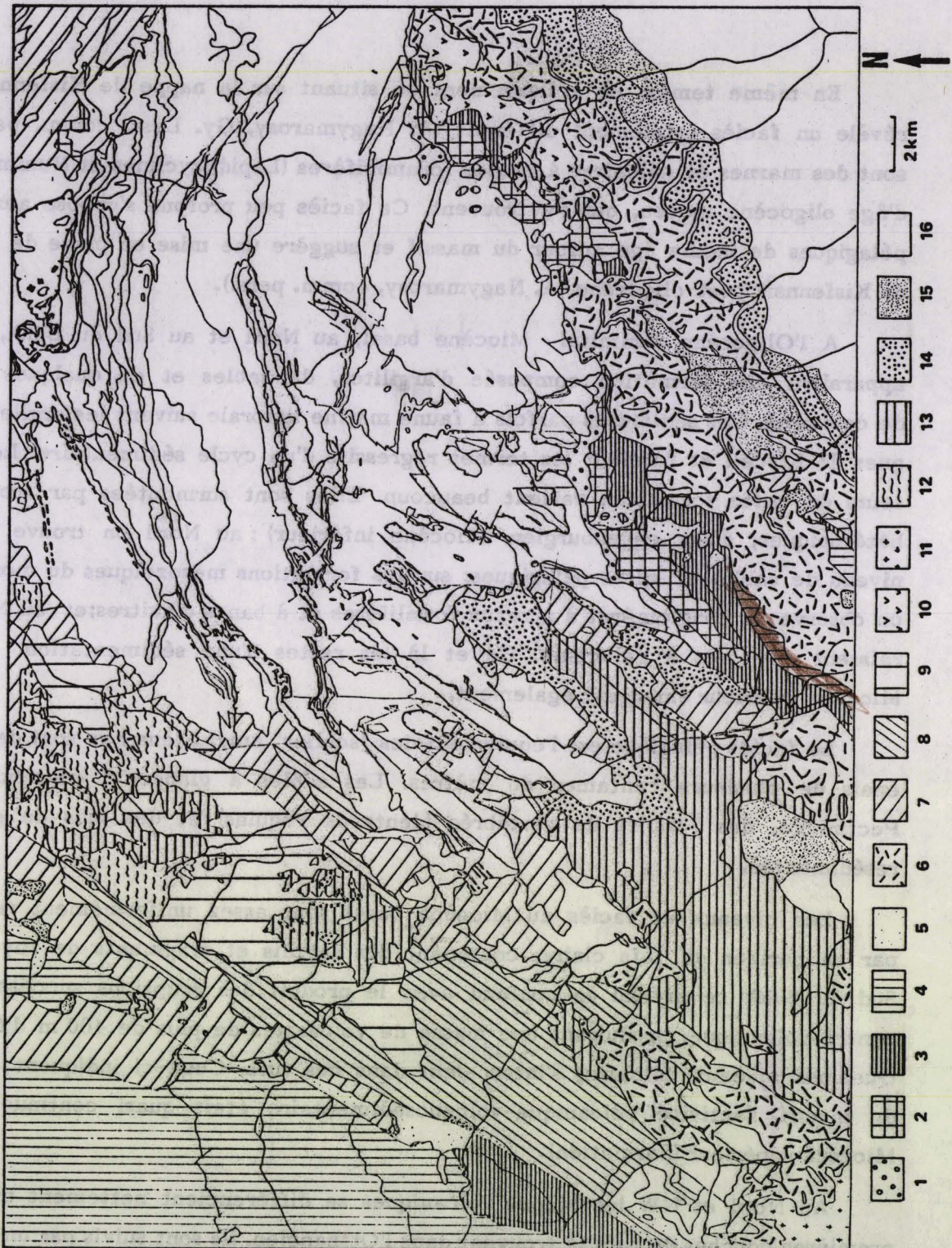


Fig. II.33 - Carte des formations tertiaires, d'après K. Balogh (1964), légèrement modifiée.

- 1, Conglomérat et sédiments terrestres de l'Eocène supérieur.
- 2, Calcaires à Nummulites de l'Eocène supérieur.
- 3 Marnes et calcaires allodapiques eocènes-oligocènes.
- 4, Argiles grises bathiales de l'Oligocène moyen-supérieur.
- 5, Sables fossilifères, conglomérats et argiles bigarrés du Burdigalien (Eggenburgien).
- 6, Tufs rhyolitiques du Miocène inférieur-moyen, au Sud du Bukk.
- 7, Argiles, couches houillères de l'Helvétien (Ottningien).
- 8, Grès à Chlamys, toit de la série houillère.
- 9, Schlier (Grès très fin) de l'Helvétien (Carpathien).
- 10, Rhyolites, ignimbrites du Miocène moyen.
- 11, Andésites du mont Matra, Miocène moyen (Badenien).
- 12, Marnes et argiles tuffacées avec quelques niveaux de craies fossilifères du Tortonien (Badenien).
- 13, Sables et argiles d'eaux saumâtres, gravier du Miocène supérieur (Sarmatien).
- 14, Tufs rhyolitiques du Miocène supérieur (Sarmatien).
- 15, Sables, argiles et lignites pliocènes (pannoniens).
- 16, Sédiments lacustres et alluviaux (Quaternaire).

En même temps, un affleurement se situant sur la nappe de Kisfennsík nous révèle un faciès totalement différent (A. Nagymarosy, Gy. Less, comm. pers.). Ce sont des marnes et calcaires à grands foraminifères (Lepidocyclines et Nummulitides) d'âge oligocène moyen, qui s'y trouvent. Ce faciès peu profond s'oppose aux argiles pélagiques de même âge autour du massif et suggère une mise en place de la nappe de Kisfennsík post-oligocène (A. Nagymarosy, comm. pers.).

A l'Oligocène sommital - Miocène basal, au Nord et au Sud du Bükk, on voit apparaître une formation composée d'argilites, de sables et de quelques niveaux de calcaires. Ces sédiments parfois à faune marine littorale suivent les argiles pélagiques de Kiscell et forment les termes régressifs d'un cycle sédimentaire. Les épaisseurs de cette formation varient beaucoup. Elles sont surmontées par trois faciès hétéropiques, d'âge eggenburgien (Miocène inférieur) : au Nord on trouve un épais niveau de sables et siltites pélagiques; sur les formations mésozoïques du mont Darnó on observe un conglomérat à niveaux fossilifères et à bancs d'huitres; et au NW apparaissent des grès à galuconie. Ça et là les restes d'une sédimentation terrestre Miocène inférieur émergent également.

Le faciès pélagique est l'équivalent des "schlier" autrichiens : ce sont des siltites épais de plusieurs centaines de mètres. Les sables à galuconie contiennent des Pectinidae, des fossiles de vertébrés (dents de requins) et des nids de galuconie resédimentés.

Les niveaux et faciès du Miocène basal sont assez uniformément recouverts par un horizon de tufs clairs, contenant des lapillis et fragments de rhyolite. Au Sud du Bükk ce niveau se confond avec le produit des éruptions successives d'un centre volcanique, produisant une masse de volcanites de plus de 400 m d'épaisseur. Quelques niveaux calcaires s'intercalent dans ces tufs. Ceux-ci indiquent qu'au sud du massif l'activité volcanique-volcanosédimentaire était quasi continue jusqu'au Miocène supérieur (Sarmatien).

Au Nord et NW les étapes volcaniques se différencient nettement mieux : les premières couches de tufs se trouvent dans l'Ottományien. Ils sont suivis par un ensemble lagunaire-marécageux, donnant naissance à des grès, argiles et plusieurs gisements houillers.

La série houillère est recouverte par des grès marins peu profonds contenant des Chlamys et divers autres mollusques. Ces grès d'une centaine de mètres d'épaisseur sont d'âge carpathien (Miocène moyen).

Au NW et au Nord des monts de Mátra on trouve un autre horizon d'aleurolite (siltite) d'âge carpathien. Cette série monotone, épaisse de 500 m s'est déposée à l'intérieur d'un bassin plus ou moins profond.

Tous ces faciès sont recouverts par un deuxième horizon tuffitique. Le chimisme de ces tufs est plus proche aux dacites. Dans la masse uniforme du Sud du Bükk, cet événement se caractérise par l'apparition d'effusions et d'intrusions dacitiques, parfois à l'hypersthène.

Les roches issues de cet épisode volcanique sont surmontées par des calcaires à algues rouges et à foraminifères, par des marnes, tufs et argilites d'âge badenien (Miocène moyen). Ces couches provenant d'eaux marines et saumâtres peuvent atteindre les 100 m d'épaisseur.

C'est à cette même époque, où s'est produit le paroxysme et l'activité volcanique des monts Mátra. Un grand complexe stratovolcanique de composition andésitique s'installe sur les sédiments du Miocène inférieur.

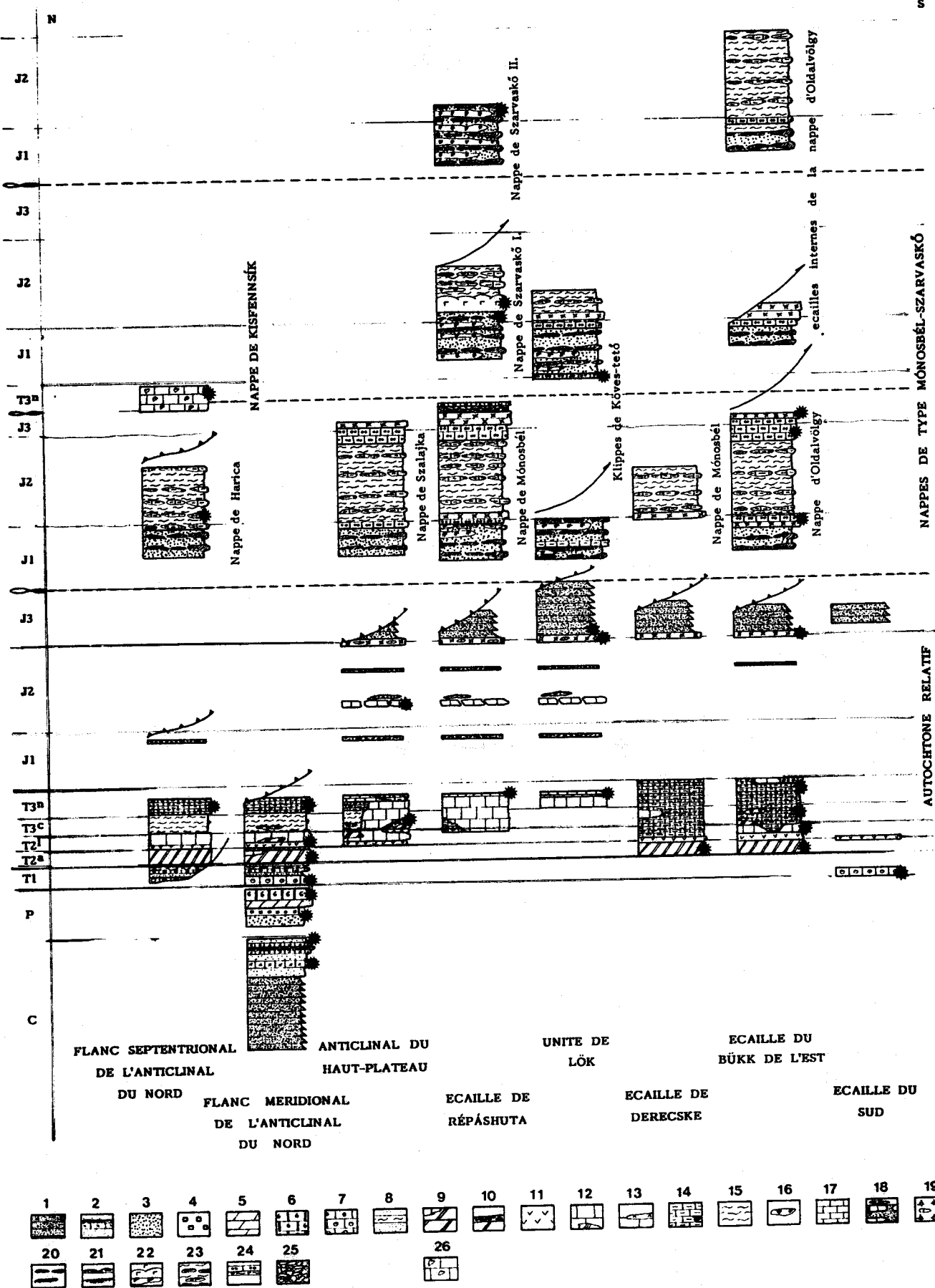
Les débuts du Miocène supérieur voient une période d'émersion quand des sables, argiles, et conglomérats terrigènes se déposent. Ils sont suivis par des couches carbonatées d'eau saumâtre puis par des conglomérats provenant de l'érosion des couches locales. Quelques niveaux d'argiles et de tourbe lithifiées se trouvent également dans la région.

Dans le Miocène sommital et Pliocène, un immense lac s'installe dans le secteur méridional, tandis qu'au Nord on voit les traces de dépôts fluviatiles.

Le bassin du Sud est comblé par des sables, argiles, parfois des conglomérats, donnant lieu dans la partie supérieure au dépôt de niveaux de lignite. L'épaisseur de ces couches pannoniennes (Miocène supérieur - Pliocène) atteint plusieurs centaines de mètres.

Au Nord, on trouve essentiellement du gravier, des sables graveleux et des argiles bigarrés provenant de la même époque.

Le Quaternaire, parfois puissant au Sud, se manifeste en tant que dépôts fluviatiles. Dans le massif du Bükk, grâce à une structuration pléistocène, des dépôts de talus et de karst s'accumulent. On peut également trouver du loess au NE de la Hongrie.



ILG. CONCLUSIONS.

Unités tectoniques

Lors de l'analyse stratigraphique on a vu que les roches de la montagne du Bükk forment trois grands ensembles tectoniques : le parautochtone, les nappes de Mónosbél-Szarvaskő et la nappe de Kisfennsík (fig. II.34).

L'autochtone relatif

La plate-forme uniforme

L'autochtone relatif comprend un Paléozoïque bien connu, affleurant dans le Nord de la montagne. Les lithofaciès mésozoïques sont homogènes jusqu'à la fin de l'Anisien, période durant laquelle des volcanites acides, intermédiaires et basiques se répandent sur une énorme plate-forme dolomitique. Ce volcanisme s'accompagne d'une différenciation de ce domaine sédimentaire, en trois domaines majeurs.

Le domaine de l'Anticlinal du Nord

Dans le secteur de l'Anticlinal du Nord les volcanites sont suivies par des carbonates néritiques de plate-forme, avec des variations internes de faciès. Le Carnien voit l'installation d'un bassin à sédimentation pélagique marneuse. Un second niveau de volcanites se met en place à cette époque. Cette sédimentation pélagique se poursuit dans le Norien avec des calcaires sombres micritiques à cherts. Ces calcaires sont à leur tour surmontés par un sédiment remanié, composé de débris de calcaires et de volcanites. L'âge de cette formation est présumé jurassique inférieur. Des hiatus ou une sédimentation condensée sont à envisager.

Fig. II.34 - Tableau sommaire des formations mésozoïques du massif du Bükk.

Les épaisseurs sont proportionnelles au temps. L'échelle du temps repart à chaque unité allochtone.

Autochtone relatif : 1, Schistes ardoisiers. 2, Quartzites à lentilles de calcaires fossilifères. 3, Quartzites et schistes varicolores. 4, Evaporites et schistes verts. 5, Dolomies bitumineuses. 6, Calcaires fossilifères bitumineux. 7, Calcaires à oïdes. 8, Schistes varicolores à lentilles de calcaires. 9, Dolomies noires laminaires. 10, Brèche de dolomies. 11, Métavolcanites acides et basiques. 12, Calcaires marmoréens clairs avec parfois des dolomies ou des calcschistes. 13, Volcanites basiques à interlits de calcaires à cherts. 14, Calcaires à cherts et à interlits de calcschistes. 15, Schistes sombres à interlits de calcaires noirs. 16, Corps intrusifs basiques. 17, Calcaires pélagiques varicolores. 18, Série remaniée, composée de blocs de calcaire marmoréen clair et d'une matrice de calcschistes violacés, à entroques et à olistolithes. 19, Radiolarites rouges, vertes, noires, parfois à olistolithes calcaires.

Nappes de type Mónosbél-Szarvaskő : 20, Schistes à lentilles de quartzites. 21, Niveaux de calcaires allodapiques et de conglomérats au sein de 20. 22, Basaltes en coussins et filons de gabbro. 23, Schistes à lentilles de calcaires. 24, Calcaires allodapiques à cherts noirs. 25, Brèche de radiolarites et quelques bancs de radiolarites noires.

Nappe de Kisfennsík : 26, Calcaires clairs à Mégalodontidés.

Le domaine du Haut-Plateau et de Répáshuta

Dans le secteur central (Haut-Plateau, Répáshuta) les volcanites aniso-ladiniennes sont suivies par une épaisse série de carbonates néritiques de plate-forme. Localement, au SE du domaine, un bassin se forme, où se déposent des volcanites et des calcaires à cherts pélagiques dans le Carnien et peut-être dans le Norien. Pendant le Ladinien, Carnien et Norien, sur l'essentiel du secteur, se déposent des calcaires clairs, parfois à restes de fossiles néritiques. Ces calcaires passent à des niveaux pélagiques et probablement resédimentés. Les niveaux resédimentés sont composés de calcaires-marnes varicolores pélagiques du Norien, de calcaires à cherts du Norien ?, de marnes à entroques, contenant des débris et parfois des gros blocs de calcaires néritiques et de volcanites. Les marnes à entroques servent de matrice à des blocs resédimentés de natures différentes. Son âge présumé est liasique-jurassique moyen. On soupçonne à cette époque l'intervention d'une puissante érosion sous-marine associée à une sédimentation très épisodique. Ces niveaux perturbés attestent d'une grande instabilité des marges au cours du Jurassique.

Le domaine du Bükk de l'Est

La partie méridionale de la montagne donne lieu à une sédimentation essentiellement pélagique. Quelques blocs de calcaire néritique de plate-forme peuvent s'observer dans le Ladinien, mais les volcanites aniso-ladiniennes sont recouvertes dans la plupart des cas par des calcaires à cherts du Ladinien, Carnien et du Norien. On notera la diversité des sous-faciès de cette formation. Elle est parfois recouverte d'une brèche calcaire à matrice marneuse. Ce niveau est-il l'équivalent des horizons resédimentés du secteur central ? Faute de fossiles, la démonstration de ce fait est très difficile.

Les faciès uniformes du Jurassique supérieur

Où non-érodés, les termes sommitaux de la série du parautochtone sont uniformément représentés par des radiolarites rouges de l'Oxfordien, suivies par une puissante série de schistes ardoisiers noirs, issus de la transformation de sédiments turbiditiques finement lités. Il est important de remarquer, que dans le domaine central les radiolarites (et rarement les schistes à leur base) contiennent des olistolites calcaires. La quantité de ces éléments remaniés semble diminuer vers le Sud. On n'en trouve plus dans les radiolarites de même âge dans le secteur du Bükk de l'Est.

En contraste avec la diversité des faciès du Trias moyen-supérieur et du Lias, les sédiments du Malm semblent recouvrir de manière très homogène les divers domaines différenciés jadis. On ne connaît pas les limites supérieures chronostratigraphiques de cette sédimentation.

Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő

Série stratigraphique

Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő sont essentiellement composées de deux types d'argilites schistosées : le premier contenant des lentilles et couches de grès, l'autre renfermant des blocs et assises de calcaires sombres, micritiques. Ces formations, ou plutôt ces faciès semblent évoluer dans le temps : on voit le taux de la matière carbonatée augmenter vers le haut. Ces deux masses assez uniformes de schistes contiennent très peu de niveaux marqueurs.

On notera la présence d'un olistostrome calcaire composé de galets d'âge triasique supérieur-liasique dans la partie inférieure des schistes à lentilles de grès, d'un horizon de calcaires et de volcanites resédimentés dans le Lias supérieur-Dogger, au passage entre les deux faciès et finalement de calcaires à ooides avec d'autres éléments resédimentés et d'une brèche à galets de radiolarites au passage Dogger-Malm, dans la partie supérieure des schistes à lentilles calcaires.

Magmatisme

Cette série peut renfermer des sills et des dykes mafiques et des masses de basaltes en coussins. Les volcanites sont fréquentes dans la partie inférieure (liasique-jurassique moyen) de la série, mais ne correspondent pas forcément à un seul niveau chronostratigraphique.

La nappe de Kisfennsík

La nappe de Kisfennsík, occupant une position structurale supérieure, est composée de calcaires néritiques du Trias supérieur. Leur faciès et le degré non-métamorphique de ces sédiments les rattache aux nappes de Szilice.

La série du mont Darnó

Les affleurements du mont Darnó révèlent une série composée de roches mafiques-ultramafiques (pour la plupart des basaltes spilitisés), de radiolarites du Trias moyen et de schistes noirs ou rouges. Cette série a fait partie de l'océan de Melléte. Elle n'affleure pas dans le massif du Bükk.

Les sédiments posttectoniques

Les sédiments post-tectoniques sont tous non-métamorphiques et beaucoup moins déformés, que leur substrat. Un conglomérat sénonien au Nord de la montagne du Bükk ne montre pas beaucoup de liens avec celle-ci. Les premiers niveaux discordants sur le Mésozoïque métamorphique sont des sédiments terrestres et calcaires

néritiques de l'Eocène supérieur. Une sédimentation essentiellement pélagique, mais fort complexe caractérise la région au cours du Paléogène. Ces sédiments sont affectés par les grands mouvements coulissants du Miocène, qui engendre une grande variété de milieux de dépôt, et contrôle la sédimentation dans des grands fossés d'effondrement autour du Bükk. La montagne elle-même est affectée par plusieurs transgressions et phases d'érosion au cours du Néogène.

La stratigraphie de la montagne du Bükk est résumée dans un tableau (fig. II. 34). Celui-ci montre bien que les différents domaines correspondent à des unités isopiques et structurales. Ces unités sont séparées par des failles inverses (voire aussi chap. III.C) plus jeunes que les contacts tectoniques séparant les nappes, puisque tout l'édifice est recoupé par ces chevauchements. La plupart de ces failles inverses passent le long de changements parfois brutaux de faciès (surtout dans le Trias supérieur), laissant penser qu'il s'agit d'anciennes failles limitrophes ou failles normales (séparant les différents milieux de dépôt dans le Trias), reprises en compression plus tard.

CHAPITRE III. STRUCTURES

III.A INTRODUCTION	p. 150
1, Modalités de l'étude structurale	p. 150
2, Historique	p. 150
III.B. LES STRUCTURES MAJEURES DU BÜKK	p. 153
1, Introduction	p. 153
2, Schéma structural	p. 154
III.C. ANALYSE STRUCTURALE	p. 156
1, Les nappes	p. 156
a, Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő D ₀	p. 156
b, La nappe de Kisfennsík D ₃ , D ₅ , D ₈	p. 160
2, Plis synschisteux P ₂	p. 163
3, Schistosités pénétratives S ₁ , S ₂ , S ₂ '	p. 173
a, Introduction	p. 173
b, La transposition des couches S ₁	p. 173
c, La schistosité régionale S ₂	p. 178
d, La schistosité associée S ₂ '	p. 178
4, Ecailles et cisaillements importants	p. 180
a, Introduction	p. 180
b, Les limites des écailles	p. 180
c, Les systèmes d'écailles	p. 189
d, Le problème de l'unité de Lök	p. 191
5, Plis postschisteux P ₃ , P _{4a} , P _{4b} , P _{4c}	p. 194
a, Les familles des plis postschisteux	p. 194
b, Les caractéristiques utilisées pour la séparation des familles	p. 197
c, Critères chronologiques concernant les plis postschisteux	p. 197
d, Les plis coaxiaux avec les plis synschisteux P ₃	p. 200
e, Les plis P _{4a} (D ₄)	p. 204
f, Les plis P _{4b} (D ₉)	p. 205
g, Les plis hectométriques P _{4c} (D ₉)	p. 205
6, Torsion des structures antérieures D ₅ , D ₆	p. 210
a, Le décrochement de Darnó	p. 210
b, Autres torsions de même type (en "cisaillement ductile") (D ₆)	p. 214
7, Tectoglyphes et événements de la tectonique cassante tertiaire D ₇ , D ₈ , D ₉ , D ₁₀	p. 216
a, Introduction	p. 216
b, Décrochements	p. 221
c, Chronologie des événements décrochants	p. 223
d, Failles normales	p. 228
III.D. CONCLUSIONS. HISTOIRE STRUCTURALE POST-JURASSIQUE DU MASSIF DU BÜKK	p. 234
1, Mise en place des nappes (D ₀)	p. 234
2, Les déformations intimes (D ₁ , D ₂)	p. 234
3, Les grands cisaillements et déformations postschisteuses associées (D ₃)	p. 235
4, Les plis P _{4a} et leur origine probable	p. 236
5, Le système décrochant de Darnó et ses satellites (D ₅ , D ₆ , D ₇)	p. 236
6, Les événements au cours du Miocène moyen-Pliocène (D ₈ , D ₉ , D ₁₀)	p. 238

III.A. INTRODUCTION.

III.A.1. Les modalités de l'étude structurale.

Afin d'analyser les structures et l'histoire de la déformation du massif, on a recueilli plus de vingt mille mesures concernant les différents marqueurs de la déformation. Ce travail a été effectué lors de la cartographie, lors de l'analyse structurale de Z. Balla et al. (1987) et lors du levé de quelques coupes avec M. F. Thiébault. Conjointement, j'ai aussi mené avec M^{lle} F. Bergerat une étude de la tectonique cassante dans les sédiments tertiaires entourant le massif du Bükk.

Les observations structurales ont aidé à tracer les cartes (cartes 1, 2, 3) et à dresser cinq coupes à travers la montagne (pl. h.t. 4). Les rapports géométriques entre les éléments tectoniques ont été analysés sur des cartes à grande échelle, sur stéréogrammes, ou, dans le cas de la tectonique cassante, par ordinateur à l'aide de programmes élaborés par le groupe de M. J. Angelier (Paris VI).

III.A.2. Historique.

Structures majeures

Le degré de déformation des roches du Bükk et les difficultés d'observation liées à la courverture sont à l'origine d'une multitude d'idées et d'hypothèses tectoniques concernant la structure du Bükk dont certaines ont déjà été évoquées dans le premier chapitre.

V. Uhlig (1907), grand spécialiste des nappes des Carpathes, a interprété ce massif comme une nappe carpathique. Après quelques années de travail de terrain, Z. Schréter (1916) a conclu que les roches constituant le massif du Bükk étaient affectées de plis isoclinaux, d'écailles et de nappes, à vergence sud. H. Böckh et al. (1930) sont arrivés à une conclusion similaire lors de leur analyse de la coupe de Lillafüred.

Zs. Szentpétery (1923, 1939) a proposé l'existence d'un pli renversé vers le Sud, se situant dans la vallée de Garadna. L. Lóczy jr. (1940) a pensé que les écailles proposées par Schréter s'étaient formées lors des mouvements cimmériens.

Après une nouvelle campagne cartographique, Z. Schréter (1943) a admis l'existence d'un autochtone relatif constitué par les calcaires de Berva-Subalyuk, surmonté par trois nappes : une composée de schistes noirs, une autre comportant des volcanites (de type Szarvaskő), elles-mêmes recouvertes par une grande nappe comprenant les calcaires du Haut-Plateau. En 1945 il a décrit un chevauchement vers le Nord sur les conglomérats crétacés de Nekézseny par la masse paléo-mésozoïque du Bükk.

Examinant la région de Lillafüred, K. Balogh (1950, 1951) y a reconnu un grand anticlinal renversé vers le Sud, appelé l'Anticlinal du Nord. Cette structure est identique à celle proposée par Zs. Szentpétery.

En 1954, Z. Schréter a décrit le charriage vers le Sud de la masse de Kisfennsik et a dessiné un synclinal secondaire (de Kemesnye) au sein de l'Anticlinal du Nord. Il a aussi suggéré un calendrier pour les déformations successives : d'après lui, les mouvements principaux, c'est-à-dire les plissements isoclinaux, se seraient effectués pendant la phase autrichienne, les écaillages vers le NW s'achevant lors des phases laramienne et savienne. Il a en outre admis l'existence de failles plus jeunes.

En 1964 K. Balogh a résumé les observations et études de son groupe dans une monographie accompagnée d'une carte à 1 / 100 000. Dans ce mémoire il a figuré beaucoup de coupes et il a donné une synthèse structurale basée essentiellement sur son interprétation stratigraphique.

D'après celle-ci, la montagne du Bükk serait formée de grands plis à vergence sud, les calcaires (et surtout les calcaires du Haut-Plateau et de Répáshuta) représentant le cœur des synclinaux, et les schistes (non différenciés) le cœur des anticlinaux. Sur sa carte et sur ses coupes il a aussi dessiné des failles inverses. Ces failles de vergence généralement sud correspondent en partie à celles proposées par Z. Schréter et à certaines de celles que j'ai moi-même reconnues.

Après une longue période de silence K. Szepesházy (1979), se fondant sur des considérations géodynamiques a proposé d'interpréter l'affleurement des magmatites basiques de Szarvaskő comme la preuve de l'existence d'une fenêtre, creusée au sein d'une nappe composée des calcaires du Haut-Plateau.

Suite à une analyse des terrains mésozoïques et paléogènes, S. Kovács (1982), M. Báldi-Beke et T. Báldi (1982) ont proposé l'existence d'un grand décrochement passant au Sud du Bükk (fig. I.6 et 7) et le long duquel celui-ci se serait déplacé de plus de 500 km vers le NE, selon un mouvement dextre.

A l'aide d'une cartographie détaillée dans la région de Szarvaskő, Z. Balla (1983) a démontré que les schistes et volcanites de ce secteur forment plusieurs nappes, et non une fenêtre. Cette idée a été acceptée et reprise par J. Dercourt et al. (1984), qui ont envisagé en outre un chevauchement relativement jeune de la masse du Haut-Plateau sur les schistes méridionaux, chevauchement recoupant les anciennes surfaces de charriage (fig. I.10a, 11a).

S'appuyant sur de nouvelles données stratigraphiques (Kozur, 1984), mais sans effectuer d'observations cartographiques ou structurales complémentaires, K. Balogh et al. (1984) ont proposé l'existence d'un chevauchement amenant l'Anticlinal du Nord et la masse calcaire du Haut-Plateau (formant leur "nappe de Fennsik") sur les schistes et volcanites du Sud du massif du Bükk (fig. I.11b, 12b). Cette idée trouve ses origines chez Z. Schréter (1916) et K. Szepesházy (1979).

En 1987 Z. Balla a résumé les travaux essentiellement cartographiques et structuraux de son groupe de recherche (Balla, 1983 ; Balla et al., 1986, 1987) en décrivant le parautochtone bükkien et la situation des nappes de Mónosbél et de Szarvaskő (fig. I.11c, 12c). Son œuvre analyse surtout les implications géodynamiques qui résultent de ses interprétations.

Après une mission de cartographie, Gy Less (1987, in prep.) a repris et développé les idées de Z. Schréter (1943), A. Jámor (1957) et de P. Pelikán (comm. pers.) sur la masse allochtone de Kisfennsík, et a décrit trois nappes (chap. II.D, fig. II.28). La nappe supérieure correspond à la nappe de Kisfennsík telle qu'elle est définie et décrite par la majorité des auteurs ou dans ce mémoire.

Micro-et mesostructures

La première mention de structures mésoscopiques est due à Z. Schréter (1916), qui a découvert des plis isoclinaux. En 1930 Z. Schréter et P. Rozlozsnik ont décrit la schistosité régionale dans les schistes noirs.

Plus tard, lors d'études détaillées de la montagne, divers auteurs ont fait des observations microstructurales importantes. T. Kilényi (1954) a décrit des plis post-schisteux. L. Szebényi (1951) puis M. Mészáros (1953) ont effectué des mesures structurales dans la masse schisteuse méridionale, mais ils en ont déduit des conclusions divergentes : pour l'un, la schistosité serait parallèle à la stratification, pour l'autre les mesures indiqueraient l'existence de plis dans les schistes.

Z. Balla (1983) et Z. Balla et al. (1986, 1987) ont apporté des précisions sur les mésostructures en plis et failles inverses, affectant la masse schisteuse méridionale et le rebord méridional du Haut-Plateau. Leur interprétation est à l'opposé de celle proposée par K. Balogh (1964), notamment leurs anticlinaux correspondent en gros aux synclinaux de K. Balogh.

Plusieurs chercheurs français ont publié les résultats de leurs travaux microtectoniques. J. Geysant et C. Lepvrier (1984) ont séparé plusieurs phases de déformation ductile, à savoir un plissement synschisteux et deux familles de plis postschisteux. F. Bergerat et al. (1983) ont publié des mesures sur la tectonique cassante tertiaire de la Hongrie ; cette revue assez générale donne des renseignements sur le linéament de Darnó.

Le linéament de Darnó

Ce dernier a été reconnu par K. Telegdi-Roth (1937), qui l'a décrit en tant que grand accident inverse d'âge miocène inférieur. K. Balogh (1952) a réétudié la faille Darnó et en a découvert d'autres segments plus au Nord. G. Pantó (1952, 1957) a prolongé cet accident jusqu'aux monts de Rubabánya.

Dans son œuvre majeure, K. Balogh (1964) a donné une image précise et détaillée de toute la zone de déformation le long de l'accident de Darnó lui-même. Sur sa carte il a figuré un faisceau de failles inverses subverticales.

En 1983, T. Zelenka et al. ont démontré que l'accident de Darnó est un décrochement senestre tertiaire et non un accident ancien. Ce décrochement serait à l'origine des flexures et torsions des structures dans le Bükk. Selon ces auteurs, cet accident recouperait plus au NE de la Hongrie tout l'édifice tectonique décrit par J. Grill et al. (1984; cf. Annexe A). Les mesures microtectoniques de F. Bergerat et al. (1983) et l'analyse faciologique des formations miocènes d'I. Szentpétery (1988, in press) ont confirmé le caractère coulissant senestre de ce linéament.

III.B. STRUCTURES MAJEURES DU BÜKK.

III.B.1. Introduction.

Lors de l'étude structurale, j'ai réussi à différencier onze systèmes de déformation, se formant pendant plusieurs phases. Tous ces événements ont affecté l'ensemble du massif du Bükk, mais seules cinq ont eu un impact profond sur le schéma structural.

Comme je l'ai résumé dans le chapitre stratigraphique, l'évolution tectonique du Bükk débute par l'arrivée des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (D₀). Lors de l'arrivée de ces nappes, ou peu après, les assises paléozoïques à jurassiques de la montagne subissent une première phase d'aplatissement (D₁). Suite à un charriage de masses allochtones importantes (actuellement absentes dans le Bükk), on observe l'apparition d'une schistosité régionale, formant les surfaces axiales des plis synschisteux à vergence sud (D₂, anté-senonienne). Cette phase est suivie par la formation de plis postschisteux et par la genèse de grandes surfaces de cisaillement portant surtout vers le Sud (D₃). Cet événement semble affecter les conglomérats sénoniens. Plus tard, on constate la naissance d'une deuxième famille de plis postschisteux (D₄). Toutes les structures jadis acquises seront déformées en une sorte d'arc par le fonctionnement d'un système de décrochement miocène inférieur appelé Darnó (D₅). Puis se produit une torsion similaire, mais selon des directions modifiées (D₆). Les directions de raccourcissement encore une fois modifiées, on peut observer l'installation d'un nouveau système décrochant, caractérisé par des failles de direction E-W dextres, et des failles normales de direction NW-SE (D₇). Probablement au cours du Miocène moyen on constate l'apparition d'un nouveau système décrochant compressif, poussant la moitié septentrionale du massif sur la moitié méridionale, selon un grand accident senestre-inverse, longeant le Haut-Plateau par le Sud (D₈). Cet accident majeur est à son tour tordu par des plis postschisteux hectométriques, mais aussi de plus petite taille, indiquant un fort raccourcissement dans la direction E-W (D₉). Le Miocène supérieur est affecté par un système de coulissage, créant ainsi des bassins en transtension profonds au sud du massif du Bükk (D₁₀).

Dans ce chapitre je vais d'abord décrire le schéma structural, puis je tâcherai d'énumérer les éléments structuraux relatifs aux phases de déformation. Un aperçu de l'histoire de la déformation du massif sera donné en conclusion.

III.B.2. Le schéma structural.

Du fait de la complexité de cet édifice structural polyphasé, il convient en effet d'avoir d'abord une idée des déformations globales envisagées. Cartographiquement on observe cinq types de structures résultant de la succession de cinq phases de déformation (D_0 , D_2 , D_3 , D_5 , D_8) (fig. III.1).

La structure primaire du massif est définie par la superposition de diverses nappes sur l'autochtone relatif bükkien (D_0) (fig. III.2). Ces nappes doivent être rangées dans deux groupes : le premier rassemble les nappes de type Szarvaskő-Mónosbél déformées et métamorphisées avec leur autochtone relatif ; le deuxième regroupe des fragments de la nappe de Kisfennsík (fig. III.2) qui est beaucoup moins déformée et non-métamorphisée.

En second lieu l'édifice est plissé (carte 2), formant des plis kilométriques (D_2), puis découpé par des failles inverses (D_3) qui seront analysées plus loin. Ces cisaillements délimitent 6 écailles ou blocs-écailles qui résultent manifestement du clivage de trois grands ensembles, définis au niveau du parautochtone. Ces trois ensembles correspondent selon toute vraisemblance à trois domaines paléogéographiques différenciés au sein de ce parautochtone durant le Trias (fig. II.3 ; voir aussi chap. V, fig. V.6 et 7).

Le troisième épisode majeur de déformations (D_5), décelable déjà en carte, se marque par la torsion de toutes les structures préexistantes (carte 3, fig. III.1). Cette courbure en arc à concavité au Sud, serait le résultat du "moulage" de l'édifice tectonique contre deux grandes zones de décrochement : senestre de direction NNE-SSW et dextre NW-SE. Des grands décrochements, répliques des précédents, s'observent à l'intérieur du massif. Le linéament majeur de ce système, la faille de Darnó, est connu depuis longtemps (Telegdi-Roth, 1937, Zelenka et al., 1983 ; cf. chap. III.A.2).

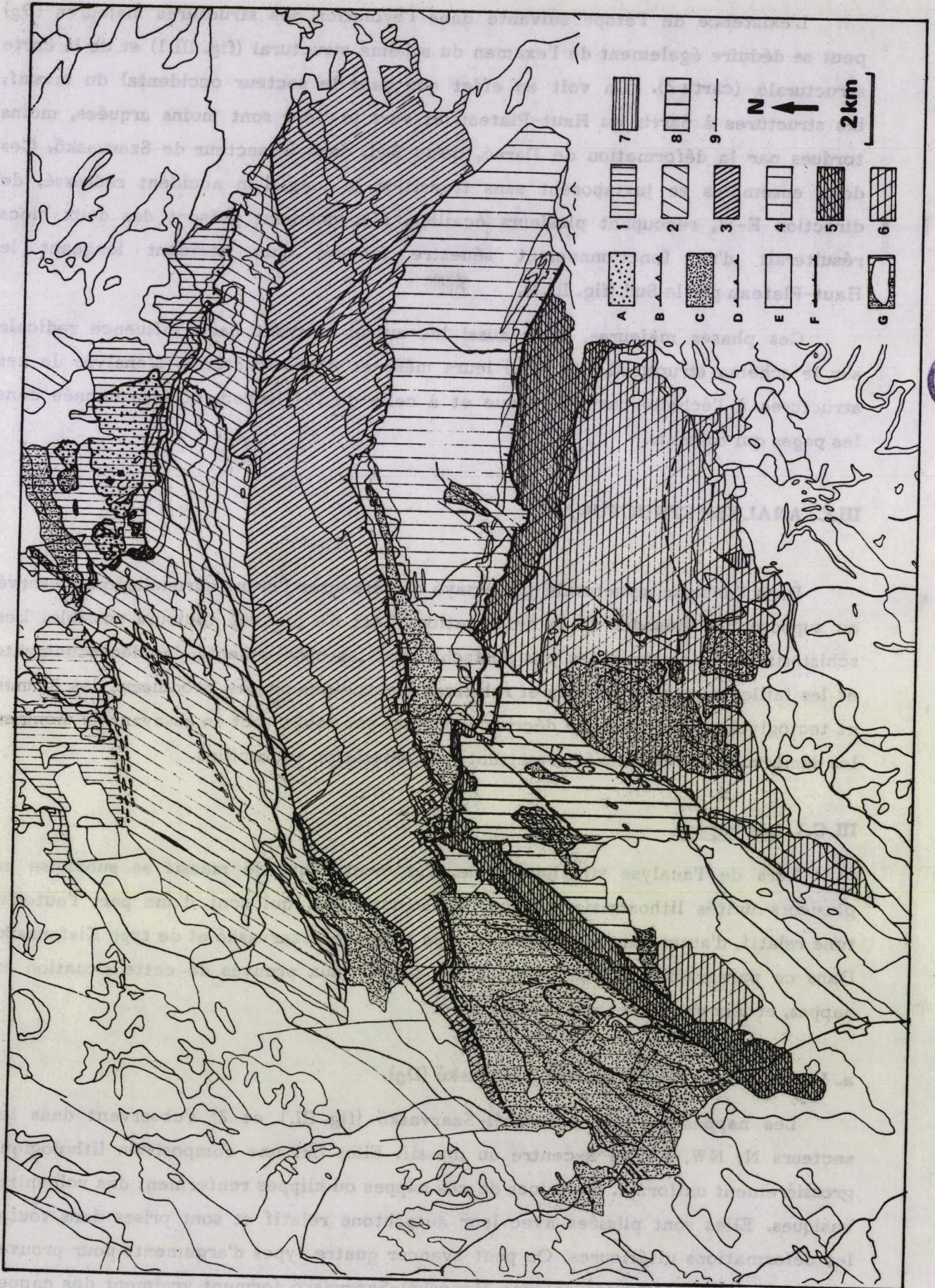
Les torsions, rotations et flexures imposées par ce système de décrochements en compression ont engendré un rejeu des plans de cisaillement préexistants. Ce rejeu a été le plus spectaculaire dans le secteur SW du massif, où l'on observe un serrage des écailles. L'exagération du chevauchement du "bloc-écaille" de Répáshuta aurait abouti à la formation d'un lambeau poussé loin au SE, sur des écailles plus méridionales : c'est ainsi que je conçois la genèse de l'unité du Lök.

Fig. III.1 - Schéma structural.

A, Nappe de Kisfennsík ; B, Front de la nappe de Kisfennsík ; C, Nappes de type Mónosbél-Szarvaskő ; D, Fronts des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő ; E, Autochtone relatif ; F, Accident majeur récent de Tebe-Sud du Haut-Plateau ; G, Sédiments post-tectoniques

1, Bloc-écaille du flanc septentrional de l'Anticlinal du Nord ; 2, Bloc-écaille du flanc méridional de l'Anticlinal du Nord ; 3, Bloc-écaille de l'Anticlinal du Haut-Plateau ; 4, Bloc-écaille de Répáshuta ; 5, Bloc-écaille de Derecske ; 6, Bloc-écaille du Bükk de l'Est ; 7, Unité allochtone récente du Lök ; 8, Ecaille méridionale (engloutie sous les sédiments tertiaires) ; 9, Surfaces d'écaillage.

Seules les failles récentes les plus importantes ont été indiquées.



BU
LILLE

L'existence de l'étape suivante dans l'évolution des structures majeures (D_g) peut se déduire également de l'examen du schéma structural (fig. III.1) et de la carte structurale (carte 2). On voit en effet que dans le secteur occidental du massif, les structures à partir du Haut-Plateau et vers le Nord sont moins arquées, moins tordues par la déformation de Darnó, qu'au Sud, dans le secteur de Szarvaskő. Ces deux ensembles se juxtaposent sans transition le long d'un accident redressé, de direction E-W, recoupant plusieurs écailles. L'agencement présent des deux blocs résulterait d'un fonctionnement sénestre inverse d'un accident longeant le Haut-Plateau par le Sud (fig. III.1).

Ces phases majeures, mais aussi les autres n'ayant pas d'influence radicale sur le schéma structural, ont créé leurs méso-et microstructures. L'analyse de ces structures à l'échelle cartographique et à celle de l'affleurement sera donnée dans les pages qui suivent.

III.C. ANALYSE STRUCTURALE.

Dans l'analyse structurale j'ai essayé de respecter l'ordre chronologique observé ou supposé des épisodes de la déformation. Ceci n'a pas été toujours possible. Les schistosités pénétratives, les plis postschisteux, les cisaillements, les décrochements et les failles normales, relatifs et relatives à plusieurs phases, produisent des formes et tectoglyphes similaires. Je décris ces formes ensemble, tout en essayant de montrer les démarches ou réflexions permettant leur séparation en familles.

III.C.1. Les nappes.

Lors de l'analyse stratigraphique, j'ai montré que le massif se subdivise en plusieurs unités lithostratigraphiques et structurales, qui sont d'une part l'autochtone relatif, d'autre part les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő et de type Kisfennsík. Dans ce paragraphe je vais m'intéresser surtout aux preuves de cette situation en nappes, et aux problèmes que cela soulève.

a. Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (D₀).

Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (fig. III.1 et 2) s'observent dans les secteurs N, NW, SW et S-centre du massif. Elles ont une composition lithologique grossièrement uniforme. Certaines de ces nappes ou klippen renferment des volcanites basiques. Elles sont plissées avec leur autochtone relatif et sont prises dans toutes les déformations ultérieures. On peut avancer quatre types d'arguments pour prouver que les masses schisteuses de type Mónosbél-Szarvaskő forment vraiment des nappes chevauchant le parautochtone bükkien.

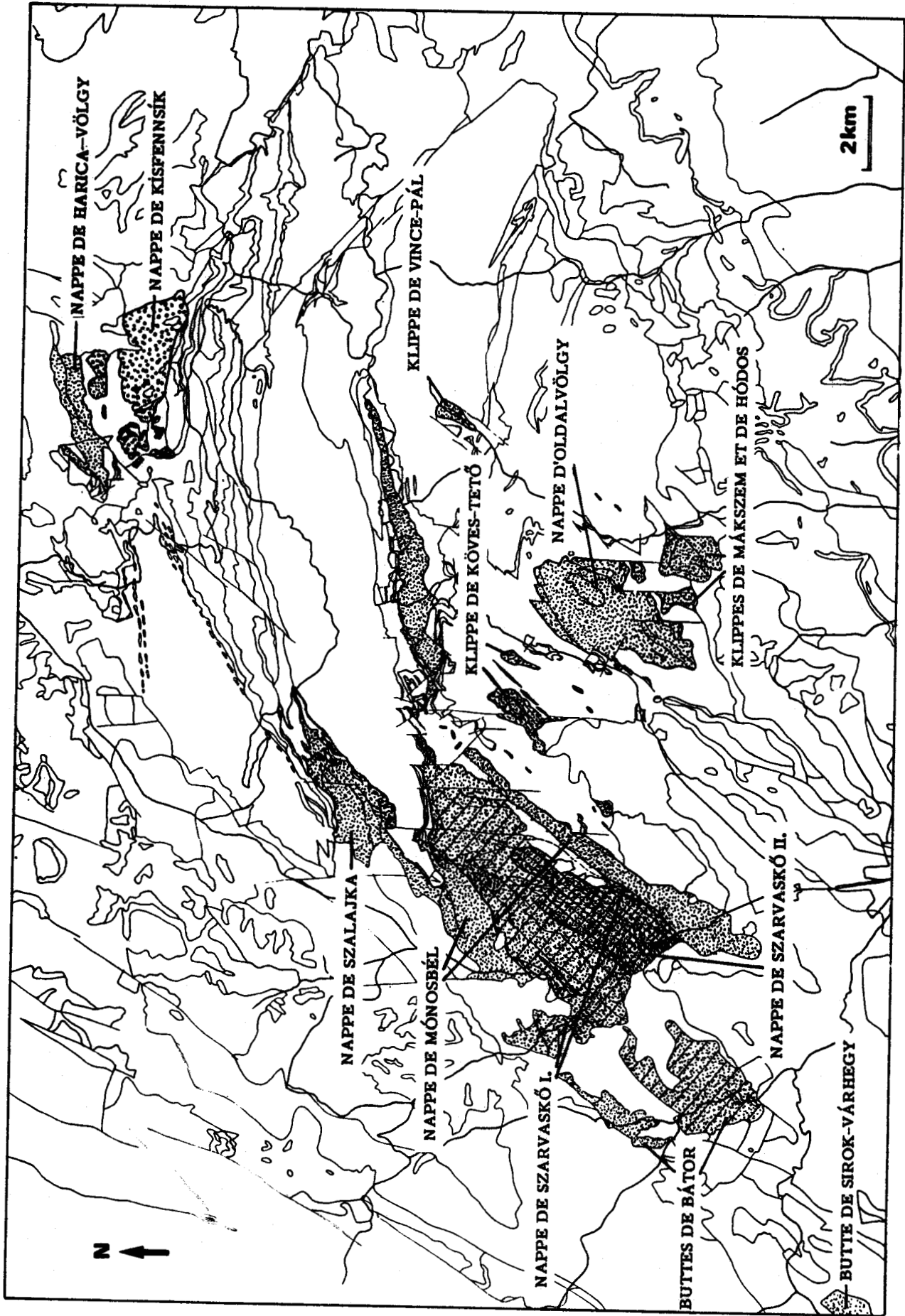


Fig. III.2 - Localisation des nappes dans le massif du Bükk.
Les différents figurés au sein des nappes de type Mónsbél-Szarvaskő indiquent les nappes individuelles superposées.

Le premier argument repose sur les quelques données biostratigraphiques. Les roches sédimentaires les plus anciennes appartenant aux nappes semblent être d'âge liasique inférieur (voir chapitre II.C). Deux horizons de calcaires, resédimentés à l'état encore non-lithifié (les horizons de Jómarci et d'Odvasbükk), indiquent des âges respectivement liasique basal et liasique sommital. Les éléments remaniés datés de ces niveaux proviennent d'environnements néritiques et rien n'indique une diagenèse précédant leur resédimentation. C'est pourquoi je présume un remaniement de peu postérieur à leur dépôt originel. Ces horizons repères délimitent en gros l'intervalle de sédimentation de la formation de Tardos.

Les terrains les plus jeunes du substratum sont composés de radiolarites suivies par des schistes ardoisiers (F. de Bányahegy et de Lök ; voir chapitre II.B.5, 6). Les premières ont été datées de l'Oxfordien à deux endroits distincts. Les schistes ardoisiers n'ont été datés qu'indirectement : des conglomérats à galets de radiolarites au sein de ces schistes ont fourni un âge bajocien. On peut donc conclure que les schistes ardoisiers sont plus jeunes que le Bajocien, et probablement plus jeunes que l'Oxfordien.

Dans l'interprétation la plus simple, le substratum serait donc un autochtone relatif dont les formations les plus récentes seraient d'âge jurassique supérieur à plus récent et qui serait surmonté par des nappes renfermant des formations d'âge liasique.

On doit pourtant exprimer quelques réserves en ce qui concerne cet argument. Le caractère remanié des blocs en question (surtout ceux des nappes) ne permet d'obtenir qu'un âge maximal pour les formations concernées. La possibilité d'une resédimentation à l'état non-consolidé semble malgré tout indiquer que l'âge obtenu est à peu près celui de la formation concernée. Ceci est d'autant plus vraisemblable qu'on observe une série stratigraphique compatible avec ces datations (chap. II.C.3, fig. II.24).

Le deuxième argument est fondé sur le fait que les volcanites et les intrusions basiques dans les schistes de Tardos (élément des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő) n'ont jamais été observées dans leur substratum (voir chap. II.C). De même, les effets thermiques liés aux grands filons basiques ne se manifestent que dans les schistes de Tardos et non dans les schistes ardoisiers voisins (F. de Lök), qui formeraient leur soubassement tectonique et mériteraient donc bien le nom d'"autochtone relatif".

Un point délicat est malgré tout à analyser plus en détail. Il concerne des affleurements grands de quelques dizaines de mètres, de gabbros de type Szarvaskő dans la vallée de Kós, au SW de la klippe de Köves-Tető (fig. I.3, III.2, carte 1). Là, le premier argument semble peu pertinent : ces corps intrusifs en forme de lentilles semblent en effet emballés dans des schistes ardoisiers qu'on pourrait ranger dans l'autochtone relatif. Ce dispositif n'est selon moi qu'une apparence : ces paquets sont toujours, en fait, contenus dans des schistes à débit lenticulaire, comportant des lentilles de grès, donc lithologiquement identiques à la formation de Tardos, et non dans des schistes ardoisiers (formation de Lök) (fig. III.3).

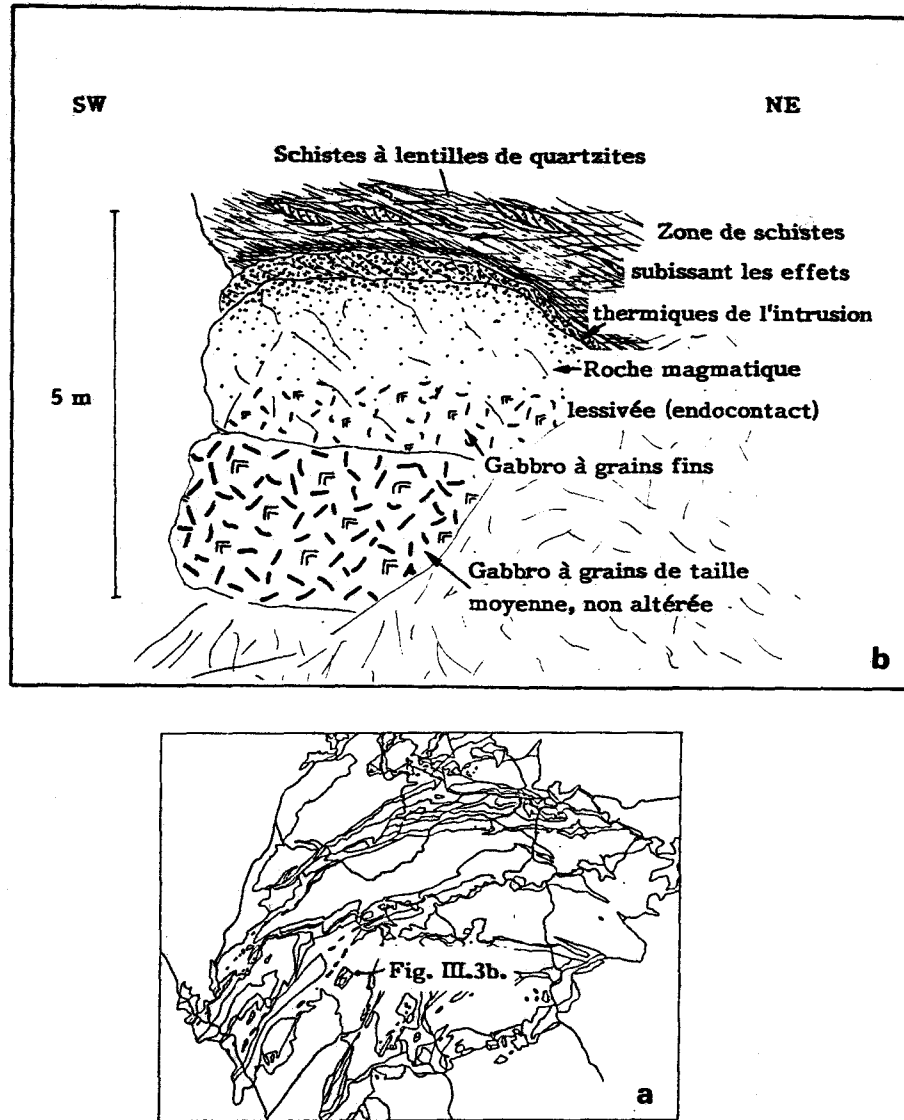


Fig. III.3 - Affleurement de gabbros injectés dans des schistes à lentilles de quartzites (formation de Tardos) à Kósvölgy, ancienne carrière du chemin de fer. On observe une auréole de contact thermique dans les schistes et une évolution de la taille des cristaux du filon basique. La figure II.25 montre la situation de cet affleurement dans une coupe.

Les trois affleurements de roches basiques sont inclus dans une mince bande de schistes à lentilles gréseuses plus ou moins rectiligne et de direction NE-SW. Cette zone est parallèle à la direction d'une famille majeure de décrochements et disparaît dans le cœur d'un pli complexe à Imókö-Feketelen (carte 1).

C'est pourquoi je considère que ces corps basiques, qui portent les traces d'une fracturation intense, seraient pris dans une zone de décrochement à jeux multiples. Ils ont fort probablement appartenu aux klippe voisines et le jeu normal de l'accident les aurait amenés entre deux compartiments découpés dans l'autochtone relatif.

Le troisième argument tient dans ce que l'on peut appeler la discordance apparente de formations, généralement encore celle de Tardos, sur diverses roches de leur substratum (carte 1, fig. II.15a et b).

On pourrait éventuellement interpréter cette surface comme une surface de discordance stratigraphique, mais le premier et le deuxième argument de ce paragraphe s'y opposent.

Ce dispositif implique évidemment une ablation de certains termes mésozoïques de l'autochtone relatif, de plus en plus profonde du Sud vers le Nord. En effet, la formation de Tardos repose au Sud sur des schistes ardoisiers et des radiolarites du Jurassique supérieur, sur les séries remaniées du Lias dans le secteur centrale du massif, et enfin au Nord directement sur des calcaires du Trias supérieur (carte 1, pl. h.t. 4).

Cette dénudation peut avoir plusieurs origines. Elle pourrait être liée à des phénomènes de troncature sommitale ou à une phase d'érosion précoce avant la mise en place des nappes.

Le quatrième argument en faveur de l'existence des nappes est en quelque sorte le symétrique du troisième. Il consiste surtout en observations réalisées dans le secteur du Bükk de l'Est, notamment entre les nappes et klippe d'Oldalvölgy et de leur autochtone relatif (fig. III.2, carte 1). Là, on observe le repos de diverses formations des nappes sur la même formation de Lök (fig. III.4, carte 1). L'explication la plus simple de ce phénomène est d'admettre l'existence d'une troncature basale des nappes. Cette "érosion tectonique" a pu gommer les schistes sous la formation calcaire plus résistante de Bükkzsérc.

b. La nappe de Kisfennsík (D₃, 5 ou 8)

Les affleurements de la nappe de Kisfennsík se trouvent uniquement au Nord de la montagne du Bükk. Ils sont composés de calcaires massifs du Trias supérieur qui ne sont pas métamorphisés. Contrairement aux affleurements de leur substratum, c'est à dire du parautochtone et des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő, ils ne montrent pas de déformations intimes synschisteuses.

Les problèmes concernant la séparation et la délimitation de la nappe de Kisfennsík ont été traités dans le chapitre II.D. Je rappelle simplement, que les "volcanites" de Kisfennsík appartiennent selon moi au substratum tectonique et donc les limites de l'unité supérieure (la nappe de Kisfennsík) seraient tracées au-dessus des calcaires à cherts et des "volcanites" (équivalents selon moi des calcschistes remaniés de Vöröskő ; chap. II.B, D).

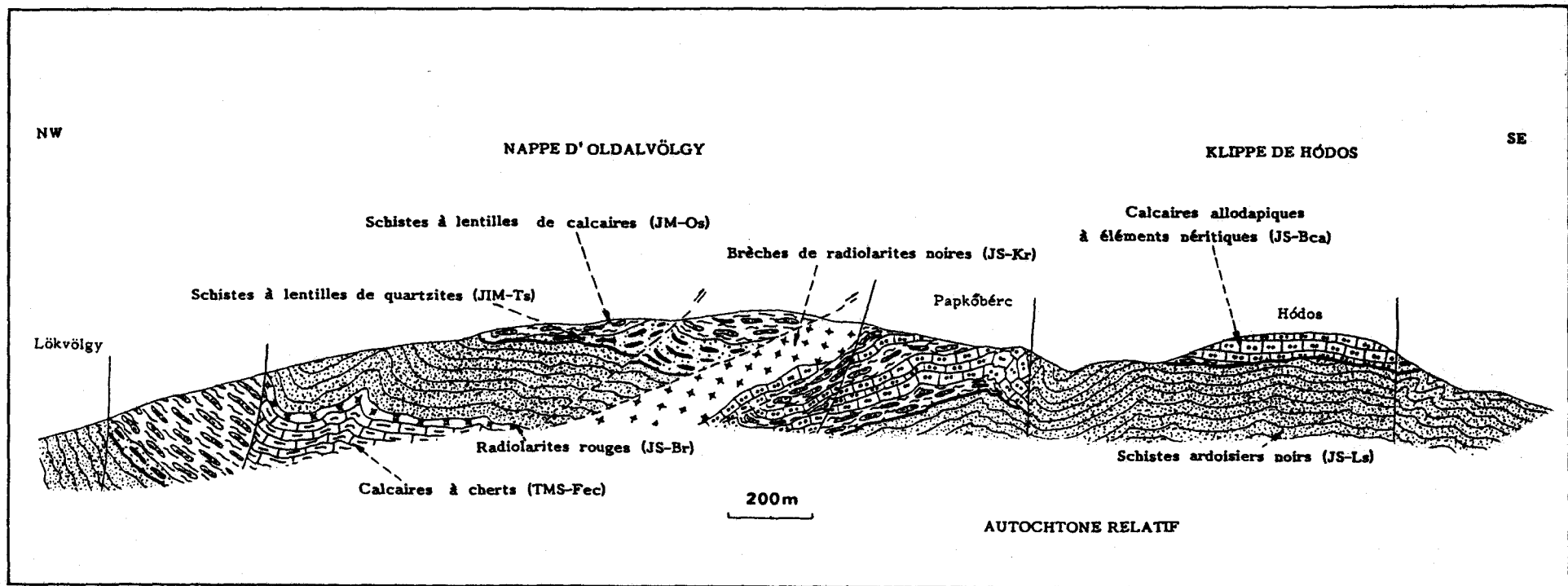


Fig. III.4 - Coupe à travers Oldalvölgy, vers Hódos.
 Les formations des nappes reposent sur la même formation (de Lök) de l'autochtone relatif. On remarque des cisaillements à l'intérieur des nappes.

Le problème de l'âge de la mise en place de la nappe de Kisfennsík mérite réflexion. Dans la plupart des cas elle repose directement sur l'autochtone relatif bükkien. Or dans le cadre régional du Bükk, l'autochtone relatif est plutôt surmonté directement par un allochtone de type Mónosbél-Szarvaskő ayant subi une histoire structurale identique. Il en résulte deux implications quant à la mise en place de la nappe de Kisfennsík.

La première implication correspond à une nécessaire dénudation (au moins partielle) de l'autochtone relatif et peut-être une ablation totale de l'allochtone de type Mónosbél-Szarvaskő dans le secteur de l'Anticlinal du Nord, avant la mise en place de la nappe de Kisfennsík. La différence de l'état déformé entre les deux types de nappes nous impose la seconde conséquence, à savoir une date de mise en place de la nappe de Kisfennsík postérieure à la mise en place des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő et également postérieure à leur structuration avec l'autochtone relatif par des plis synschisteux.

Il faut d'abord préciser qu'à cause de considérations géologiques régionales (chap.V.B, C.) l'arrivée primaire de l'unité comprenant la nappe de Kisfennsík a dû s'effectuer au cours du Crétacé.

L'âge de la mise en place finale de la nappe de Kisfennsík peut être précisé davantage grâce à l'étude des roches d'âge oligocène supérieur (chap. II.F ; Gy. Less, A. Nagymarosy, P. Pelikán, M. Báldi-Beke, comm. pers.), faisant partie de la nappe de Kisfennsík. Ces calcaires-marnocalcaires à grands foraminifères reposent stratigraphiquement sur les calcaires de la nappe de Kisfennsík et ont un faciès de dépôt peu profond. Or, d'après A. Nagymarosy (comm. pers.) ce faciès s'oppose aux faciès des argiles pélagiques profondes de même âge, que l'on observe aussi bien au Nord qu'au Sud du massif du Bükk. A. Nagymarosy en déduit que la mise en place de la nappe de Kisfennsík a dû s'effectuer après l'Oligocène supérieur.

En admettant cet âge maximal pour la mise en place, il reste à trouver à quel événement plus récent la rattacher. On connaît deux événements compressifs importants dans le Néogène : le premier serait lié au fonctionnement du système décrochant de Darnó (D₅), causant entre autres le rejeu des écailles préexistantes dans la partie occidentale mais aussi dans la partie NE du massif (carte 2, fig. II.1) ; le deuxième serait l'événement responsable du décrochement-chevauchement du compartiment septentrional du massif sur les terrains plus "tordus", plus déformés méridionaux (D₈), le long de l'accident Tebe - Sud du Haut-Plateau. La mise en place définitive de ce fragment qu'en est la nappe de Kisfennsík, aurait eu lieu plus probablement lors de la phase compressive-décrochante de Darnó (D₅).

III.C.2. Les plis synschisteux (P₂).

La déformation plicative la plus pénétrative dans le massif du Bükk est celle correspondant aux plis synschisteux. Ces plis s'observent à différentes échelles : on décèle des plis de longueur d'onde d'ordre kilométrique, tels les anticlinaux du Nord, du Haut-Plateau, de Répáshuta ou tels les synclinaux de Veszőz ou de Szarvaskő (cartes 2,1, 3, coupes Pl. h.t. 4).

On peut décrire des plis synschisteux à une échelle plus grande, comme le montrent les exemples des figures II.15 et III.5. Les affleurements en forme de languette sur ces cartes indiquent des plis serrés de longueur d'onde décamétrique. De tels plis se trouvent également dans le secteur de Lökvolgy (fig. II.18) où les calcaires apparaissent dans le cœur d'anticlinaux de radiolarites et de schistes. Un nombre considérable de plis hecto- ou décamétriques, synschisteux, moins serrés s'observent dans la vallée de Hór (cartes 2,3).

Comme sur la carte, à l'affleurement ces plis se présentent sous deux formes caractéristiques : on observe soit des grands plis cylindriques d'angle d'ouverture proche de 90° (fig. III.6), soit des plis cylindriques très serrés, voire isoclinaux (fig. III.7a et b). Ces formes semblent indépendantes de la lithologie : dans les calcaires, radiolarites et schistes, les plis sont invariablement de type semblable (classe II.de J. Ramsay, 1964) (fig. III.8a, b, c et d).

On trouve également des plis synschisteux de type semblable dans les nappes de Mónosbél-Szarvaskő. Dans la plupart des cas, ces plis précoces ont été fortement affectés par les phases de déformation ultérieures (fig. 9a, b et c).

Ces plis mésostructuraux présentent tout un arsenal de formes qui révèlent les mécanismes du plissement : on décèle des linéations d'étirements et amincissement des couches sur les flancs (fig. III.7b, 8b, 9b), des traces de bourrage et de gonflement dans les charnières (fig. III.7a), l'apparition de mullions (fig. III.10a et b) et de boudins (fig. II.3, 16). Ces deux derniers tectoglyphes s'observent le plus souvent dans les calcaires à cherts et dans les niveaux dolomitiques de l'autochtone relatif et dans les calcaires des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

Fig. III.5 - Carte et coupe de la région de Vöröskő.

a, Carte

1 : calcaire marmoréen clair du Haut-Plateau (TMS-Hpc) ; 2 : calcaires à cherts (TMS-Fec) ; 3 : calcaires varicolores micritiques noriens de Répáshuta (TS-Rec) ; 4 : premier horizon de blocs de calcaires clairs resédimentés (JIM-HJc) ; 5 : calcaires à cherts de Malomhegy, resédimentés au cours du Lias (TSJI-Mc) ; 6 : calcaires lilas à entroques et à galets calcaires. Formation de Vöröskő (JIM-Vc) ; 7 : deuxième horizon de calcaires clairs resédimentés (JIM-HJc) ; 8 : radiolarites rouges oxfordiennes de Bányahégy (JS-Br) ; 9 : schistes ardoisiers du Lök, Jurassique supérieur (JS-Ls) ; 10 : schistes à lentilles de quartzites, éventuellement de radiolarites de la formation de Tardos. Nappe de type Mónosbél-Szarvaskő (JIM-Ts) ; 11 : schistes à lentilles calcaires de la formation d'Oldalvölgy. Nappe de type Mónosbél-Szarvaskő, Jurassique moyen (JM-Os) ; 12 : filon de quartzite.

a, contact de nappe ; b, cisaillement (carrés dans le compartiment soulevé) ; c, faille normale (barbelure dans le compartiment affaissé) ; d, décrochement ; e, tracé de la coupe de la figure III.5b

La carte montre des affleurements en forme de doigts, indiquant des plis synschisteux serrés P₂.

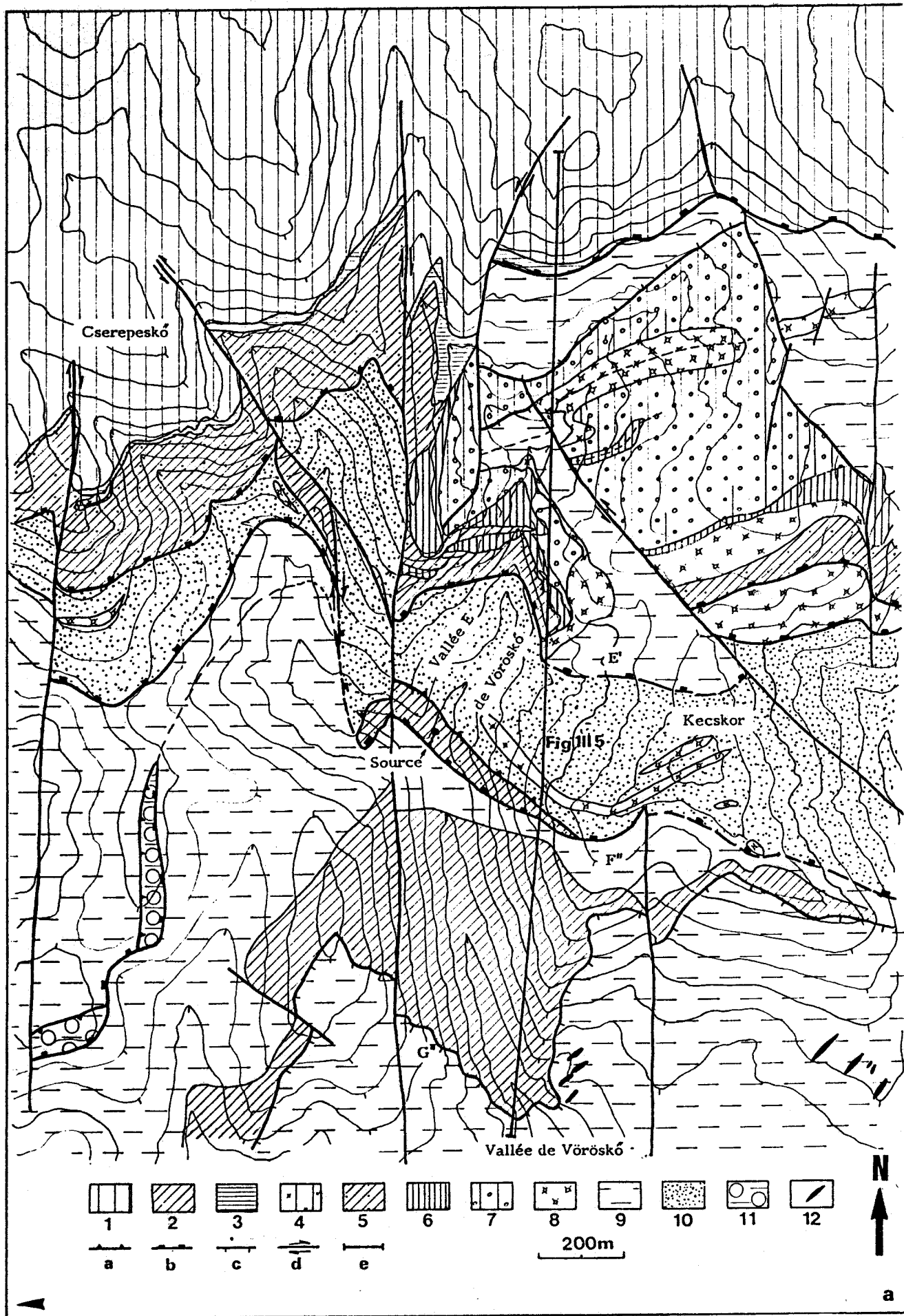
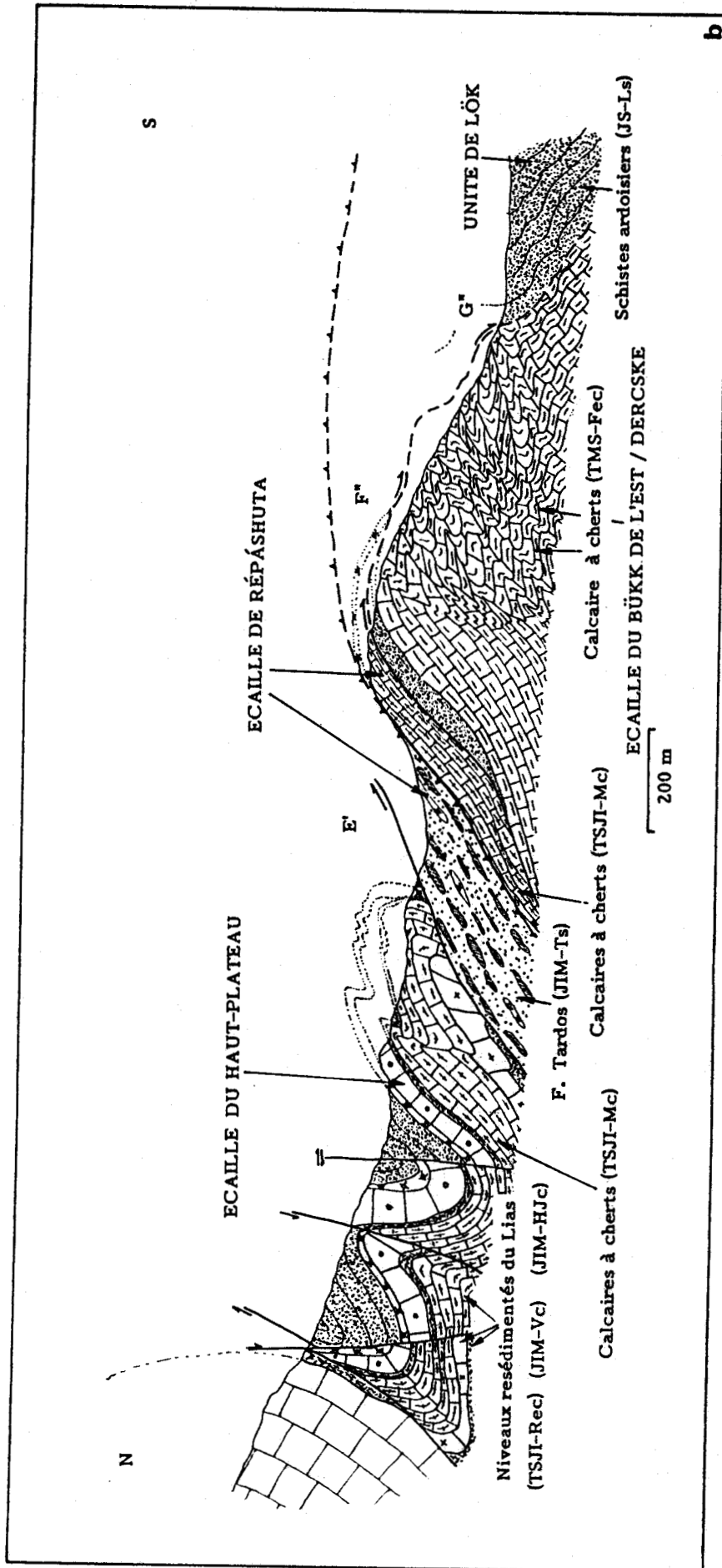


Fig. III.5.a. Légende au verso.



b, Coupe
 Sur la coupe on distingue les plis synsichsteux P₂, les limites de nappes et les cisaillements plus récents. Le long d'un de ces cisaillements (F''), l'écaïlle de Répáshuta a glissé par dessus l'écaïlle de Derecske sur l'écaïlle du Bükk de l'Est. La partie frontale de l'écaïlle de Répáshuta, l'unité de Lök, s'est ensuite détachée de son "écaïlle-mère" par des failles normales (G').

Fig. III.5b. Suite de la légende.

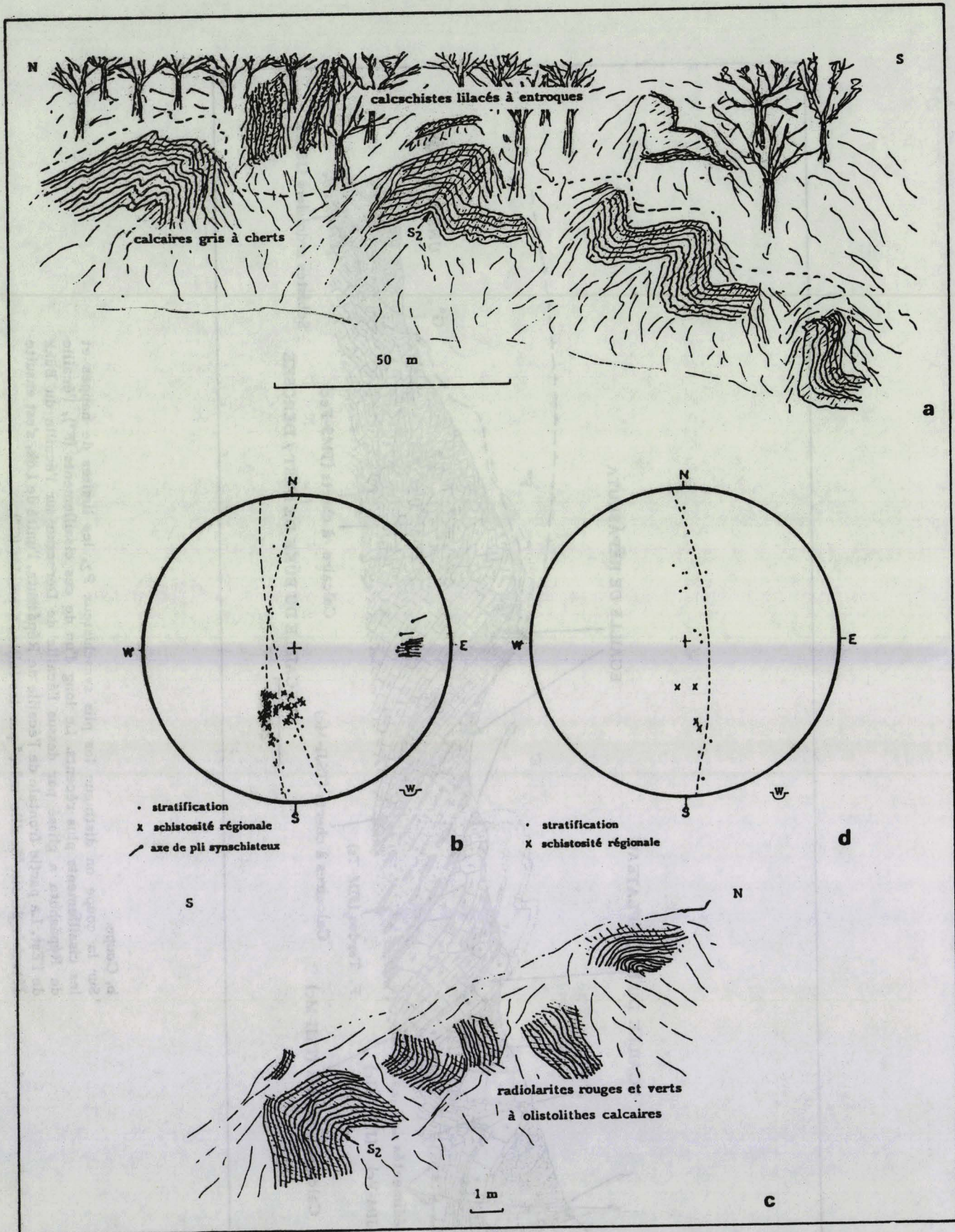


Fig. III.6 - Plis P₂ synschisteux (syn S₂) d'angle d'ouverture aux environs de 90°.

a : pli dans la vallée E de Vöröskő, autochtone relatif ; les plis sont composés de couches de calcaires à cherts et de calcaires lilas ; b : stéréogramme des mesures prélevées dans les affleurements de la figure III.6.a.; projection sur hémisphère inférieur de Wulff. Les plis sont cylindriques et la schistosité régionale forme leur plan axial ; c : plis dans des radiolarites de l'autochtone relatif près de l'embranchement de la route principale d'Eger-Miskolc à Banyahegy ; d : stéréogramme des mesures effectuées à l'affleurement c. Les signes sont identiques à celles de la figure III.6b.

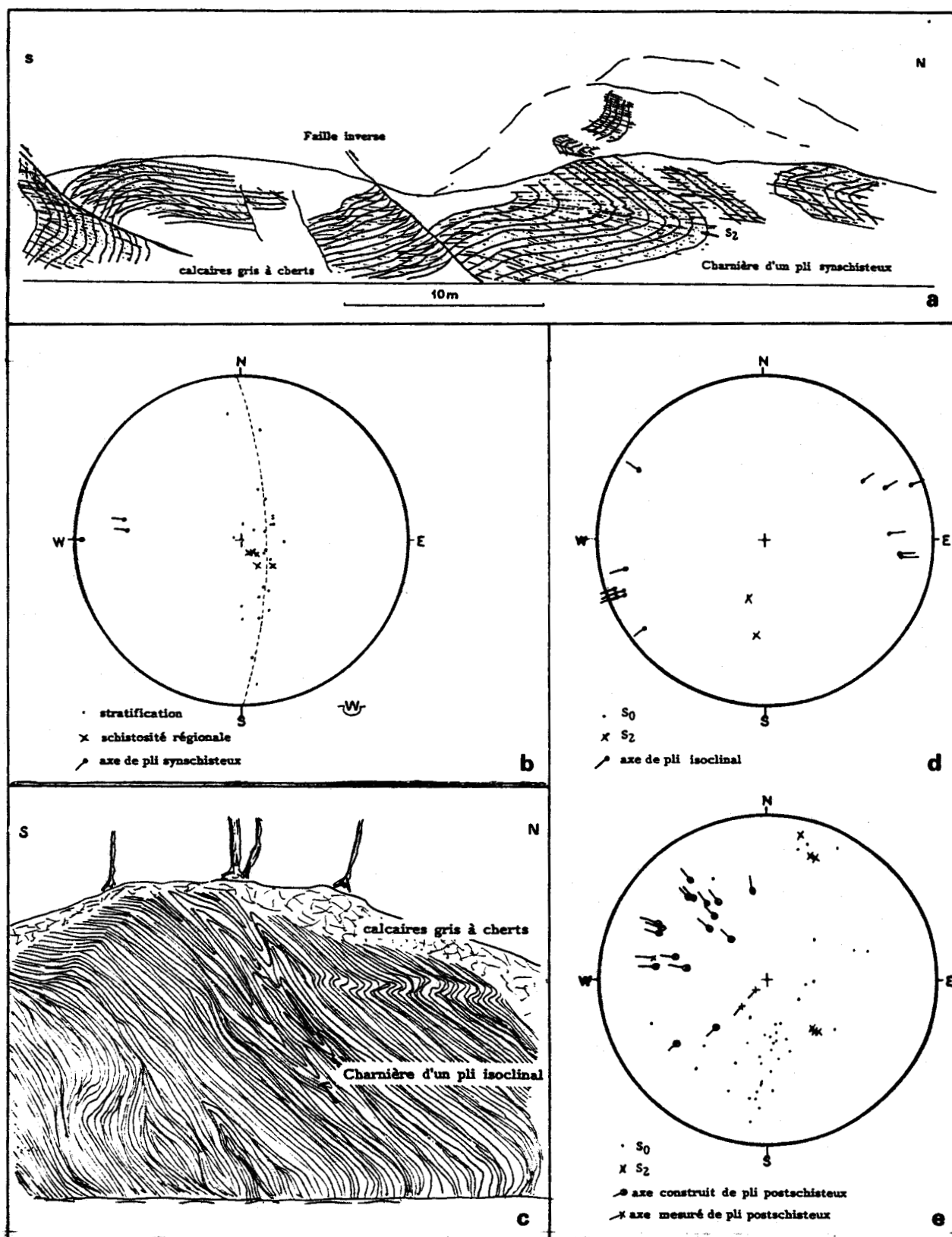


Fig. III.7 - Plis P_2 synschisteux (syn S_2) serrés.

a : pli serré dans des calcaires à cherts de l'autochtone relatif, à Földszakadás. La coupe représente également des cisaillements et des plis postschisteux (P_3) induits par des failles inverses ; b : stéréogramme du pli de l'affleurement a ; hémisphère inférieure d'une projection de Wulff ; c : plis isoclinaux dans les calcaires à cherts de l'autochtone relatif près d'Imókó. Le flanc des plis est pratiquement parallèle à la schistosité régionale. Seules les charnières figurées pouvaient être repérées, mais d'après les relations de litage/schistosité régionale variant nombreuses fois, tout l'affleurement doit être plissé de la même manière. Dans la plupart des cas le litage se confond avec la schistosité. Les plis isoclinaux sont à leur tour repris par des plis postschisteux P_3 et P_{4a} ; d : stéréogramme des mesures des plis isoclinaux ; e : stéréogramme des plis postschisteux

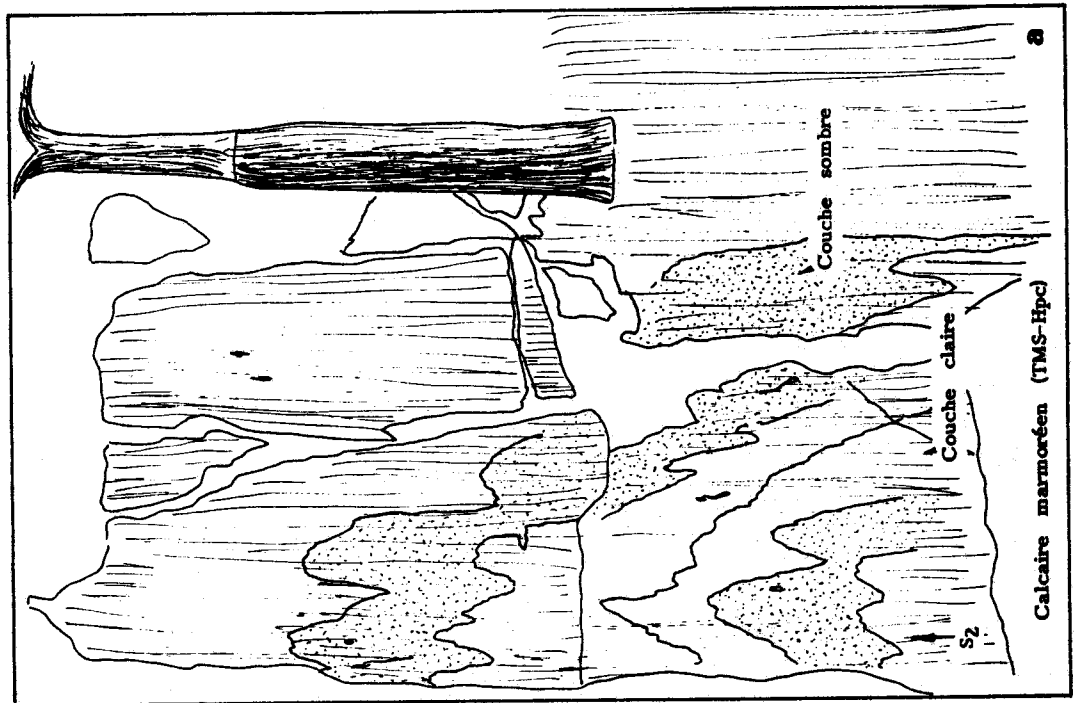
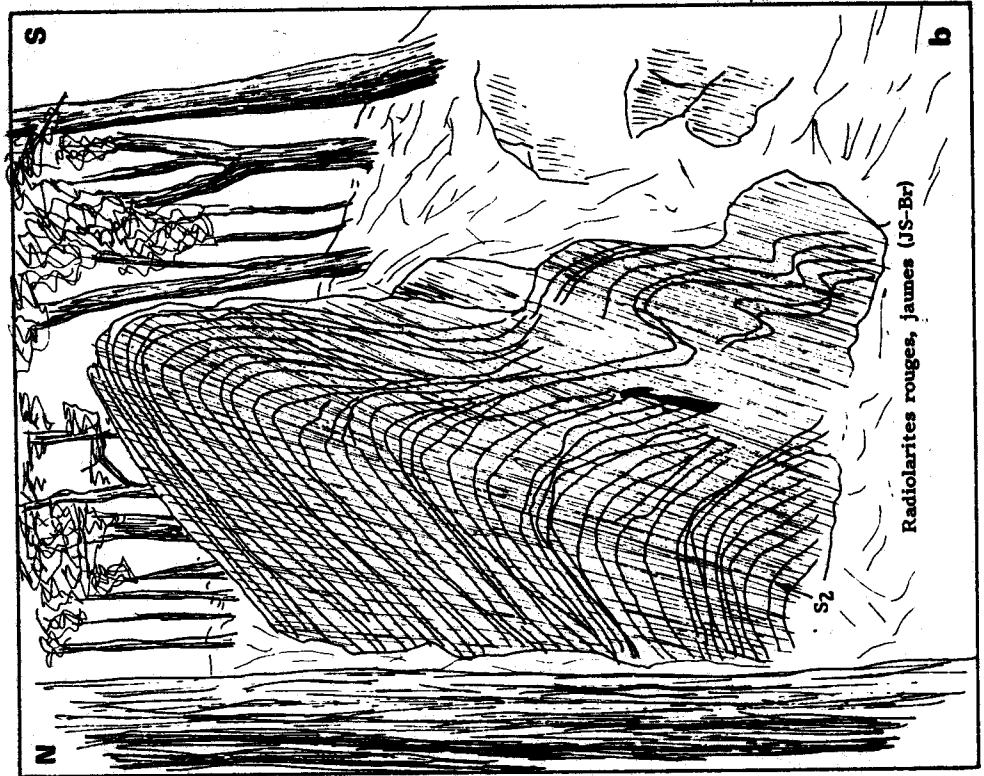


Fig. III.8a, b. Légende page ci-contre.

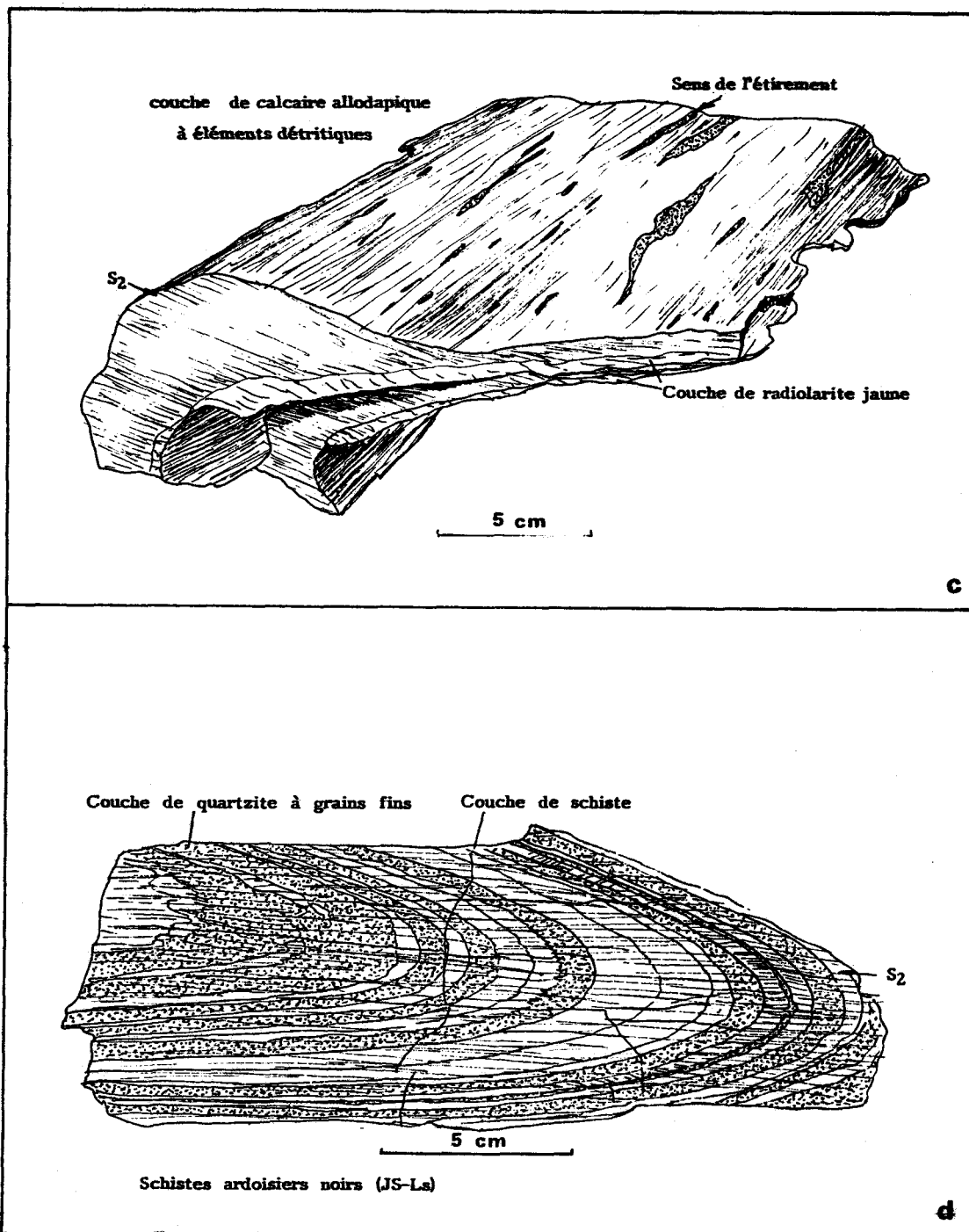


Fig. III.8 - La forme des plis synschisteux P₂ dans différentes lithologies.
a : pli de type similaire dans les calcaires marmoréens gris du Haut-Plateau à Kiskútlápa ; b : pli de forme entre les classes isopaque et anisopaque dans les radiolarites de Toldi Kunyhó ; c : pli de type similaire dans une alternance de couches de radiolarites et de calcaires à cherts. Les couches moins affectées par la schistosité sont des radiolarites. On observe l'étirement sur les flancs (surtout dans les calcaires) et l'apparition d'une linéation d'allongement parallèle à l'axe du pli ; d : pli de type similaire dans les schistes ardoisiers de Lök à Bujdosókő.

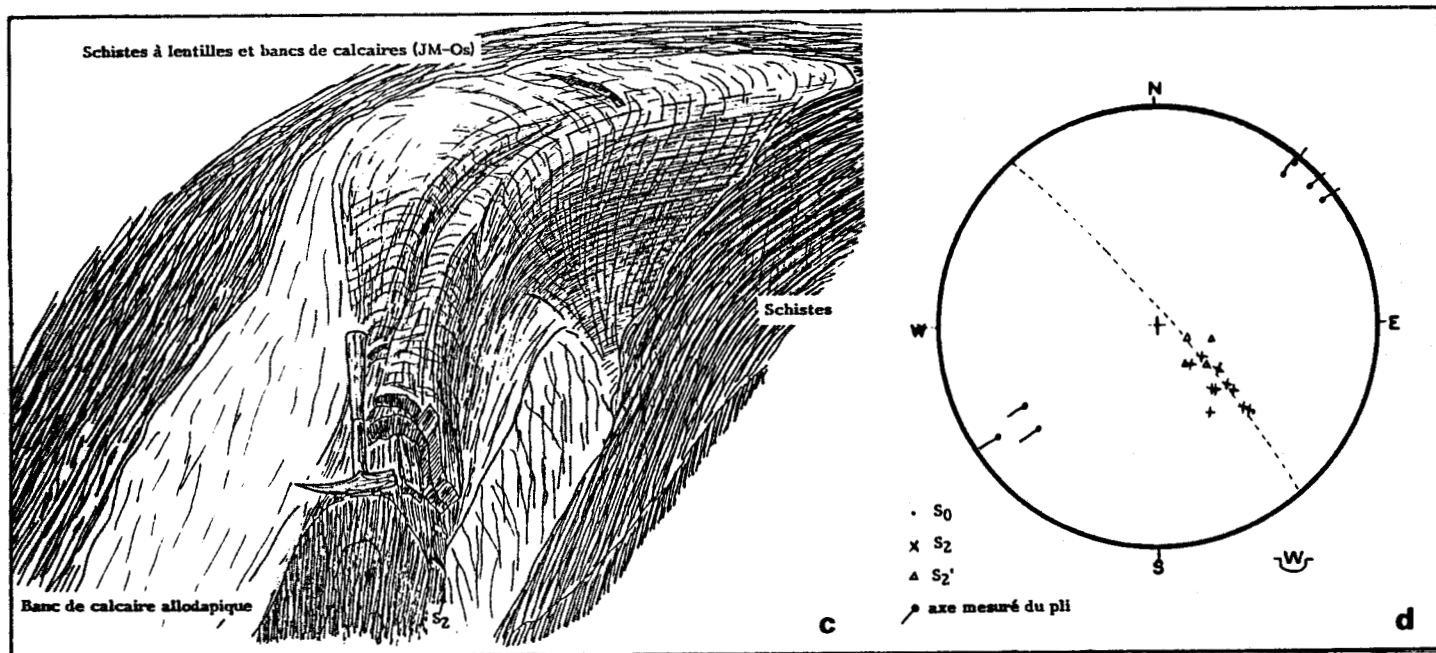
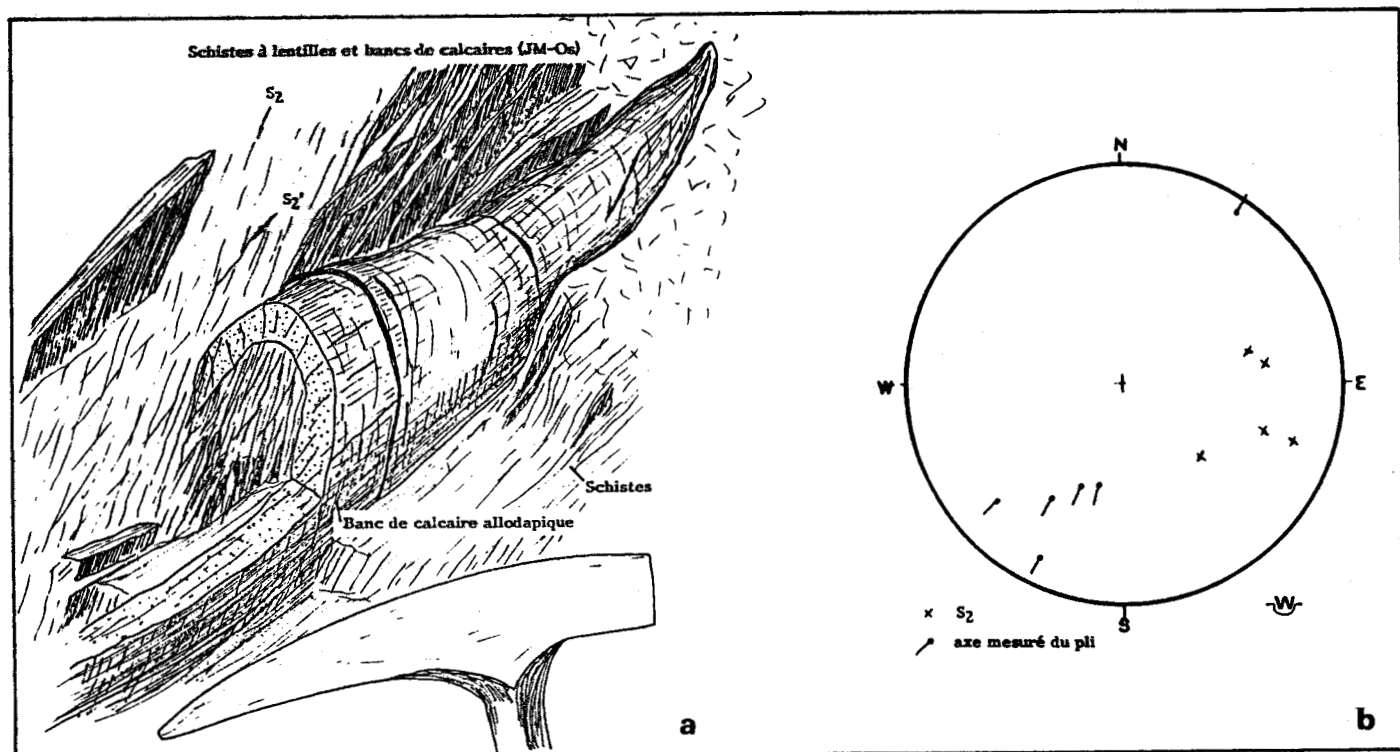


Fig. III.9 - Plis synschisteux dans les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

Les plis sont tous tordus par des déformations ultérieures.

a : minipli dans des calcaires gréseux de la formation d'Oldalvölgy à Táskás-órom. On observe la torsion de l'axe du pli et l'apparition d'une deuxième schistosité (S_2) modifiant la forme du pli; b : stéréogramme du pli de l'affleurement III.9.a. Projection Wulff sur l'hémisphère inférieure; c : pli synschisteux serré, tordu par des plis postschisteux P_{4a} dans un banc de calcaire allodapique de la formation d'Oldalvölgy à Mellérvölgy; d : stéréogramme du pli de la figure III.9c

Des boudinages intenses donnant des boudins hectométriques sont fréquents sur le flanc NE de l'Anticlinal du Haut-Plateau (carte 1), dans la barre calcaire de Vesszős (fig. II.7, 9) et sur le flanc SW de l'Anticlinal du Nord (carte 1) dans la barre carbonatée de Kógerénd (fig. III.19).

Une schistosité pénétrative et bien réglée forme la surface axiale de ces plis et découpe leurs flancs (fig. III.6, 7, 8d, 10, 11). Ces plis synschisteux sont en général déversés vers le S ou le SE, et leur axe b reste autour de l'horizontale ou plonge légèrement vers l'Ouest.

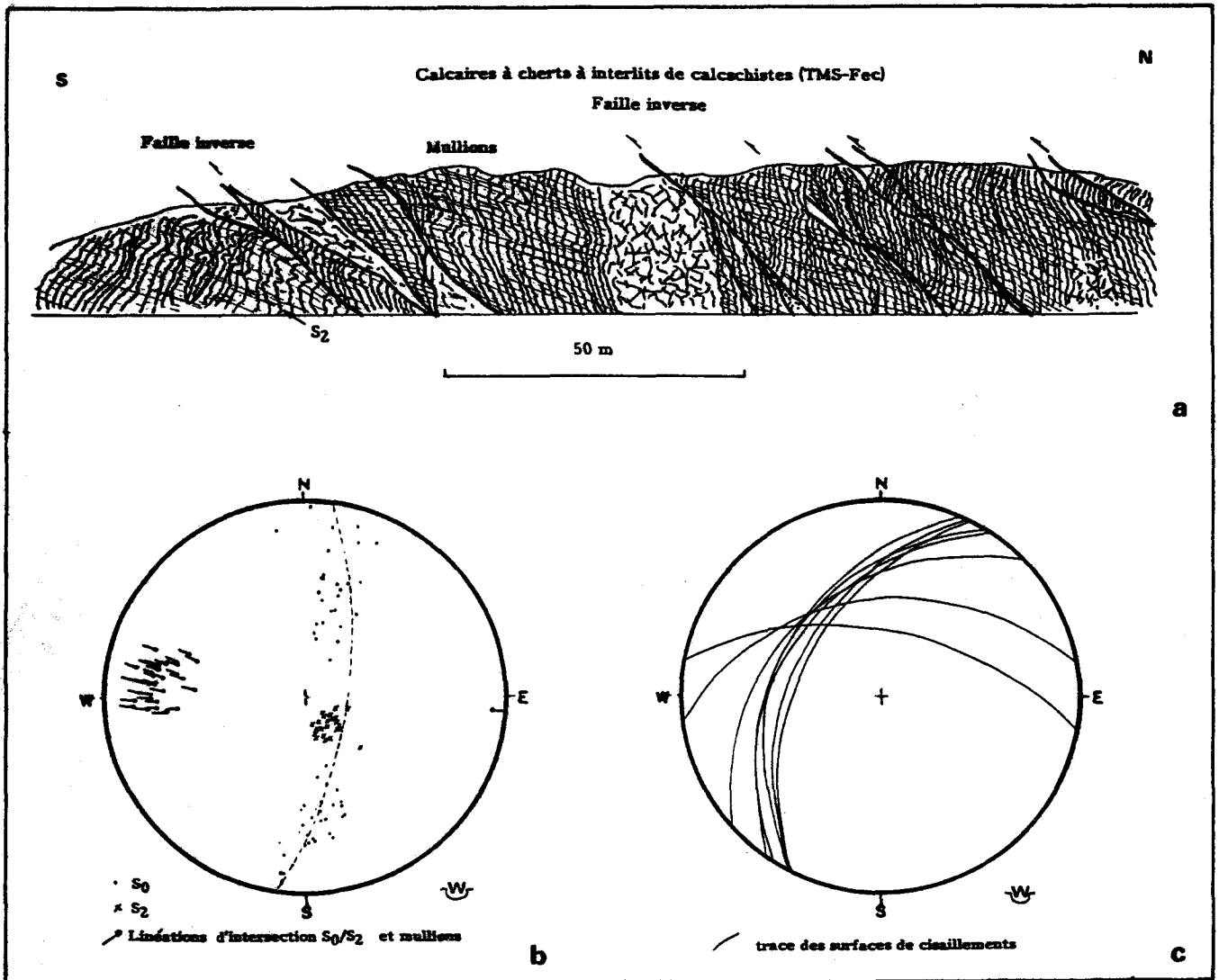


Fig. III.10d sur la page suivante.

Fig. III.10 - Phénomènes associés aux plis synschisteux P₂.

a : coupe de Nagy-ökrös. On observe des mullions et des failles inverses en partie associés aux plis P₂ ; b : stéréogramme des plis synschisteux du même affleurement ; c : stéréogramme des failles inverses. Les plans sont représentés par leur trace. On repère deux familles de cisaillements, dont une semble être de même direction que les axes des plis synschisteux ; d : mullions de la coupe de Nagy-ökrös. Les mullions sont légèrement tordus. Cette torsion pourrait être liée à une déformation non-homogène, mais je pense qu'elle est plutôt le résultat de la déformation des formes originelles cylindriques par une schistosité ultérieure (S₂'). Cette dernière est toujours présente, mais elle est très difficile à mesurer.

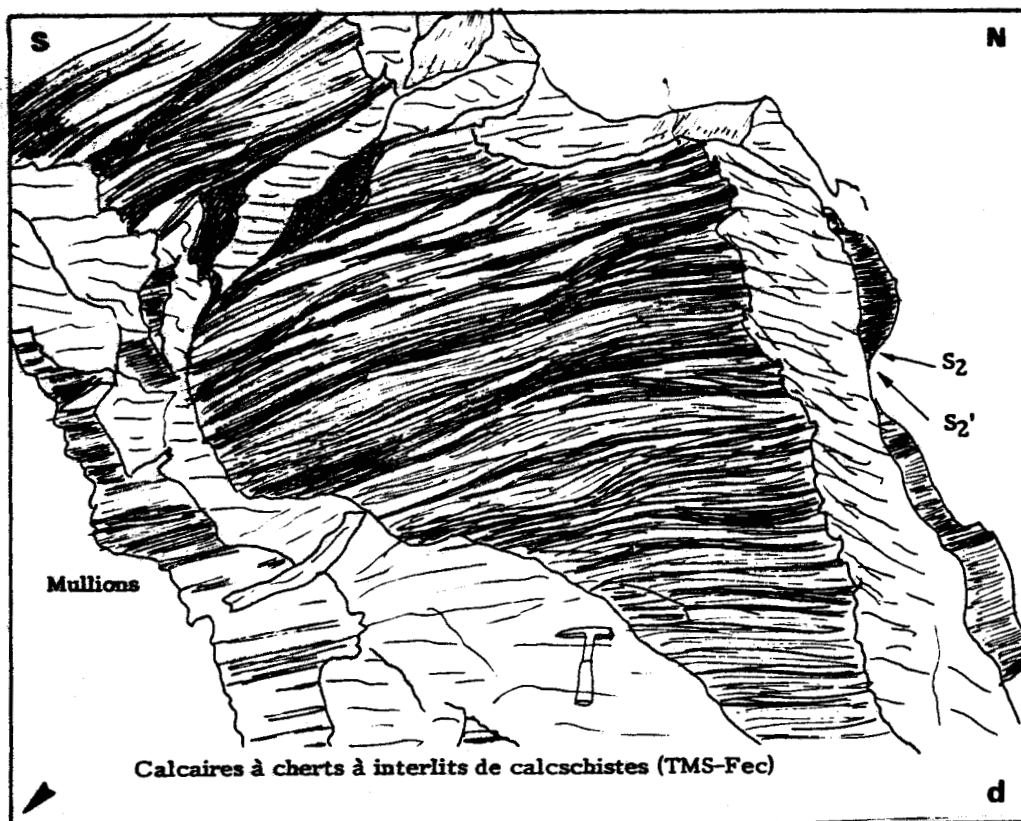


Fig. III.10d. Légende page précédente.

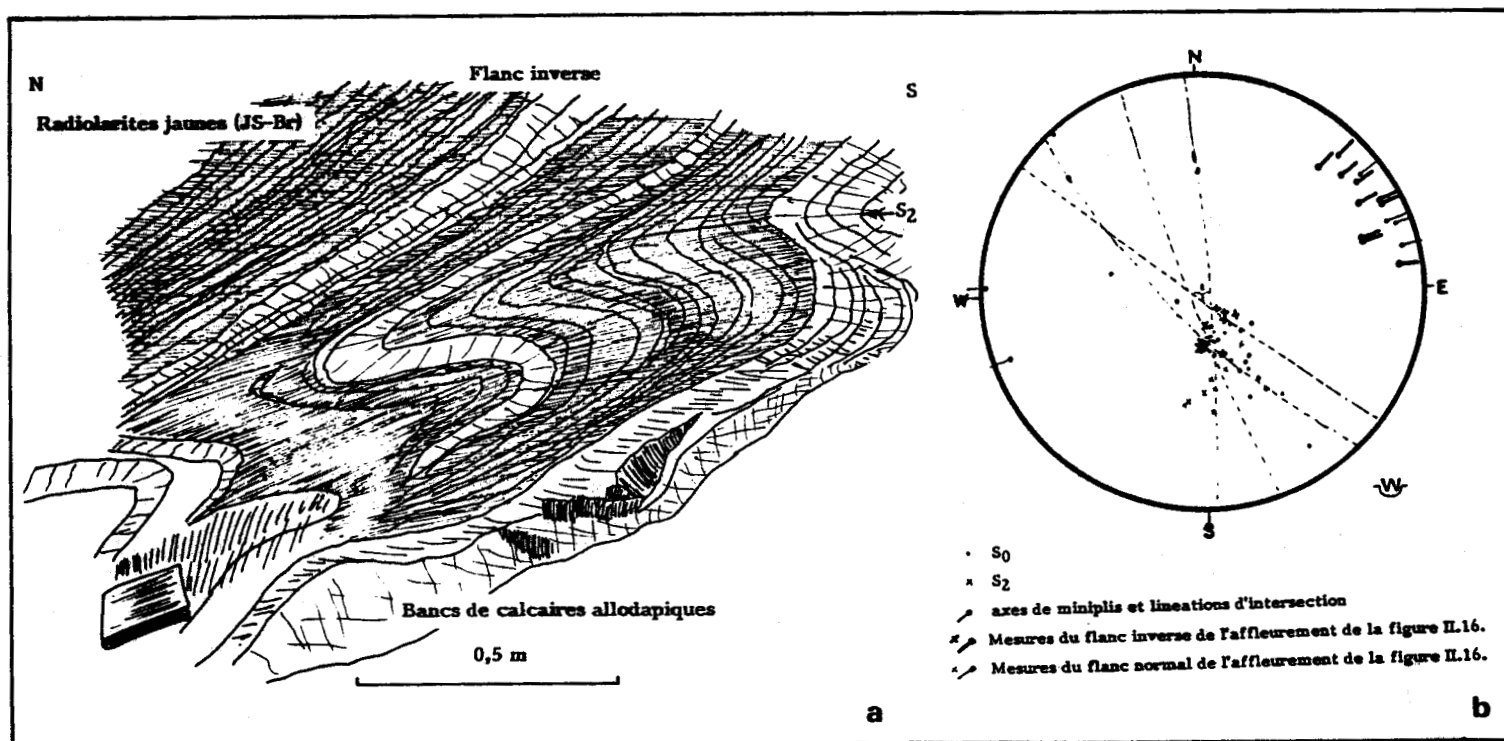


Fig. III.11 - Les rapports géométriques entre la schistosité régionale S_2 et les plis P_2 .

a : minipli composé de quelques couches de calcaire (clair) et de radiolarites (sombre). La schistosité forme le plan axial du minipli. Elle pénètre nettement mieux les radiolarites que les calcaires allodapiques ; b : stéréogramme de l'affleurement de Bányahegy (fig. II.16). Les figurés foncés représentent les mesures du flanc inverse, ceux fins, représentent les mesures prélevées au flanc normal.

III.C.3. Schistosités pénétratives (S_1, S_2, S_2')

a. Introduction.

A l'affleurement et en lame mince on observe toujours une schistosité pénétrative ($S_r = S_2$) et fréquemment plusieurs autres. Dans les échantillons de radiolarites qui semblent le mieux conserver les traces de la déformation intime, on peut déceler un aplatissement parallèle aux couches (S_1) repris par deux schistosités très pénétratives toujours d'attitudes très proches (S_2 et S_2') (fig. III.12). Ces schistosités sont à leur tour affectées par deux crénulations beaucoup moins pénétratives et moins bien réglées : on ne détaillera les crénulations qu'après (D_3 et D_4).

b. La transposition des couches (S_1).

L'aplatissement parallèle aux couches (S_0/S_1) se manifeste à l'échelle de l'affleurement (fig. III.13) : on observe des surfaces de litage luisantes, des micro-boudinages dans le plan de la stratification et des charnières de plis tronçonnées. Ces phénomènes se retrouvent aussi bien dans les roches de l'autochtone relatif que dans les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő. On peut bien les observer dans le domaine du Haut-Plateau, dans le secteur de Nagy-Ökrös (Bükk de l'Est) et de Lillafüred. A une exception près, je n'ai pas trouvé de plis associés à cet aplatissement.

Un seul affleurement semble offrir une interférence d'un pli isoclinal associé à une schistosité et d'un autre pli synschisteux (fig. III.14). Dans cet affleurement on observe un pli isoclinal, dont les flancs deviennent complètement parallèles au litage général observé. Or cette surface de stratification, et bien sûr le pli isoclinal, sont replissés par un autre pli synschisteux. A priori on ne peut pas deviner si la schistosité associée à ce dernier pli est la schistosité régionale (S_2). Mais le pli synchrone de cette seconde schistosité montre des phénomènes accessoires tels que des mullions, caractéristiques des plis P_2 . Je pense donc qu'à Almádhegy on observe un pli isoclinal synchrone de la transposition associée à S_1 , repris par un pli plus ouvert syn- S_2 . Cette observation reste néanmoins ponctuelle, la seule, et son interprétation est discutable.

En lame mince les traces de cette surface de transposition S_1 ne sont pas toujours évidentes. On trouve le plus fréquemment un aplatissement prononcé d'éléments détritiques ou de fossiles (fig. III.12) associé à une cristalloblastèse orientée de petits phyllosilicates. La phase de déformation qui a provoqué cette schistogénèse n'a pas donné naissance, semble-t-il, à des plis majeurs ayant bouleversé l'ordre stratigraphique des couches. On peut donc penser que cette phase n'a donné naissance qu'à des plis de faible longueur d'onde, très asymétriques (avec des flancs courts très réduits), dont la surface axiale ($=S_1$) ne différait pas trop du plan général du litage (fig. III.15). Ces plis précoces, pour l'instant seulement supposés, mais non observés en quantité statistiquement suffisante, ont probablement été oblitérés par la phase suivante syn- S_2 .

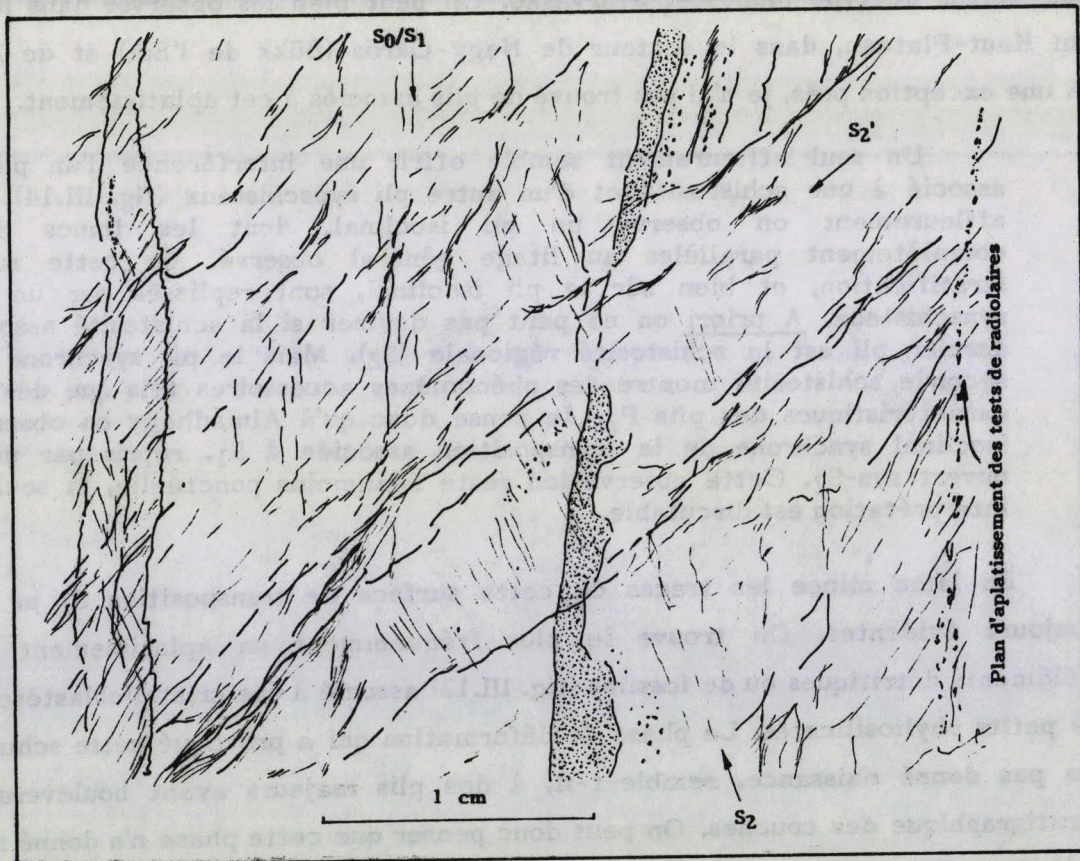
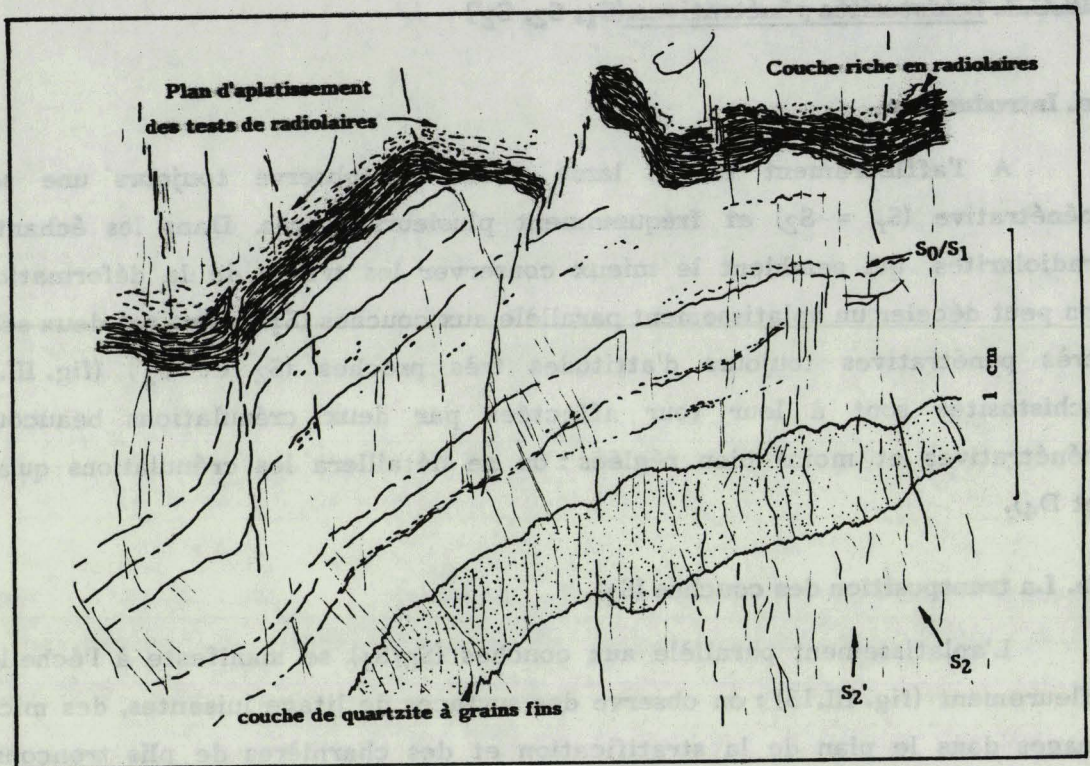


Fig. III.12 - Lames minces de radiolarites avec plusieurs schistosités.

a: radiolarites de l'Oxfordien de l'autochtone relatif, à Nagy ökrös; b: radiolarites du même affleurement. La première schistosité se manifeste par l'aplatissement des tests de radiolaires, et parfois (b,) par une réorientation des phyllosilicates.

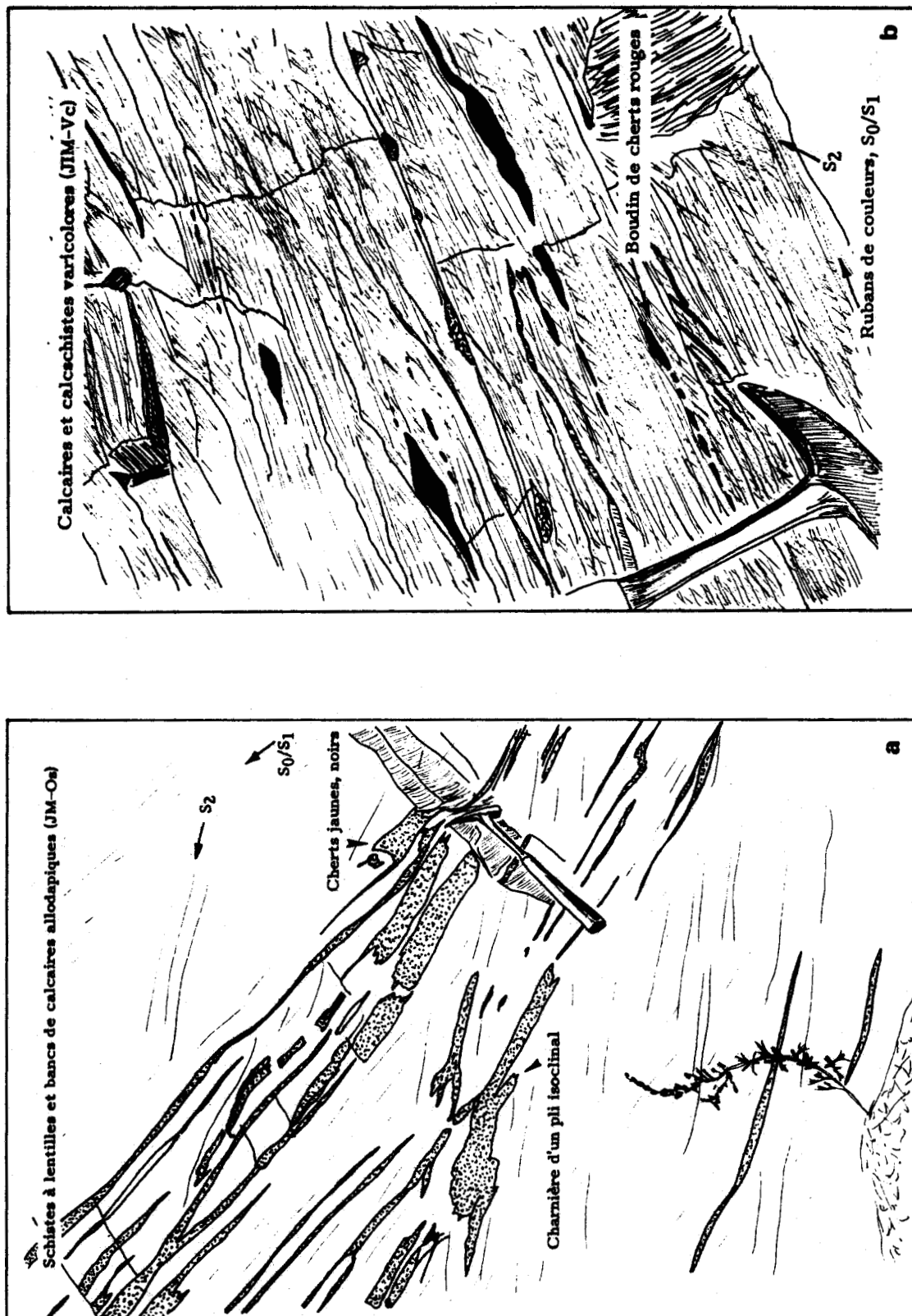


Fig. III.13 - Deux transpositions dans les formations de l'autochtone relatif et dans celles des nappes Mónosbél-Szarvaskő.

a, Calcschistes et calcaires varicolores de Vöröskő. Affleurement de Bányahegy (fig. II.16). Les cherts sont tournés dans les surfaces des deux schistosités (S₁, S₂). On observe des boudins parallèles à la surface S₁.

b, Calcaires allodapiques à cherts, formation d'Oldalvölgy. Affleurement de la carrière de Bélkő. Les cherts forment des plis isoclinaux syn-S₁, puis sont tournés parallèles à la surface de S₂.

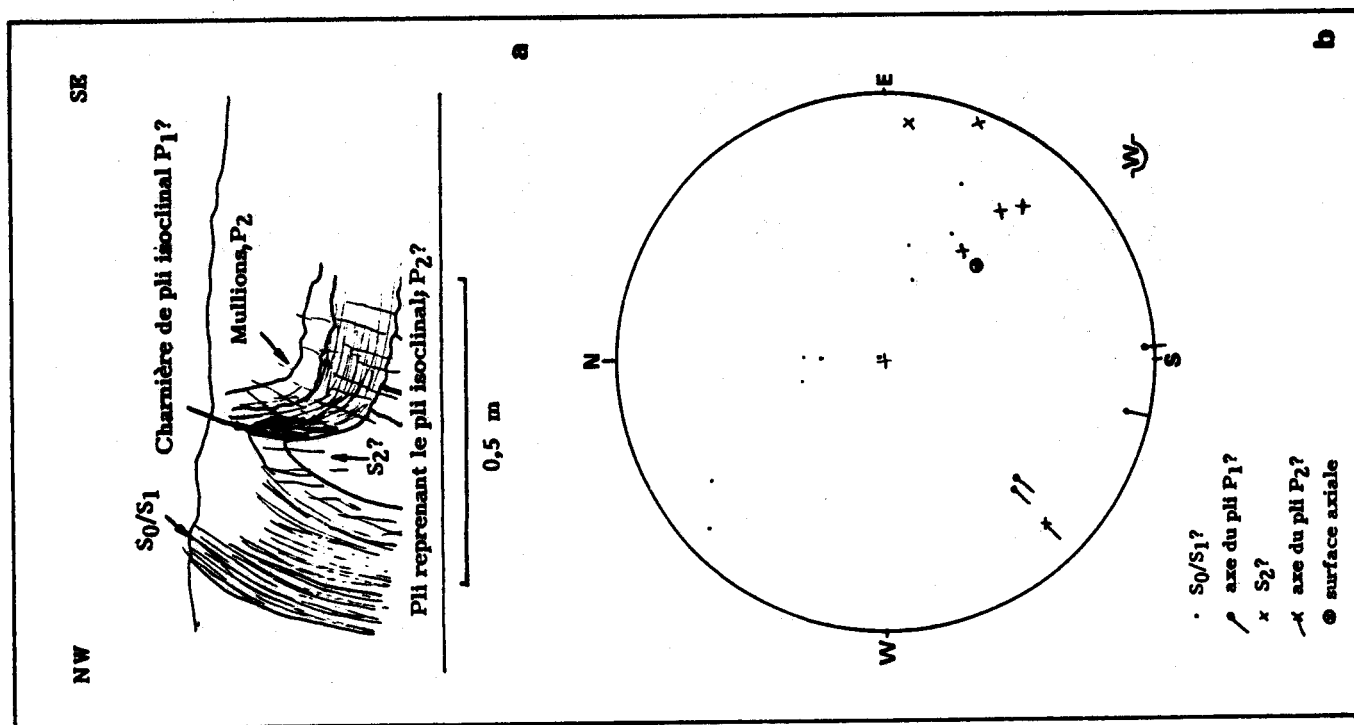


Fig. III.14 - Interférence de plis synchisteux à Almád-hegy.

a, Affleurement de bancs de calcaires allodapiques à cherts noirs de la formation d'Oldalvölgy. On observe la reprise d'un pli serré synchisteux (P_1) par un autre. Ce deuxième plissement (P_2) a créé des mullions et une schistosité (pas trop pénétrative).

b, Stéréogramme de l'affleurement d'Almád-hegy. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

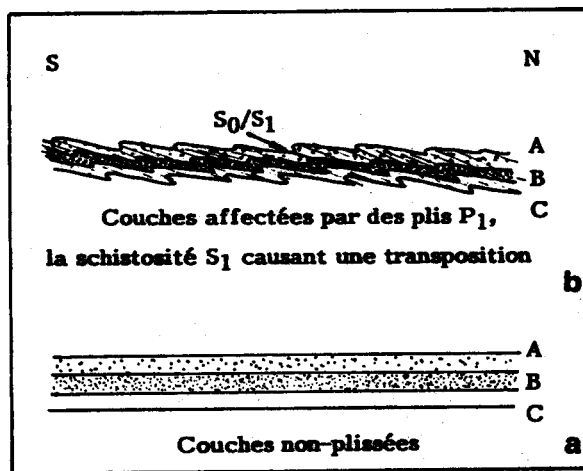


Fig. III.15 - Comment peut-on conserver de manière générale l'ordre stratigraphique, tout en affectant une série par une transposition et un plissement synchisteux (S_1)? Proposition schématique.

a, Situation de départ. Couches non-plissées.

b, Situation après le plissement par plis de petite longueur d'onde. La succession stratigraphique reste identique à a. La surface d'aplatissement ne diffère pas trop de l'attitude originale des couches.

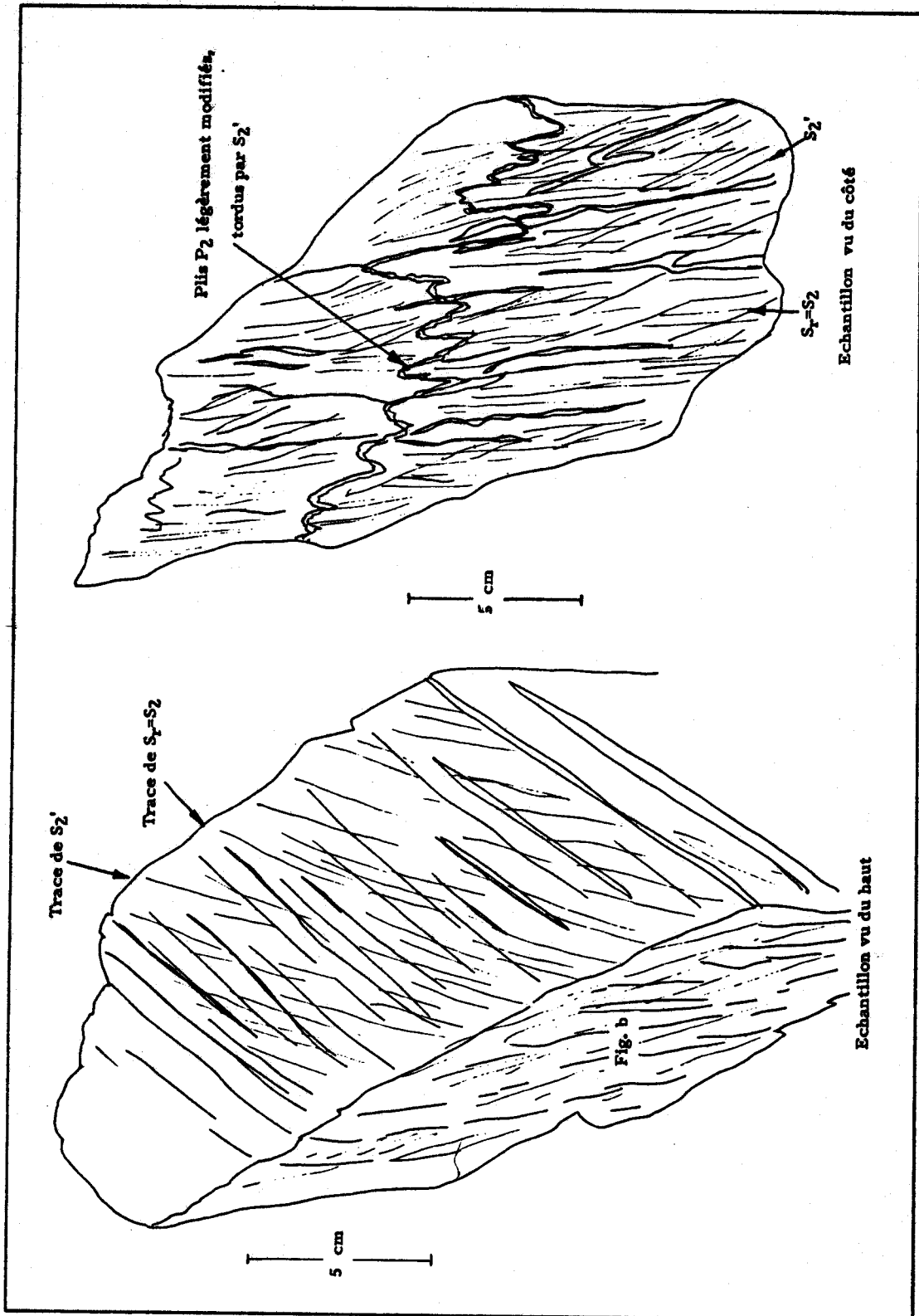


Fig. III.16 - Effets de la schistosité associée S_2' sur les plis syn- S_2 .
a, Echantillon vu du haut. Sur cette surface grossièrement correspondant à S_0 on observe une linéation d'intersection S_0/S_2 bien développée, recoupée par une seconde linéation, indiquant S_2' .
b, Echantillon vu du côté. Cette face montre des miniplis syn- S_2 , dont la forme est légèrement tordue parallèle à la surface de S_2' . Le litage est marqué par une mince couche de calcschiste.

c. La schistosité régionale (S_2).

La schistosité régionale a en général un pendage vers le Nord ou Nord-Ouest. De manière régionale on ne peut mesurer que S_2 (= schistosité régionale) formant le plan axial des plis synschisteux. C'est une schistosité très pénétrative, causant des transpositions locales (fig. III.13) dans les roches de l'autochtone relatif aussi bien que dans celles appartenant aux nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

Cette déformation intime offre toute une panoplie de phénomènes associés, tels que : réfraction de la schistosité dans les bancs plus durs, dissolution dans les plans de l'aplatissement, micro-cisaillements le long des surfaces de schistosité, découpage et boudinage des flancs de plis.

Une partie au moins des lentilles de grès et de calcaires dans les formations schisteuses des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő serait issue du boudinage intense des couches allodapiques (fig. II.22d). Il est très difficile de juger de leur vraie nature, puisqu'on y trouve également des olistolites et des concrétions.

La déformation causant l'apparition de la schistosité régionale est syn-métamorphique (chap. IV.D), on peut donc cerner les conditions thermodynamiques de sa genèse. D'après plusieurs études (Árkai, 1983, chap IV.), ce métamorphisme se serait déroulé à une température aux environs de 350°C, et sous une pression de 2,5 à 3,5 Kbars.

d. La schistosité associée (S_2').

La schistosité régionale S_2 est pratiquement partout associée à une autre schistosité, un peu moins pénétrative, mais très bien réglée nommée pour cette raison S_2' (fig. III.12). L'écart entre les pendages de ces deux schistosités S_2 et S_2' n'excède pratiquement jamais 20°. La différence entre les directions des deux surfaces peut être localement plus importante.

Cette schistosité S_2' n'est pas synchrone de S_2 car on observe une légère modification ou gaufrage des phyllosilicates ordonnés selon la direction de S_2 . Puisque l'écart d'attitude est faible et que l'apparition des schistosités n'est pas accompagnée de néoformation de minéraux perceptibles au microscope, il est très difficile d'établir un ordre chronologique entre S_2 et S_2' . D'une manière générale S_2' est plus espacée que S_2 .

Je n'ai pas découvert de plis associés à S_2' ; cependant il semble que la forme des plis syn- S_2 est légèrement modifiée par les effets de la déformation syn- S_2' . Ce phénomène est visible sur la crête onduleuse des mullions (fig. III.10b) ou dans les plis des figures III.16 et 17.

Cette schistosité associée à la schistosité régionale est d'attitude très difficile à mesurer, car ses surfaces se dégagent très mal. C'est pourquoi je ne peux encore donner une image de son évolution spatiale dans le massif. Elle est fondamentalement différente des clivages de crénulation associés aux plis tardifs. A cause de ces plissements tardifs il est également difficile de juger si les anomalies de la schistosité de plan axial S_2 visibles sur les stéréogrammes (les pôles divergeant parfois de la zone des pôles de litage) reflètent un non-cylindrisme, ou une modification de forme causés par S_2' , ou simplement une déformation postérieure.

Il semble probable que S_2' se soit formée sous des mêmes conditions thermodynamiques que S_2 , et que l'apparition de ces deux schistosités se produise dans un continuum.

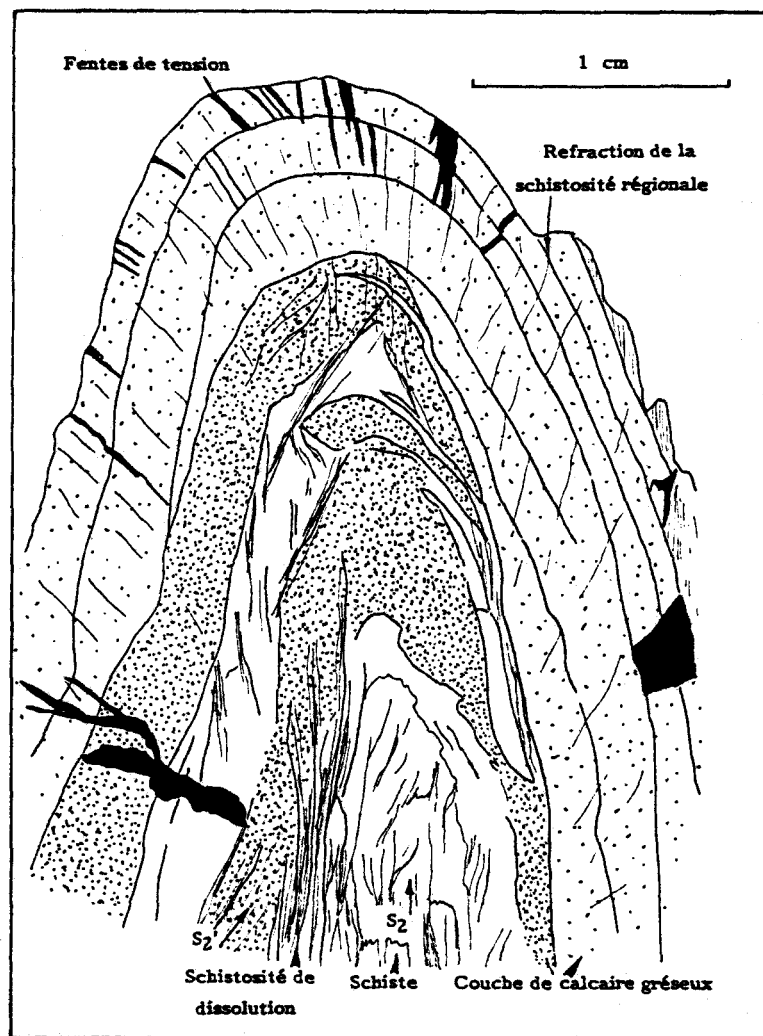


Fig. III.17 - Effets de la schistosité associée : Son apparition au sein d'un pli.

Lame mince d'un minipli de schistes et calcaires gréseux de la formation d'Oldalvölgy à Táskás-orom. La schistosité régionale forme la surface axiale du pli. S_2' apparaît dans les couches de schistes, légèrement modifiant leur forme.

Les fentes de tension disposées de façon radiale suggèrent plusieurs étapes de formation pour le pli. 1, Formation d'un pli relativement ouvert, avec tension sur l'extrados ; 2, Serrage de ce pli avec apparition de la schistosité régionale S_2 , (schistosité de dissolution dans les calcschistes). Les fentes de tension sont cisillées par les jeux banc sur banc ("Flexural slip"). 3, légère modification de la forme du pli, due à l'apparition de la schistosité associée.

Les formes en languettes de la couche calcaro-gréseuse de l'extrados ne sont pas des plis isoclinaux (P_1), mais des stratifications entrecroisées.

III.C.4. Écailles et cisaillements importants.

a. Introduction.

L'étape de déformation suivant celles synschisteuses est la naissance de cisaillements découpant le massif en écailles (D_3). D'autres surfaces de cisaillement majeures peuvent naître lors des phases compressives ultérieures. Ce paragraphe traite donc des structures à l'échelle cartographique.

Les accidents majeurs du Bükk ont rejoué plusieurs fois au cours de leur histoire, c'est pourquoi il est très difficile de séparer les différents événements. Ces accidents affleurent très mal ; dans certains cas il était cependant possible de compléter les informations cartographiques par des observations microstructurales.

Le critère de séparation entre cisaillements relatifs à des épisodes différents est fondamentalement leur rejet observé ou déduit de l'analyse de la carte. A l'aide de ce critère, je essaye de donner un ordre chronologique à ces cisaillements. Cette chronologie relative est basée essentiellement sur les déformations subies par les surfaces de cisaillement.

b. Les limites des écailles.

L'analyse de la carte 1 montre que la montagne du Bükk est parcourue par de grands accidents inverses en général assez fortement pentés, séparant des unités possédant des séries stratigraphiques légèrement ou fondamentalement différentes. Ces différences apparaissent surtout au niveau des divers faciès du Trias supérieur de l'autochtone relatif. Ces "blocs-écailles" et leur stratigraphie ont été décrits lors des chapitres précédents (chap. II.B, fig. II.2, 33, III.1).

La carte 3 et les coupes (planche hors-texte 4) montrent que les accidents majeurs cisailent souvent les flancs inverses des plis majeurs synschisteux, mais parfois les recourent de manière irrégulière.

L'analyse des cisaillements révèle l'influence de trois phases tectoniques sur leur genèse ou rejeu. La plupart des grandes surfaces d'écaillage seraient probablement nées lors de la phase (crétacée) D_3 . Ces surfaces sont en partie reprises, en partie tordues en arc par les coulissages de la phase D_5 , agée du Miocène inférieur. Finalement quelques nouvelles surfaces fonctionnant dans le sens inverse-senestre sont formées ou reprises par la phase miocène moyenne D_8 .

Dans la description des accidents majeurs qui suit, la première parenthèse après le nom de l'accident contient la lettre le désignant sur la figure III.18 ; dans la parenthèse suivante, j'ai mentionné les phases auxquelles j'attribue leur genèse et leurs rejeux.

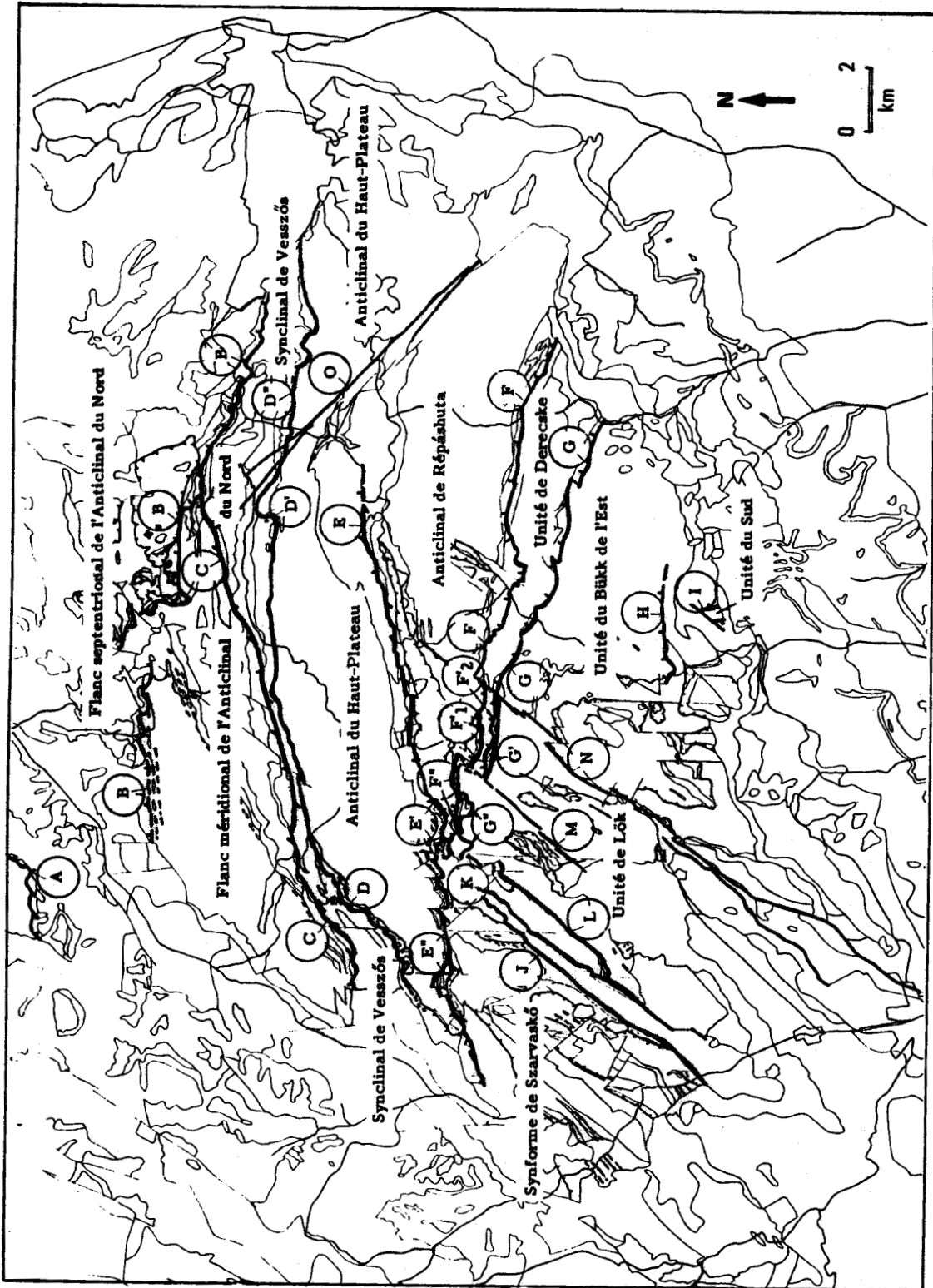


Fig. III.18 - Localisation des grands accidents cisailants du Bükk.

A : accident de Nekézseny ; B : accident de Diósgyőr ; C : accident de Sebesvízvölgy-Kógerénd ; D : accident du Nord du Haut-Plateau (D' : segment de Létras ; D'' : segment de Vesszős) ; E : accident de Bányahegy ; E' : accident de Vöröskő ; E'' : accident du Sud du Haut-Plateau ; F : accident de Tebe ; F₁ : accident de Gyökeres-tető ; F₂ : accident de Zsindelybányalápa ; F'' : accident d'Imókó-source de Vöröskő ; G : accident de Derecske ; G' : accident de Rubint-lápa ; G'' : accident de Lambot ; H : accident d'Oszla ; I : accident de Gallya-tető ; J : accident de Berva-Mellérvölgy ; K : accident de Gyetravölgy ; L : accident d'Esztázskő-Körtvélyes ; M : accident de Kósvölgy ; N : accident de Lök völgy ; O : accident de Bükkszentkereszt.

L'accident de Nekézseny (A) (D₅?)

Le premier accident majeur, celui de Nekézseny (fig. III.18, accident A) ne figure pas dans le secteur représenté par les cartes à plus grande échelle, ni par les coupes. Il sépare les conglomérats crétacés appartenant aux monts d'Uppony et les affleurements paléozoïques du Bükk, et a été décrit et cartographié par Z. Schréter (1943).

L'accident de Nekézseny a une vergence Nord ; au dessus et au Sud, on voit le Permien supérieur et le Trias inférieur (environs de Nagyvisnyó) ; et au Nord et en-dessous se trouvent les conglomérats crétacés renversés. Il se peut que la situation inverse de ces assises sénoniennes (Brezsnyánszky et Haas, 1984) soit due à l'action de ce chevauchement. La date de son fonctionnement n'est pas établie, mais il a pu jouer lors des mouvements compressifs de Darnó (D₅).

Le cisaillement de Diósgyőr-Garadna (B) (D₃, D₅, D₈?)

Le contact majeur de Diósgyőr-Garadna (fig. III.18, accident B) découpe le domaine de l'Anticlinal du Nord en deux et sépare la zone constituée de petites écailles en dessous de la nappe de Kiszfennsík (au-dessus). Cet accident met en contact de l'Est vers l'Ouest les termes de plus en plus anciens du flanc normal (septentrional) de l'Anticlinal du Nord avec les formations de son flanc inverse (méridional) (coupes 4 et 5 pl. h.t. 4 et fig. II.28).

Au Sud et à l'Ouest de Szeleta (fig. II.6) ce cisaillement suit la vallée de Garadna, se tord au niveau de Szentlélek, puis se poursuit probablement au Sud de Kemesnye. Il a tendance à se dichotomiser créant ainsi de nombreuses duplicatures tout au long de son parcours, mais surtout au Sud du chevauchement de la nappe de Kiszfennsík. Sa vergence est vers le Sud avec une flèche probablement importante. Sa surface est affectée par des grands plis postschisteux à Szentlélek, puis à Odvas-kő.

Cet accident important a très probablement fonctionné à plusieurs reprises. Il présente des segments affectés par des déformations ultérieures et d'autres rectilignes, recoupant les structures correspondant à ces déformations. Une étape de son fonctionnement (D₃) est manifestement liée à la mise en place originelle de la nappe de Kiszfennsík (-Szilice). Un rejeu s'est probablement produit pendant les mouvements compressifs de Darnó (D₅) : l'accident est lui-même légèrement moulé contre le décrochement dextre courant au NE du massif. On peut même envisager un autre rejeu lors des compressions post-Darnó, ayant donné naissance à des décrochements senestres inverses (D₈).

L'accident de Sebesvíz völgy-Kógerénd (C) (D₈)

L'accident plus au Sud est celui de Sebesvíz völgy-Kógerénd (fig. III.18, accident C., coupes 1, 2, 3, 4 de la planche h.t. 4). Ce cisaillement à forte composante horizontale senestre s'enracine contre le précédent dans la vallée de Garadna. Recoupant les schistes de Vesszős, cette faille inverse (fig. II.4) cause aussi un décalage senestre (carte 1, 2). Au niveau de son segment occidental cette faille très redressée réduit l'épaisseur de la série stratigraphique du flanc inverse de l'Anticlinal du Nord. Il est probable que ce segment a été antérieurement soumis à un étirement intense. Ce flanc étiré est ensuite découpé par l'accident principal et ses failles satellites. Le flanc méridional de l'Anticlinal du Nord est poussé sur le synclinal de Vesszős (fig. III.19).

Vers sa terminaison occidentale, l'accident a tendance à se diviser, créant ainsi des petites écailles aux dépens des schistes paléozoïques. Plusieurs segments de cet accident figurent chez K. Balogh (1964).

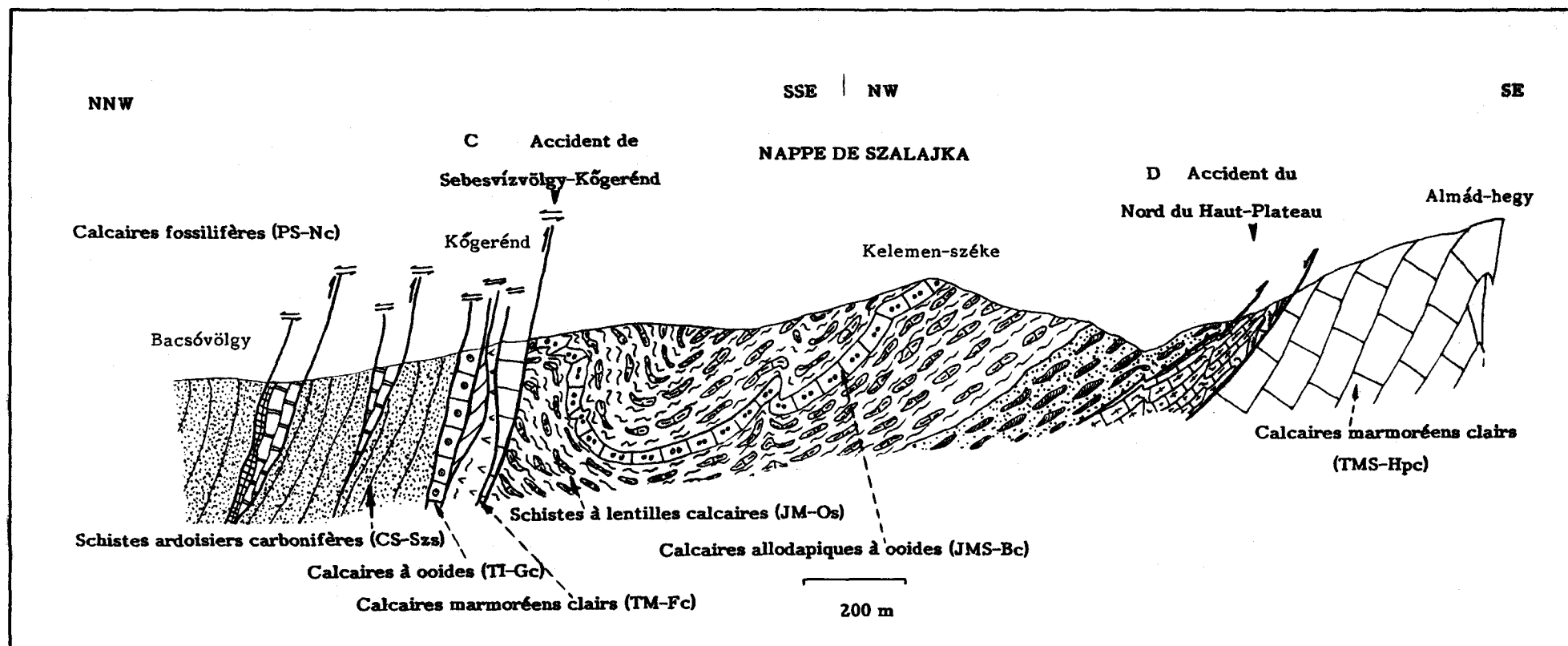


Fig. III.19 - Coupe de Kelemen-széke.

La coupe illustre l'accident complexe C de Sebesvízvölgy-Kőgerénd et l'accident D du Nord du Haut-Plateau. Les calcaires marmoréens du Haut-Plateau sont limités par le Nord par une faille normale, découpant la même écaïlle du Haut-Plateau.

Ce cisaillement est probablement affecté par des plis hectométriques tardifs dans sa partie occidentale. Il ne présente pas par contre les décalages importants imposés au reste de l'Anticlinal du Nord par deux décrochements senestres au niveau de Csipkésút (S) et de Bálvány (R) (fig. III.18, 33 et carte 3) il leur est donc postérieur. Puisque la direction et le sens de rejet de ces derniers décrochements sont identiques au coulissage majeur du système compressif décrochant de Darnó (D₅), le cisaillement de Sebesvízölgy-Kógerénd pourrait être lié aux mouvements compressifs ultérieurs créant les décalages le long de l'accident du Sud du Haut-Plateau (D₈).

L'accident du Nord du Haut-Plateau (D, D', D'') (D₋₁, D₂?, D₃, D₈)

Le cisaillement un peu plus au Sud du précédent court le long de la bordure septentrionale du Haut-Plateau. A cause des nombreuses bifurcations possibles, je le scinde en trois portions, dont j'assume la continuité. (fig. III.18, accident D, D' et D''). Cet accident a certainement eu une histoire très compliquée. Dans sa portion occidentale (D), il fonctionne en faille inverse vers le Sud, mettant les formations du synclinal de Vesszős sur celles du Haut-Plateau (fig. II.15). Aux environs de Létrás (D') cet accident correspond :

- à un changement soudain de faciès entre les calcaires carniens de plate-forme du Haut-Plateau, et des schistes de Vesszős à faciès de bassin (faille normale du Trias supérieur, D₋₁) ;
- à un amincissement important du flanc septentrional de l'Anticlinal du Haut-Plateau (faille inverse D₃ ou décrochement crétacé D₂?) ;
- à un chevauchement de l'Anticlinal du Haut-Plateau sur le synclinal de Vesszős (faille inverse liée au décrochement dextre complémentaire de Darnó, D₅, donc miocène inférieur).

Cet accident complexe se poursuivrait par l'accident de Vesszős, donc nommé D'', tronçonnant lui-même la série carbonatée de Vesszős (chap. II.B.2, fig. II.7), donc le flanc septentrional de l'Anticlinal du Haut-Plateau. L'accident est légèrement décalé par le décrochement dextre de Bükkszentkereszt (accident O). Il est souvent tordu par des plis hectométriques. D'après la forme du pli à Létrás (carte 3) et d'après le cisaillement que l'on en déduit (fig. III.30), on peut envisager que cet accident ou certains de ses segments (notamment D) ont rejoué en senestre-inverse, cette fois vers le Sud, lors des événements compressifs post-Darnó (D₈).

L'accident du Sud du Haut-Plateau (E, E', E'') (D₃?, D₈)

Plusieurs accidents de même nature jalonnent la bordure méridionale du Haut-Plateau. On ne les observe ou cartographie, que par segments dissociés, car ils sont découpés par des décrochements et failles tertiaires. La raison de leur assimilation à un seul ancien accident est qu'ils mettent tous la série remaniée du Jurassique appartenant au Haut-Plateau sur des schistes ou radiolarites de l'échelle de Répáshuta. Je n'ai pas d'arguments quant à la date de leur fonctionnement.

L'accident séparant les blocs-écailles du Haut-Plateau d'une part et de Répáshuta d'autre part (fig. III.18, accident E) ne peut être tracé qu'à l'Ouest de Hollóstető. Là, les calcaires à cherts de Hollóstető appartenant à l'échelle du Haut-Plateau viennent en contact avec les radiolarites ou avec les schistes ardoisiers jurassiques de l'échelle de Répáshuta (coupe 4, pl. h.t. 4). Ce même accident redressé se retrouve dans l'affleurement de Bányahegy (fig. II.16) où il tranche le flanc inverse d'un pli de plus petite taille, mettant la série résédimentée jurassique inférieur-moyen du Haut-Plateau contre les radiolarites de l'échelle de Répáshuta. La faille principale ne suit pas la limite morphologique du Haut-Plateau, mais passe plus au Sud.

On ne peut pas donner l'âge du fonctionnement de l'accident E. Il pouvait jouer au cours du Crétacé supérieur, mais son attitude redressée indique un jeu en décrochement probable (D₈?).

Un accident similaire (E') - car amenant la série remaniée du Jurassique sur les radiolarites ou sur les schistes - peut être suivi jusqu'aux falaises de Vöröskő (fig. III.5). A cet endroit, l'accident est brusquement repris par un pli hectométrique, puis se confond avec la faille du Sud du Haut-Plateau (E'').

Puisqu'il est replissé par le pli hectométrique de Vöröskő, l'accident E' est pré-D₉. Il a pu fonctionner lors des compressions crétacées (D₃) ou miocènes (D₅, D₈).

L'existence du cisaillement majeur du Sud du Haut-Plateau (fig. III.18 accident E'' et fig. II.8) est déduite de la "discordance" des directions structurales entre les microstructures du Haut-Plateau et celles de la région de Szarvaskő (fig. III.1). L'accident E'' peut être tracé à partir de Vöröskő, jusqu'à l'extrémité occidentale de Bélkő. L'accident court au Sud, et non pas à la limite morphologique du Haut-Plateau.

Le jeu de cet accident est chevauchant vers le Sud, mais il possède aussi des composantes senestres importantes (Balla in Balla et Pelikán, 1982). Ces mouvements senestres importants sont déduits notamment de la différence de courbure des structures.

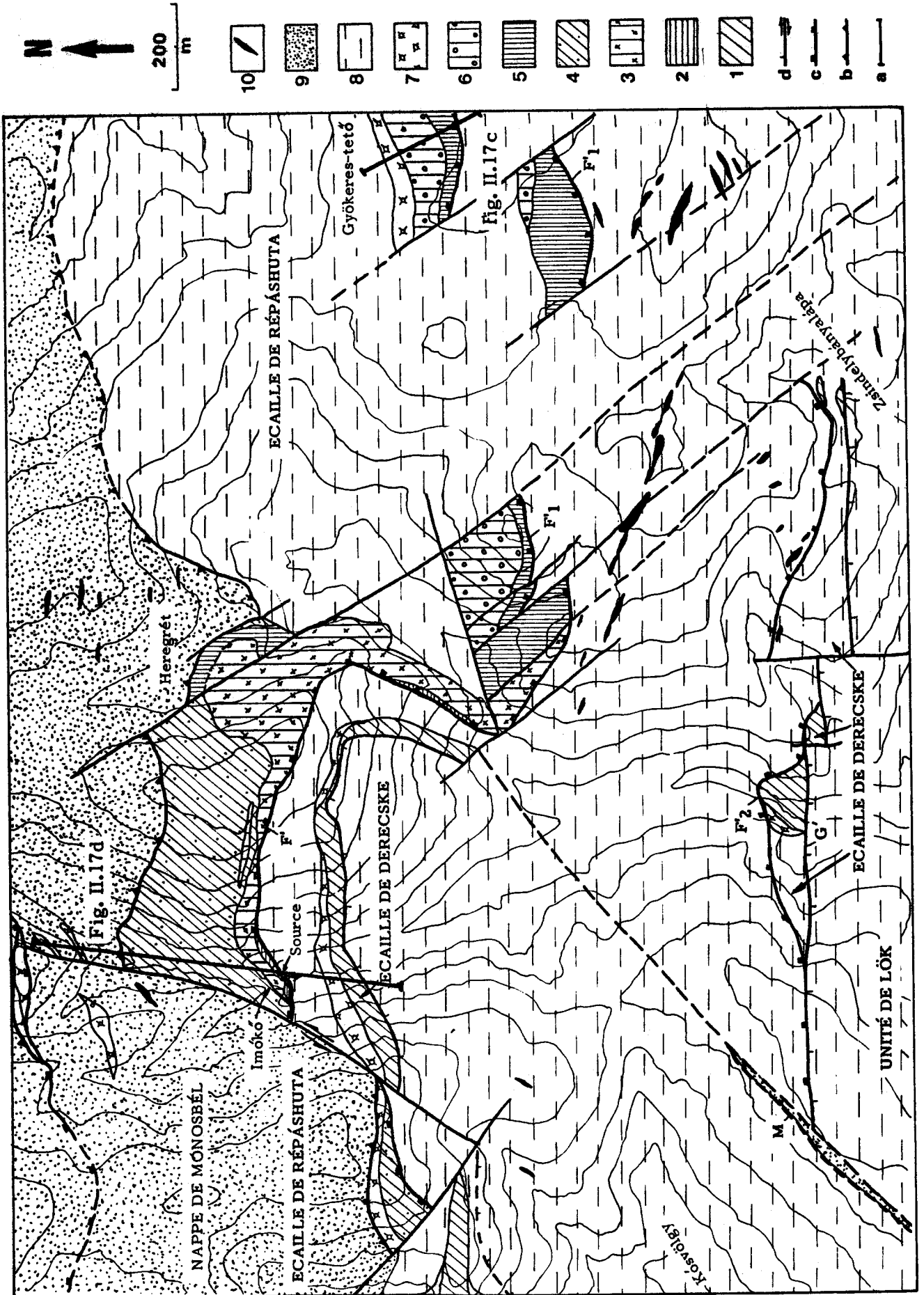
Cette observation permet de préciser l'âge de son fonctionnement : la flexure des structures étant créée pendant la phase D₅, la phase générant l'accident E'' lui est postérieur. L'accident est déformé par une multitude de plis de plus grande taille, mais aussi par des décrochements dextres de direction N-S (D₉, D₁₀). Cet accident est un des cisaillements majeurs de l'épisode tectonique D₈.

A l'Ouest de Bélkő, l'accident E'' semble être déformé par un pli de grande taille suggérant également un cisaillement senestre (carte 3, fig. III.30), puis il se poursuivrait vers l'WSW. Le long de son trajet affleure une petite fenêtre de l'autochtone relatif, taillée dans les schistes à lentilles calcaires et les calcaires allodapiques appartenant à la formation de Bükkzsérc.

Vers l'Est l'accident E'' pourrait se poursuivre ou bien dans l'accident E', ou dans celui de Tebe-Imókó (F'', F', F). Cette incertitude concernant son tracé, découle du fait que le pli hectométrique de Vöröskő et les décrochements (D₁₀) affectant la région (fig. III.5) rapprochent tous les accidents les uns aux autres, et brouillent leurs pistes.

L'accident de Tebe-Imókó (F, F', F'') (D₃, D₈)

L'accident de Tebe sépare l'unité de Répáshuta de celle de Derecske (fig. III.18, accident F, coupes 4, 5, 3 ; pl. h.t. 4). Le long de ce contact, l'anticlinal renversé de Répáshuta est charrié sur l'anticlinal appartenant à l'unité de Derecske (fig. II.19). A l'Est, l'accident tranche donc le flanc inverse des plis, le contact se faisant tantôt par l'intermédiaire de schistes ardoisiers, tantôt par celui de radiolarites.



La combe de Vince-Pál dans la portion centrale de l'accident pose des problèmes. Elle pourrait éventuellement être une demi-fenêtre, où affleueraient des schistes appartenant à l'unité de Derecske (solution de K. Balogh, 1964). D'après l'étude des directions des schistosités, les bords oriental et occidental de cette petite dépression sont des décrochements senestres de direction NE-SW. Les affleurements de la région permettent plusieurs interprétations dont celle de K. Balogh. La solution différente que j'ai choisie fait intervenir des failles normales (D₇) et des décrochements (D₅) jouant ensuite en failles normales (D₁₀) ; ces phénomènes s'observent fréquemment dans les environs proches. En plus, cette solution permet d'éviter la bifurcation de l'accident qui apparaît à la limite septentrionale des calcaires à cherts (carte 3, coupes 5 et 4 de la pl. h.t. 4).

Franchissant l'accident de Lökvölgy (N sur la fig. III.18) avec un décalage senestre, l'accident F se poursuit au Sud des affleurements de Gyökeres-tető (fig. III.20). Ici l'accident F semble se diviser en plusieurs surfaces cisailantes et tranche non plus le flanc inverse, mais le flanc normal de l'Anticlinal de Répáshuta (fig. II.17c et d). C'est pourquoi j'ai dénommé cette portion par F₁ et F₂. A l'Ouest de Gyökeres-tető, l'accident se tord au Sud de la barre calcaire plissée de Feketelen, puis suit par le Sud la falaise d'Imókö (fig. III.20 et II.17c). En ces endroits, les termes resédimentés de la série de Répáshuta sont charriés sur des schistes ardoisiers recouvrant des radiolarites et des calcaires à cherts.

A l'Ouest d'Imókö on perd les traces de cet accident. On peut suivre deux rangées d'affleurements jusqu'à la région de Vöröskő (carte 1). Toutes deux sont composées de calcaires à cherts. Comme le montrent les figs. III.5, 20 et II.17c, d, les calcaires marmoréens d'Imókö se substituent vers l'occident par un horizon de plus en plus épais de calcaires à cherts. J'en déduis, que la rangée septentrionale des affleurements de calcaires à cherts forment la prolongation de l'écaille de Répáshuta-Imókö.

Cette supposition est soutenue par un phénomène hydrogéologique étrange. Les sources temporaires d'Imókö et de Vöröskő (fig. III.20 et 5) jaillissent toutes deux aux pieds de la rangée septentrionale des affleurements de calcaires à cherts. Elles sont toutes deux tributaires de la nappe phréatique karstique du Haut-Plateau, mais elles sont isolées de la rangée méridionale des calcaires à cherts, n'affleurant pourtant qu'à quelques centaines de mètres plus au Sud! La masse de calcaires à cherts affleurant juste au Sud de la source d'Imókö ou de la source de Vöröskő n'est pas connectée réservoir du Haut-Plateau. Ceci semble donc indiquer que la rangée septentrionale des affleurements fait partie de la même unité structurale, (celle de Répáshuta) et elle est séparée des calcaires à cherts plus au Sud par un accident (Fⁿ). Je propose de retrouver l'accident d'Imókö (Fⁿ) juste au Sud de la barre de calcaires à cherts de la source de Vöröskő (coupe 2, pl. h.t. 4 ; fig. III.5).

Le tracé de l'accident (Fⁿ) devient encore plus discutable au-delà du pli de grande taille de Vöröskő, par lequel il a été tordu. La solution que je propose dans un des passages suivants reste donc hypothétique.

Fig. III.20 - Carte de Feketelen.

La carte montre les cisaillements des différentes étapes de l'évolution structurale et l'agencement des affleurements des unités de Répáshuta et de Derecske.

1 : calcaires à cherts (TMS-Fec) ; 2 : calcaires varicolores de Répáshuta datant du Norien (TS-Rec) ; 3 : premier niveau de calcaires marmoréens resédimentés (JIM-HJc) ; 4 : calcaires à cherts de Malomhegy. Ces calcaires apparaissant à Imókö semblent former une plaque resédimentée surmontant ou remplaçant latéralement le niveau précédent (TSJI-Mc) ; 5 : calcaires varicolores de Vöröskő, d'âge probable jurassique moyen (JIM-Vc) ; 6 : deuxième niveau de calcaires marmoréens clairs resédimenté (JIM-HJc) ; 7 : radiolarites oxfordiennes de Bányahegy (JS-Br) ; 8 : schistes ardoisiers jurassiques supérieurs de Lök (JSLs) ; 9 : schistes à lentilles de quartzites et plus rarement de radiolarites. Formation de Tardos de la nappe de type Mónosbél-Szarvaskő (JIM-Ts).

a, tracé des coupes ; b, contact de nappes ; c, cisaillement ; d, décrochement et faille normale

L'accident complexe F, F', F" est décalé par un décrochement senestre (celui de Lök völgy, N sur la fig. III.18) faisant partie du système décrochant de Darnó (D₅), et déformé par plusieurs plis hectométriques : celui de Feketelen et celui de Vöröskő, attribués à la phase D₉ (fig. III.30). son fonctionnement leur est donc antérieur. Il semble légitime d'attribuer le jeu de l'accident F, F', F" à la phase compressive crétacée.

Cet accident semble pourtant rejoindre l'accident E" du Sud du Haut-Plateau (D₈), qui a fonctionné lors des compression post-Darnó. Il en serait une prolongation possible. Dans cet aspect, il faut envisager un rejeu miocène de l'accident F.

L'accident de Derecske (G, G', G") (D₃)

Le cisaillement de Derecske (fig. III.18, accident G) sépare le bloc-écaille de Derecske de celui du Bükk de l'Est. L'existence de cet accident est imposée par le caractère anormal du contact des dolomies anisiennes, puis des volcanites aniso-ladiniennes du compartiment du Nord contre les calcaires à cherts (parfois extrêmement dolomitisés) du Trias supérieur. De grandes veines de dolomie métasomatique sont associés à des décrochements (D₅, D₁₀) et partent de l'accident de Derecske.

Le cisaillement peut être suivi jusqu'à la faille de Lök völgy (N) le long de petits affleurements de volcanites. Cette faille inverse redressée avait déjà été reconnue par Z. Schréter (1944).

Si l'on examine la carte de la région d'Imoko (fig. III.19 et 5), on observe une rangée d'affleurements composée de calcaires à cherts très similaires à ceux de l'unité de Derecske. Cette rangée (méridionale) dessine une bande plus ou moins continue depuis la faille de Lök völgy (N), jusqu'à la vallée de Vöröskövölgy. Cette bande d'affleurements de calcaires à cherts semble suivre la forme imposée par le pli tardif de Feketelen. En plusieurs endroits (affleurements dans les vallées de Lök, d'Imó et de Lambot) on peut voir ou reconstituer un anticlinal synschisteux formé par ces calcaires à cherts.

La plupart de ces affleurements sont découpés au Sud par un accident : tel est le cas des affleurements de la région de la vallée de Lök, délimités par une surface subverticale (G') de direction E-W, ou celui des affleurements au Sud de Vöröskő, découpés par une surface pentée vers le Sud (G") (carte 3). J'admets la continuité de cet accident (G'=G") à cause de la présence de ces affleurements lithologiquement identiques.

L'attitude de ce groupe d'accidents changerait donc le long de son parcours. Il se peut qu'à l'origine l'accident de Derecske s'est prolongé dans les accidents G' et G", mais le cisaillement original semble plutôt masqué ou complètement oblitéré par des failles décrochantes et normales plus jeunes (D₇? D₉? D₁₀).

L'accident d'Oszla (H) (D₃)

Une faille inverse très probable, mais difficile à mettre en évidence pourrait suivre les affleurements méridionaux d'Ódorvár et d'Oszla (fig. III.18, accident H, coupe 2, pl. h.t. 4). Hormis un petit segment à l'Ouest, cette faille séparerait des calcaires à cherts lithologiquement identiques. Faute de datation précise ou d'affleurement convaincant, cet accident d'Oszla reste hypothétique.

L'accident de Gallyatető (I) (D₃, D₅)

L'apparition de schistes ardoisiers au Sud de la montagne, en-dessous des calcaires ladiniens de Subalyuk (coupe 2, Pl. h.t. 4) s'explique par l'existence d'une demi-fenêtre (fig. III.18, accident I, carte 3). La structure de cette fenêtre est compliquée, car elle est limitée à l'Est et à l'Ouest par deux décrochements.

La position topographique élevée des calcaires sur les schistes est beaucoup plus accentuée que dans le cas de la combe de Vince-Pál. D'autre part les schistes ardoisiers oxfordiens sont à une distance stratigraphique considérable des calcaires ladinien à Berva-Subalyuk. Si l'on suppose que les schistes appartiennent à l'unité du Bükk de l'Est, il faudrait admettre l'existence d'une faille normale agissant sur quelques centaines de mètres et ayant un rejet de plusieurs centaines de mètres, ce qu'aucune observation ne vient confirmer.

Les accidents au SW du massif (J, K, L) (D₃, D₅)

Dans le secteur SW du massif du Bükk, on observe beaucoup d'accidents, dont la plupart sont fortement pentés. Ces accidents découpent non seulement l'autochtone relatif, mais reprennent ou découpent aussi les surfaces de base des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (fig. III.1, carte 3). Ces accidents ont une direction NE-SW, donc parallèle à celle de l'accident majeur de Darnó ; D'après mes observations de terrain un certain nombre d'entre eux (par exemple le segment NE de l'accident J et le segment SW de l'accident K) ont fonctionné en inverse, vers le SE (D₃), mais ils ont été ensuite repris par des décrochements, tantôt dextres (D₉), tantôt senestres (D₅).

Trois de ces accidents sont visibles sur la carte 3 et sur les coupes 1 et 2 (pl. h.t. 4). L'accident de Bervavölgy (fig. III.18, accident J) amène des schistes ardoisiers de l'autochtone relatif sur les formations de la nappe de Mónosbél (D₃) et recoupe plus au Sud la partie inférieure de la nappe de Szarvaskő (D₅).

L'accident de Gyetravölgy (fig. III.18, accident K ; coupe 2, pl. h. t. 4), qui coïncide avec la limite inférieure de la nappe de Mónosbél, mais recoupe les plissements synschisteux qui l'affectent, doit être plus récent (D₃? D₅) que les plis (D₂).

Le cisaillement d'Esztázkő-Körtvélyes (fig. III.18, accident L) se poursuit le long d'affleurements discontinus de grandes masses de calcaires à cherts. Cet accident amène ces calcaires à cherts sur les schistes ardoisiers du compartiment SE (D₃). Ce cisaillement aurait ensuite joué en décrochements (D₅ et D₉) dont les traces sont surtout visibles à la bordure méridionale des affleurements d'Esztázkő (coupes 1, 2 pl. h.t. 4).

c. Les systèmes d'écaillés.

Les écaillés à l'Est du massif (D₃)

Les contacts majeurs décrits précédemment découpent le massif en un système d'écaillés (D₃). Ce système reste simple dans la partie orientale du massif et se complique de plus en plus dans les secteurs occidentaux. La coupe 4 (pl. h.t. 4) montre bien la succession de ces "blocs-écaillés" de vergence généralement Sud, à savoir du Nord au Sud :

- le flanc normal de l'Anticlinal du Nord
- le flanc inverse de l'Anticlinal du Nord
- le bloc-écaille du Haut-Plateau
- le bloc-écaille de Répáshuta
- le bloc-écaille de Derecske
- le bloc-écaille du Bükk de l'Est
- l'unité méridionale.

Les cisaillements B, D, E, F, G. I de la figure III.18 en forment les limites respectives (voir aussi fig. II.2).

Comment relier les écailles de l'Est du massif à celles de l'Ouest?

Par l'intermédiaire des bandes d'affleurements de calcaires à cherts au Sud d'Imókö, je propose de relier la rangée méridionale des affleurements de calcaires à cherts des figs. III.5 et 20, donc finalement les affleurements d'Esztázkő-Körtvélyes à l'unité de composition lithologique similaire de Derecske. La barre calcaire septentrionale de la fig. III.20 serait l'équivalent de l'unité de Répáshuta (voir aussi raisonnements ci-dessus). Ces corrélations admises, on peut donc relier les accidents J à F", F' et F ; L (ou peut-être K) à G", G' et G. De ce fait, les nappes de la synforme de Szarvaskő seraient portées par l'unité de Répáshuta ou son homologue (fig. III.1).

Ce système répond à une logique qui aurait été contrôlée initialement par les grands domaines de dépôt du Trias moyen-supérieur du parautochtone. En effet, au moins une partie des grands cisaillements correspondent à des limites paléogéographiques : c'est le cas des accidents D et F de la figure III.18. Les trois domaines séparés par ces accidents :

- l'Anticlinal du Nord,
 - le domaine du Haut-Plateau - Répáshuta et
 - le domaine de Derecske-Bükk de l'Est
- montrent une stratigraphie homogène (fig. II.34).

Le deuxième système d'écailles (Dg)

Un autre système d'écailles plus jeunes (Dg) semble reprendre ou recouper ces "blocs-écailles" cités ci-dessus. Ce système est déterminé par des cisaillements redressés avec un rejet inverse-senestre. La coupe 1 (pl. h.t. 4) et la figure III.19 en montrent de bons exemples.

Les accidents C, E" de la figure III.18 font partie de ce système. L'accident majeur du Sud du Haut-Plateau doit se prolonger vers l'Est, mais là les critères pour l'individualiser semblent beaucoup moins nets. Je le relie provisoirement à un rejeu de l'accident de Tebe-Imókó (F", F', F).

d. Le problème de l'unité de Lök.(D₅)

La situation actuelle des affleurements dans la vallée de Lök pose deux problèmes :

-l'ordre de superposition des écailles à l'Est de l'accident de Lök völgy (N sur la fig. III.18) ne semble pas préservé à l'Ouest de celui-ci;

-l'accident de Lök völgy met en contact une série appartenant à l'autochtone relatif avec une série des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő. Or d'après quelques indices, la série de l'autochtone relatif se trouverait dans le compartiment affaissé (coupes 1, 2, 3, pl. h.t.). Je vais maintenant analyser ces points.

La superposition des écailles

A l'Est de l'accident de Lök völgy, on trouve les écailles décrites précédemment, à savoir du Sud au Nord et de bas en haut :

-l'écaille du Bükk de l'Est ;

-l'écaille de Derecske ;

-l'écaille de Répáshuta.

A l'Ouest de l'accident de Lök völgy, cet ordre de superposition semble bouleversé : les affleurements de la vallée de Lök sont topographiquement plus bas, que les affleurements de calcaires à cherts à Zsindelybányalápa, attribués à l'écaille de Derecske, et plus bas, que l'écaille de Répáshuta elle-même. Or j'ai montré (chap. II.B), que la série de l'unité de Lok est pratiquement identique à celle du bloc de Répáshuta, donc les affleurements de la vallée de Lök feraient partie de l'écaille de Répáshuta. Dans les deux parties de cette écaille on trouve des séries caractéristiques telles que les assises remaniées du Jurassique inférieur-moyen, absentes dans les écailles de Derecske ou du Bükk de l'Est (fig. II.34). Si l'on admet la logique du premier système d'écaillage, on comprend mal la position apparemment basse des affleurements de la vallée de Lök (carte 1).

On pourrait envisager des changements latéraux de faciès pour expliquer la présence d'une série différente (les affleurements de calcaires à cherts de Zsindelybányalápa) au sein de l'écaille de Répáshuta, mais l'absence de la série remaniée du Jurassique (p. ex. l'absence d'olistolithes calcaires dans les radiolarites oxfordiennes) dans un secteur originellement intermédiaire entre les affleurements de Lök völgy et de Répáshuta s'oppose à cette solution.

L'unité de Lök ne peut pas être un élément du second système d'écaillage (Dg), car ses directions structurales (carte 3) la rattachent au compartiment méridional de ce système. On ne peut donc pas expliquer sa position anormale par le seul fonctionnement de décrochements récents.

L'accident de Lök völgy

Cet accident a rejoué plusieurs fois ; c'est pourquoi on doit interpréter son rejet avec précaution. A cause de son tracé, de sa direction et des stries observés, il devait fonctionner à l'origine en décrochement sénestre (D₅). A une période (D₁₀), il a dû cependant se transformer en faille normale, avec affaissement du compartiment occidental. Ce rejeu est imposé par l'observation du secteur de Felsőtárkány (carte 1, fig. II.20, 33), où on constate un décalage très important entre les couches mésozoïques affleurant sur le mont Várhegy, et les assises miocènes, remplissant la "baie de Felsőtárkány". Plusieurs accidents normaux de même direction et de même sens de rejet s'observent dans les sédiments miocènes-mêmes. Or au niveau de Bujdosókő (fig. II.18) on observe la juxtaposition de l'autochtone relatif et des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (la nappe d'Oldalvölgy). Cette situation serait banale, si la série de l'autochtone relatif (Lök) n'était pas dans le compartiment affaissé.

Solution proposée au problème

Partant des successions stratigraphiques (fig. II.34), j'interprète l'unité de Lök comme une partie de l'unité de Répáshuta. Je remarque également que les stratigraphies des écailles de Derecske et du Bükk de l'Est sont très similaires.

Une autre base de l'interprétation est que selon l'ordre de superposition du premier système d'écailles, l'unité de Lök-Répáshuta occupe une position structurale supérieure au-dessus des écailles de Derecske et du Bükk de l'Est. La position actuelle s'expliquerait par la superposition de deux événements :

- le chevauchement plus poussé d'une partie de l'écaille de Répáshuta (la future unité de Lök) par-dessus l'écaille de Derecske sur l'écaille du Bükk de l'Est ;
- l'effondrement du secteur de l'unité de Lök le long d'accidents limitrophes tels que l'accident de Lök völgy.

En effet, on observe que l'unité de Répáshuta a une flèche plus importante à l'Ouest selon la surface J qu'à l'Est selon la surface F (fig. III.18 ; comparer les coupes 2 et 5 de la Pl. h.t. 4). Sur les cartes (carte 1, fig. III.1) on peut également constater que les écailles deviennent de plus en plus serrées vers l'Ouest et que plusieurs petits chevauchements satellites apparaissent à l'Ouest de l'accident de Lök völgy (fig. III.20).

Admettant la solution proposée, on conserve l'ordre des superpositions visibles dans le secteur oriental du massif (coupes 1 et 2, Pl. h.t. 4) et on trouve une raison simple pour expliquer le contact aberrant le long de l'accident de Lök völgy.

Cette solution implique la présence éventuelle de la nappe d'Oldalvölgy, et la présence certaine de l'autochtone relatif de l'échelle du Bükk de l'Est sous l'unité de Lök. Cette dernière pourrait revenir à l'affleurement dans le bloc de Bervabérc : ce bloc isolé, limité actuellement par des failles récentes (F. Hives-Velledits comm. pers.) est bâti par les calcaires de Berva-Subalyuk, dont les seuls affleurements se trouvent dans l'échelle du Bükk de l'Est. De ce fait, l'unité de Lök serait préservée dans une espèce de synforme de l'échelle du Bükk de l'Est.

Les limites de l'unité de Lök

Cette solution résoud les problèmes abordés précédemment, mais en pose d'autres, dont le plus délicat est celui concernant la délimitation de l'unité du Lök. Le problème se pose en raison de l'aspect très circonscrit des affleurements caractéristiques (les calcaires et les calcschistes), loin des accidents limitrophes envisagés.

Il semble probable que l'unité du Lök est limitée par les accidents G' et G" (fig. III.18) ; du moins, les conditions d'affleurement ne permettent pas de cartographier une faille plus importante de même direction vers le Sud.

La limite orientale de l'unité du Lök est constituée évidemment par l'accident de Lök völgy (N).

A l'Ouest, deux accidents sont susceptibles de séparer cette unité des affleurements de calcaires à cherts d'Esztázkő-Körtvélyes. Le premier a été déjà décrit sous le nom d'Esztázkő (accident L). Le deuxième, l'accident de Kósvölgy (accident M) a été lui aussi évoqué dans le chapitre III.C.1.a. Cet accident décrochant puis normal a également rejoué plusieurs fois.

Choisir entre ces accidents revient à placer les klippes de Köves-tető soit sur l'unité de Lök, soit sur l'unité du Bükk de l'Est. Dans la deuxième solution ces nappes de type Mónosbél-Szarvaskő seraient charriées par l'unité de Lök. Ces klippes contiennent des volcanites similaires à celles des nappes de Szarvaskő, qui, elles, surmontent l'unité de Répáshuta. Pour cette raison j'ai placé ces klippes sur l'unité de Lök (équivalent de Répáshuta, cf. supra) plutôt que sur l'unité du Bükk de l'Est, dont les nappes sont exemptes de volcanites. J'ai donc délimité l'unité du Lök par l'accident d'Esztázkő (L). Le schéma structural (fig. III.1) et les coupes 1 et 2 (Pl. h.t. 4) sont construits selon ces conceptions. La question reste néanmoins ouverte.

La date de la mise en place de l'unité de Lök

Je rappelle que les échelles semblent s'amincir progressivement dans le secteur central-occidental, que les chevauchements majeurs se dichotomisent et que simultanément leur portée augmente vers l'Ouest. Ces accidents majeurs sont de plus sévèrement affectés par la torsion attribuée au système décrochant de Darnó (D₅).

Ces observations suggèrent le rejeu des surfaces d'écaillés préexistantes dans le secteur occidental, sous l'action de compressions locales importantes, dues au remodelage des anciennes structures et à leur transposition suivant la direction NE-SW, direction principale de la zone décrochante senestre de Darnó. On est donc en droit de penser que le chevauchement supplémentaire et la mise en place de l'unité allochtone de Lök se sont effectués lors du fonctionnement du décrochement de Darnó (D₅), au Miocène inférieur.

III.C.5. Les plis postschisteux (P₃, P_{4a}, P_{4b}, P_{4c})

a. Les familles de plis postschisteux.

Selon leur forme et leur orientation par rapport aux directions des structures synschisteuses S₂, j'ai séparé quatre familles de plis postschisteux. La première famille (P₃) est composée de plis hectométriques à métriques dont la direction des axes b est similaire ou identique à celle des plis synschisteux (P₂). Parfois une schistosité de fracture ou un clivage de crénulation (S₃) parallèle à leurs surfaces axiales leur sont associés.

La deuxième famille (P_{4a}) est composée de plis en chevrons ou en kinks, dont la direction axiale est perpendiculaire aux axes b des plis précédents. Un second clivage de crénulation ou de fracture (S₄) peut apparaître parallèlement à leur surface axiale.

La troisième famille (P_{4b}) est formée par des plis, kinks ou chevrons, dont les directions des axes b sont en gros N-S. Je n'ai pas observé de clivage associé à ces plis.

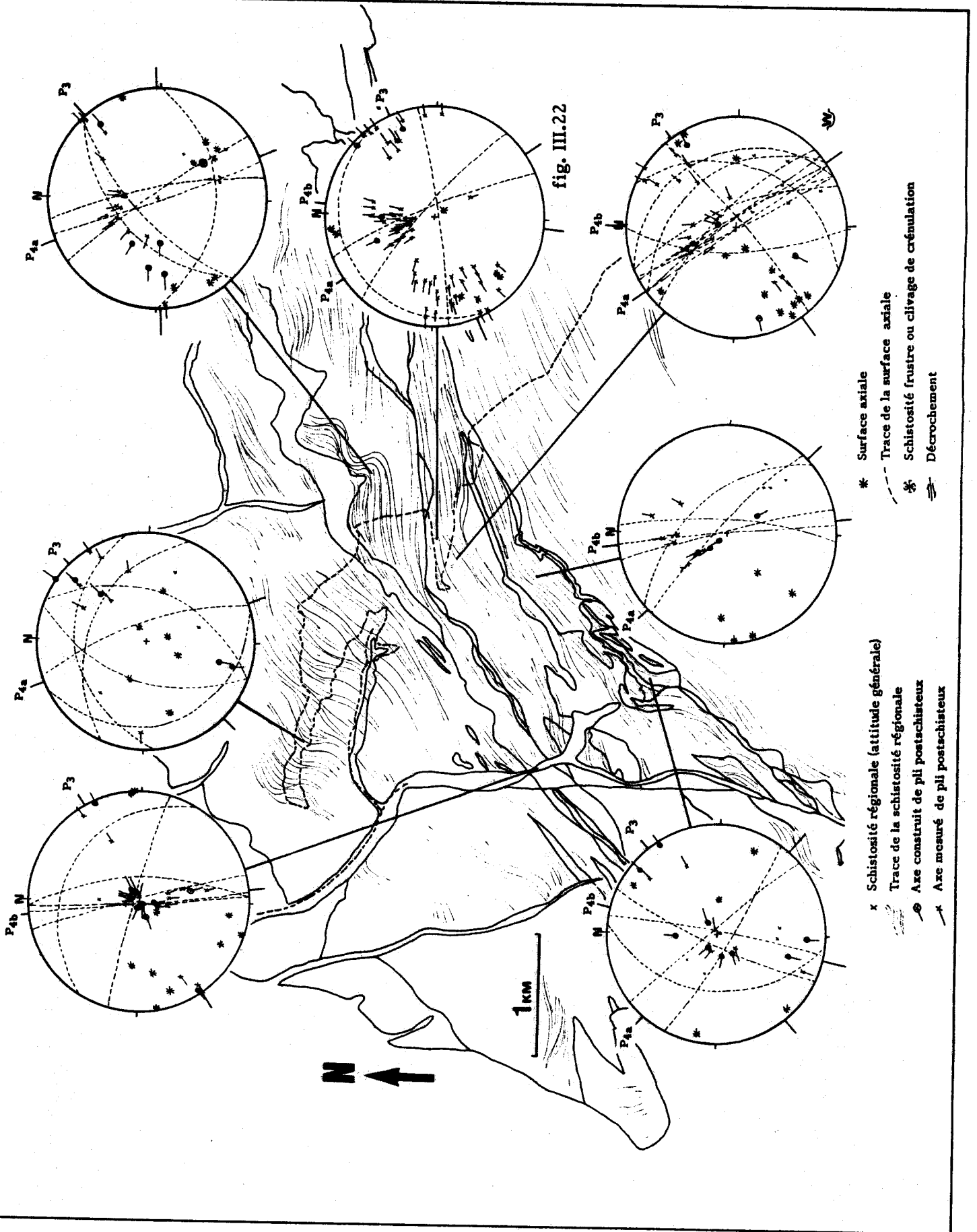
Enfin on peut séparer une quatrième famille de plis postschisteux (P_{4c}) représentée par des grands plis anguleux hectométriques. Ces plis se trouvent toujours au sein ou à proximité de grandes zones de cisaillement et semblent de ce fait liés aux mouvements décrochants au sein du massif.

Fig. III.21 - Stéréogrammes des plis postschisteux.

Tous les diagrammes sont des projections de Wulff, sur l'hémisphère inférieur. Les traits fins indiquent la trace de la schistosité régionale (S₂), les traits gras indiquent les contours lithologiques. Les lettres désignent les familles de plis séparées. La description de ces familles se trouve dans le texte.

a, Secteur occidental du Haut-Plateau. Le stéréogramme indiqué correspond à l'affleurement de la figure III.22.

b, Secteur oriental du Haut-Plateau. Le stéréogramme indiqué correspond à l'affleurement de la figure III.29.



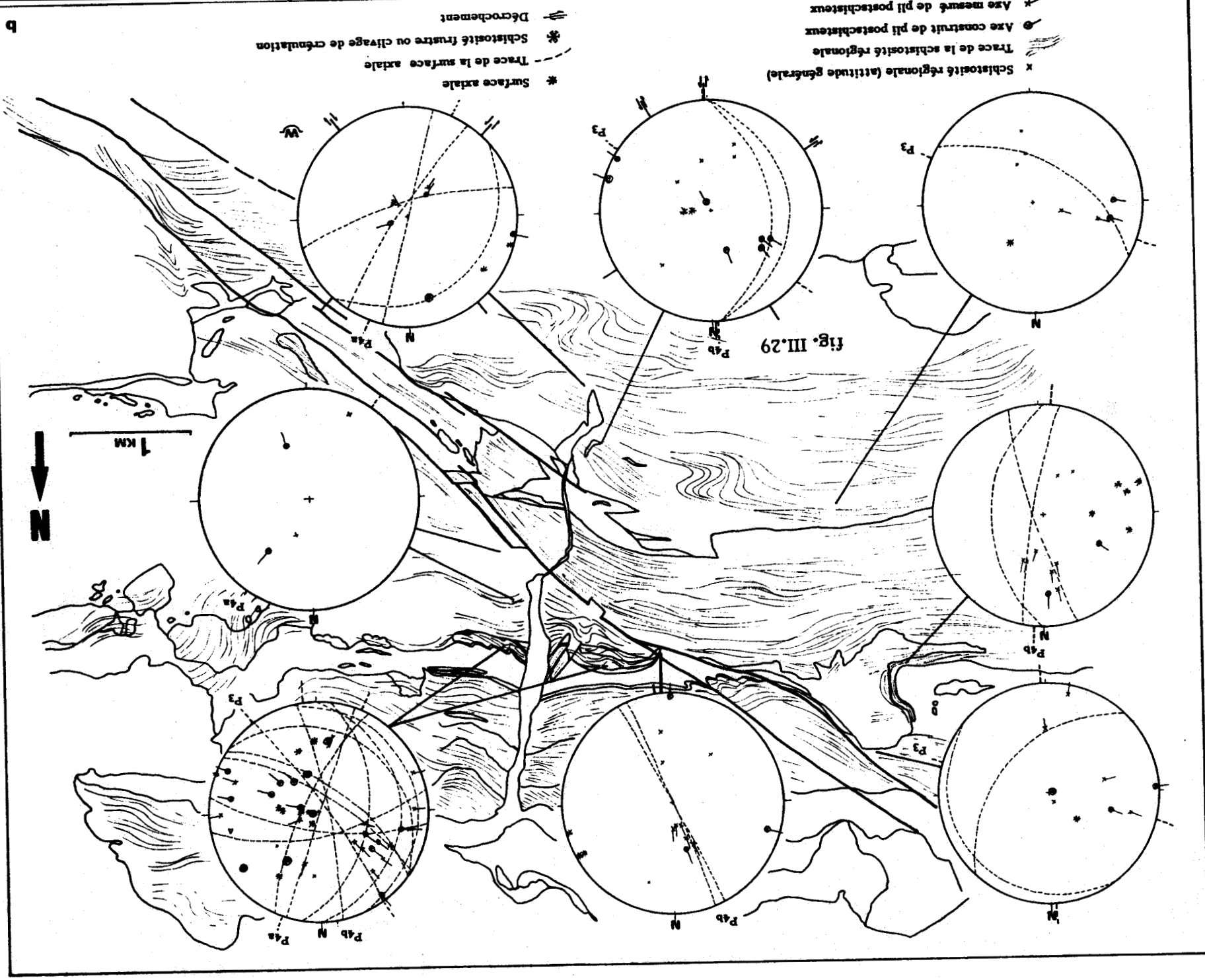


Fig. III.21b. Légende page 194.

b. Les caractéristiques utilisées pour la séparation en familles.

Tandis que les plis de la première famille (P_3) se distinguent relativement aisément grâce à leur orientation caractéristique, j'ai rencontré des difficultés en ce qui concerne la délimitation des trois dernières. Deux problèmes se posent en effet : comment séparer les plis P_{4a} et P_{4b} ayant les directions axiales grossièrement N-S (ou, autrement dit : est-ce qu'il s'agit d'une ou de deux familles?) et à quelle phase ou étape rattacher la formation des plis hectométriques P_{4c} .

La figure III.21 illustre bien la complexité du problème. Les phénomènes d'interférence théoriquement possibles (Ramsay, 1964 ; Henry, 1983) et existant en réalité (passage suivant) ne rendent pas cette tâche plus facile.

On peut observer (fig. III.21), que les plis P_3 sont affectés par les torsions induites par les "cisaillements ductiles" du système décrochant de Darnó (D_5) : leurs axes et leurs surfaces axiales (aussi bien que ceux et celles des plis synschisteux P_2) sont tordus vers le SW (fig. III.21a) ou le SE (fig. III.21b). Cette observation offre peut-être un moyen de séparer les plis P_{4a} et P_{4b} : un groupe de plis de direction axiale en gros N-S (P_{4a}) a subi les effets des rotations induites par le système de Darnó, l'autre (P_{4b}) semble par contre conserver une direction axiale N-S, non perturbée par ces torsions et rotations. Sur les stéréogrammes (fig. 21) cette différence est plus nette au niveau des surfaces axiales qu'au niveau des directions des axes mesurés.

Le clivage de crénulation observé sporadiquement se rattache toujours à la famille P_{4a} dont les surfaces structurales ont été déformées par le décrochement majeur de Darnó. La famille P_{4b} ne présente jamais de schistosité ou de clivage associés, seulement des fractures irrégulières subparallèles à la surface axiale des plis.

Le problème des plis hectométriques P_{4c} est évoqué plus loin (cf. paragraphe g.).

c. Critères chronologiques concernant les plis postchisteux.

Le fait, que certaines familles de plis postschisteux (P_3 et P_{4a}) aient été affectées par les déformations en arc induites par le système décrochant de Darnó (D_5) et d'autres pas (P_{4b}), m'a permis de séparer ces deux ensembles et de dater relativement ces deux sortes de plis postschisteux. Les plis P_{4b} sont évidemment les plus récents et postérieurs au fonctionnement du système de Darnó (D_5).

Quant aux plis P_3 et P_{4a} , quelques affleurements permettent d'établir directement leur chronologie relative. La figure III.22 montre que les plis P_3 , d'axe originellement E-W ont été replissés par des plis P_{4a} , d'axe b à plongement net vers le Sud. Le stéréogramme d de la figure III.21 permet de visualiser l'interférence des deux familles de plis.

Dans un autre affleurement, juste au Sud du chevauchement de Kisfennsik (fig. III.23), certaines superpositions de plis postchisteux corroborent cet ordre chronologique (c'est à dire P_3 suivi de P_{4a}), mais on y observe également la reprise de plis P_{4a} , de direction axiale N-S par des plis dont l'axe s'oriente vers NNW-SSE (fig. 23b). Cette famille (P_{4b}) de plis apparaît seulement localement (fig. III.23b, III.21 stéréogrammes c et e) et semble s'associer aux décrochements.

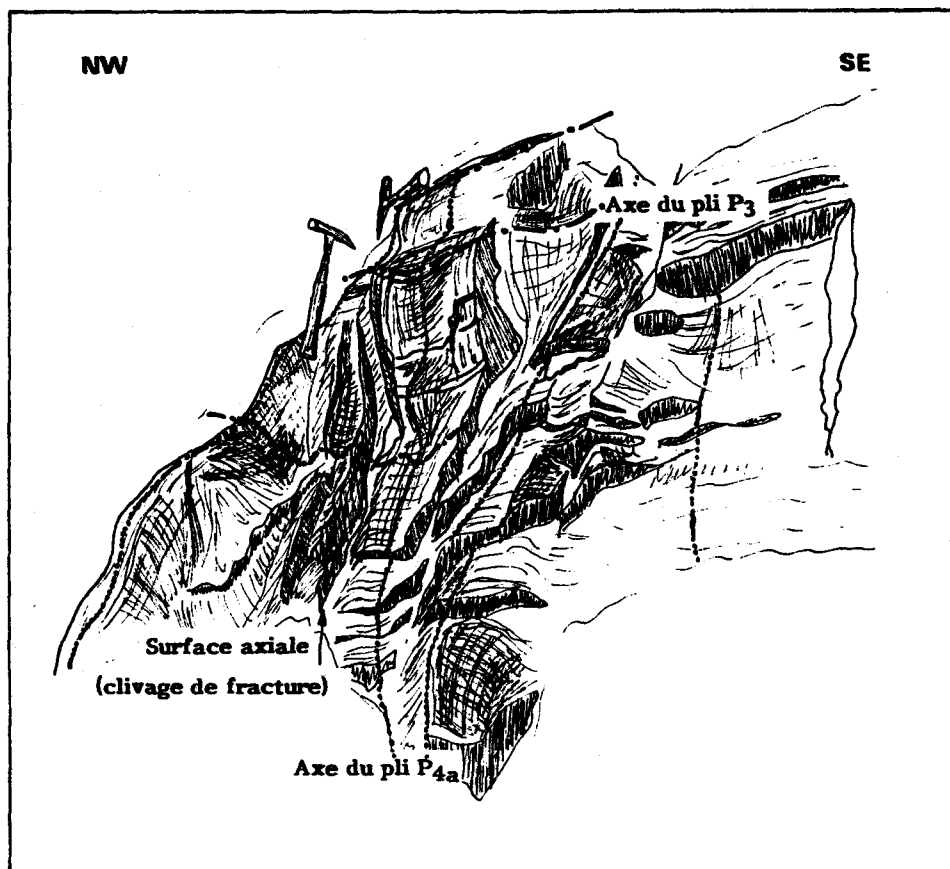


Fig. III.22 - Interférence de plis postschisteux à Rónabükk.

Les calcaires-calcschistes noriens de l'autochtone relatif (TS-Rc) sont affectés par des plis P_3 d'axe se dirigeant vers le WSW-ENE, et qui sont repris par des plis P_{4a} , d'axe orienté NW-SE (stéréogramme correspondant de la figure III. 21).

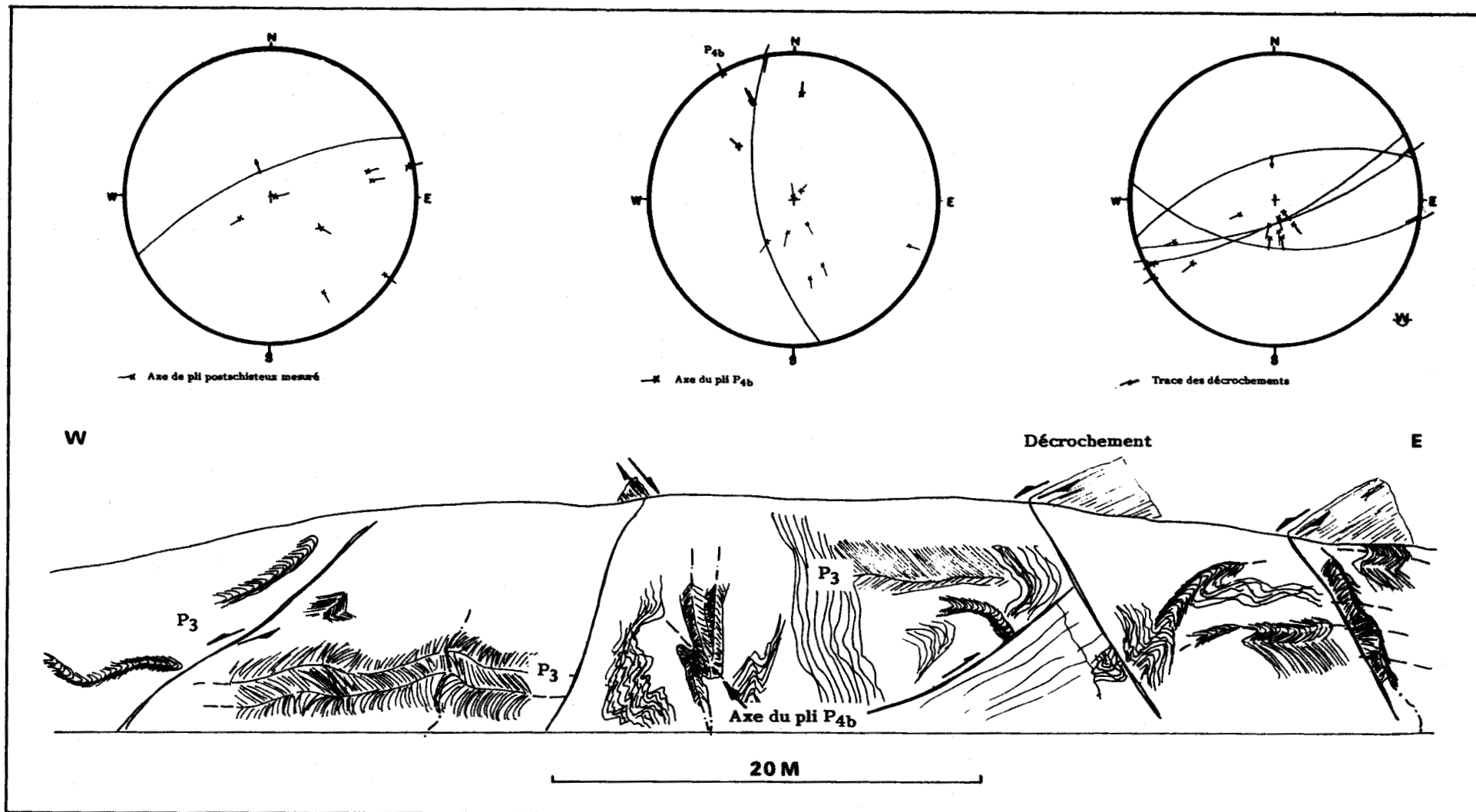


Fig. III.23 - Interférence de plis postschisteux P₃, P_{4a}, et P_{4b}

Affleurement de Kisfennsík. Calcaires marmoréens sombres carbonifères de l'autochtone relatif. Dans la partie occidentale de l'affleurement on observe des plis P₃ replissés par des plis P_{4a}. Dans le secteur central, Ces plis P_{4a} sont repris par un pli d'axe très redressé, appartenant probablement à la famille P_{4b}. Ces derniers plis semblent être liés aux décrochements, dont on observe plusieurs à l'affleurement. Les stéréogrammes correspondent aux portions indiquées. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

d. Les plis P_3 coaxiaux avec les plis synschisteux. (D_3)

Quelques-unes des coupes déjà présentées (fig. II.3, 5) montrent des grands plis, décamétriques à hectométriques, modifiant le pendage général nord de la schistosité régionale S_2 à un pendage sud. Cet événement peut être la cause du plissement des conglomérats crétacés. Un pli de ce genre se déduit des affleurements à Gába (fig. III.24).

Ces grands plis coaxiaux avec les plis P_2 affectent la schistosité dans des zones en général étroites (carte 3) et ont des surfaces axiales proches de l'horizontale. Dans deux secteurs ces plis sont plus fréquents : les régions de Szilvássvár et de l'extrémité orientale du Haut-Plateau sont si intensément affectées par ces plis, que dans ces secteurs le pendage général de la schistosité régionale plonge vers le Sud. Il faut aussi noter que ces deux régions se trouvent à proximité des grandes surfaces de cisaillements (carte 3) et que cette déformation de la schistosité S_2 est probablement liée au fonctionnement de ces accidents (D_3).

A l'affleurement, les plis postschisteux se présentent sous forme de plis à flancs droits et à charnières anguleuses (fig. III.25a) souvent disharmoniques. Ils peuvent avoir des charnières plus arrondies (fig. III.25b) relativement ouvertes (angle d'ouverture autour de 90°). Ils sont en général cylindriques ou légèrement côniques. Leurs surfaces axiales sont souvent peu pentées (fig. III.25), mais quelquefois elles peuvent être redressées (fig. III.24).

Ces plis sont souvent associés à des cisaillements ou petites failles inverses (fig. III.25a, 26) qui s'enracinent dans le cœur des plis ("fault induced folding").

En certains endroits on observe l'apparition d'une schistosité frustrée ou d'une schistosité de crénulation (secteurs de Mellérvölgy, de Szinva, de Lökvölgy, de Nagy-Ökrös). Ces surfaces (S_3) naissent dans les zones intensément affectées par des plis P_3 et ont une orientation proche de leurs surfaces axiales (fig. III.21). Cette schistosité gaufrée la schistosité régionale (fig. III.27a) ou forme la surface axiale de "rubans de kinks" ou de miniplis (fig. III.27b).

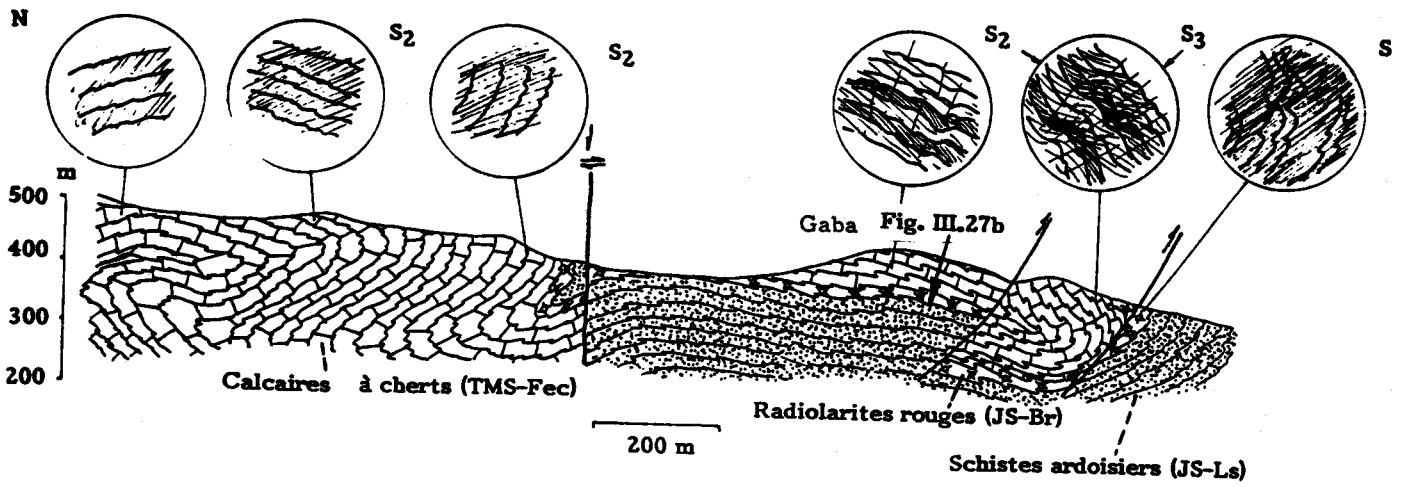
La surface S_3 est elle-même affectée par les torsions et rotations imposées par le système de Darnó (D_5).

Fig. III.24 - Plis postschisteux P_3 à Gába

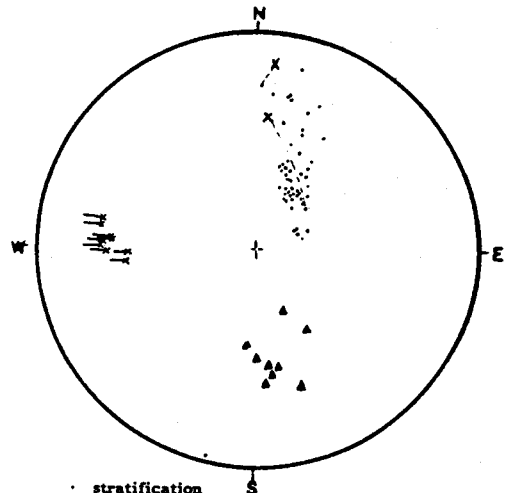
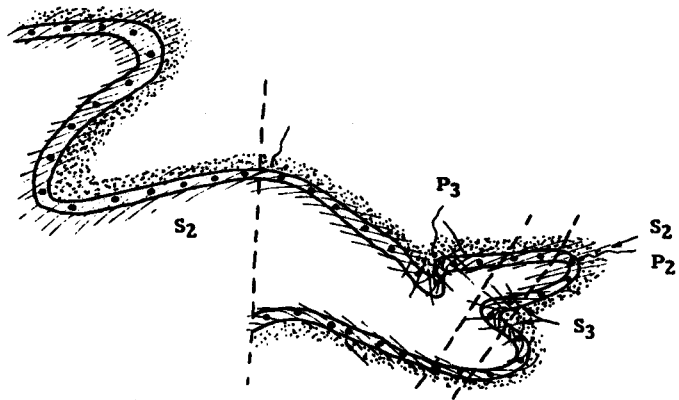
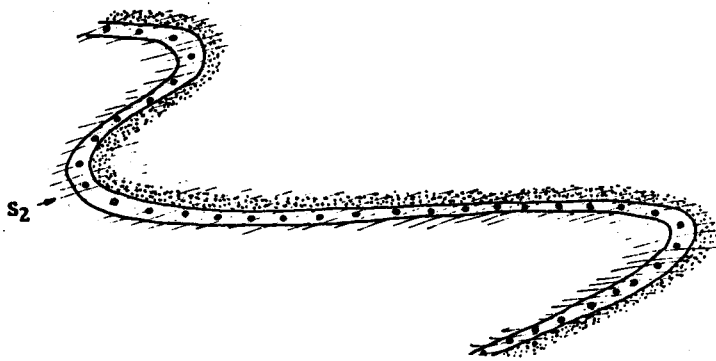
a, Coupe de Gába. Les cercles représentent les relations des différentes surfaces observées à l'affleurement. La situation géologique se complique par l'interférence de plis P_2 , P_3 et par deux failles inverses.

b, Stéréogramme des affleurements de Gába. Projection de Wulff, hémisphère inférieur.

c, Schéma de l'évolution de la structure de Gába. L'évolution structurale se déroulerait en trois étapes : 1, formation de plis synschisteux P_2 ; 2, reprise de ce pli par des plis postschisteux P_3 , avec éventuellement apparition d'une schistosité frustrée S_3 ; 3, cisaillement de cette structure par deux failles inverses.



a



- stratification
- x schistosité régionale S₂
- ▲ schistosité frustrée S₃
- ↖ axe des plis P₃

Faillles inverses

c

b

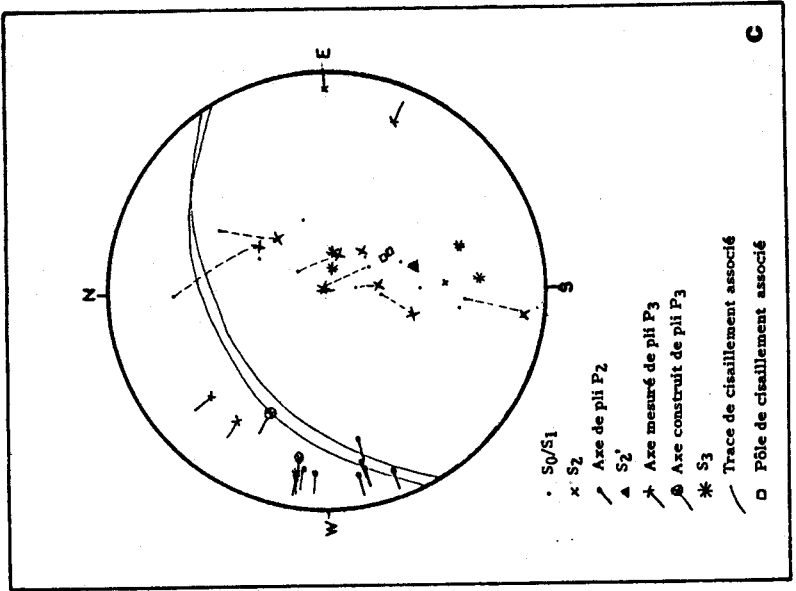
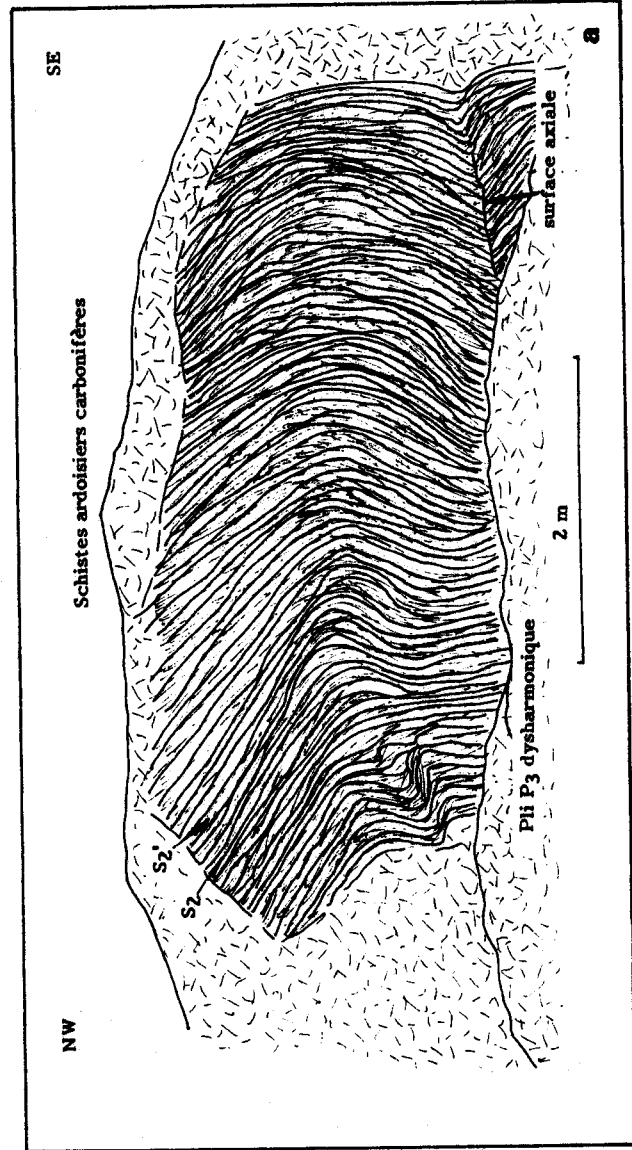
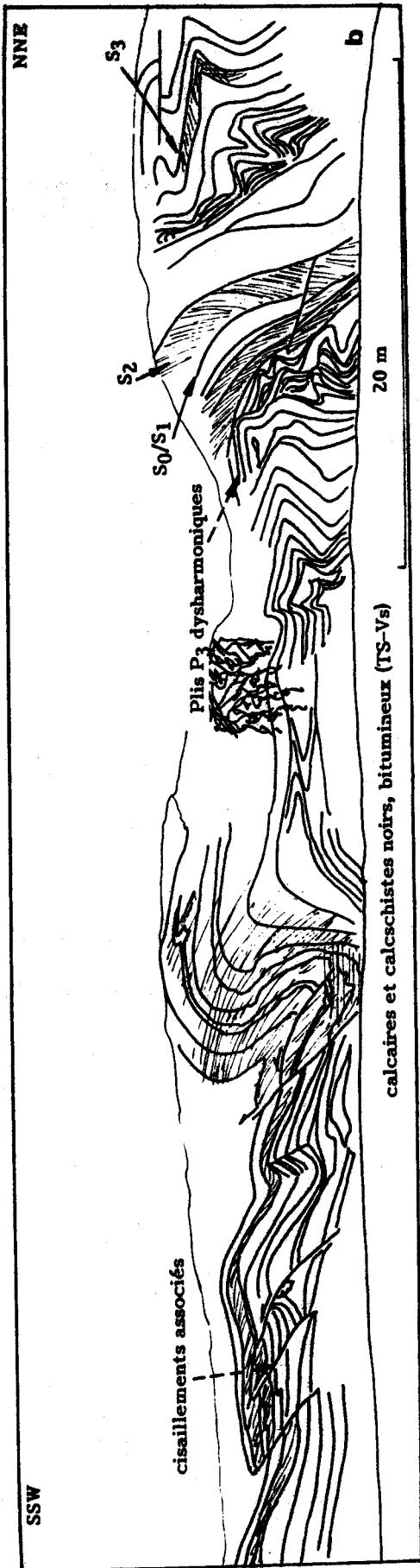


Fig. III.25 - La forme des plis P3
 a, Pli ouvert replissant S2 et S2' dans des schistes ardoisiers carbonifères. On observe l'apparition de plis dysharmoniques au cœur du pli.
 b, Plis dysharmoniques et petits cisaillements associés dans les schistes et calcschistes de Vesszós. Affleurement du chemin forestier de Vesszós-völgy. Les plis P3 reprennent S0/S1, et S2.
 c, Stéréogramme de l'affleurement b. Les plis postschisteux sont en gros coxiaux avec les plis synschisteux P2. Les cisaillements indiquent la même direction de raccourcissement.

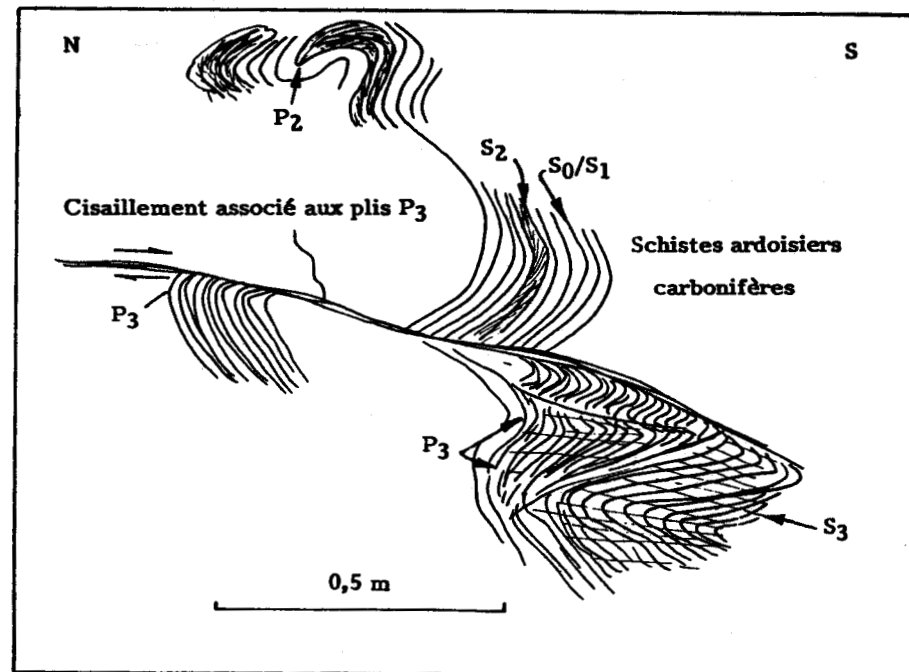
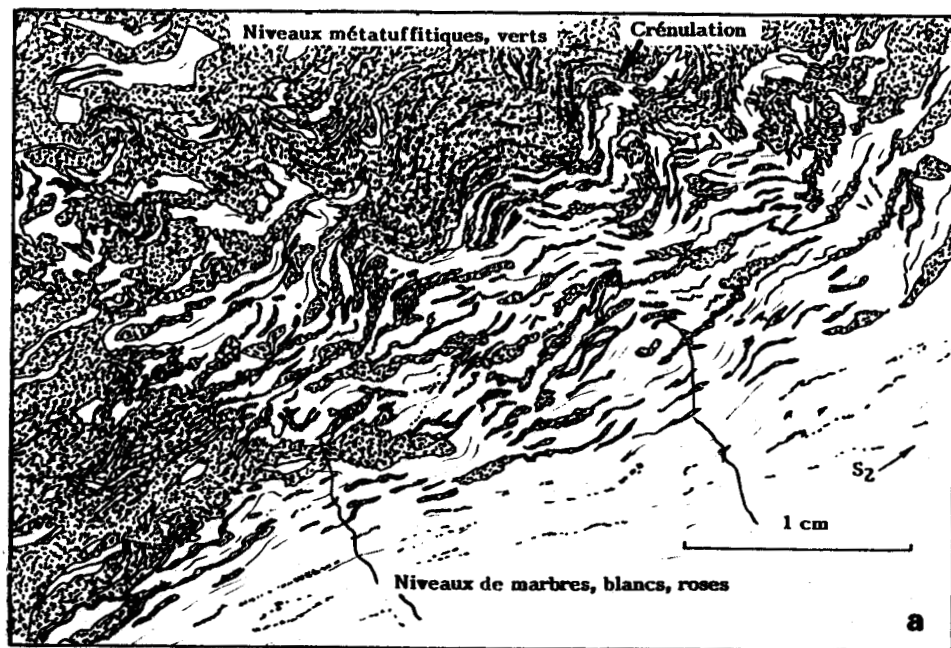
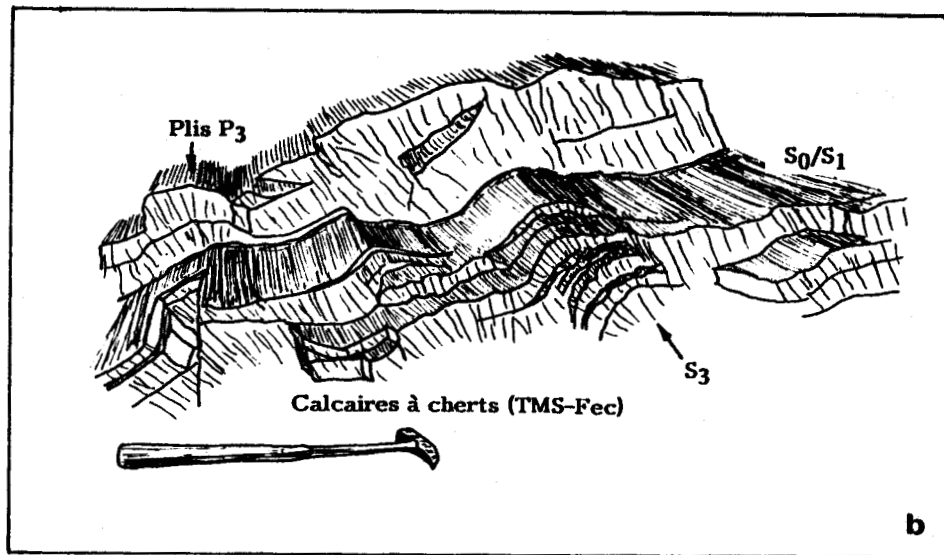


Fig. III.26 - Pli postschisteux P_3 associé à une surface de cisaillement. Affleurement de schistes carbonifères le long de la route Szilvásvárad-Haut-Plateau. Cet affleurement montre la reprise d'un pli synschisteux P_2 par un pli P_3 . Ces derniers sont associés à une surface cisailante plate. On observe l'apparition d'une schistosité S_3 au cœur d'un pli postschisteux.

Fig. III.27 - Clivage de crénulation et schistosité fruste S_3 .
 a, Crénulation de S_2 dans une passée tuffitique des calcaires marmoréens du Haut-Plateau. Affleurement de la barre de Veszős. Je n'ai pas observé de schistosité associée à la crénulation.
 b, Schistosité fruste dans des radiolarites lessivées. Affleurement de Gába (localisation sur la figure III.24). Les plis P_3 sont ici ouverts, la schistosité S_3 forme un éventail dans ces plis. La stéréogramme correspondante est visible sur la figure III.24.b.

e. Les plis P_{4a}. (D₄)

Les plis appartenant à cette famille sont d'échelle métrique à décimétrique. On les trouve partout dans le massif. Ils se présentent sous forme de plis en chevron ou en kinks (fig. III.28). Leur direction axiale originellement N-S est perpendiculaire à celle des plis P₂ et P₃. Quand ils affectent des surfaces non-perturbées, ils sont symétriques et cylindriques, mais dans les autres cas ils sont côniques. Dans les secteurs les plus déformés, généralement dans le voisinage des plis hectométriques P_{4c} ces plis peuvent évoluer jusqu'au stade isoclinal (fig. III.28b). Dans le cœur de certains plis on remarque une dysharmonie prononcée.

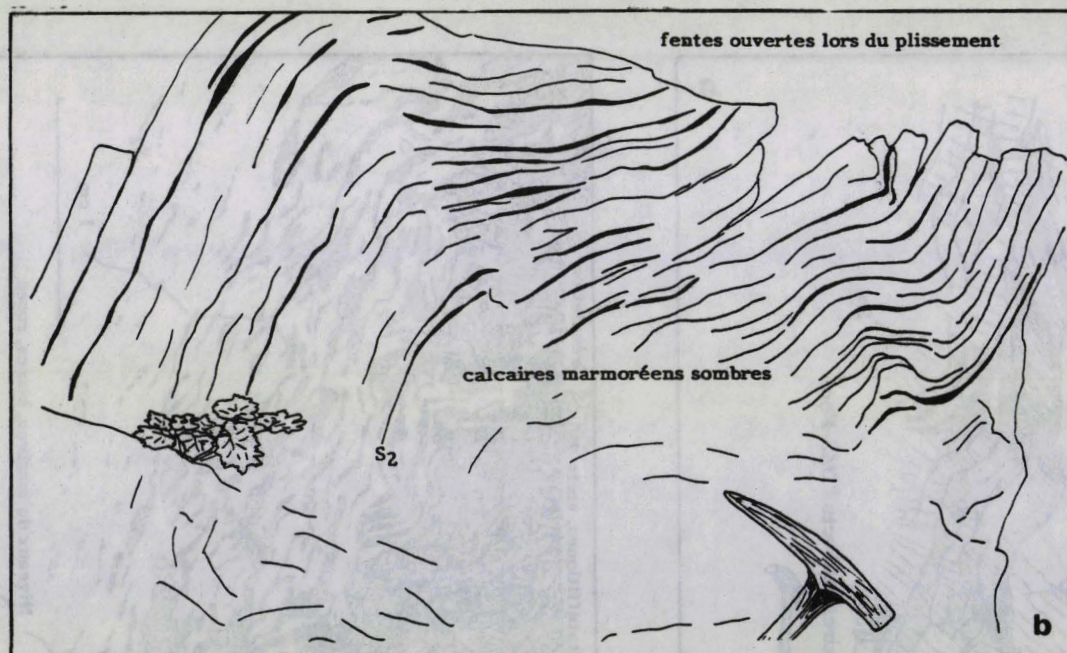
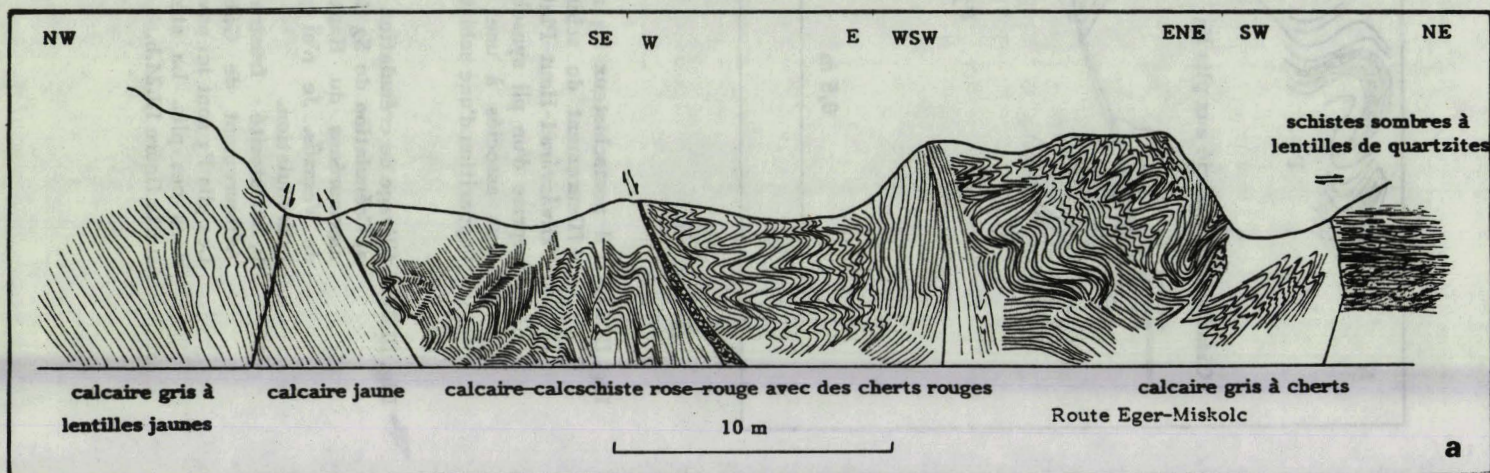


Fig. III.28 - Les plis P₄

a, Affleurement du virage de Heregrét, route Eger-Miskolc.

Cet affleurement se situe dans la charnière d'un pli hectométrique (fig. III.20). Les couches moins compétentes formées de calcaires varicolores et calcaires à cherts sont plissées dans des plis dysharmoniques. La forme des plis est en général de type "en chevrons", mais on trouve des plis presque isoclinaux aussi. La dysharmonie semble augmenter graduellement de l'Est vers l'Ouest dans les blocs, séparés par des accidents. Ces cisaillements auraient pu jouer en petites surfaces de décollement à une stade de l'évolution structurale. Le stéréogramme correspondante se voit sur la figure C.1.

b, Pli en chevron dans des marbres sombres. Les surfaces plissées (S₂) s'ouvrent parfois au niveau de la charnière ("hinge gap").

Leur surface axiale en général redressée est souvent marquée par des fractures, mais par endroits (dans les secteurs de Mellérvölgy, Lökvölgy) on y trouve un clivage de crénulation ou des surfaces de kink (S_4 , fig. III.21). Ces surfaces S_4 ont également subi les torsions provoquées par les mouvements correspondant au fonctionnement du système de Darnó (D_5).

Lors d'une étude faite avec F. Bergerat, j'ai remarqué l'existence de microplis de type crénulation dans les laminites de l'Oligocène inférieur, à l'Est d'Eger (chap. II.F). Le faciès de ces laminites exclut la présence de microrides ou de figures sédimentaires similaires. Je n'ai pas trouvé de surface de crénulation discrète associée à ces microplis, mais leur axe b dans l'affleurement a une direction de pendage constante vers le SE. Puisque ces formations oligocènes ont été tordues et tournées par le décrochement de Darnó (fig. III.35 . cf. III.C.6) ces microplis de crénulation pourraient correspondre aux plis P_{4a} et à la phase D_4 , qui seraient donc d'âge post-Oligocène inférieur et anté-Miocène inférieur.

f. Les plis P_{4b} . (D_9)

Ces plis ont les mêmes caractéristiques que les précédents sauf qu'ils ne sont jamais associés à une schistosité. Il semble que ces plis de direction axiale N-S constante soient associés à des décrochements. Un tel pli cône a été observé dans une zone de décrochement senestre à Lusta-völgy (fig. III.29).

Du fait qu'ils affectent des surfaces déjà déformées, ces plis sont assez irréguliers, pour la plupart cône. Leur surface axiale assez redressée est masquée éventuellement par des fractures.

On observe une certaine tendance de ces plis à s'associer aux plis hectométriques P_{4c} mais les mauvaises conditions de mesure ne rendent pas possible la démonstration d'une origine simultanée. Les directions axiales des plis P_{4b} n'ont pas été affectées par le système de Darnó (D_5), donc ces plis se sont formés après le Miocène inférieur.

g. Les plis hectométriques P_{4c} . (D_9)

Ces plis de taille cartographique apparaissent le mieux sur la carte 3, qui montre les traces de la schistosité régionale S_2 . Ces plis reprennent aussi très souvent les surfaces de cisaillement majeures. Ces plis définis par les zones de schistosité très redressée et perturbée dessinent des zones de coulissage, de direction NE-SW dextres (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 de la figure III.30) et NW-SE senestres (11, 12, 13, 14 de la figure III.30). Deux plis (10 et 15 de la figure III.30) suggèrent plutôt des mouvements décrochants E-W senestres.

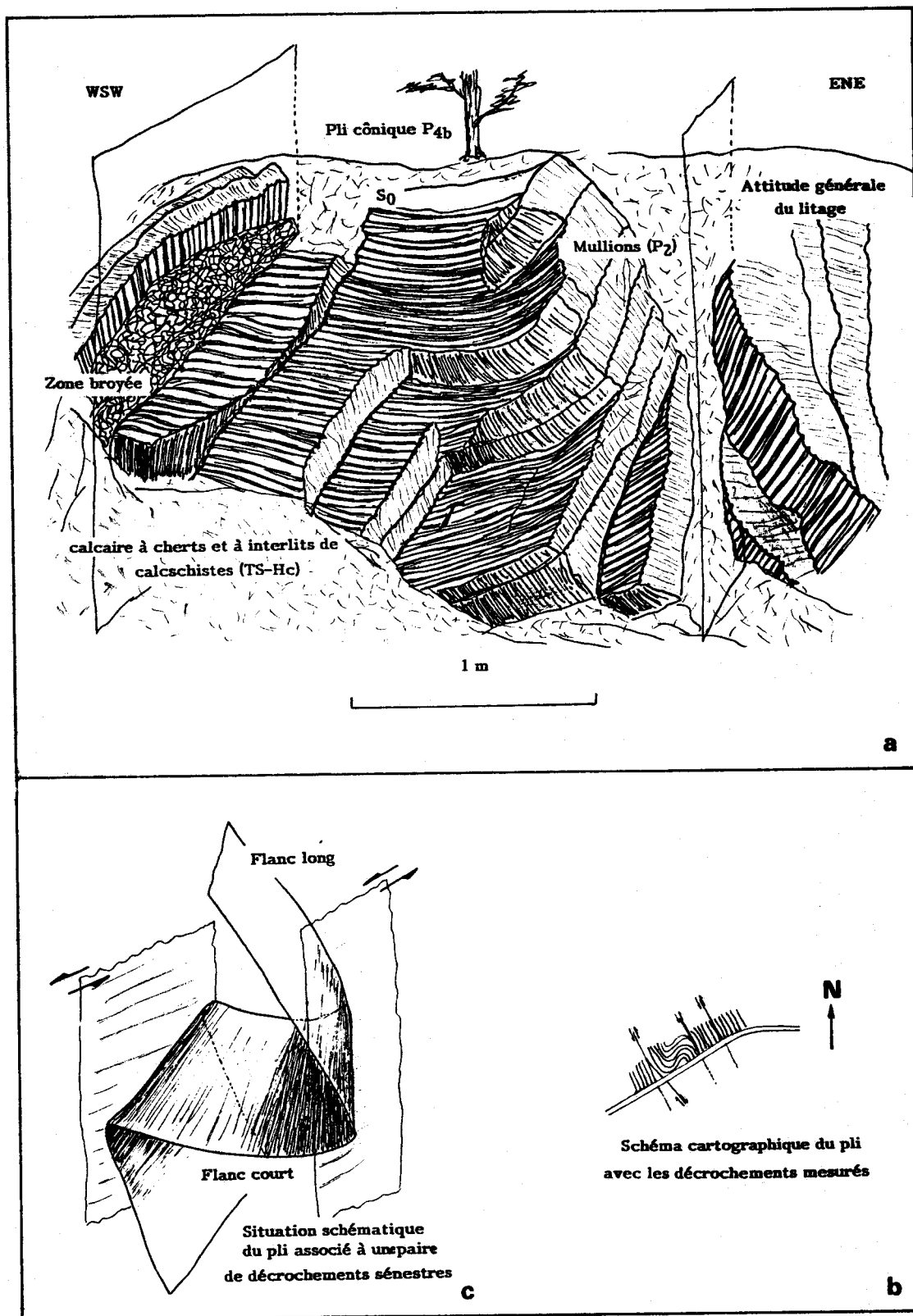


Fig. III.29 - Pli P_{4b} à Lustavölgy. Le pli postschisteux reprend les mullions et la schistosité S₂ associés à la déformation synschisteuse (D₂). Les couches visibles représentent le flanc court d'un pli cônica. Plusieurs décrochements s'associent à ce pli. Tout le secteur est affecté par ces décrochements. Le stéréogramme de ce pli se trouve sur la figure III.21b.
b, Esquisse de la situation cartographique du pli et des décrochements observés.
c, Interprétation du pli comme un pli d'entraînement (drag-fold) pris dans une zone coulissante senestre.

La plupart de ces plis ont leur flanc court cisailé et décalé par des accidents orientés N-S dextres (5, 6, 7, 8). Les miniplis (P_{4b}) d'axe N-S se concentrent dans leur voisinage.

Certains des plis de la famille P_{4b} , reliés à des décrochements de direction et de rejet identiques (fig. III.29). Probablement toute cette famille se forme au cours de la phase de déformation D_9 qui a créé les grands plis P_{4c} .

Parmi les mesures recueillies dans le massif, on trouve en effet des décrochements correspondants à ces zones coulissantes (fig. III.31). Ce système de décrochements, que j'ai dénommé Anti-Darnó affecte même les tufs du Miocène inférieur-moyen, et donne une direction de raccourcissement principal E-W. Cette direction de raccourcissement est en bon accord avec celle déduite des plis P_{4c} .

La période de fonctionnement de ce système coulissant Anti-Darnó est délicate à établir. On ne peut pas le corrélérer aux effets causés par le système de Darnó (D_5), car les directions et zones de mouvement sont identiques. On ne voit pas pourtant, que les torsions imposées par ce dernier affectent les plis hectométriques.

Un bon critère chronologique est imposé par l'accident du Sud du Haut-Plateau (E'' ; phase D_8). Dans le chapitre III.C.4, j'ai démontré que cet accident (fig. III.1) devait fonctionner dans le sens senestre inverse, après les événements liés au système Darnó (D_5), donc après le Miocène inférieur. Sur les cartes 2 et 3 on observe que cet accident est intensément affecté par des plis de type P_{4c} . Ces plis existent, même si on supprime les décalages dextres causés par les décrochements orientés N-S.

Un décrochement - faille inverse de cette forme n'a pas pu fonctionner sous sa forme actuelle fortement déformée, donc les plis de la famille P_{4c} (ou au moins une partie d'entre eux) ont du naître après la compression responsable de la genèse de la faille du Sud du Haut-Plateau, c'est à dire après la phase D_8 .

Les miniplis P_{4b} ne sont pas eux non plus déformés par la phase de Darnó D_5 (cf. supra). Leurs caractéristiques géométriques indiquent une direction de raccourcissement principal en grand E-W, la même, qu'a été déduite pour les plis P_{4c} et pour la phase D_9 . En raison de ces indications, je rattacherais la formation de ces plis de petite taille (P_{4b}) à celle des plis hectométriques (P_{4c}) et au fonctionnement de la phase D_9 . Les décrochements dextres orientés NW-SE observés dans les siltes miocènes inférieurs corroborent la chronologie post-Miocène inférieur ou moyen (post D_8) proposé.

Tous ces phénomènes décrits ci-dessus (plis d'axe N-S, le système de décrochement Anti-Darnó) indiqueraient donc une phase de raccourcissement E-W assez importante au cours du Miocène moyen ou supérieur.

Les grands plis 10 et 15 de la figure III.30 ne peuvent pas faire partie du système D₉, car ils ont un axe dirigé en gros E-W (fig. III.32). Ils définissent des zones de cisaillement dirigées approximativement E-W, et senestres. Ces plis pourraient être liés à la phase compressive D_g ayant créé l'accident de Tebe-Sud du Haut-Plateau.

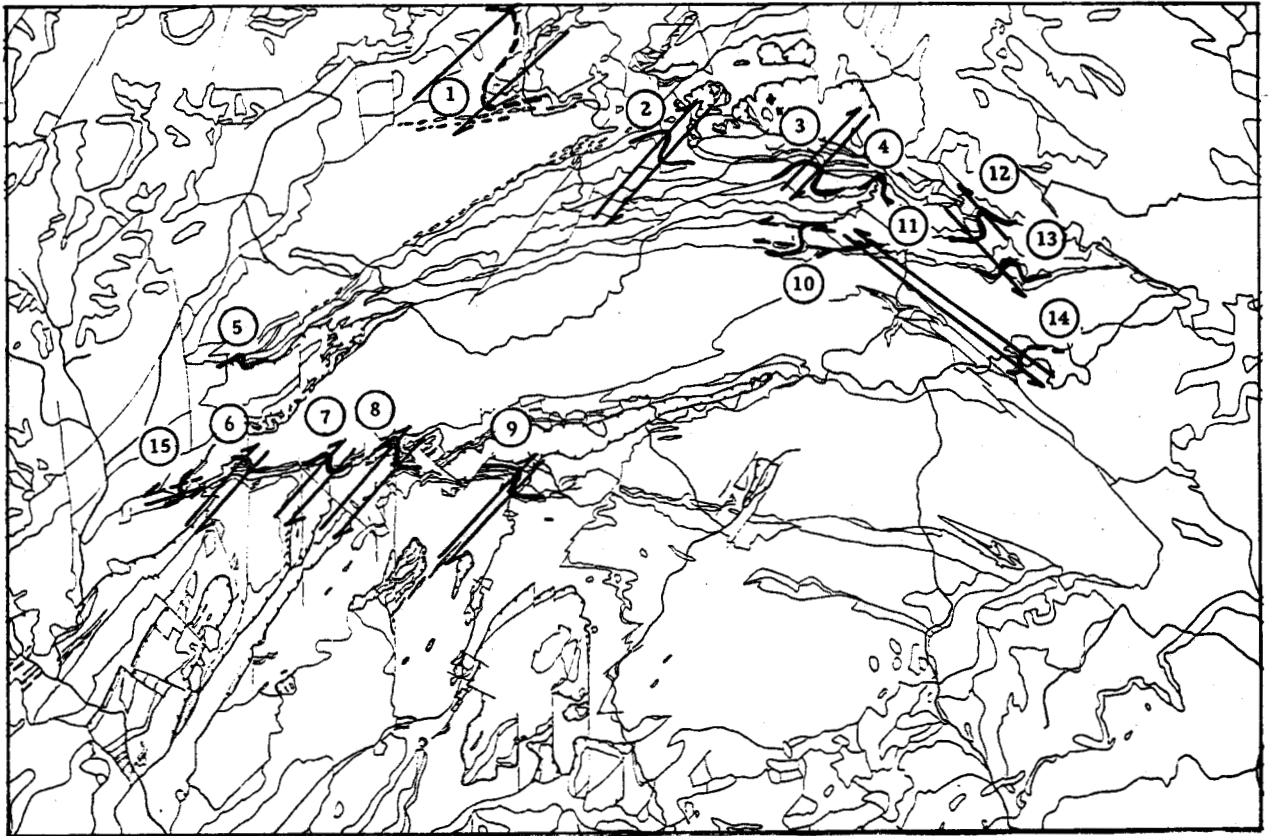


Fig. III.30 - Carte représentant les plis hectométriques P_{4c}, reprenant la schistosité toujours très redressée.
Les plis définissent des zones de cisaillements décrochants.
1, Pli de Dédes ; 2, Pli d'Odvaskő ; 3, Pli de Szomoró ; 4, Pli de Lillafüred ;
5, Pli de Kőgerénd ; 6, Pli de Messzelátó ; 7, Pli de Hegyeskő ; 8, Pli de Vöröskő ;
9, Pli de Feketelen ; 10, Pli de Létrás ; 11, Plis de Vesszős-völgy ;
12, Pli de Puskaporos ; 13, Pli de Hegyes-tető ; 14, Pli de Bükkzentkereszt ;
15, Pli de Bélkő

Fig. III.31 - Stéréogrammes des décrochements appartenant au système Anti-Darnó.
Les décrochements indiquent les mêmes directions et sens de mouvement, que les plis hectométriques P_{4c}. Cette famille conjuguée est présente dans les tufs du Miocène moyen. Projections de Schmidt sur hémisphère inférieur. Les accidents sont représentés par leur trace, les flèches indiquent les stries et le sens du rejet observé. Les flèches non-complets indiquent les sens non-certains.

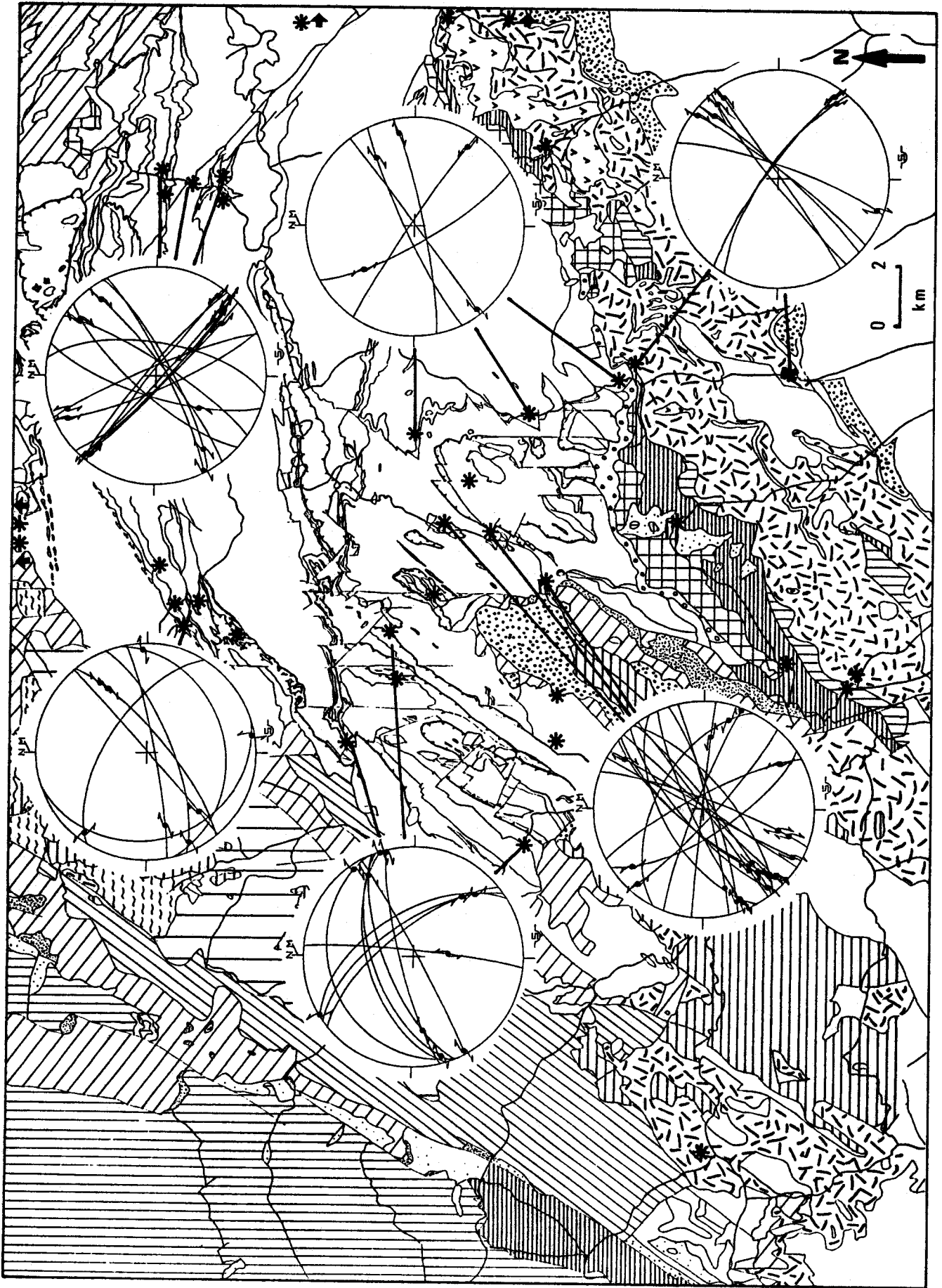


Fig. III.31. Légende page ci-contre.

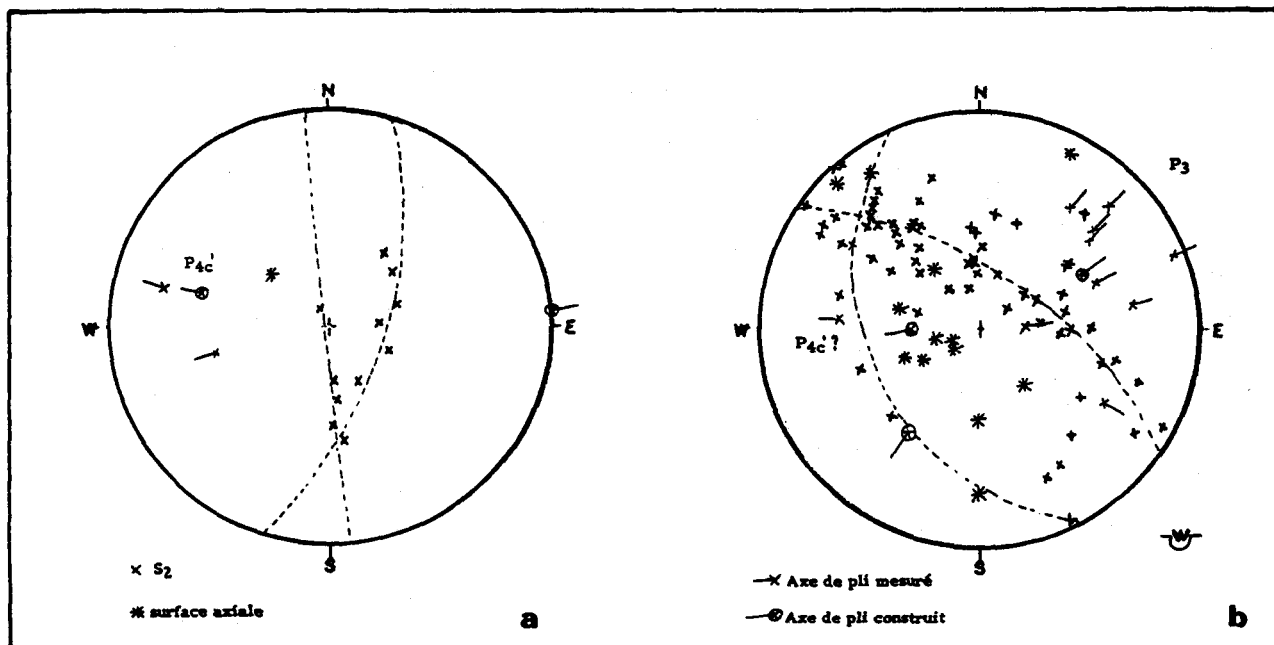


Fig. III.32 - Stéréogrammes des plis hectométriques de Létras et de Bélkő.

a, Le pli de Létras. L'axe du pli n'est pas N-S, mais plus proche de la direction E-W. Un pli de tel axe est incompatible avec un champ de raccourcissement E-W, mais pouvait se former lors de la phase D_g.

b, Les plis postschisteux de Bélkő. La structure est ici très complexe. On observe plusieurs familles de plis postschisteux (P₃, P_{4a} tordus par les décrochements de Darnó) dont une semble correspondre au pli hectométrique. L'axe de cette famille est proche de la direction E-W. Mêmes explications, que pour a.

III.C.6. Torsion des structures primitives.

a, Le décrochement de Darnó.

Cette structure majeure affectant tout l'édifice tectonique du NE de la Hongrie a été évoquée plusieurs fois (chap. I.B, II.E, III.A.2). La zone de déformation dirigée NE-SW et ses effets sur les massifs du Bükk, d'Uppony et de Rudabánya ont été étudiés par un grand nombre de chercheurs (voir chap. III.A.2). Dans ce passage je me contenterai de rassembler toutes ces données et d'y ajouter mes observations.

Plusieurs grands décrochements parallèles à l'accident principal de Darnó peuvent être repérés dans le massif du Bükk (fig. III.33). Tels sont les accidents de Darnó (X), de Nagyvisnyó (U) de Bálvány (R) de Csipkésút (S) de Tardos (V) et les accidents complexes de Mellérvölgy (J) de Gyetravölgy (K) d'Esztazkó (L), de Kósvölgy (M) de Lökvölgy (N) et de Hórvölgy-Vince Pál (P). Le long de certains de ces accidents coulissants (R, S, N) on observe des décalages senestres hectométriques (carte 1 et 2). Beaucoup d'autres tordent les schistosités dans le sens correspondant à un cisaillement senestre (U, R, S, V, J, K, L, M, N, P).

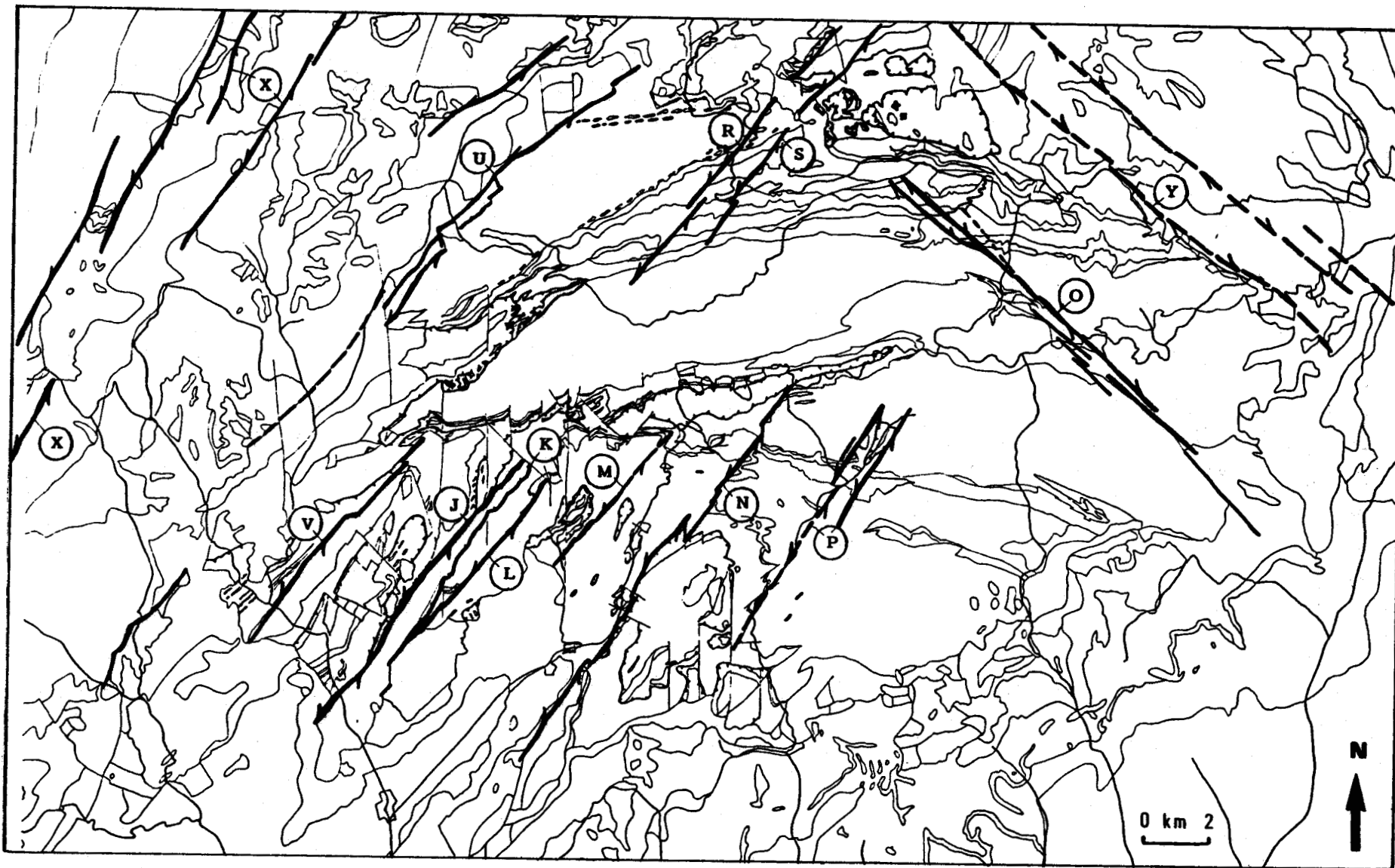
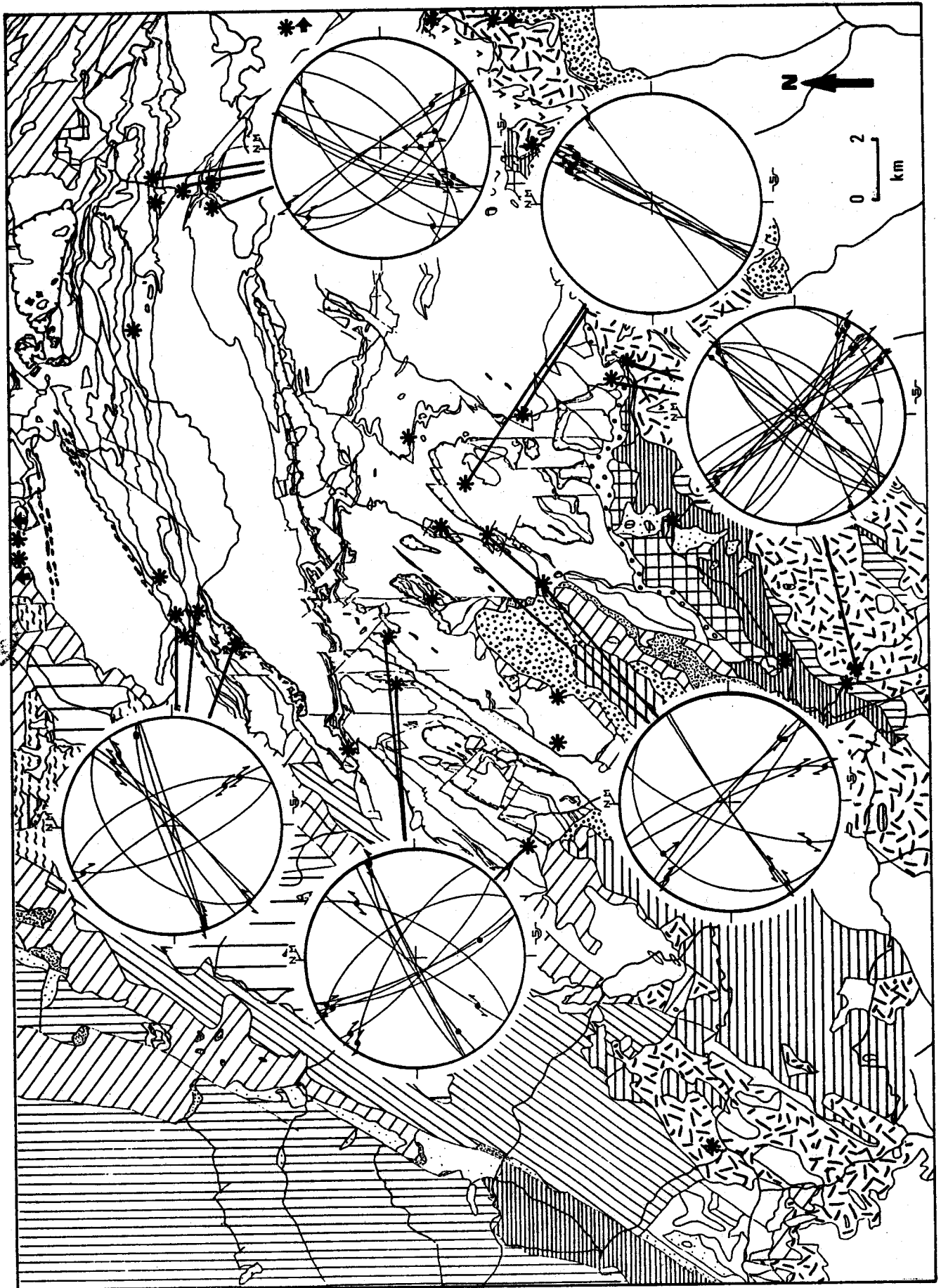


Fig. III.33 - Localisation des décrochements reliés au système de Darnó.

X : accident de Darnó ; **U** : accident de Nagyvisnyó ; **V** : accident de Tardos ; **J** : accident de Berva-Mellévölgy ; **K** : accident de Gyetravölgy ; **L** : accident d'Esztázkó-Körtvélyes ; **M** : accident de Kósvölgy ; **N** : accident de Lökvölgy ; **P** : accidents de Hórvölgy ; **R** : accident de Bálvány ; **S** : accident de Csipkésút ; **O** : accident de Bükkszentkereszt ; **Y** : accident de Miskolc .



A ces décrochements senestres de direction NE-SW s'associe une famille de décrochements dextres complémentaires.

Une des plus importantes de ces surfaces dextres court le long de la bordure NE du massif (Y) : elle tord les schistosités et structures préexistantes (p. ex. le cisaillement majeur B de la fig. III.18) dans le sens dextre. Ce coulissage dextre majeur n'est pas figuré sur la carte de K. Balogh (1964). Un accident homologue se trouve à l'intérieur du massif : c'est celui de Bükkszentkereszt (O). Le long de cet accident, on trouve un décalage kilométrique dextre (voir aussi chap. II.B).

Le fonctionnement de ces deux grandes surfaces et des nombreux petits cisaillements auxiliaires internes a entraîné la torsion de toutes les structures antérieures, telles les schistosités, les directions des plis synschisteux (P_2) et postschisteux (P_3 et P_{4a}).

La carte 3 représentant les trajectoires de la schistosité régionale donne une image assez correcte du sens de ces torsions.

Les mesures microtectoniques semblent confirmer les observations à l'échelle de la carte. On identifie en effet par cette méthode des décrochements senestres NE-SW et dextres NW-SE en de nombreux points de mesure dans le massif (fig. III.34). De plus, on retrouve ces décrochements dans les tufs du Miocène inférieur, ce qui permet de borner l'âge de ces mouvements.

Je vais présenter maintenant deux autres arguments pour préciser l'âge de ces décrochements. Le premier argument découle des mesures paléomagnétiques effectuées sur des roches paléogènes autour d'Eger (Márton, 1983) et de leur interprétation (Balla, 1987). Selon Z. Balla, ces mesures (fig. III.35) mettent en évidence un écart angulaire de 40 à 45° entre les directions paléomagnétiques mesurées autour d'Eger, et celles obtenues dans les autres secteurs de l'unité nord-pannonienne. Toute cette unité a subi une rotation antihoraire de 30 à 35° au cours du Miocène moyen (Márton-Szalay, 1982 ; voir aussi chap. I.B). (Ceci fait une rotation totale de 70° pour la région d'Eger.) Cet écart angulaire semble correspondre à une rotation supplémentaire, conforme aux effets prévisibles de la torsion et rotation dans le secteur SE du massif, induites par le décrochement de Darnó (D_5). Ceci implique évidemment que cette torsion, et le fonctionnement du décrochement D_5 , qui l'a provoquée, sont plus récents que le Paléogène.

Fig. III.34 - Stéréogrammes représentant les décrochements du système de Darnó. Les étoiles représentent les points de mesures. Les formations tertiaires sont indiquées selon la même légende que la figure II.32. Les projections de Schmidt sont effectuées sur l'hémisphère inférieur.

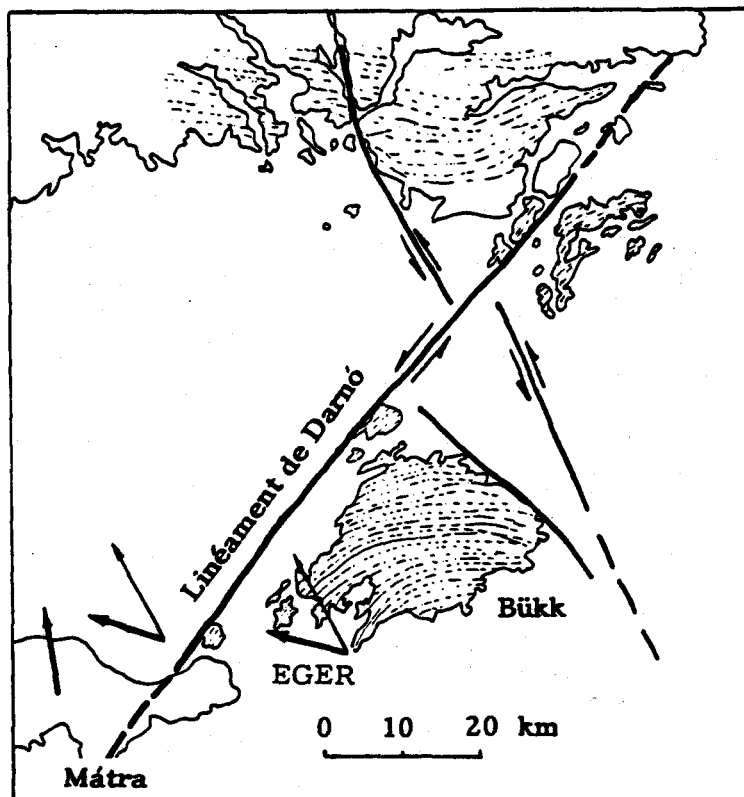


Fig. III.35 - Directions paléomagnétiques des couches paléogènes au Sud du Bükk, d'après Z. Balla, (1987)

Les grosses flèches indiquent les directions paléomagnétiques mesurées par P. Márton (1983) et utilisées par Z. Balla. Les flèches fines indiquent les directions paléomagnétiques générales de toute l'unité nord pannonienne pour le paléogène. La flèche la plus à l'Ouest indique les directions paléomagnétiques mesurées dans les andésites badéniennes (Miocène moyen, Tortonien) du mont Mátra.

Le second argument correspond à une observation à l'endroit-même où K. Telegdi-Roth (1937) a décrit le linéament de Darnó. Là (fig. III.36), sous les calcaires paléozoïques métamorphiques et sous un lambeau de Trias inférieur, un sondage a traversé des sédiments terrestres datés du Miocène inférieur.

Ce système de décrochement (D_5) serait donc d'âge Miocène inférieur à moyen. Il sert de bon repère chronologique dans l'analyse des déformations tardives souples et cassantes.

b. Autres torsions de même type (en "cisaillement ductile") (D_6).

Si l'on observe attentivement la carte 3, les inflexions des trajectoires de la schistosité régionale révèlent l'intervention d'autres systèmes coulissants, selon des surfaces orientées N-S, de sens senestre (fig. III.37). Ces zones de cisaillement sont très fréquentes dans le secteur SW du massif et semblent reprendre et modifier les structures déjà déformées par le système de Darnó ; elles sont donc postérieures.

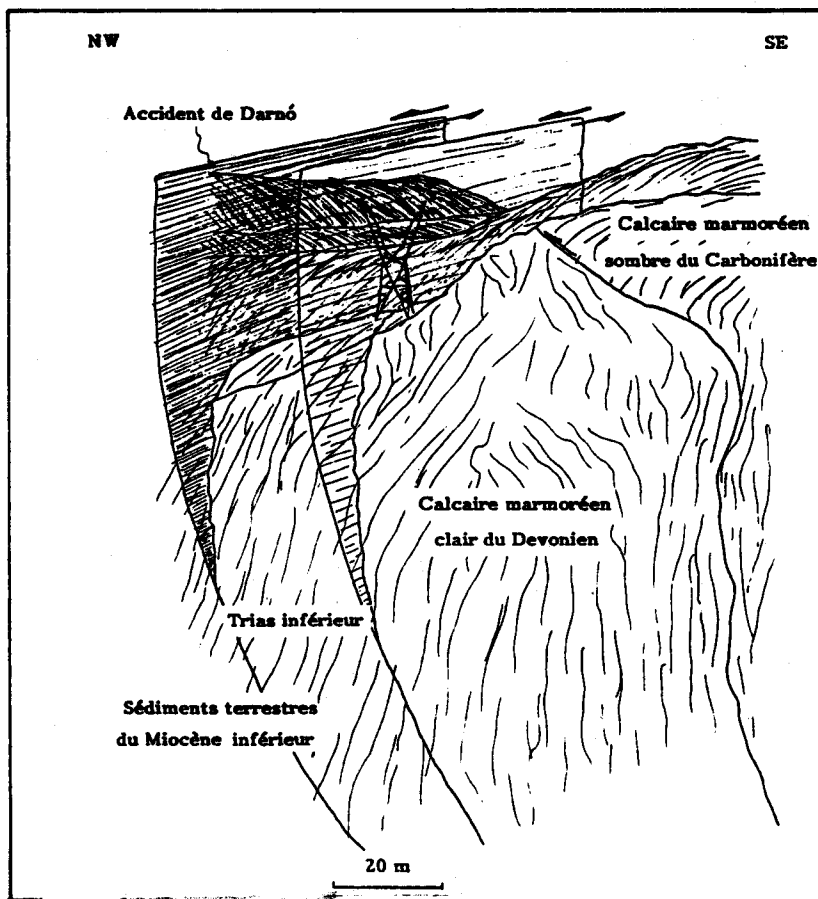


Fig. III.36 - Le décrochement de Darnó dans le Nord du massif d'Uppony.
Le panorama est dessiné à travers la vallée de Csernely. Le pylon de haute tension sert d'échelle. Le sondage de K. Telegdi-Roth a été situé à peu près à la place du pylon. Il a traversé les sédiments du Trias inférieur et a ensuite trouvé des argiles et sables terrestres du Miocène inférieur.

Les mesures microtectoniques confirment l'existence de ces décrochements. Conformément aux considérations relatives à la rupture des roches, des décrochements dextres de direction NW-SE à WNW-ESE leur sont associées (fig. III.37 et 38). Le long de ces directions on peut également observer les torsions et les rotations des structures préexistantes. Ces types de modifications des structures antérieures ont été décrites dans le passage précédent.

Puisque le fonctionnement de ce système de décrochements (D_6) a provoqué des effets similaires à ceux provoqués par le système de Darnó, le massif devait subir, aux époques correspondantes, des pressions de confinement comparables et donc supporter des surcharges lithostatiques similaires. Les deux déformations évoquées dans les deux derniers paragraphes sont les seules à présenter ce type de torsion en "cisaillement ductile". C'est pourquoi je pense que ces deux phases de déformation (D_5 et D_6) ont du se suivre rapidement dans le temps. Les phases de déformation ultérieures ont toutes provoqué des ruptures et des décalages selon des surfaces discrètes, et non des moulagés contre leurs surfaces de mouvement principales.

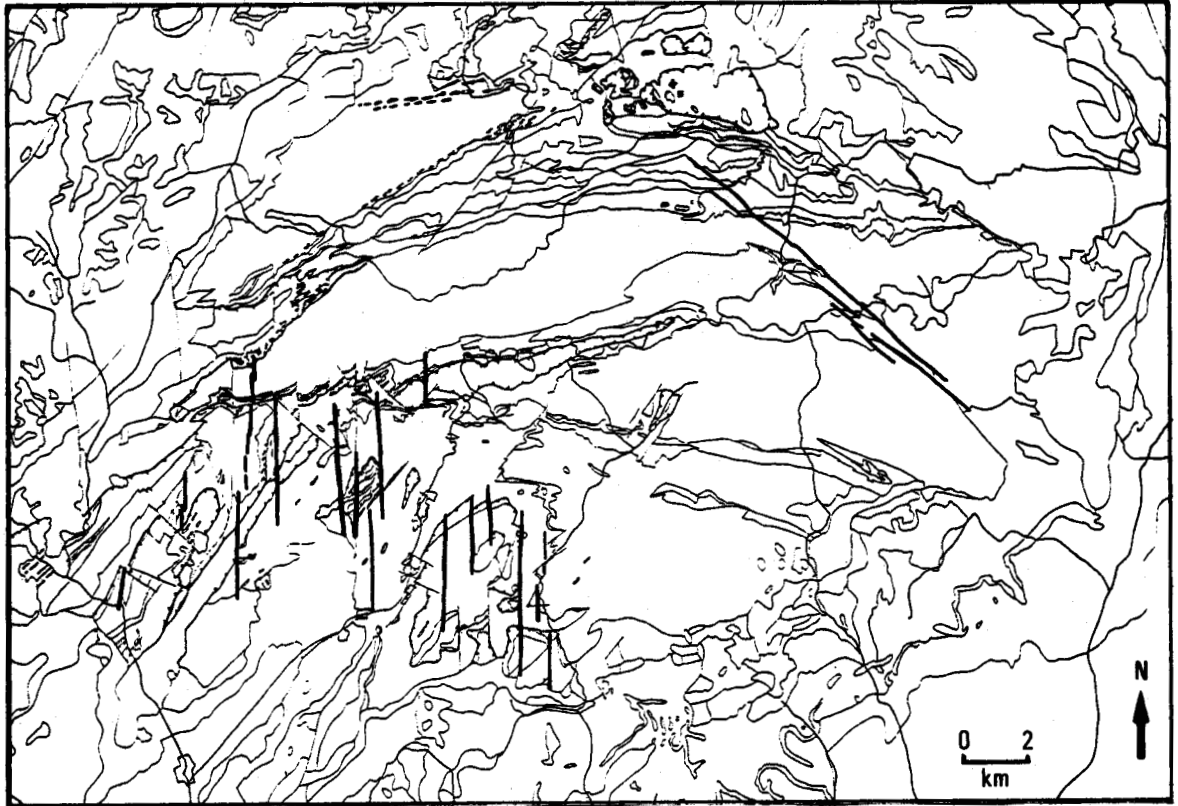


Fig. III.37 - Localisation des grandes zones de coulissage senestre dirigées N-S.
L'accident de Bükkszentkereszt pouvait rejoindre dans ce système.

III.C.7. Tectoglyphes et événements de la tectonique cassante tertiaire (D₇, D₈, D₉, D₁₀).

a. Introduction.

Les deux paragraphes suivants traiteront des problèmes de la tectonique cassante. Afin d'élucider ces problèmes, j'ai regroupé les mesures et observations microtectoniques concernant la tectonique cassante du massif du Bükk et des sites tertiaires entourantes. Ces mesures ont été prélevées par Mlle F. Bergerat et par moi-même.

Deux caractéristiques importantes du point de vue de l'observation sont à souligner : un grand nombre d'accidents ont joué plusieurs fois au cours de leur histoire. Malgré la superposition des stries, le massif offre très peu de surfaces de fracture, où la chronologie des mouvements successifs peut être déterminée sans ambiguïté. On a en outre très rarement observé des surfaces de fracture conjuguées.

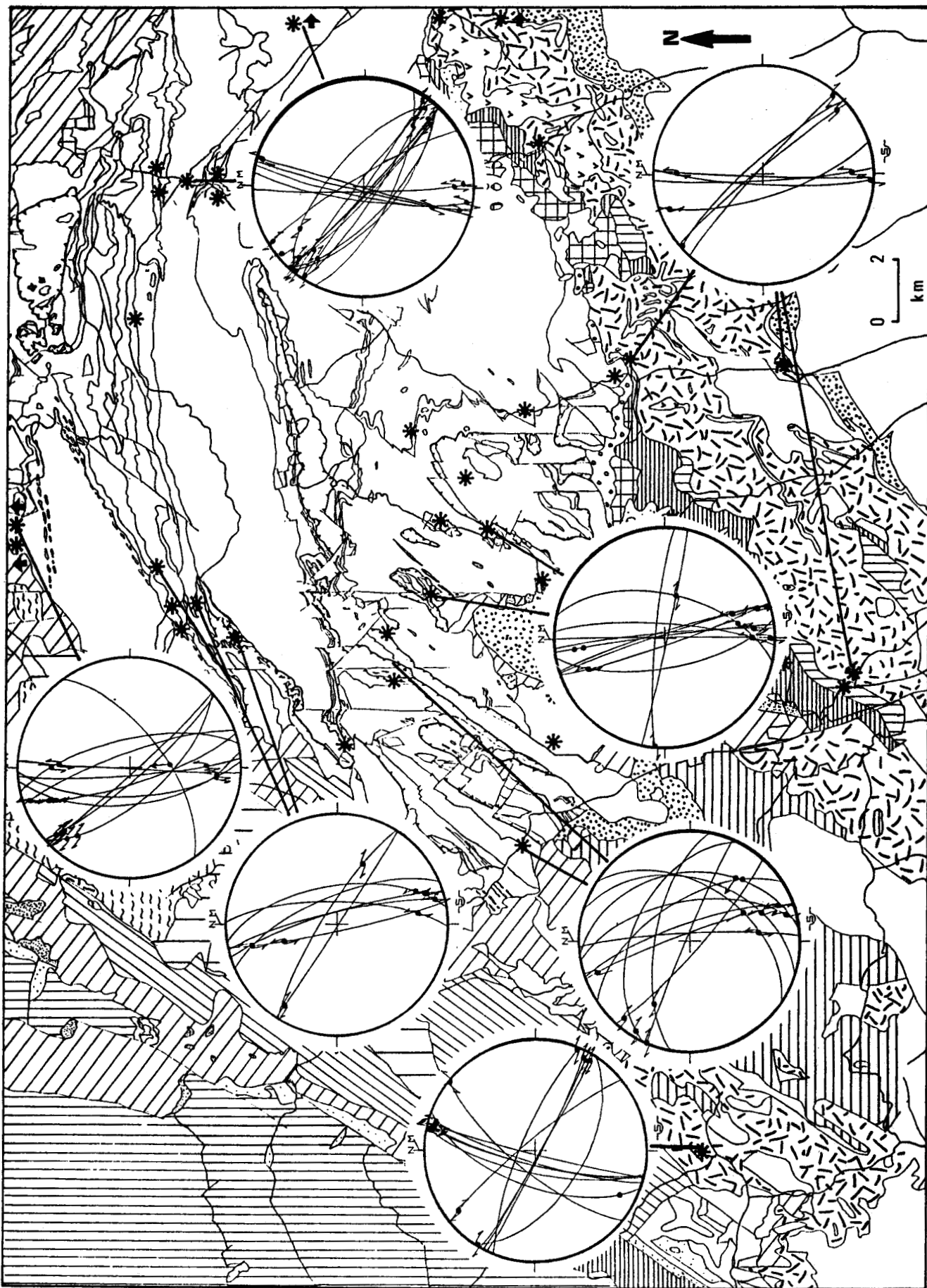


Fig.III .38 - Stéréogrammes des décrochements appartenant à la déformation cassante-souple post-Darnó. Mêmes légendes que pour la figure III.34.

Dans un tel cas on doit avoir recours à un regroupement artificiel des familles et des systèmes de fracture conjugués. La base de ce regroupement a été fournie par les cartes 2 et 3 et par les rosaces (fig. III.39, 40 et 46) faites à partir de lots d'accidents homologues (p. ex. décrochements dextres "purs"). Une fois les principales familles d'accidents séparées, j'ai essayé de chercher leurs pairs conjugués, c'est à dire de les regrouper deux à deux, en prenant en considération la chronologie des événements structuraux suggérés par les cartes 2 et 3, les faits géologiques connus dans le voisinage du Bükk, et en observant les règles générales du mécanisme de la fracturation (p. ex. Henry, 1983).

Pour certaines directions et certains accidents, tels ceux associés aux systèmes de Darnó et d'Anti-Darnó (D_5 et D_6 ;cf. supra) j'ai trouvé leurs pairs conjugués assez facilement, car les effets causés par leurs motions ont laissé des traces singulières, notamment une transposition des schistosités selon les zones majeures de coulissage. J'ai traité ces déformations dans le paragraphe précédente, je les utilise ici seulement en tant que repères chronologiques.

Afin d'éviter les impossibilités mécaniques, j'ai traité avec l'aide de F. Bergerat, toutes les données regroupées en systèmes conjugués, et par sites, sur un ordinateur à l'Université de Paris VI. Le programme écrit par J. Angelier recherche un tenseur de contraintes optimal pour les failles données et indique les accidents qui ne fonctionnent pas - ou qui fonctionnent mal - dans le champ de contrainte calculé à partir de la majorité des accidents. Puisque la tectonique miocène-pliocène s'avère fort compliquée et puisque les failles ont rejoué plusieurs fois, je n'ai pas utilisé les tenseurs obtenus. Néanmoins les champs de contrainte calculés ont dans la plupart des cas une signification réelle et peuvent expliquer la genèse d'autres types de structures, par exemple celle des plis postschisteux.

Dans ce qui suit j'établirai les principales familles de décrochements sénestres, dextres et de failles normales, puis d'après les procédés évoqués, je les regrouperai en systèmes conjugués. A l'aide des mesures et observations effectuées dans le Tertiaire, j'essayerai de donner la chronologie des événements.

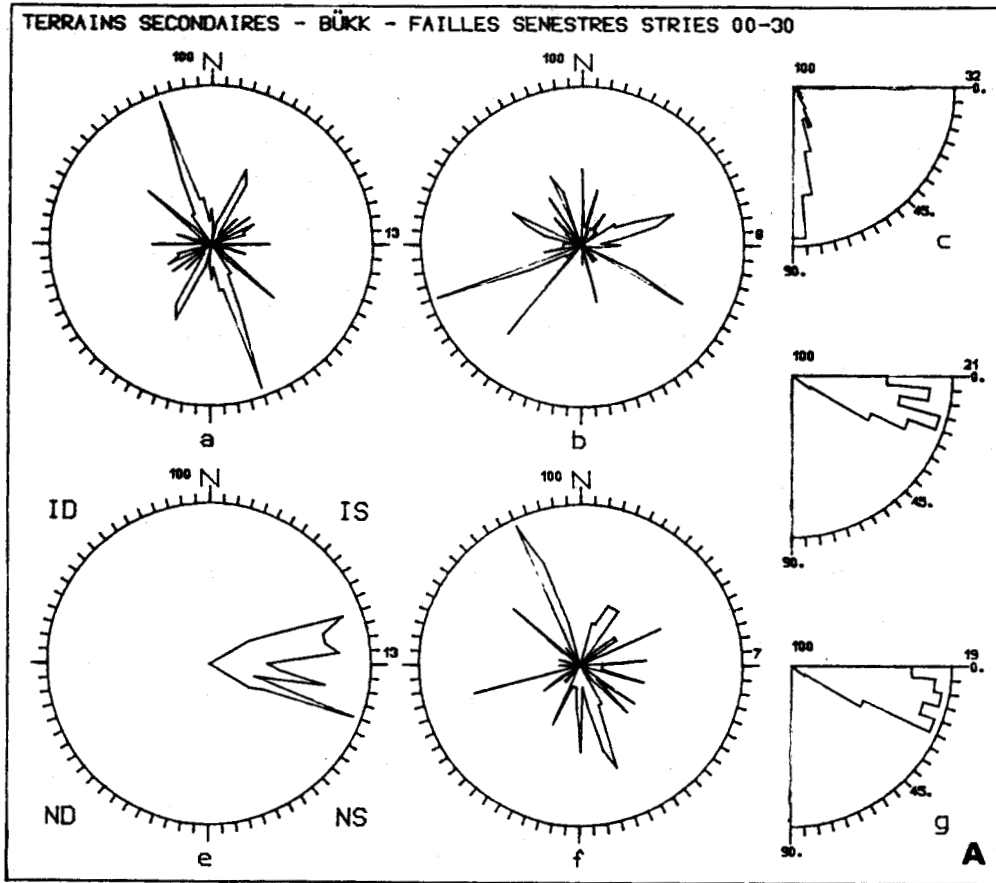
Fig. III.39 - Rosaces des décrochements sénestres

a, Sites secondaires du Bükk.

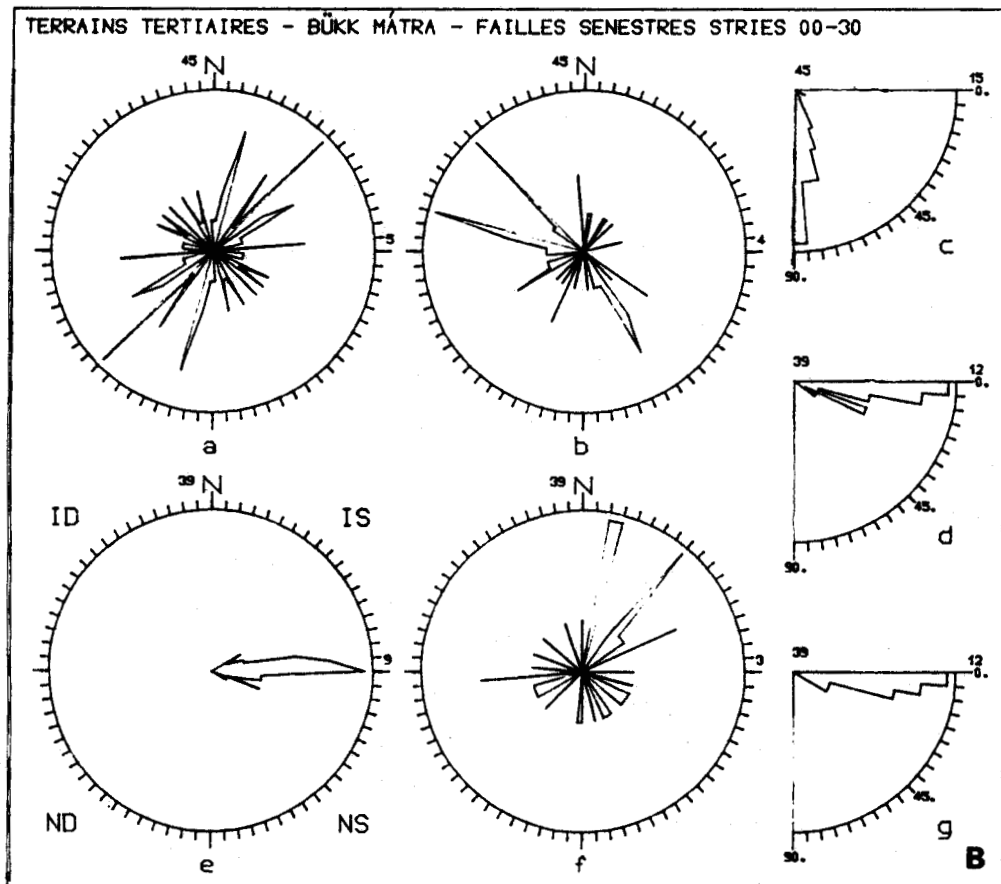
b, Sites tertiaires du Bükk et du Matra.

La mauvaise correspondance des directions des accidents dans le secondaire et dans le tertiaire pourrait s'expliquer par la grande anisotropie des terrains secondaires.

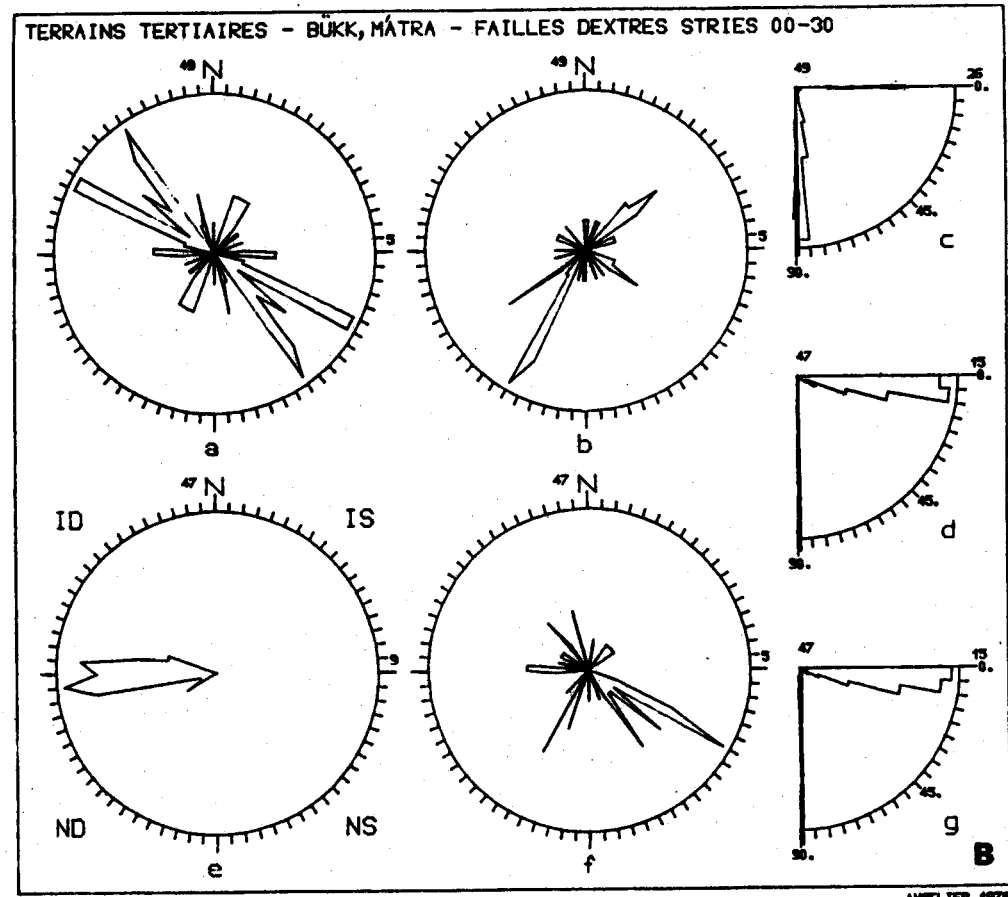
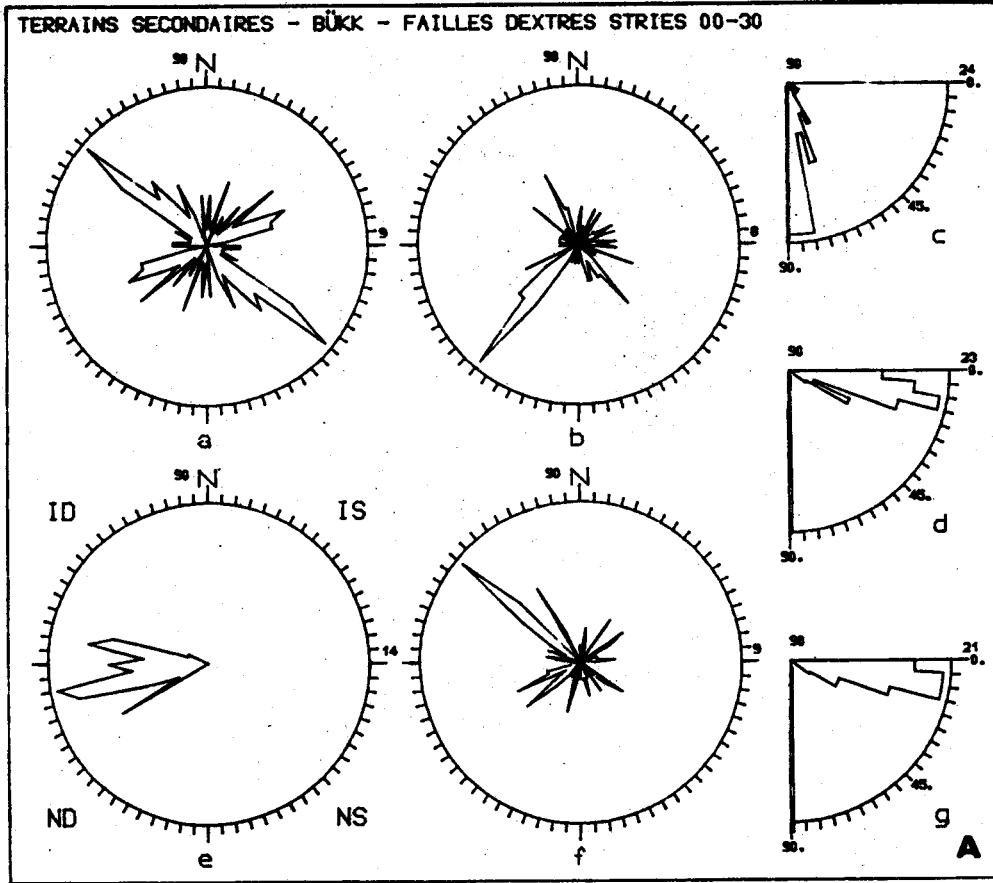
Les diagrammes représentent la répartition de la a) direction des accidents ; b) de la direction du pendage des accidents ; c) de l'angle du pendage des accidents ; d) de l'angle du pitch des stries ; e) de la direction des stries sur la surface de l'accident (la nature des accidents) ; f) de la direction des stries ; g) de l'angle du pendage des stries ;



ANGELIER 1979



ANGELIER 1979



b, Décrochements

Accidents senestres.

Les rosaces représentant les stries senestres (fig. III.39) et les cartes 2,3 montrent qu'il existe 5 grandes familles de surfaces montrant ce type de mouvement :

- les accidents NNE-SSW à NE-SW rattachés au système Darnó (D₅);
- les coulissages NW-SE faisant partie du système Anti-Darnó (D₉) et peut-être d'un autre système (D₇);
- les coulissages N-S (D₆) n'apparaissant pas bien sur les rosaces, mais se manifestant sur la carte 3 ;
- les décrochements E-W (D₁₀);
- les décrochements ENE -WSW (D₁₀)

Accidents dextres

D'après les cartes 2 et 3 et les rosaces de la figure III.40 on peut différencier 5 familles de décrochements dextres :

- les failles NW-SE feraient partie du système de Darnó (D₅);
- les décrochements NE-SW appartiendraient au système Anti-Darnó (D₉);
- la grande famille des coulissages WNW-ESE (D₆);
- les décrochements E-W (D₇);
- et ceux orientés N-S (D₁₀) bien visibles sur les cartes 2 et 3.

Systèmes conjugués.

Certaines observations facilitent les regroupements en familles conjuguées (fig. III.41). J'ai déjà décrit les phénomènes et tectoglyphes nés au cours des déformations D₅ et D₆. Le système Anti-Darnó (D₉) et les décrochements que je lui ai associés ont également été évoqués (III.C.5.g). En fait, après ce premier tri, il reste seulement deux familles de décrochements à marier. Le regroupement que j'ai fait (fig. III.41), respecte les règles de la fracturation des roches.

Fig. III.40 - Rosaces des décrochements dextres
a, Sites secondaires du Bükk
b, Sites tertiaires du Bükk et du Mátra
Mêmes légendes que pour la figure III.39.

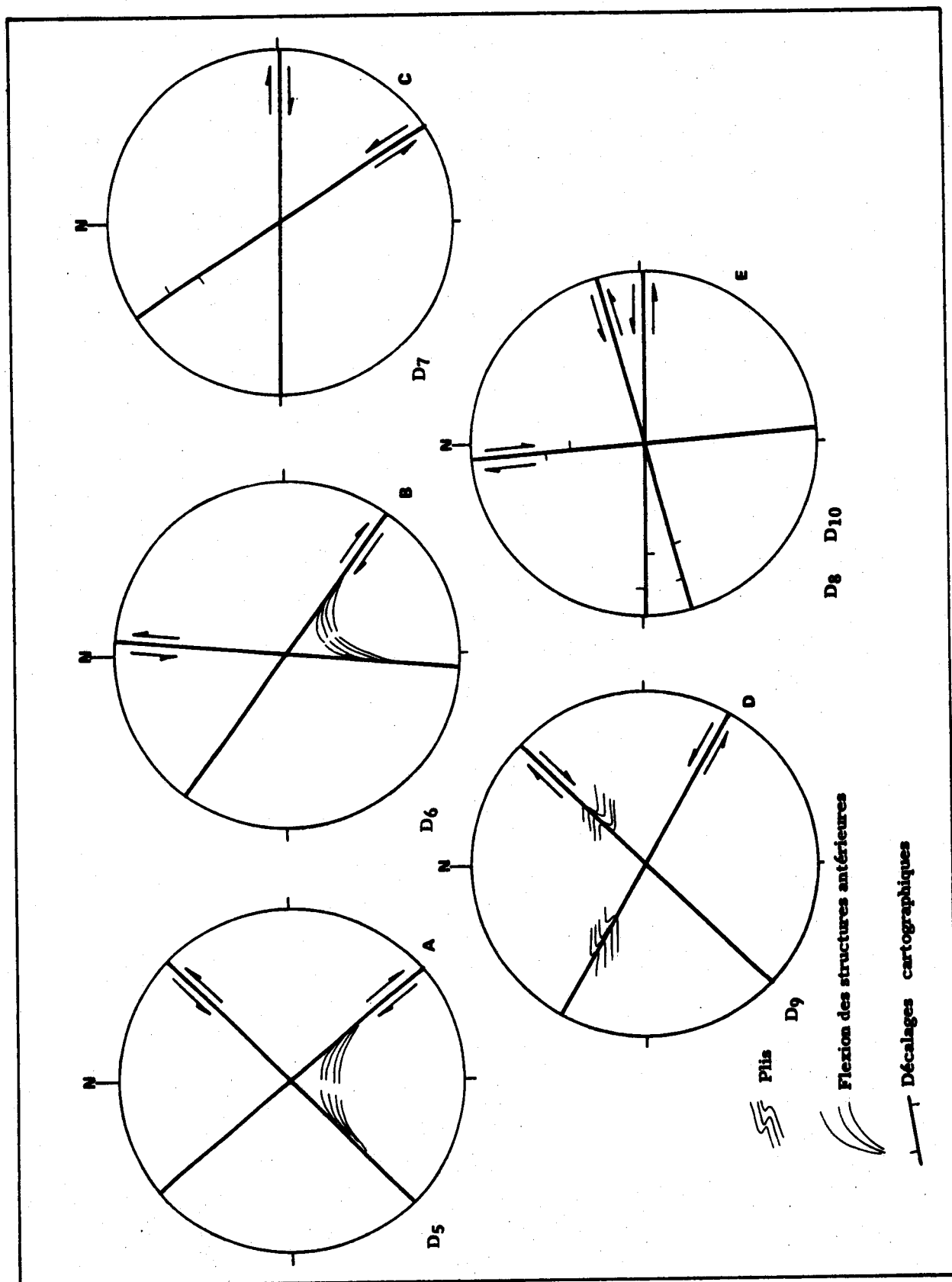


Fig. III.41 - Systèmes conjugués des décrochements du Bükk (stéréogrammes simplifiés)
 a, Système de Darnó ; b, Système Post-Darnó ; c, Système de Mellér ;
 d, Système Anti-Darnó ; e, Système Vatta-Maklár (pouvant rejouer plusieurs
 fois, en régime compressif ou distensif) Les phases correspondantes sont
 indiquées par leur numéro.

Des renseignements complémentaires sont fournis par une étude des coupes sismiques relatives aux fossés d'effondrement miocènes, au Sud du Bükk (Tari, 1988). Cette étude met en évidence des décrochements senestres orientés ENE-WSW et dextres de direction en gros N-S (fig. III.42). Un des sites pliocènes situé sur cette zone de fossés (fig. III.43) montre ce système de décrochements conjugués (D₁₀). Les failles orientées E-W et ayant un jeu senestre fonctionnent bien dans un tel système (fig. III.41e).

Il reste une seule famille de décrochement dont il faudrait trouver un pair conjugué : c'est celle des coulissages dextres orientés E-W. De point de vue mécanique des roches, cette famille coulissante ne peut être associée qu'avec la famille NW-SE senestre, faisant partie du système Anti-Darnó. On observe des décalages hectométriques le long de quelques uns de ces accidents (p. ex. dans le secteur de Mellévölgy, carte 3), qui pourraient correspondre à ce système décrochant (fig. III.41c).

Le système Anti-Darnó est essentiellement caractérisé par des bandes de cisaillement et par des plis hectométriques dans cette direction, et non par des décalages.

c, La chronologie des événements décrochants.

Les systèmes de décrochement représentés sur la figure 41 correspondent respectivement aux illustrations des figures III.34 (D₅), 38 (D₆), 45 (D₇), 31 (D₉) et 44 (D₁₀).

Le système Darnó (D₅)

Le seul événement coulissant, dont on connaît la date de fonctionnement est celui de Darnó (D₅) : ce système (fig. III.41a) s'est installé au cours du Miocène inférieur (III.C.6).

Le système post-Darnó (D₆)

J'ai déjà présenté mes arguments concernant la datation post-Darnó de l'événement b, de la figure III.41 (chap. III.C.6). Il faut simplement préciser ici, que ce système coulissant semble affecter les tufs du Miocène inférieur-moyen (fig. III.38) mais son fonctionnement doit être antérieur à celui de l'accident Sud du Haut-Plateau (D₈).

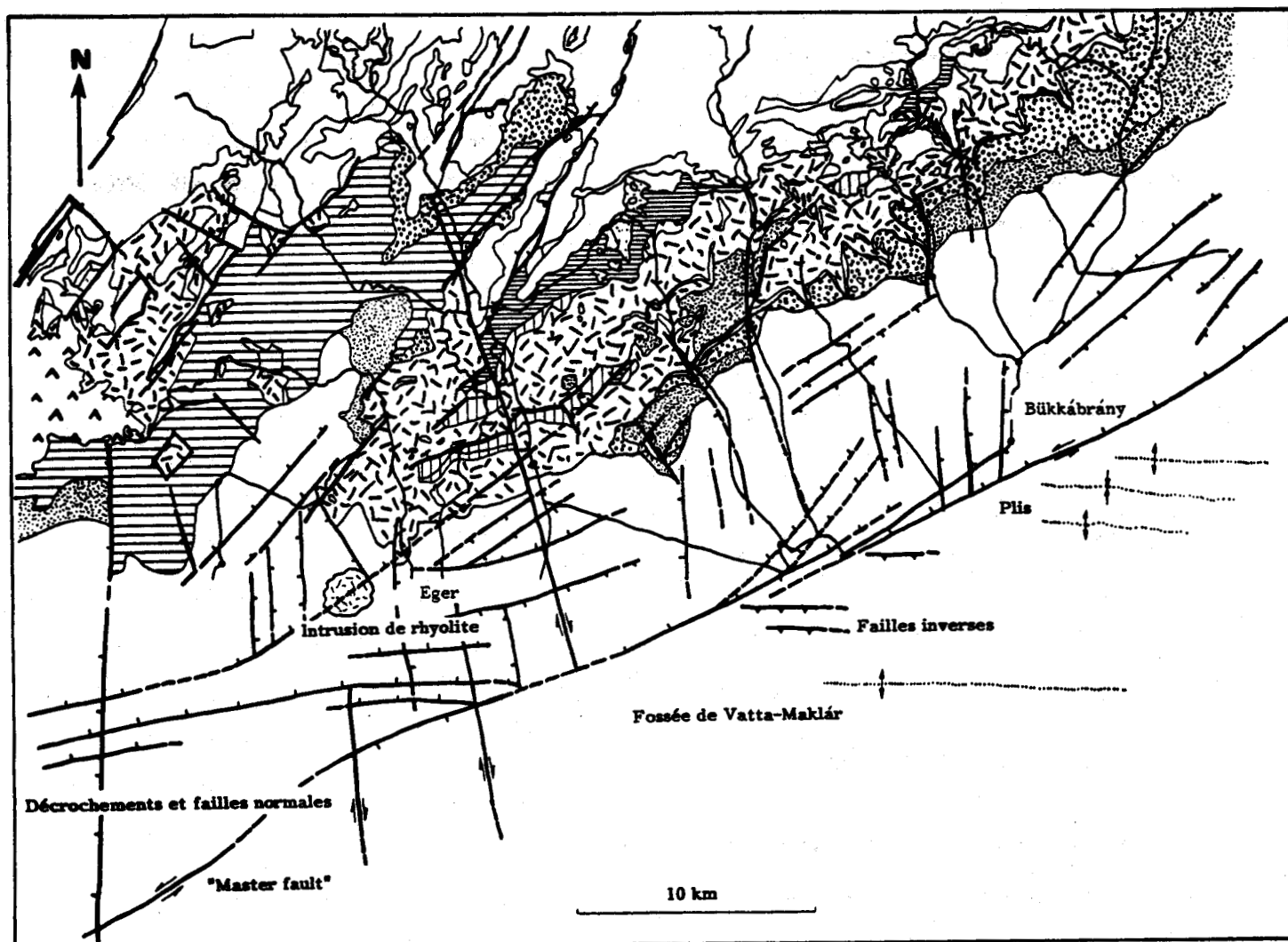


Fig. III.42 - Les accidents du fossé de Vatta-Maklár d'après G. Tari (1988)

La figure représente la projection des structures sur la surface. La plupart des accidents est d'âge miocène moyen et miocène supérieur. Les accidents ont rejoué au cours du Pliocène (voir figure III.43). Les plis affectent même les couches du Pannonien supérieur (Pliocène). G. Tari suppose une zone de décrochement majeur en-dessous de la faille principale. Ce coulissage serait responsable de l'ouverture des bassins en transtension et aurait donné lieu à l'intrusion de plusieurs corps magmatiques acides (non-représentés sur la figure, mais causant des anomalies gravitaires). La zone de coulissage principal correspondrait à la zone Médio-Hongroise (cf. chap. I).

Le système de Vatta-Maklár (D₈ et D₁₀)

Un autre repère chronologique est fourni par l'étude du fossé de Vatta-Maklár, au Sud du Bükk (Tari, 1988). Ces bassins en transtension (fig. III.42) ont été formés à plusieurs reprises, au cours du Miocène moyen et du Miocène supérieur-Pliocène. L'affleurement de Bükkábrány (fig. III.43) atteste le refonctionnement de ce système au cours du Pliocène. D'après les coupes sismiques, la majeure partie de la subsidence initiée par des décrochements ENE-WSW et E-W senestres se serait déroulée au Miocène moyen. Ce système (et le champ de contrainte général qui l'a engendré) a fonctionné à partir du Miocène moyen certainement jusqu'au Pliocène.

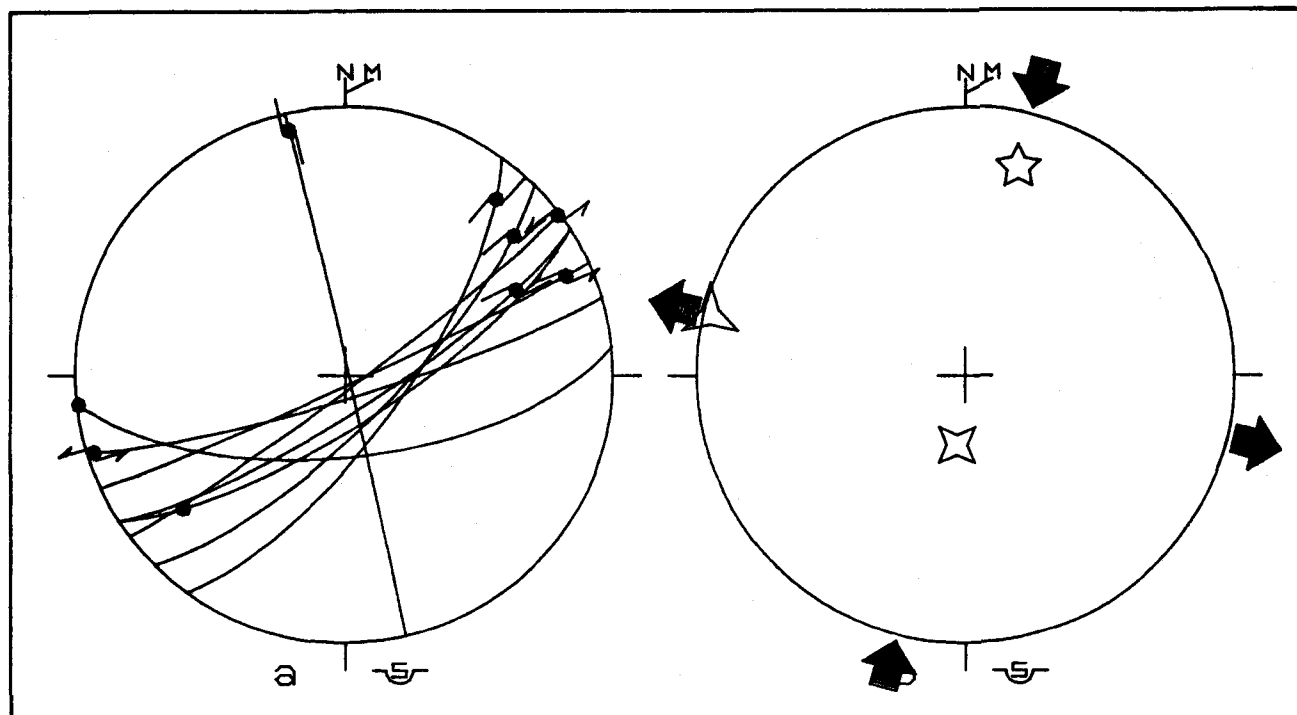


Fig. III.43 - Décrochements mesurés dans la carrière de Bükkábrány, dans des couches pannoniennes supérieures (pliocènes).
 On y reconnaît les directions des décrochements et rejets de la phase D₁₀.
 Les accidents sont représentés par leur trace ; les stries et les rejets observés sont indiqués par des flèches.
 Le diagramme de droite représente le tenseur de contraintes calculé.
 Etoile=σ₁ ; Triangle=σ₂ ; Diamant=σ₃

Les mêmes coupes sismiques (Tari, 1988) révèlent des plis et des failles inverses dans les sédiments miocènes moyens à plus récents du bassin (fig. III.42). Il faut donc envisager le rejeu de ce système (fig. III.41e) sous conditions distensives, mais également compressives.

Dans la masse mésozoïque du Bükk, on connaît des structures compressives relativement jeunes, post-Darnó (D₅) : par exemple l'accident majeur du Sud du Haut-Plateau ou l'accident de Sebesváz-Kógerénd (E" et C sur la fig. III.18), tous deux ayant des fortes composantes senestres. C'est pourquoi on peut éventuellement envisager de relier le fonctionnement des accidents E" et C (qui, de par leur rejet, fonctionnent bien dans le système "e" de la fig. III.41) aux décrochements ENE-WSW senestres et N-S dextres (fig. III.41e). L'âge de cet événement compressif serait donc miocène moyen (badenien tardif?). Puisque l'accident E" est affecté par des plis relatifs à la phase D₉, son jeu inverse-senestre leur est antérieur (D₈).

Ce même système de décrochement avec des directions de coulissage et sens de rejets pratiquement identiques se réinstalle plus tard, au cours ou après le Pliocène (fig. III.43).

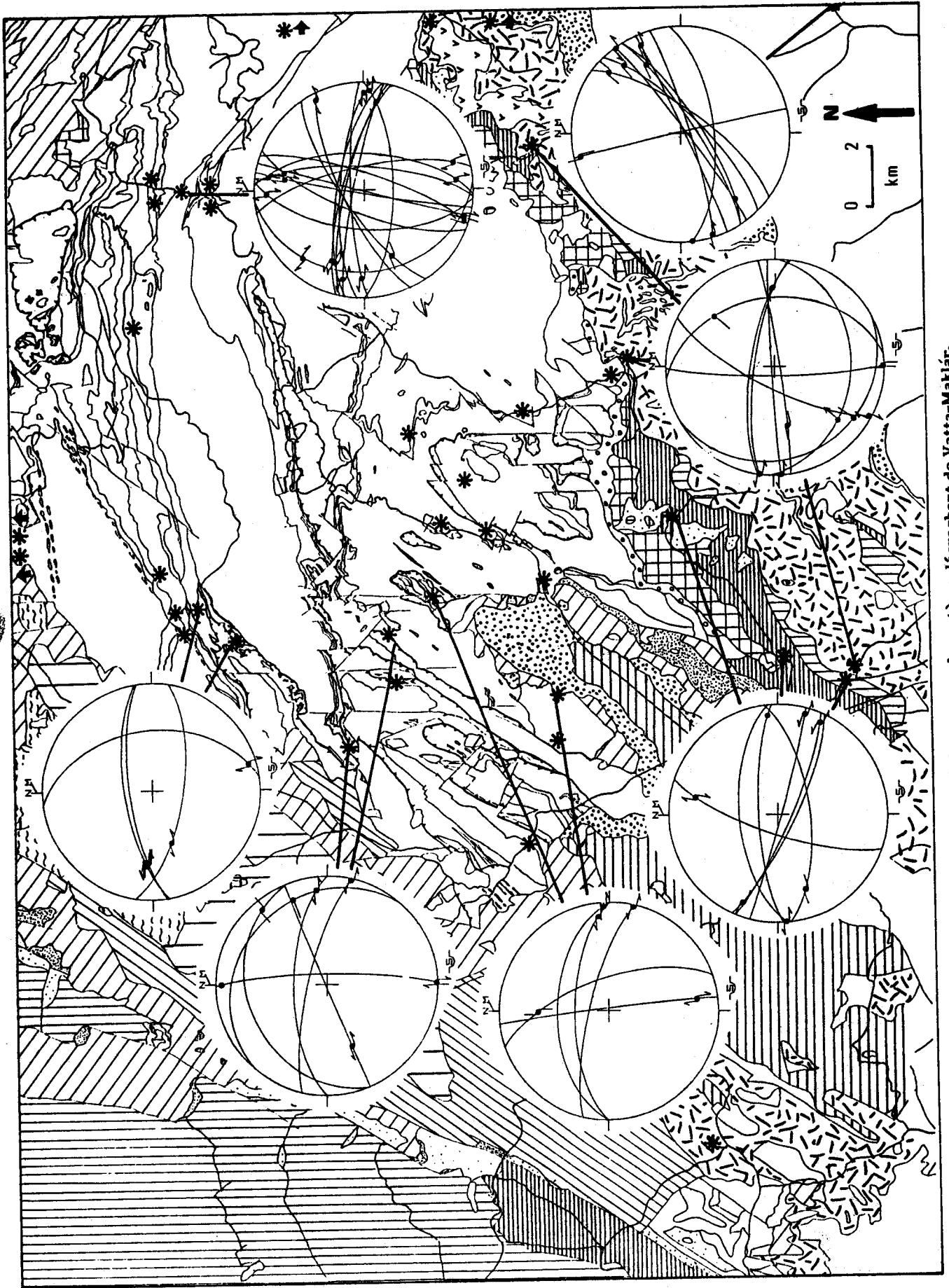


Fig. III.44 - Stéréogrammes du système décrochant de Vatta-Maklár.
Mêmes légendes que pour la figure III.31.

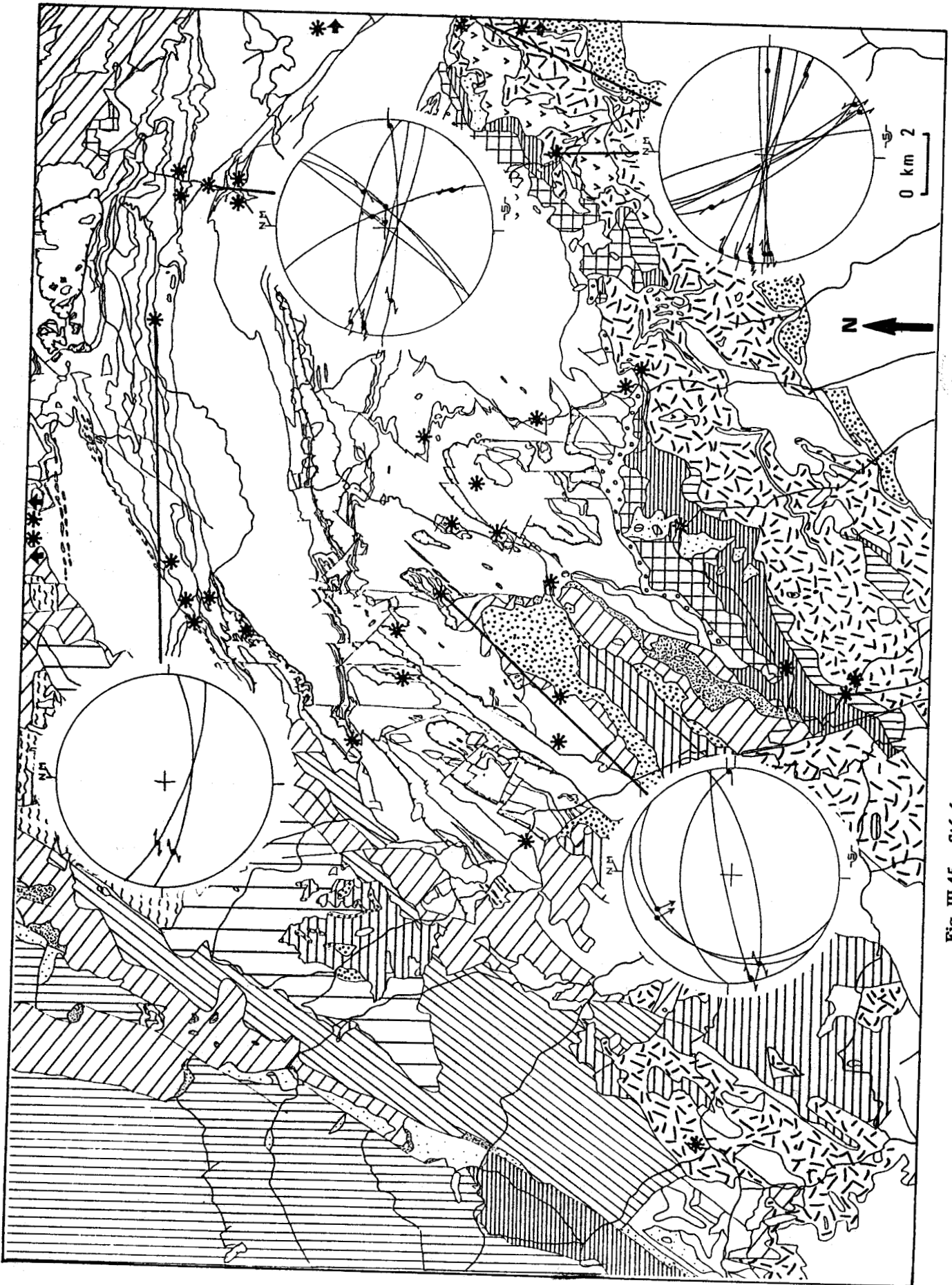


Fig. III.45 - Stéréogrammes du système décrochant de Mellé
Mêmes légendes que pour la figure III.31.

Le système Anti-Darnó (D₉)

J'ai déjà décrit le raisonnement concernant la date de fonctionnement du système Anti-Darnó (fig. III.41.d), (chap. III.6) ; ce système aurait commencé à fonctionner après les premiers mouvements de raccourcissement ENE-WSW, mais avant les coulissages N-S dextres : en d'autres termes, cet événement s'intercale entre deux étapes de fonctionnement du système e de la figure III.41 (entre D₈ et D₁₀).

Le système de Mellér (D₇)

Je ne peux pour l'instant donner de critère chronologique pour l'événement "c" de la figure III.41. Il semble que ce système décrochant décale les accidents liés au réseau de Darnó, mais que les coulissages dextres orientés NW-SE sont recoupés par les décrochements de l'événement "e" (tardif). Supposant une évolution continue des directions de contraintes principales dans le sens anti-horaire, je place provisoirement le fonctionnement du système "c" après celui de l'étape D₆. Sinon on pourrait envisager un fonctionnement avant le rejeu de l'événement "e" (D₁₀), mais dans ce cas on obtiendrait une très importante perturbation des directions de contraintes dans un laps de temps relativement court. C'est pourquoi j'ai choisi d'attribuer ce système décrochant à l'étape D₇ (voir aussi fig. III.51)

d, Failles normales.

Les rosaces de la figure II.47 et la carte 2 indiquent un grand nombre de directions de failles normales. Ce phénomène trouve une explication dans les rejeux multiples (et souvent en distension) de tous les accidents préexistants. Tenant compte du sens du mouvement sur ces plans tectoniques, on peut pourtant regrouper les failles normales en trois (ou peut être quatre) grands systèmes conjugués. Ces trois systèmes se caractérisent par des champs de déformation avec une direction d'allongement principal NE-SW ; NW-SE ; et N-S. Comme l'attestent les failles étudiées dans les affleurements pliocènes (fig. III.47a et b), au moins deux de ces systèmes de distension ont dû fonctionner au cours du, ou après le Pliocène.

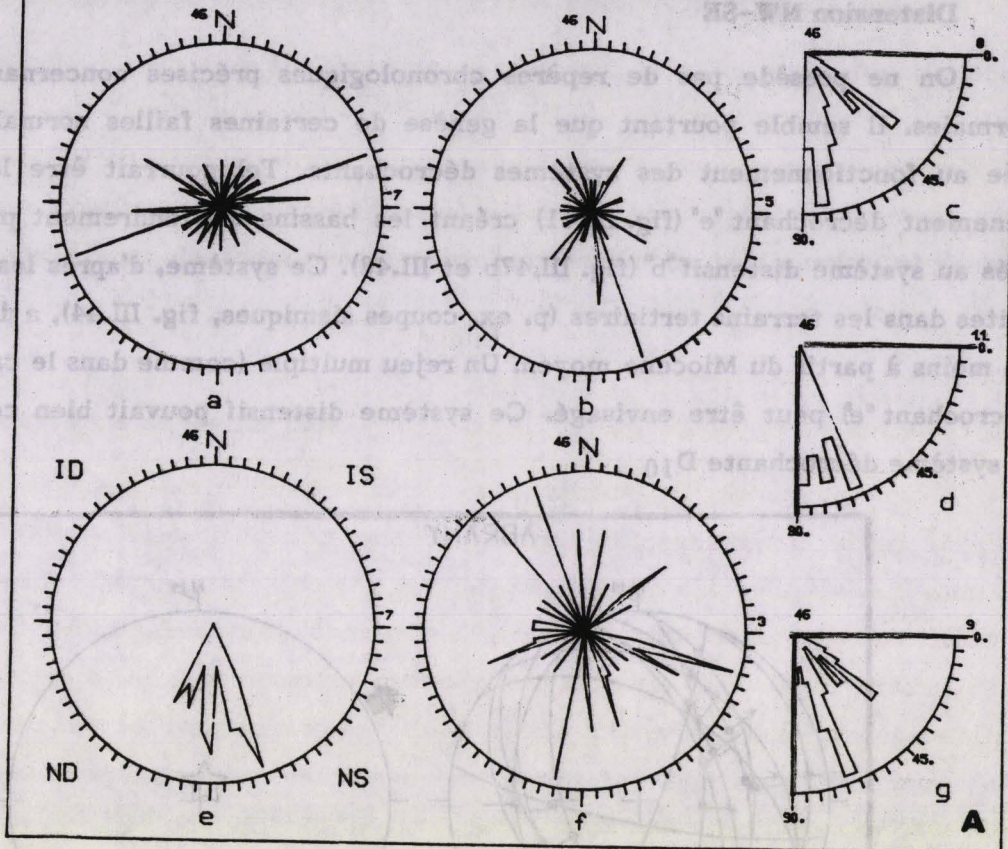
Fig. III.46 - Rosaces des failles normales

a, Failles dans les terrains secondaires du Bükk.

b, Failles dans les terrains tertiaires du voisinage du Bükk et du Mátra.

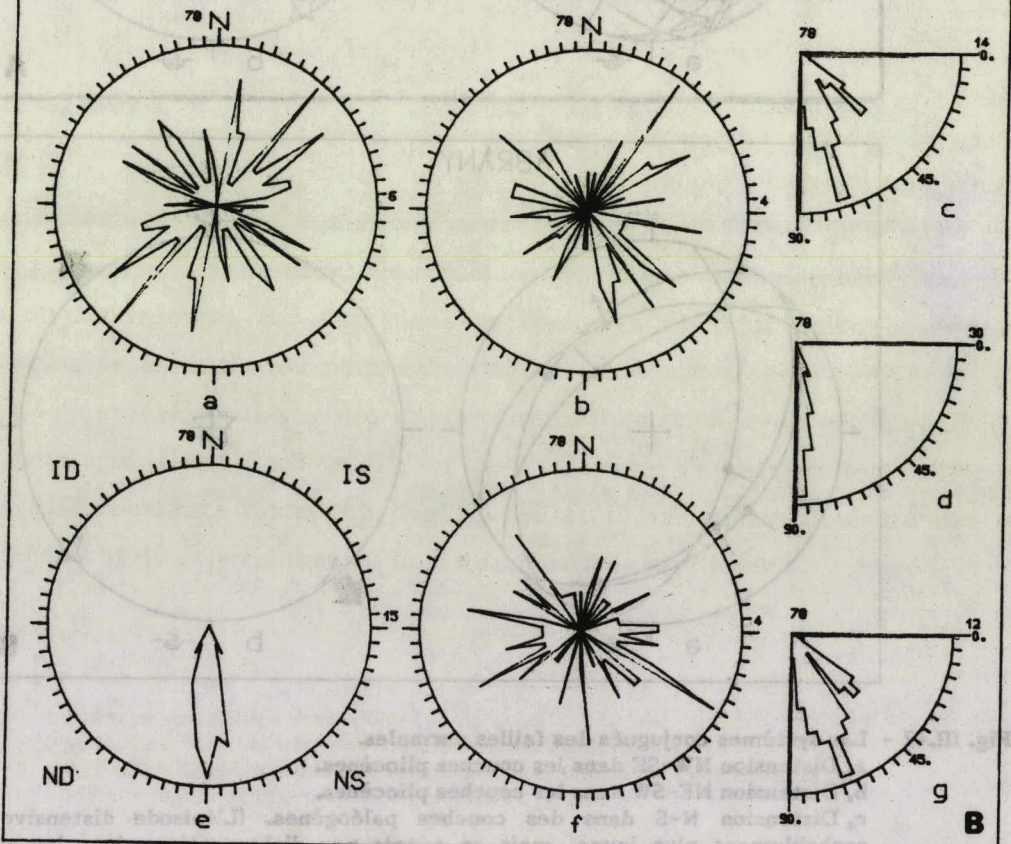
Mêmes légendes que pour la figure III.39.

TERRAINS SECONDAIRES - BÜKK - FAILLES NORMALES STRIES 65-90



ANBELIER 1979

TERRAINS TERTIAIRES - BÜKK MÁTRA - FAIES NORMAES STRIES 65-90



ANBELIER 1979

Distension NW-SE

On ne possède pas de repères chronologiques précises concernant les failles normales. Il semble pourtant que la genèse de certaines failles normales peut être liée au fonctionnement des systèmes décrochants. Tel pourrait être le cas de l'événement décrochant "e" (fig. III.41) créant les bassins d'effondrement profonds associés au système distensif "b" (fig. III.47b et III.48). Ce système, d'après les observations faites dans les terrains tertiaires (p. ex. coupes sismiques, fig. III.44), a dû fonctionner au moins à partir du Miocène moyen. Un rejeu multiple (comme dans le cas du système décrochant "e") peut être envisagé. Ce système distensif pouvait bien coexister avec le système décrochant D_{10}

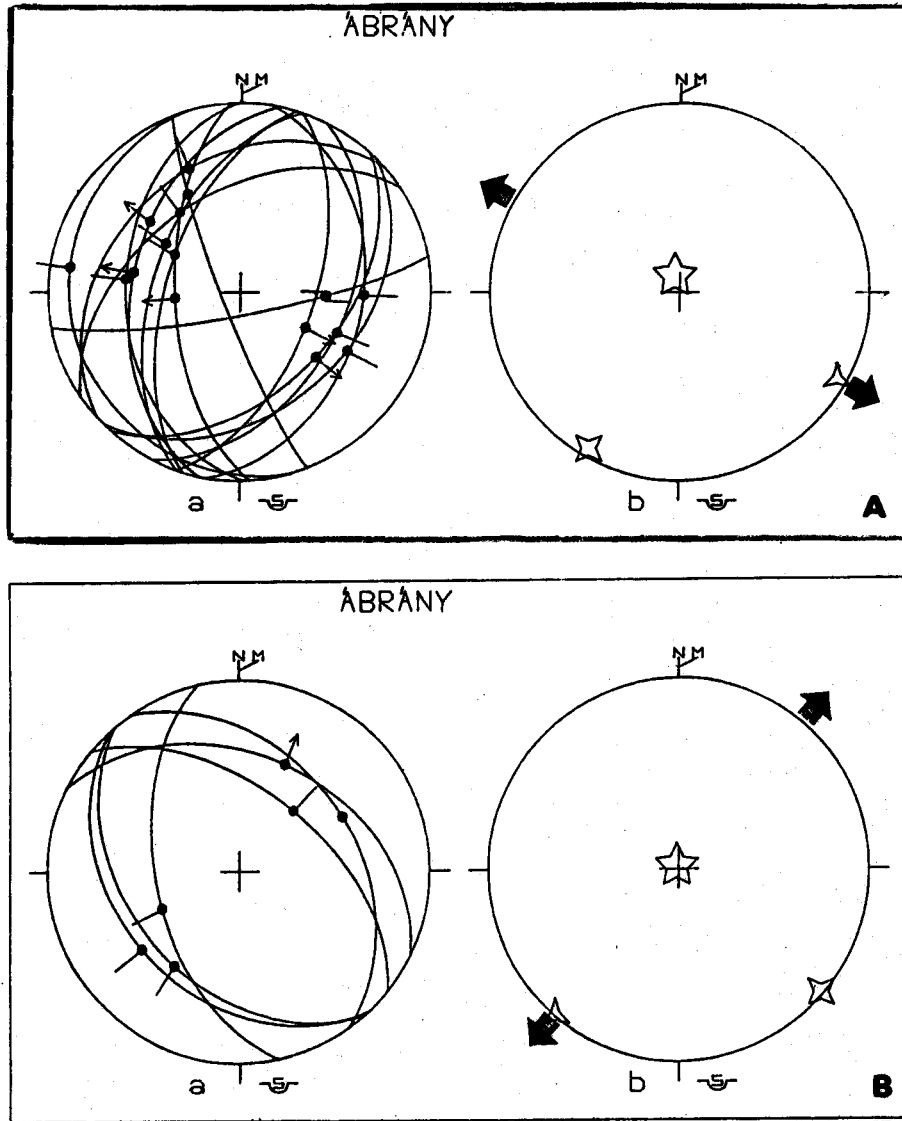


Fig. III.47 - Les systèmes conjugués des failles normales.
a, Distension NW-SE dans les couches pliocènes.
b, Distension NE-SW dans les couches pliocènes.
c, Distension N-S dans des couches paléogènes. (L'épisode distensif est probablement plus jeune, mais on a très peu d'observations dans les autres terrains.)
Mêmes légendes que pour la figure III.43.

Distension N-S et NE-SW

La distension N-S (événement "c" de la figure III.47) pourrait éventuellement se relier au système décrochant Anti-Darnó (D₀). La distension NE-SW (fig. III.47 "a" et III.49) affectant même le Pliocène serait correlable avec un événement pleistocène. Analysant les réseaux hydrographiques et karstiques du Haut-Plateau, A. Hevesi (1977) a supposé un soulèvement (par rapport aux avant-pays nord et sud) pleistocène du karst du Haut-Plateau. Ces affiliations n'ont qu'une valeur hypothétique (tandis que les systèmes en distension ont une signification réelle !).

Malgré les difficultés de la corrélation des événements distensifs, on observe une certaine désintégration en petits blocs du massif après ou simultanément au fonctionnement des décrochements. La carte de la figure III.42 suggère qu'au moins un de ces événements distensifs est jeune, post-Pliocène.

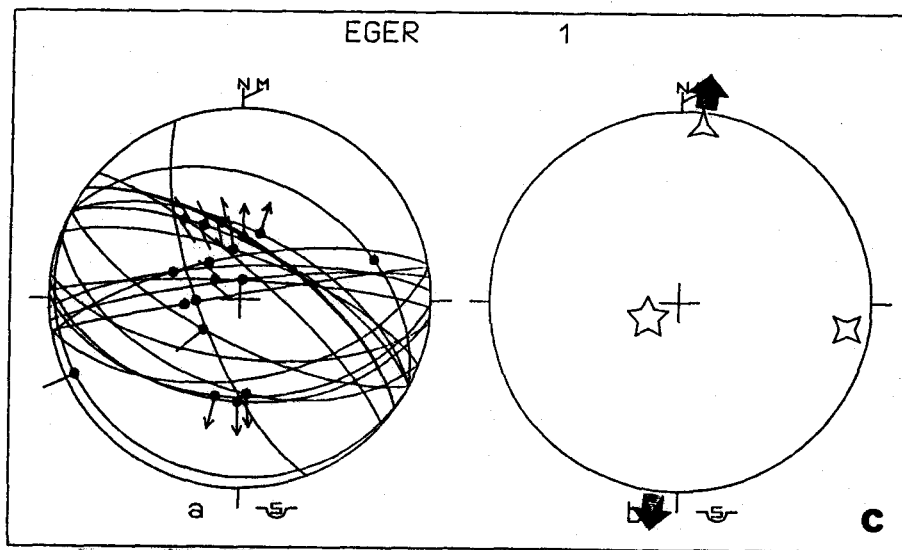


Fig. III.47c. Légende page ci-contre.

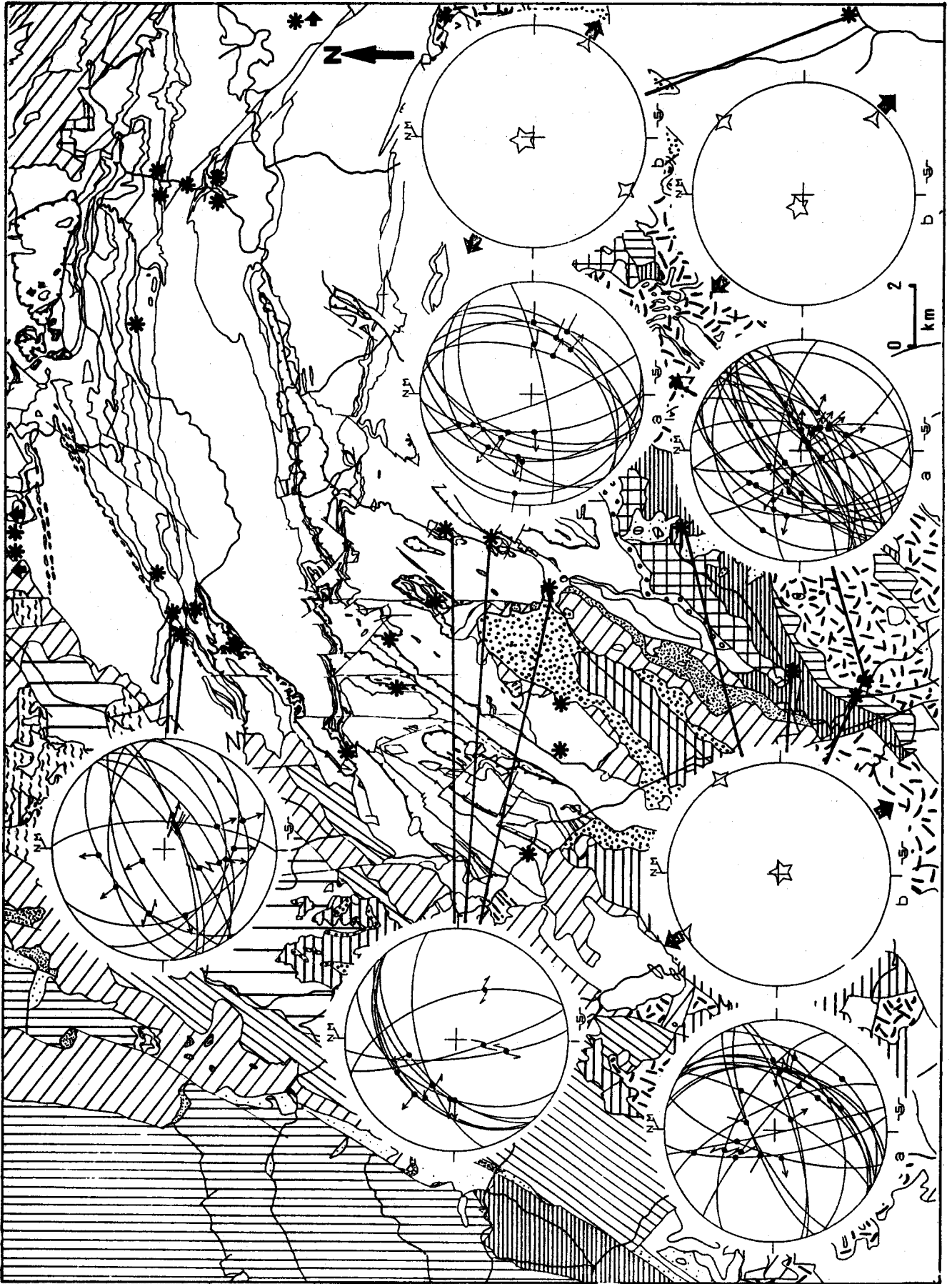


Fig. III.48 - Stéréogrammes de la distension NW-SE
Mêmes légendes que pour la figure III.33. Les diagrammes à droite représentent les tenseurs de contrainte calculés. Etoile= σ_1 ; Triangle= σ_2 ; Diamant= σ_3

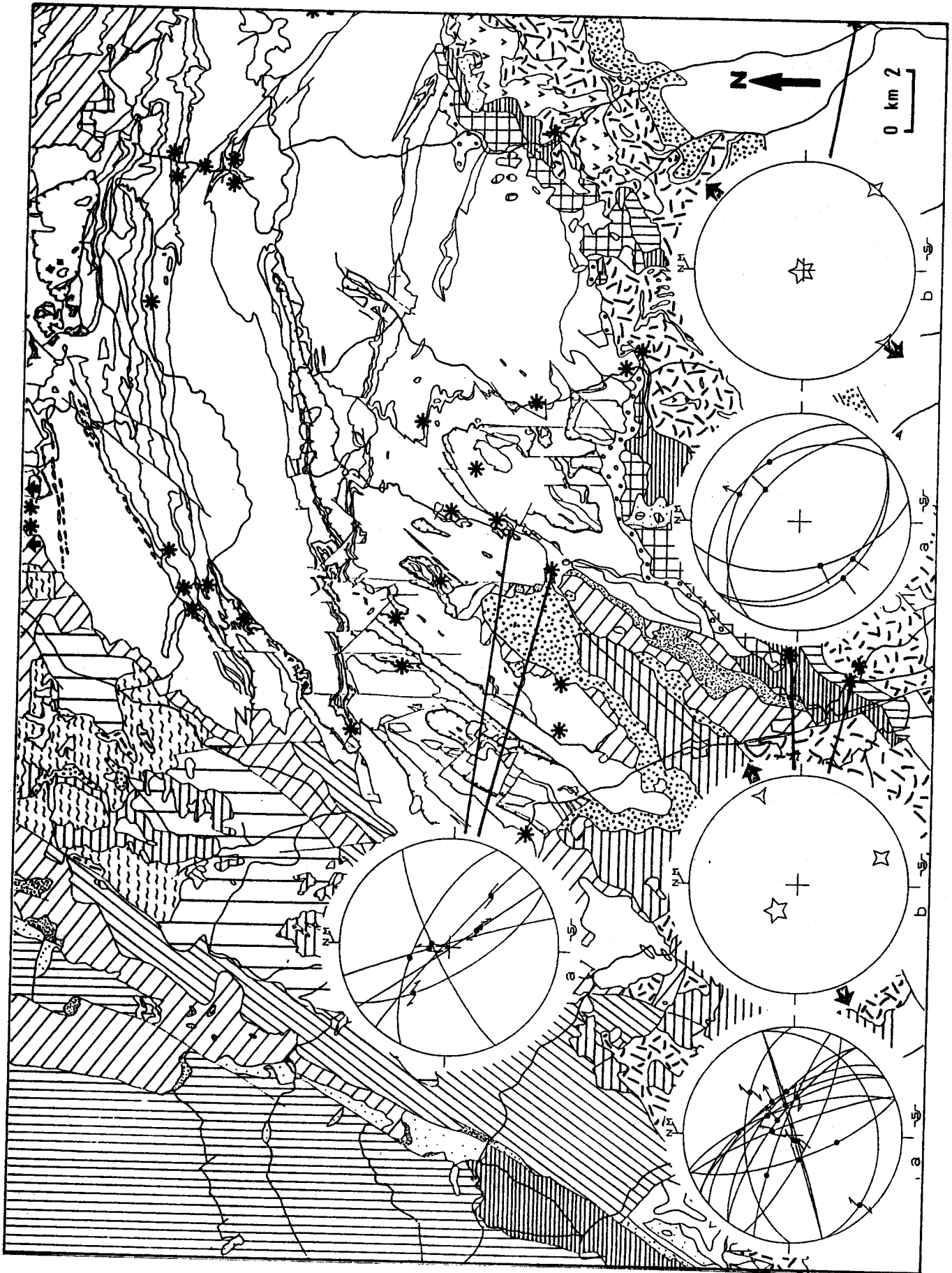


Fig. III.49 - Stéréogrammes de la distension NE-SW
Mêmes légendes que pour la figure III.48.

III.D. CONCLUSIONS. L'HISTOIRE STRUCTURALE POST-JURASSIQUE DU MASSIF DU BÜKK

L'observation et l'analyse de divers éléments tectoniques et les réflexions concernant les différentes séries stratigraphiques du massif m'ont permis de proposer une histoire structurale pour le massif du Bükk (fig. III.50).

III.D.1. Mise en place des nappes. (D₀)

Deux types de nappes s'installent sur les séries stratigraphiques de l'autochtone relatif. La mise en place du premier type de nappes, celui de Mónosbél-Szarvaskő a dû précéder l'emplacement de l'unité supérieure, probablement la nappe de Szilice, car l'arrivée supposée de cette dernière a provoqué la déformation Syn-S₂ de toutes les unités sous-jacentes (y compris les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő).

Je ne possède pas d'arguments en ce qui concerne le sens de la mise en place des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

L'unité supérieure responsable de la surcharge tectonique, devait arriver du Nord au Sud, car les structures majeures du massif du Bükk ont une vergence Sud (d'autres arguments seront présentés dans les chapitres IV et V).

III.D.2. Les déformations intimes. (D₁, D₂)

Les déformations intimes affectant l'autochtone relatif et les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő se sont très probablement développées au cours de la mise en place de l'unité supérieure, celle de Szilice. Ce sont une schistosité causant une transposition des couches (S₁), la formation de plis synschisteux (P₂) de différentes tailles, avec la genèse d'une autre schistosité régionale (S₂), la déformation légère de ces plis P₂ par une troisième schistosité pénétrative (S₂') très proche en attitude à S₂.

Ces aplatissements importants ont entraîné le boudinage intense de certaines formations (p. ex. celles des nappes) et l'étirement et l'amincissement de certains secteurs (p. ex. secteur à l'Ouest de Szalajka, barre carbonatée de Vesszős. D'après les datations radiométriques (voir chap.IV.D) ces événements se sont déroulés au cours du Crétacé supérieur basal (Turonien).

	D₀	D₁	D₂	D₂	D₃
MACROFORMES				?	
MICROFORMES	?				
EVENEMENTS	Arrivée des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő	Transposition des couches, apparition de S ₁ et des plis P ₁ ?	Formation de plis synchisteux, S ₂ , P ₂ Mullions, boudins, légère transposition	Apparition de la schistosité S ₂ ', modification de la forme des plis P ₂	Cisaillements, plis P ₃ , éventuellement schistosité frustrée S ₃

Fig. III.50 - Tableau récapitulatif des déformations pre-tertiaires affectant le massif du Bükk.

III.D.3. Les grands cisaillements et déformations postschisteuses associées. (D₃)

Cet édifice tectonique a été affecté dans toute son épaisseur par quelques grandes surfaces cisailantes, qui, dans le massif du Bükk ont une vergence Sud. Ces grandes failles inverses délimitent des "blocs écailles" correspondant grossièrement aux zones isopiques différenciées au cours du Trias moyen-supérieur.

Les cisaillements de ce genre sont généralement associés à des plis décimétriques-métriques P₃, reprenant les schistosités. Ces plis en chevrons ont une direction axiale identique ou proche de celle des plis synchisteux P₂ et des surfaces axiales généralement plates. Le renversement du conglomérat sénonien au Nord du Bükk pourrait trouver sa cause dans l'action synchrone de ces cisaillements et de ces plis postschisteux. Les couches paléogènes ne semblent pas affectées par ces plis P₃.

Les zones étroites les plus intensément déformées par cette étape montrent la formation d'une schistosité de fracture ou d'un clivage de crénulation (S₃ subparallèle de la surface axiale des plis P₃).

III.D.4. Les plis P_{4a} et leur origine probable. (D₄)

Après l'événement tectonique qui a engendré les plis P₃, tout le massif a été de nouveau pris dans une compression intense. Cette déformation a créé des plis en chevron ou des kinks (P_{4a}) d'axe originellement perpendiculaire aux axes des plis P₃, c'est-à-dire orientés N-S. La surface axiale redressée de ces plis de petite taille (métriques-décimétriques) est parfois marquée par une schistosité frustrée ou un clivage de crénulation (S₄). Les couches oligocènes inférieures semblent être affectées par cette déformation (fig. III.51)

Le raccourcissement E-W à l'origine de la genèse de ces plis P_{4a} et de la schistosité S₄ peut être interprété comme la trace d'une tectogenèse majeure paléogène. En fait, plusieurs hypothèses basées sur différentes approches (chap. I.B) prévoient un important déplacement vers l'Est (de l'ordre de 500 km) de toutes les Carpathes internes ou de certaines parties de celles-ci, au cours du Paléogène. Cette expulsion de ce microcontinent ("continental escape" de Kázmér, 1982) a dans toutes les hypothèses, intéressé le massif du Bükk et les domaines adjacents. Or ces mouvements devaient s'amortir au contact du continent européen, créant obligatoirement dans les secteurs orientaux des compressions E-W (fig. I.6b).

J'interprète donc cette déformation plicative (D₄) pénétrative à l'échelle du massif, comme le résultat des compressions causées par le déplacement vers l'Est des Carpathes internes. Les couches plus récentes que l'Oligocène inférieur ne semblent pas être affectées par cette déformation.

III. D.5. Le système décrochant de Darnó et ses satellites. (D₅, D₆ et D₇)

Toutes les structures décrites précédemment ont été redéformées par un système décrochant affectant tout le NE de la Hongrie. Les mouvements principaux, accompagnés d'un décalage senestre de quelques dizaines de kilomètres se sont déroulés le long de zones de coulissage orientées NE-SW, mais des déplacements dextres importants ont pu se produire le long de surfaces conjuguées, dirigées NW-SE.

Ces déplacements importants ont causé des phénomènes similaires à ceux associés à un cisaillement ductile. Toutes les surfaces stratigraphiques et structurales importantes préexistantes ont été transposées, courbées, selon des directions de coulissage principales de ce système. Ces déformations, rotations et transpositions sont d'autant plus marquées que l'on se rapproche des deux zones principales : la zone de Darnó et celle se trouvant à Diósgyőr.

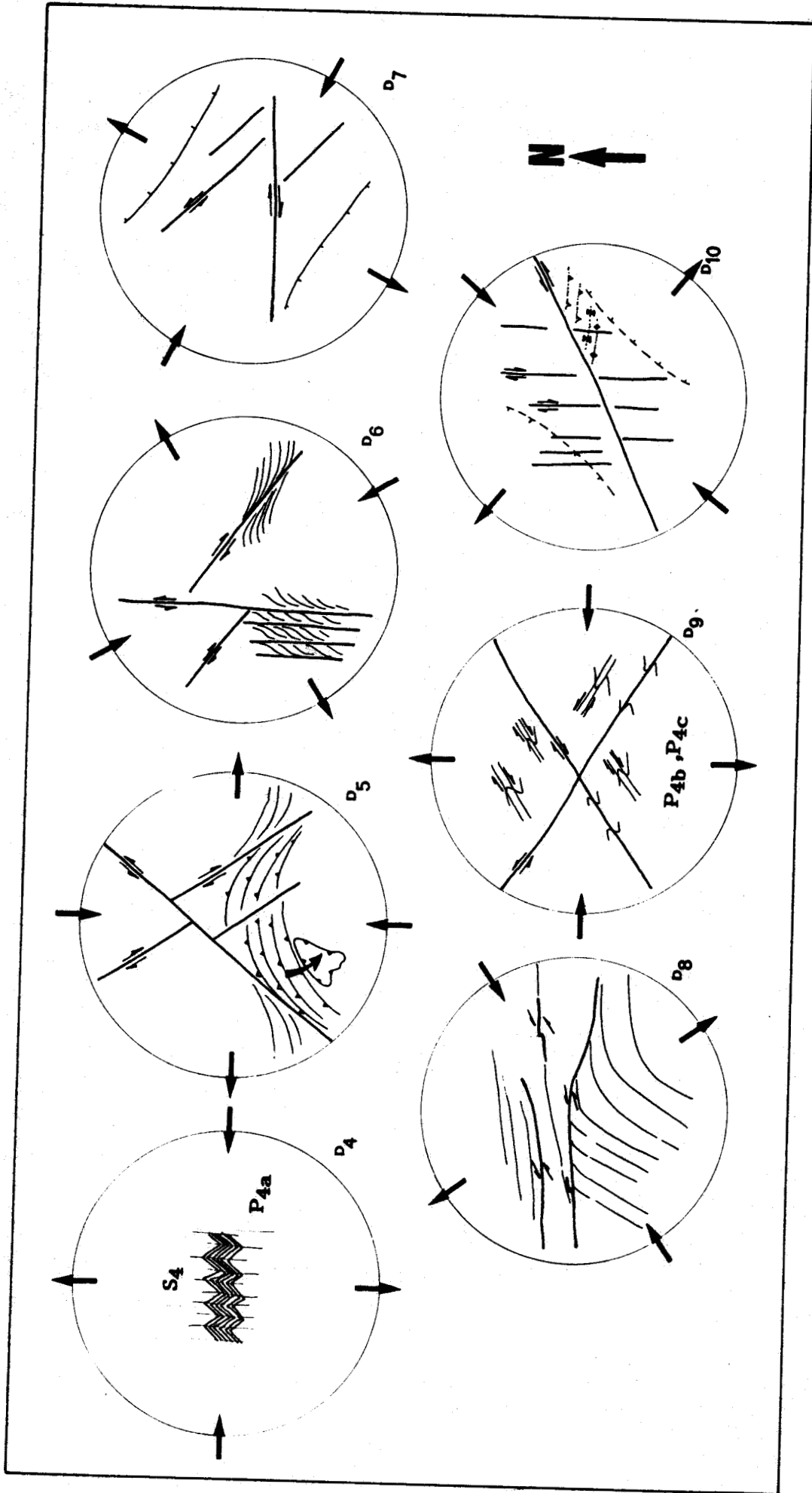


Fig. III.51 - Schémas simplifiés (cartes et stéréogrammes) des déformations tertiaires du massif du Bükk.

Cette déformation a eu évidemment des conséquences secondaires. Elle a entraîné des réductions de périmètre dans sa partie concave, qui se sont traduites par un raccourcissement supplémentaire, qui a vraisemblablement provoqué un rejeu chevauchant des grandes surfaces de cisaillement. Ces rejeux ont été les plus importants à proximité des deux zones coulissantes principales, dans les secteurs SW et NE du massif qui a été soumis aux flexures et compressions les plus importantes. La mise en place de l'unité de Lök, la partie la plus loin poussée de l'écaïlle de Répáshuta, en serait un exemple. L'emplacement définitif de la nappe de Kisfennsík (un fragment de l'unité de Szilice) pourrait également se produire pendant cette phase.

Des torsions des structures initiales, induites par des décrochements peuvent être observées selon une autre direction, le long de zones orientées N-S. Je pense que ces structures et zones de décrochement sont issues d'une modification légère des contraintes responsables de la genèse du système de Darnó, car les phénomènes accompagnant les deux déformations sont très similaires et les directions principales de raccourcissement et allongement maximales sont proches (fig. III.51 D₅, D₆)

Si l'on admet une rotation graduelle du champ de déformation (fig. III.51 D₅, D₆, D₇) on peut éventuellement placer l'événement décrochant "c" de la figure III.41 après les événements décrits ci-dessus. Une distension probable aurait accompagné ce dernier événement.

De ces trois systèmes coulissants (D₅, D₆, D₇) seul celui de Darnó est bien daté : il a dû fonctionner au cours du Miocène inférieur. Le second a dû le suivre assez rapidement, quant au troisième, son activité est provisoirement datée de la limite du Miocène inférieur et moyen.

III.D.6. Les événements au cours du Miocène moyen-Pliocène (D₈, D₉ et D₁₀).

Au début du Miocène moyen le champ de déformation a radicalement changé de directions de raccourcissement et d'allongement. Les événements de cette période peuvent être interprétés comme le résultat de la variation des contraintes autour d'une direction de compression maximale ENE-WSW. Des compressions générales ENE-WSW ont créé ou réactivé un décrochement au Sud du massif du Bükk. Cette grande surface senestre a tantôt fonctionné en régime distensif, tantôt en régime compressif.

Lors des périodes distensives, les mouvements coulissants ont créé des grands bassins d'effondrement en transtension. Une telle période peut être fixée au début du Miocène moyen, une autre au Pliocène (D₁₀).

Lors des périodes en compression, quelques surfaces de cisaillement préexistantes et d'autres néoformées ont fonctionné en faille inverse-senestre. Ces accidents, dont le plus important est celui du Sud du Haut-Plateau, ont légèrement réarrangé l'image structurale du massif, mettant en contact des portions plus arquées et moins flexurées par la déformation de Darnó. Ces mêmes mouvements en compression (D_g) peuvent être à la cause de la formation d'écaillés ou de plis dans les sédiments des bassins miocènes.

Le fonctionnement de ce champ compressif doit, à mon avis, se produire dans le Miocène moyen élevé (fig. III.51, D_g). C'est peut-être l'autre période de mise en place définitive de la nappe de Kisfennsík.

Ces surfaces inverses-senestres sont à leur tour reprises par des grands plis hectométriques P_{4c} et par des petits plis associés P_{4b}, dont les axes - non déformés - sont dirigés N-S. Les grands plis semblent indiquer des zones de cisaillements dextres NE-SW et senestres NW-SE.

Ces phénomènes définissent une direction de raccourcissement maximale E-W au cours du Miocène moyen à supérieur (D_g).

Toutes les structures antérieures sont découpées et décalées de nouveau par le système de décrochement en distension du Pliocène (D₁₀). Les décrochements découpent même les plis hectométriques P_{4c}. Des failles normales et des affaissements importants s'associent à ce système, qui peut être considéré comme la réactivation du système distensif du Miocène moyen.

Les affaissements d'âge pléistocène déduits des études géomorphologiques (Hevesi, 1977) et des tremblements de terre rares mais importants suggèrent que le massif du Bükk et les zones dans les alentours sont loin d'être stabilisés.

L'étonnante richesse en structures de ce massif, d'âges très variables (crétacé, tertiaire à quaternaire) est certainement liée à la position très particulière que ce massif a occupé au cours de toute son histoire géologique (voir chap. I.B et annexe A).

CHAPITRE IV. METAMORPHISME

IV.A. INTRODUCTION	p. 242
1, Introduction	p. 242
2, Modalités de l'étude	p. 242
3, Historique	p. 243
IV.B. ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX	p. 244
1, Introduction	p. 244
2, La cristallinité ou l'indice d'aigu glycolé	p. 244
3, Tendances générales de la transformation des roches du Bükk	p. 249
IV.C. LE CORTEGE DES PHYLLOSILICATES	p. 250
1, L'association minérale de l'autochtone relatif	p. 250
2, le cortège de phyllosilicates des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő	p. 252
3, La présence de la kaolinite et de la smectite	p. 253
4, L'association minérale du mont Darnó	p. 255
IV.D. L'ETUDE DES VOLCANITES	p. 255
IV.E. OBSERVATIONS DE TERRAIN	p.257
IV.F. SYNTHÈSE	p.258
IV.G. CONCLUSIONS	p. 261

IV.A. INTRODUCTION.

IV.A.1. Introduction.

Lors des chapitres précédents j'ai précisé la stratigraphie et l'histoire structurale des roches du massif du Bükk. La déformation intense de ces roches a été accompagnée par des transformations diagénétiques et métamorphiques suffisantes pour effacer la plupart des empreintes fossiles. Ces transformations post-sédimentaires ont provoqué la recristallisation de la majorité des carbonates et la transformation de la matière argileuse.

Ce chapitre bref a donc pour but de compléter nos informations sur les grandes unités structurales distinguées précédemment et d'essayer de déterminer le degré des transformations qu'elles ont subies et les relations spatiales et chronologiques entre ces transformations et les déformations.

IV.A.2. Modalités de l'étude.

A l'exception de la nappe de Kisfennsík toutes les nappes et écailles du massif du Bükk renferment des roches argileuses. Les phyllosilicates étant de bons indicateurs dans le domaine du faible métamorphisme, j'ai concentré mes études essentiellement sur les minéraux de la taille des argiles. Ces analyses complètent un travail approfondi par P. Árkai (1973, 1982, 1983) portant sur le métamorphisme de basse température dans le NE de la Hongrie.

Les volcanites sont également présentes dans la plupart des unités. Elles sont de bons marqueurs des faible et très faible métamorphisme. Ces roches ont été étudiées par différents auteurs. Le travail le plus moderne du point de vue métamorphique revient à P. Árkai (1973, 1982, 1983). Je reprendrai donc ses résultats avec ses conclusions majeures.

Bien qu'aucune trace des formations appartenant à l'unité de Darnó n'existe dans le massif du Bükk même, celles-ci ont été étudiées du point de vue métamorphique en raison de leur importance géodynamique.

Mes analyses de phyllosilicates sont fondées sur la méthode classique de Dunoyer de Segonzac (1969), c'est-à-dire le dépouillement de diffractogrammes réalisés à partir de pâtes orientées de la fraction fine ($< 2 \mu\text{m}$). Les mesures ont été réalisées dans le laboratoire de sédimentologie de l'Université de Lille I, sur un appareil Philips PW 1730 (vitesse de goniomètre = $1^\circ 2\theta / \text{min.}$; inertie = 2 sec; cathode $\text{CuK}\alpha$; voltage d'accélération = 40 kv; intensité = 20 mA; Assistant-Ingénieur: Ph. Récourt).

Mes résultats peuvent être corrélés avec ceux de P. Árkai, car son laboratoire utilise le même type d'appareil de diffraction des rayons X avec des paramètres techniques similaires ou identiques. P. Árkai a essentiellement travaillé sur des agrégats (la fraction fine sédimentée sur un support) et non des pâtes orientées, ce qui pourrait entraîner de légères différences. A l'aide de quelques points communs d'échantillonnage, j'ai pu vérifier qu'il n'existe pas d'écart significatif entre ses données et les miennes. C'est pourquoi je me suis permis de reprendre et en partie réinterpréter ses résultats.

IV.A.3. Historique.

Les premières études sur les roches volcaniques (Szentpétery, 1929 ; Panto, 1951) ont mis en évidence la transformation des matériaux, sans toutefois en préciser le degré anchi ou épimétamorphique.

En 1973 P. Árkai a débuté une étude approfondie du métamorphisme de basse température au NE de la Hongrie. Il a étudié les roches volcaniques par des méthodes optiques, géochimiques et par diffraction des rayons X. Il a complété ces travaux par l'analyse des roches phyllosilicatées et les résidus des carbonates par diffraction des rayons X. Il a également étudié l'évolution de la matière organique en effectuant des mesures du pouvoir réflecteur et en analysant les propriétés cristallines des particules graphitiques. Son analyse et sa synthèse (1973, 1982, 1983) précisent le degré de transformation des roches appartenant aux massifs de Szendrő, d'Uppony et du Bükk.

Son étude est fondée sur le modèle géologique de K. Balogh (1964) qui n'envisage qu'une seule unité structurale. Cependant il mentionne dans sa conclusion l'hypothèse de l'existence de nappes de K. Balogh et al. allaient développer quelque temps après (1984).

Les études de P. Árkai sont précises et correctes ; il paraît néanmoins nécessaire de les réinterpréter dans le cadre du nouveau modèle structural présenté dans ce volume.

P. Árkai a continué ses travaux dans les montagnes d'Aggtelek-Rudabánya. Dans une note (Árkai et Kovács, 1986) il décrit le degré métamorphique des unités majeures de cette région. L'unité inférieure de Torna a subi des transformations de degré épi-anchimétamorphique, pour l'unité de Melléte ce degré est diagénétique et l'unité de Szilice ne montre pas de transformation. Il faut préciser, que l'unité de Melléte peut localement avoir subi des transformations de degré épimétamorphique, pouvant même correspondre aux conditions du faciès schistes bleus (Bajanik et Reichwalder 1979, Hovorka, 1979). Ces résultats auront des implications importantes en vue de la corrélation régionale des unités du Bükk (chap. V).

IV.B. ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX.

IV.B.1. Introduction.

Lors de cette étude, j'ai essayé de définir la composition minérale de la fraction fine des divers schistes et des résidus de dissolution de quelques roches carbonatées. La "cristallinité de l'illite" (I.A.G. de Kübler, 1968) et l'"indice de Weaver (W.I. de Weaver, 1960) ont été déterminés sur les diffractogrammes des essais glycolés.

IV.B.2. La "cristallinité" ou l'indice d'aigu glycolé (I.A.G.).

Ce paramètre correspond à la largeur du pic de l'illite à 10 \AA , mesurée à mi-hauteur du pic. Pour des raisons de comparaison, cette valeur s'exprime en degrés 2θ . Les mesures sont effectuées sur le diffractogramme de l'essai glycolé. Dans le domaine de la diagenèse et du faible métamorphisme, la largeur du pic de l'illite dépend fondamentalement de la quantité de feuillets d'autres minéraux argileux tels la smectite ou la vermiculite, associés aux feuillets de l'illite.

Puisque les feuillets de minéraux interstratifiés avec l'illite se transforment lorsque la température s'élève, on obtient théoriquement une illite de plus en plus pure, par conséquent un pic à 10 \AA de plus en plus étroit, dans les roches de plus en plus transformées. Cet indice de "cristallinité" de l'illite a été introduit par B. Kübler (1968) pour marquer les limites des différentes étapes du faible métamorphisme. Il a été utilisé dans de nombreux cas pour suivre l'évolution de la matière argileuse de la diagenèse jusqu'à l'épimétamorphisme.

La "cristallinité" de l'illite ne dépend pas seulement de la température. D'après H. Kisch (1987) la teneur en ions Ca^{++} ou Mg^{++} peut inhiber la décomposition des feuillets de smectite incorporés au sein de l'illite. Par contre, les effets dynamiques, tels des hautes pressions, ou des conditions expérimentales (p. ex. traitement abusif de l'acide HCl, vitesse de goniomètre lente, taille des grains ou épaisseur de la pâte examinée) peuvent considérablement modifier les cristallinités. Généralement, on constate une amélioration de la cristallinité (c'est-à-dire diminution de sa valeur en $^{\circ}2\theta$).

Fig. IV.1. - Diffractogramme illustrant l'effet de la présence d'ions Ca^{++} et Mg^{++} sur la largeur du pic de l'illite.

Schistes rouges donnant la matrice d'un conglomérat de galets de dolomie noire ; affleurement de la vallée de Sebesváz (fig. II.4).

Trait continu : échantillon naturel

Trait tireté : échantillon saturé à l'éthylène glycolé

Trait pointillé : échantillon chauffé à 500°C

Les réflexions sont mesurées en Ångströms.

Py : pyrophyllite, Pa : paragonite ou un mica dur, I : illite, Chl : chlorite

Le pic de l'illite est plus large, que partout ailleurs dans le massif du Bükk. Cet "élargissement" a deux causes : les smectites interstratifiées dans la structure originale de l'illite se décomposent plus lentement en présence d'ions Ca^{++} et Mg^{++} , abondants dans la formation en question ; au pic de l'illite s'ajoutent les pics très proches de la pyrophyllite et du mica dur.

Il faut donc interpréter les résultats de ces analyses avec grande précaution. Par exemple on observe une cristallinité relativement faible ($0,4^\circ 2\theta$) pour l'échantillon correspondant aux schistes rouges à galets de dolomie, dans la coupe de Sebesvízvölgy (fig. IV.1). Cet échantillon renferme pourtant de la paragonite et de la pyrophyllite, indiquant un degré de transformation déjà important. Ces observations contradictoires peuvent s'expliquer par l'action inhibitrice des ions Mg^{++} et Ca^{++} abondants dans cette roche, qui ont pu retarder la transformation des feuillets de smectite (Kisch, 1987). D'autre part, la "cristallinité" ne peut pas être correctement mesurée en présence de minéraux, dont les pics sont très proches de 10 \AA , telles la paragonite et la pyrophyllite.

C'est surtout l'amélioration des cristallinités (diminution de leur valeur en $^\circ 2\theta$) due aux effets dynamiques (Kisch, 1987), qui mérite le plus d'attention dans le cas des roches du Bükk. Des surpressions locales peuvent abaisser le seuil de transformation de l'illite diagénetique en illite très pauvre en smectite de façon brutale. Les assises du massif du Bükk ayant subi au moins une phase d'aplatissement majeure, on peut s'attendre à observer ce type de phénomène.

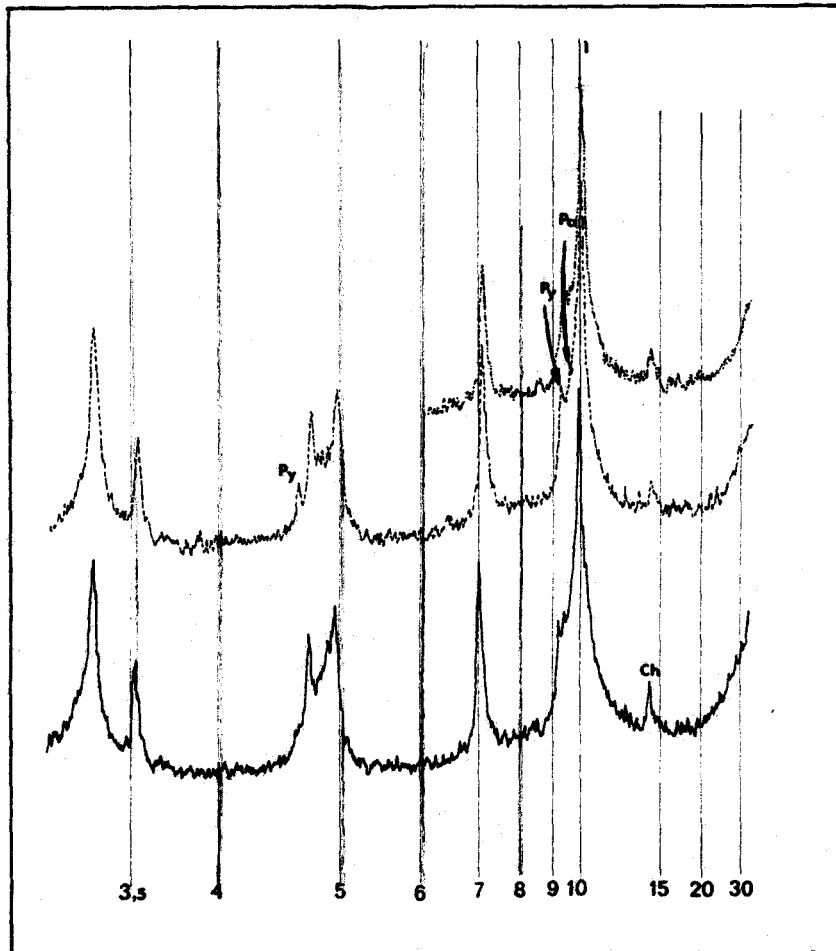


Fig. IV.1. Légende page ci-contre.

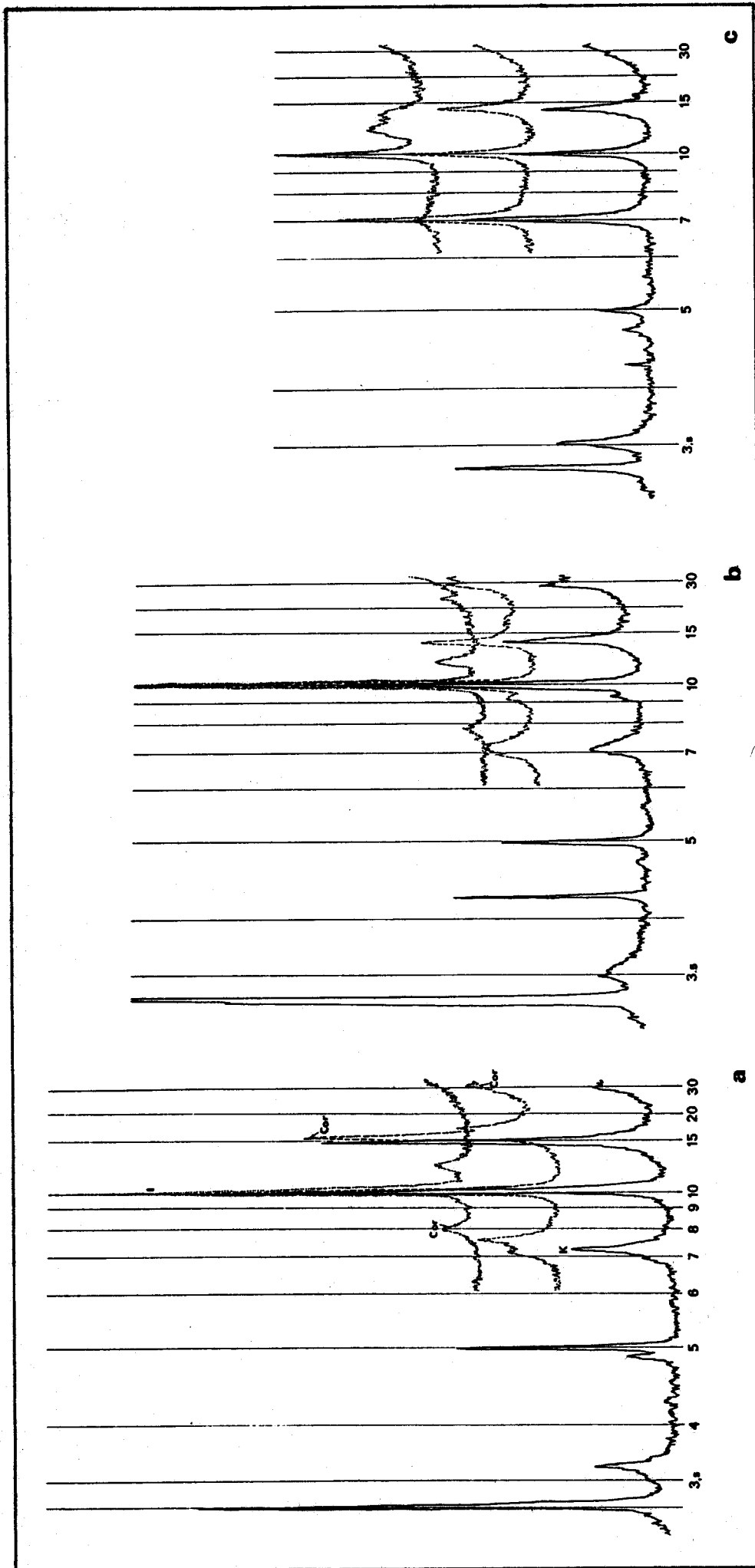


Fig. IV.2 - Effets de la lithologie sur la cristallinité de l'illite et sur la composition du cortège argileux.

Les figurés utilisés sont identiques à ceux de la figure IV.1.

Cor : corrensite, K : kaolinite

Tous les échantillons proviennent du même affleurement, celui de Bányahegy (fig. II.16)

a, Calcshistes lilas, autochtone relatif

b, Radiolarites rouges, autochtone relatif

c, Schistes ardoisiers noirs, autochtone relatif

Je me suis également intéressé à l'influence de différentes lithologies sur le degré de transformation des cortèges argileux. Mis à part des cas extrêmes, comme l'échantillon de Sebesváz, il ne semble pas exister de corrélation entre lithologies et cristallinités de l'illite. Une série de mesures effectuées sur les différentes roches de l'affleurement de Bányahegy (fig. IV.2) montre la même composition minéralogique et les mêmes valeurs d'IAG quelle que soit la lithologie.

On peut donc conclure que, utilisé avec prudence, l'indice de cristallinité de l'illite peut indiquer le degré des transformations post-sédimentaires et leurs tendances évolutives. Les valeurs obtenues ont été reportées sur les diagrammes d'Esquevin (1968) et de Weaver (1960) (fig. IV.3 et 4).

On bute alors sur le problème de la délimitation des champs diagénétique, anchimétamorphique et épimétamorphique. Le laboratoire de sédimentologie de Lille n'a pas utilisé de standards pour calibrer les valeurs limites. P. Árkai (1983) a calibré son appareil avec les échantillons de B. Kübler, qui lui permettent de fixer les limites entre anchi et épimétamorphisme à $0,29^{\circ}2\theta$ et anchimétamorphisme et diagénèse à $0,44^{\circ}2\theta$. D'après ses résultats et ses études comparatives, il a redéfini ces limites respectivement à $0,25^{\circ}2\theta$ et $0,34^{\circ}2\theta$. H. Kisch (1987) suggère de maintenir les valeurs originellement proposées par B. Kübler (1969), exprimées en $^{\circ}2\theta$, c'est à dire $0,25$ et $0,42^{\circ}2\theta$, mais dans ses travaux, H. Kisch utilise les limites respectives de $0,21$ et $0,37^{\circ}2\theta$. Il reste néanmoins des grandes incertitudes en ce qui concerne les valeurs-limites valables.

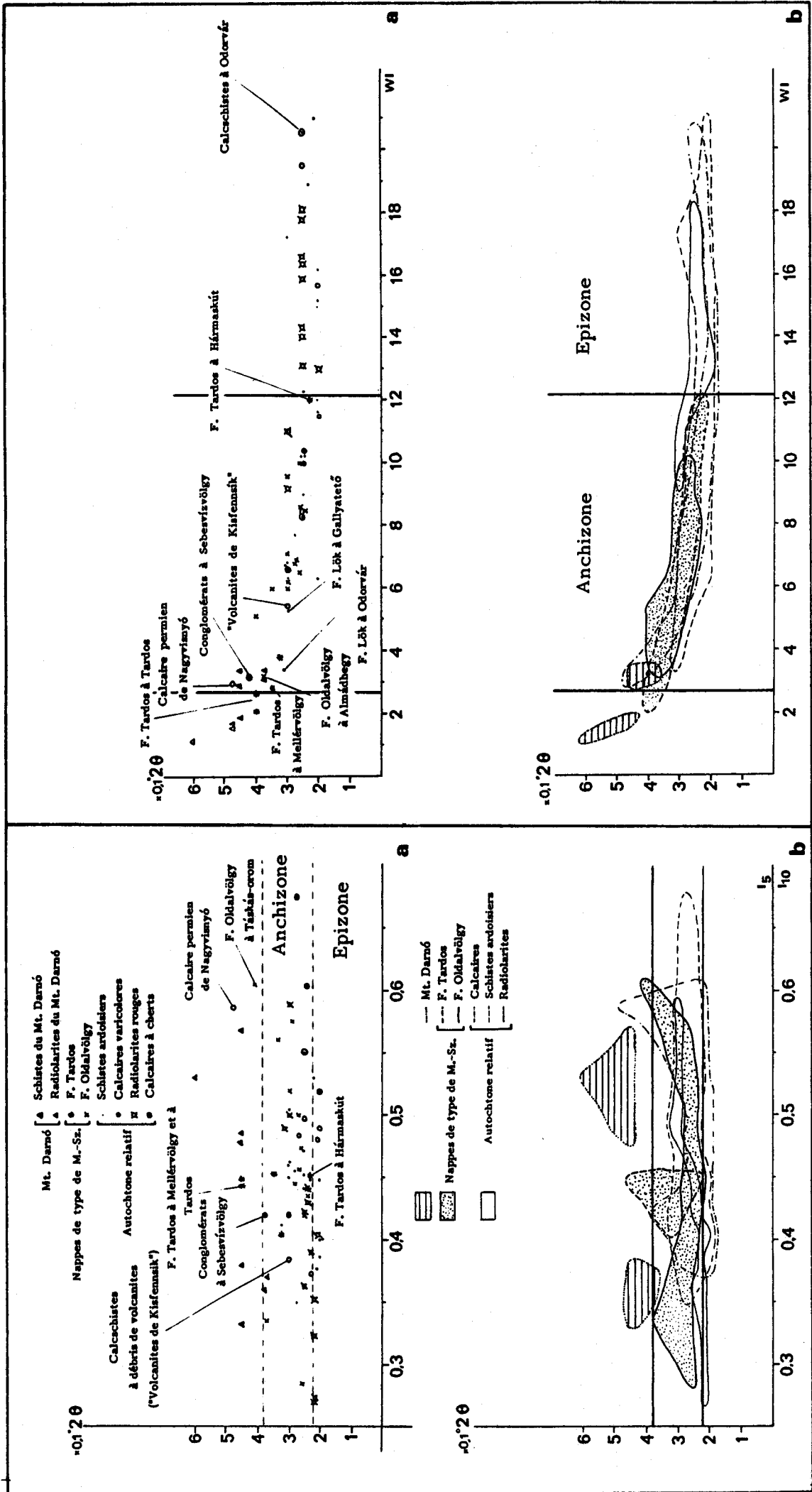
D'après une note récapitulative de Kisch (1987) les différents auteurs placent leurs limites inférieures de l'anchizone de $0,64$ à $0,35^{\circ}2\theta$ et celles avec le domaine épimétamorphiques de $0,41$ à $0,21^{\circ}2\theta$.

Pour ma part, je vais utiliser les valeurs de H. Kisch (1987) à titre indicatif. Il me semble, que ces valeurs-limites varient selon les domaines étudiés et sont influencées par un grand nombre de paramètres. Je ne considère donc pas ces limites comme des valeurs absolues, je vais les utiliser simplement pour une étude comparative régionale.

Weaver (1984), quant à lui, utilise un autre paramètre (l'indice de Weaver, W.I.), qu'il définit à partir du rapport des hauteurs mesurées sur le diffractogramme à 10 \AA et à $10,5 \text{ \AA}$. Les interstratifiés illite-smectite se trouvant entre 10 et 14 \AA , la valeur de ce rapport est contrôlé, là encore, par la quantité des feuillets de smectite dans la structure de l'illite. Ce paramètre augmente avec la température et avec la disparition de la smectite.

C.E. Weaver place la limite entre les zones épimétamorphique et anchimétamorphique à $WI = 12,1$ et la limite entre les zones diagénétique et anchimétamorphique à $WI = 2,3$, ou encore à $10,5$ et $2,5$ respectivement (Weaver, 1984). Ces limites ont été reportées sur le diagramme correspondant (fig. IV.4).

Selon Frey (1987), le W. I. est à utiliser avec précaution dans les domaines anchi et épimétamorphique, car là, la mesure de ce rapport est assez imprécise.



IV.B.3. Tendances générales de la transformation des roches du Bükk.

Sur les deux diagrammes discriminatoires (fig. IV.3 et 4) on distingue deux ensembles nettement différents : le nuage de points correspondant aux roches de l'unité de Darnó et celui relatif au massif du Bükk lui-même. D'après les limites conventionnelles, les premiers appartiennent au domaine diagénétique, tandis que la plus grande partie du second appartient aux domaines anchi- et épimétamorphique.

On peut malgré tout faire une subdivision dans les roches appartenant au massif du Bükk. Les points correspondant aux roches calcschisteuses et silicoclastiques des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő se dispersent dans un nuage, qui se situe au-dessus de celui représentant l'autochtone relatif. En général les valeurs du W.I. des premiers sont plus faibles et les valeurs de l'IAG plus grandes que celles relatives aux échantillons du parautochtone.

Si l'on admet les valeurs limites de Kisch (1987), le nuage correspondant aux nappes est à cheval sur les zones diagénétique et anchimétamorphique, tandis que les points de l'autochtone relatif tombent plutôt dans la zone anchimétamorphique, voire épimétamorphique (selon les indices W.I.). Cette différence, quoique légère, entre les nappes de type Szarvaskő-Mónosbél et leur autochtone relatif peut s'expliquer par un enfouissement tectonique moins important des nappes, correspondant à leur situation sur l'autochtone relatif.

Sur les deux diagrammes un certain nombre de points représentant certains affleurements des nappes, mais aussi de l'autochtone relatif tombent dans le domaine faiblement anchimétamorphique ou même diagénétique. Ces points se trouvent dans le secteur occidental de la montagne, notamment dans le secteur de Nagyvisnyó et dans la région de Szarvaskő. Il semble que ces régions aient subi un métamorphisme moins poussé que la masse principale du massif du Bükk.

Lors de l'interprétation de ses données, P. Árkai (1983) a également trouvé une tendance générale à la diminution des cristallinités de l'illite (c'est-à-dire, l'augmentation des valeurs IAG) vers la partie occidentale du massif. Cette évolution semble donc bien avoir une valeur générale.

P. Árkai a également décrit une décroissance du degré de transformation, similaire à celle évoquée ci-dessus vers le Sud. D'après mes mesures et observations, une telle décroissance à l'intérieur du massif est très difficile à mettre en évidence. On n'observe des changements significatifs dans le degré de transformation des roches, qu'aux limites méridionales des affleurements mésozoïques ; de telles variations semblent graduelles, mais rapides (c'est-à-dire qu'elles s'observent sur de courtes distances).

La position anormale dans la zone de la diagénèse, des échantillons de Sebesvízvíölgy et de TáskáSOROM (fig. IV.3, 4) s'expliquerait par l'effet inhibitoire des cations Ca^{++} et Mg^{++} vis à vis de la décomposition des feuillets de smectite. Ces deux points, (fig. IV.5) n'indiquent donc pas un changement régional du degré de transformation des matériaux.

Il est important de noter, que les "volcanites" de KISFENNISIK (la formation de VÖRÖSKÖ dans mon sens) appartiennent au domaine anchimétamorphique (fig. IV.3 et 4) et s'adhèrent au groupe de points de l'autochtone relatif.

IV.C. LE CORTEGE DES PHYLLOSILICATES

A l'exception des échantillons provenant du mont Darnó, tous les autres possèdent un cortège argileux relativement uniforme.

IV.C.1. L'association minérale de l'autochtone relatif

L'illite apparaît dans tous les échantillons. Les roches appartenant au parautochtone renferment très fréquemment de la chlorite et pratiquement toujours de la corrensite (fig. IV.2, 5 et 6).

Ce dernier minéral mérite une description brève. Il se différencie de la chlorite sur l'essai glycolé, ou il offre un pic plus ou moins gonflant jusqu'à 15 Å et une surstructure à 30-31 Å. On retrouve ses harmoniques à 7,5 Å et à 4,75 Å. A l'essai chauffé à 400°C il montre un pic à 11-12 Å, une surstructure à 22-24 Å et une harmonique à 7,8-8 Å. Les pics sont toujours bien individualisés, mais assez larges. Dans certains cas (fig. IV.2, 6, p. ex.), le minéral ne gonfle pas ou gonfle peu, il contient plus de vermiculite, que de smectite.

Selon B. Kübler (1973), la corrensite est stable entre 100 et 250, voire 300°C, c'est à dire dans les zones profondes de la diagénèse et dans l'anchizone. Certains auteurs (Esquevin *in* Kübler, 1973), F. Thiébault, comm. pers., H. Kisch, 1987) indiquent sa présence dans le domaine même épimétamorphique.

La kaolinite peut parfois apparaître dans l'assemblage minéral des roches du Bükk. En quelques endroits, on observe aussi une "smectite" bien individualisée (fig. IV.2b et 7).

Un certain nombre de points contiennent de la pyrophyllite et de la paragonite (ou un autre "mica dur" p. ex. la margarite)(fig. IV.1 et 7). Ces minéraux apparaissent au cours de l'anchimétamorphisme (Frey, 1987 ; Kisch, 1987) et restent stables jusqu'au début de l'épimétamorphisme, peut-être un peu au-delà de cette "limite". Leur présence indique donc une transformation assez évoluée, c'est-à-dire un anchimétamorphisme élevé.

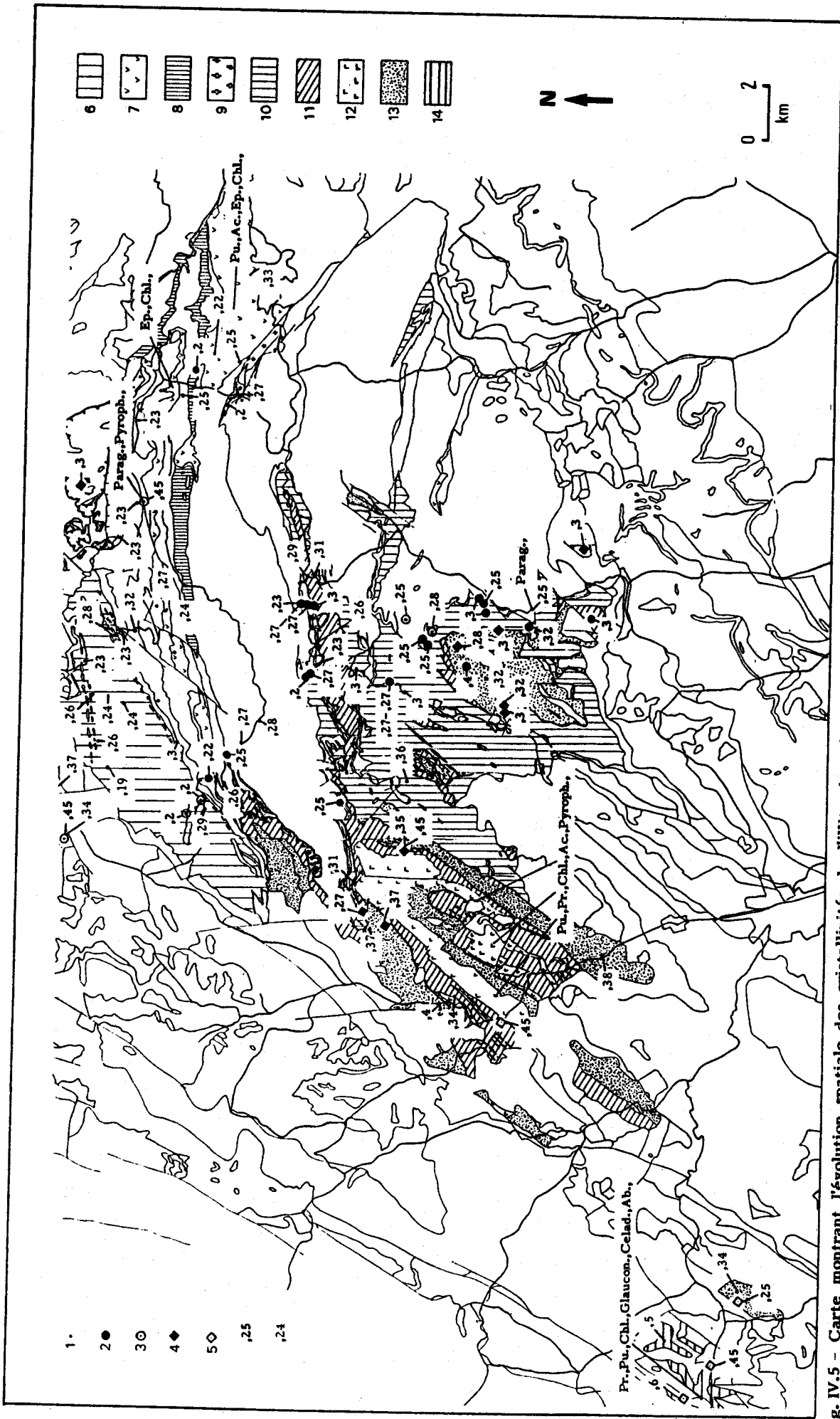


Fig. IV.5 - Carte montrant l'évolution spatiale des cristallinités de l'illite dans le massif du Bükk, et les différentes paragenèses des phyllosilicates.
 1, Point d'échantillonnage ; 2, Corrensite et chlorite ; 3, Corrensite sans chlorite ; 4, Corrensite et interstratifiés réguliers ISII ; 5, Interstratifiés ISII sans corrensite ; Les chiffres en caractères fins sont les mesures d'Arkai. Les chiffres en caractères gras correspondent à mes observations.

Autochtone relatif : 6, Schistes ardoisiers carbonifères ; 7, Volcanites anisiens de Szentistvánhegy ; 8, Schistes de Vesszős ; 9, Volcanites carniens de Szinva ; 10, Schistes ardoisiers jurassiques ;
 Nappes de type Mónosbél-Szarvaskő : 11, Formation de Tardos ; 12, Volcanites basiques de Szarvaskő ; 13, Formation d'Oldalvölgy ;
 Affleurements du mont Darnó : 14, Schistes et radiolarites
 Les paragenèses des volcanites (selon Arkai) sont indiquées par les abréviations des minéraux caractéristiques.

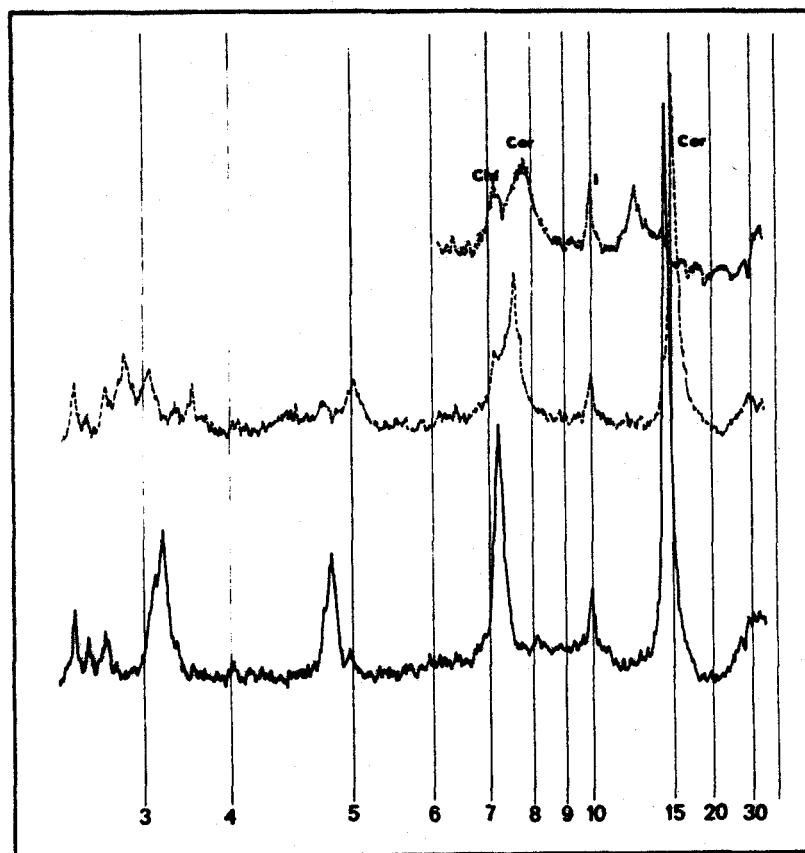


Fig. IV.6 - Diffractogramme des "volcanites de Kiszfennsík", appartenant selon moi à la formation de Vöröskő de l'autochtone relatif. Affleurement du chemin forestier de Vályint-kereszt. Les figurés sont identiques à ceux de la figure IV.1. Le cortège argileux et la bonne cristallinité de l'illite indiquent que ces roches ont subi des transformations anchizonaes, elles ne peuvent donc pas appartenir à la nappe de Kiszfennsík, qui est, elle, nonmétamorphique.

IV.C.2. Le cortège des phyllosilicates des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő

Les nappes de Mónosbél-Szarvaskő montrent pratiquement la même association minéralogique, à une exception près. On y trouve de l'illite, de la chlorite, de la kaolinite et de la smectite, ces deux dernières en quantité moindre (fig. IV.8a, b, c). On y observe par contre systématiquement l'existence quoique modeste d'interstratifiés réguliers illite-smectite. La présence de ces derniers indiquerait un degré métamorphique moindre pour les nappes, que pour l'autochtone relatif, donc un degré anchimétamorphique faible à moyen.

P. Árkai (1983) indique la présence de pyrophyllite dans les nappes de Szarvaskő-Mónosbél. Si cette observation provient des roches basiques, l'apparition de ce minéral serait exceptionnelle, et resterait à expliquer. Sinon, elle indiquerait bien l'état généralement anchimétamorphique de ces unités tectoniques. Mes mesures ne m'ont pas permis de détecter ce minéral dans ces nappes, mais mon échantillonnage n'était peut-être pas assez dense ?

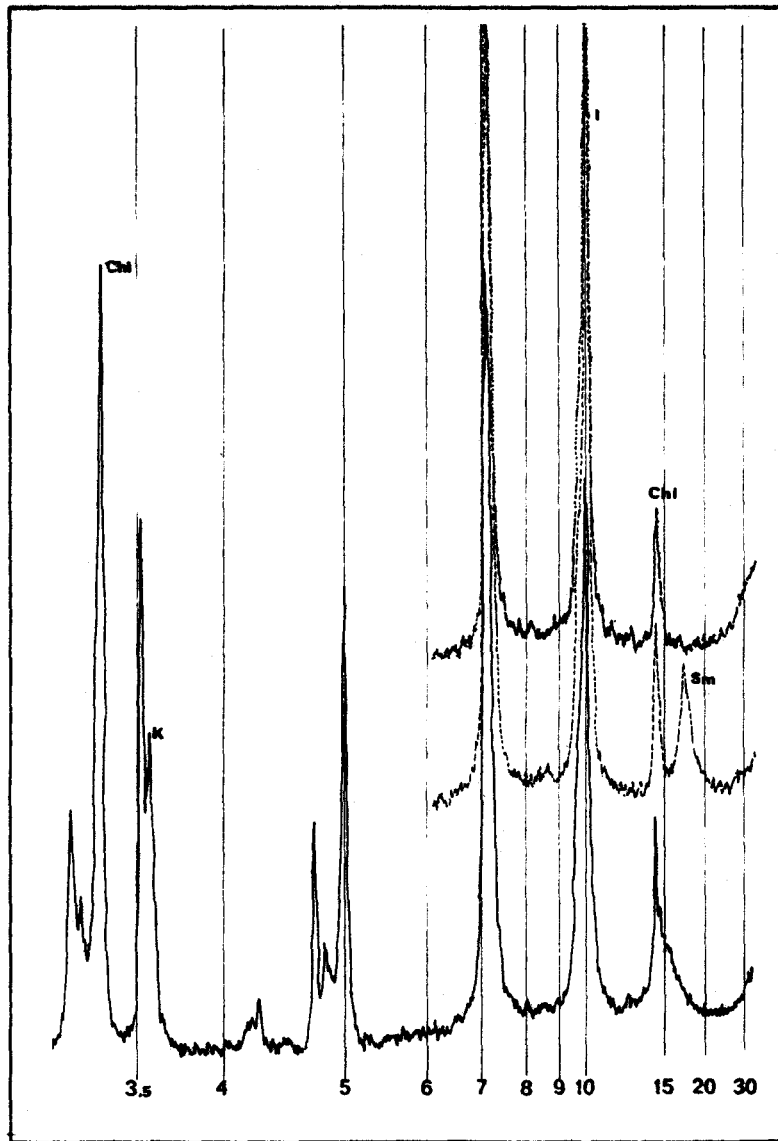


Fig. IV.7 - Diffractogramme des calcschistes, contenant de la smectite et de la kaolinite.

Affleurement de la formation de Felsőtárkány à Ódorvár, vallée du Hór.

Les figurés sont identiques à ceux de la figure IV.1.

Sm : Smectite

La présence de la smectite bien cristallisée est en contradiction avec le cortège argileux et avec l'excellente cristallinité de l'illite.

IV.C.3. La présence de la kaolinite et de la smectite

Reste à expliquer l'existence et la persistance dans les paragenèses précédentes de deux minéraux : la kaolinite et la smectite.

Les conditions de disparition de la kaolinite (ou de ses polytypes : dickite ou nacrite) sont très variables et dépendent beaucoup de la composition chimique globale de la roche hôte. Ainsi la kaolinite peut disparaître soit dans la partie inférieure de la zone diagénétique 3 (Kubler et al., 1977), soit dans la partie inférieure de l'anchizone (Clauer et Lucas, 1970).

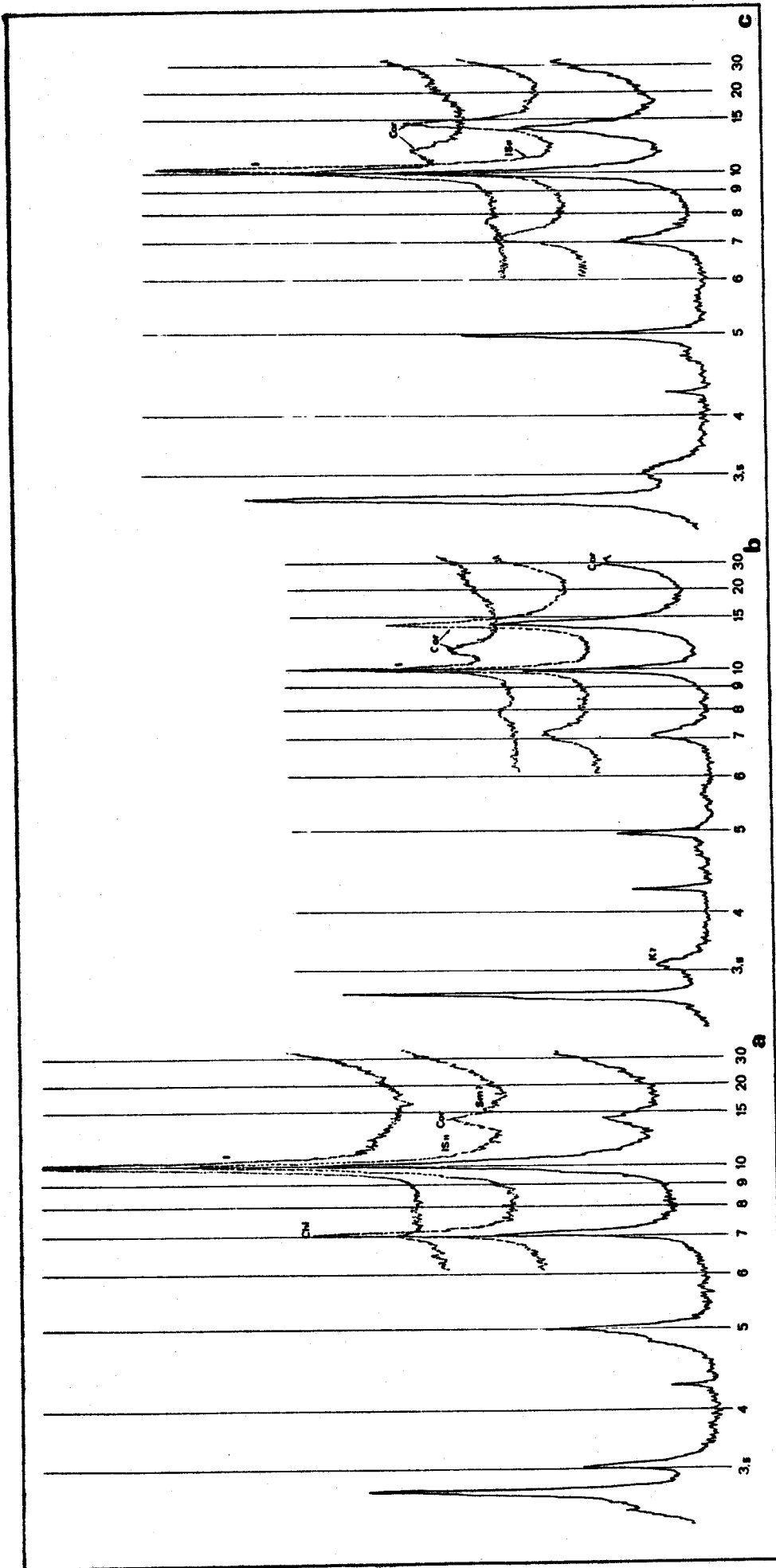


Fig. IV.8 - Diffractogrammes représentant le cortège de phyllosilicates des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.
Les figurés sont identiques à ceux de la figure IV.1.
ISII : Interstratifiés réguliers
a, Schistes à lentilles de quartzites (Formation de Tardos), provenant de la nappe de Szarvaskő, à Mellérvölgy.
b, Schistes et calcaires allodapiques (Horizon d'Odvabükk), provenant de la nappe d'Oldalvölgy, à Odvasbükk.
c, Schistes à lentilles de calcaires (Formation d'Oldalvölgy), provenant de la nappe d'Oldalvölgy, à Táskás-órom.

Il est donc possible de considérer la kaolinite observée dans les roches du Bükk comme une kaolinite relique. L'existence de paragenèses à kaolinite + pyrophyllite + quartz uniquement dans les roches silico-clastiques de l'autochtone relatif les plus transformées (faciès à prehnite + actinote dans les volcanites basiques) serait l'indice d'une pression partielle d'eau relativement proche de la pression lithostatique ($a_{H_2O} \cong 1$) et d'une faible pression partielle de CO_2 (Frey, 1987).

La présence de smectite relativement pure (fig. IV.7) est plus délicate à expliquer. Deux explications sont possibles, cette smectite est soit un minéral relique, soit un minéral néoformé (hystérogène). J'avais déjà indiqué que certains facteurs (absence d'ions K^+ , présence d'ions Ca^{++} et Mg^{++}) pouvaient inhiber la transformation de la smectite en un autre phyllosilicate (surtout l'illite). Mais dans les cas qui m'intéressent ici l'absence d'interstratifiés réguliers illite-smectite (IS et ISII) reliques), la faible valeur des IAG correspondant et la présence de feldspaths alcalins reliques, ne militent pas en faveur de cette hypothèse. C'est pourquoi il nous semble préférable d'interpréter ces smectites comme des minéraux hystérogènes, néoformés à la suite, probablement, de phénomènes hydrothermaux locaux.

IV.C.4, L'association minérale du mont Darnó

Les échantillons provenant du mont Darnó (fig. IV.9a et b) contiennent une illite mal cristallisée, avec parfois une grande quantité d'interstratifiés réguliers illite-smectite (IS et IS II). La chlorite et la kaolinite peuvent être parfois présentes. L'assemblage indique des transformations qui n'ont pas dépassé le degré diagenétique.

IV.D. L'ETUDE DES VOLCANITES

Ce paragraphe reprend les observations de P. Árkai (1973, 1982, 1983) et de J. Földessy (1975). Ils ont examiné les volcanites triasiques, celles appartenant aux nappes de Szarvaskő-Mónosbél et les laves du mont Darnó.

Leur recherche définit trois grandes paragenèses. Dans les volcanites de l'Anticlinal du Nord et du Bükk de l'Est (Formations de Szentistvánhegy et de Szinva), P. Árkai (1973) décrit la présence de séricite, d'albite, de pumpellyite, d'épidote, de quartz, de calcite, de chlorite et de hématite. Moins fréquemment il a aussi observé la prehnite, la trémolite-actinote et le talc. Les minéraux marqueurs importants tels l'épidote et la pumpellyite sont pré- et syntectoniques, la séricite et la chlorite étant syntectoniques.

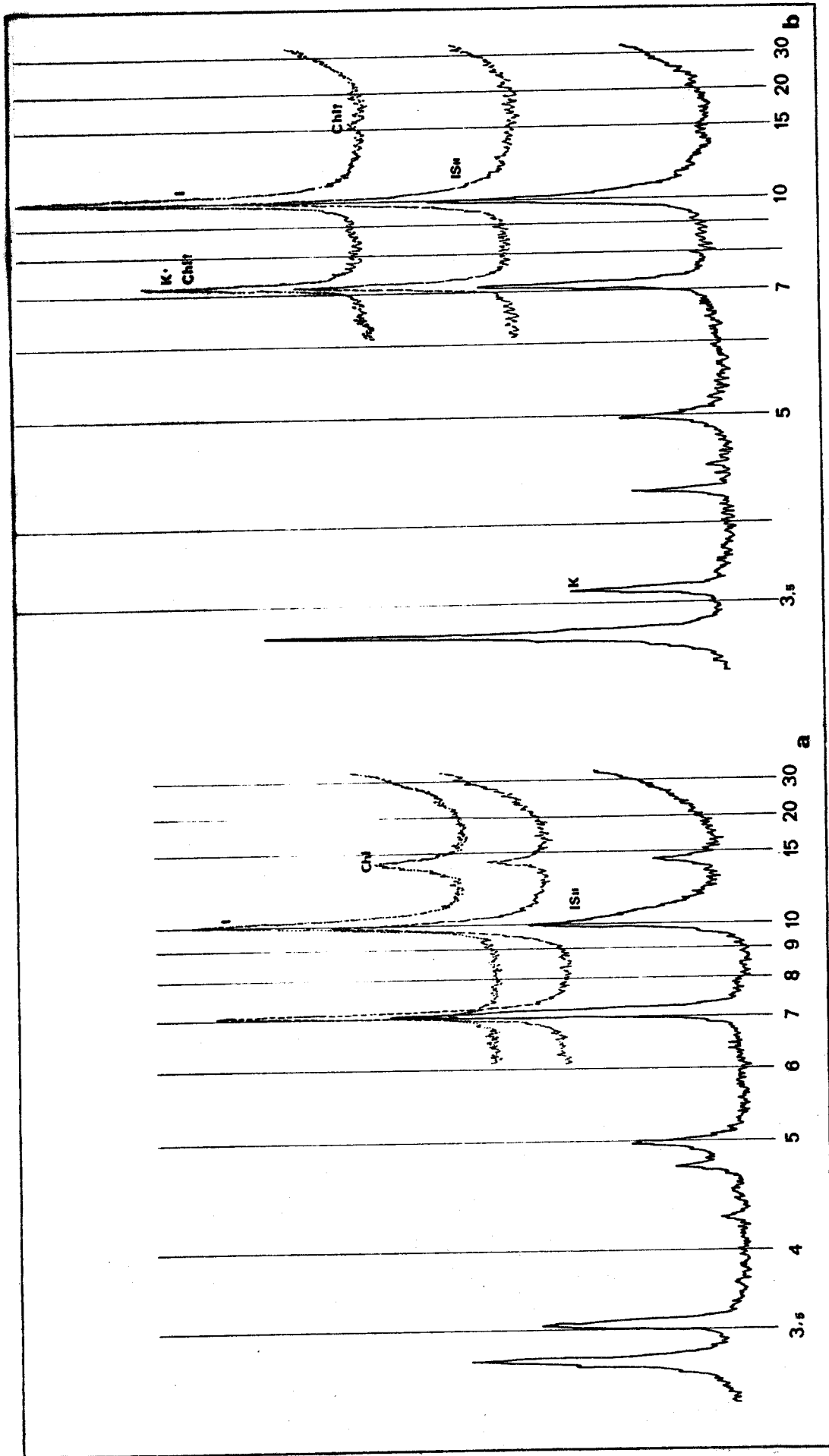


Fig. IV.9 - Diffractogrammes illustrant le cortège de phyllosilicates des roches du mont Darnó.

Les figurés sont identiques à ceux de la figure IV.1.

a, Schistes rouges, affleurement de Nagy-Rézoldal

b, Radiolarites rouges, affleurement de Dallapusza

Ces échantillons contiennent une quantité importante d'interstratifiés réguliers ISII. La chlorite peut éventuellement apparaître. La bonne cristallinité des illites des radiolarites provient probablement de phyllosilicates détritiques, elle serait donc héritée.

De la présence de ces minéraux il a déduit un degré anchimétamorphique élevé - à épimétamorphique modéré. Une analyse chimique des pumpellyites indique selon lui des conditions de température de 350°C et des pressions de 2,5 à 3 kbars (faciès pumpellyite-actinote de Hashimoto (1965) ou faciès à pumpellyite-actinote-chlorite de Winkler (1979). Par ailleurs, il conseille la prudence quant à l'étude de la composition chimique initiale des volcanites triasiques; l'altération et les transformations métamorphiques (en quelques endroits aussi métasomatiques) au sein de ces roches ont été trop fortes pour permettre de déduire des résultats fiables sur les parentés géochimiques de ces roches.

Les volcanites de Szarvaskő présentent des paragenèses à pumpellyite-prehnite-actinote-pyrophyllite(?)-talc-quartz-albite-chlorite. De la présence systématique de la prehnite P. Árkai a déduit des conditions de pression et de température plus basses, que pour les volcanites triasiques. Il a même conclu, que cette paragenèse serait due à une métasomatose locale. Je crois que cet assemblage minéral (étant donnés les cortèges argileux dans les formations encaissantes) témoignent bien d'une transformation anchizonale régionale et non d'effets locaux. Les paragenèses de ces métavolcanites appartiennent au faciès prehnite-pumpellyite-quartz. On a vu lors du paragraphe précédent, qu'il correspond au faciès anchimétamorphique des roches silico-clastiques des nappes de type Szarvaskő-Mónosbél.

Les volcanites de Darnó ont été analysées par J. Földessy (1975) et P. Árkai (1983). Ils y ont trouvé des paragenèses à pumpellyite-prehnite-albite-chlorite-quartz glauconite-céladonite-calcite. En tenant compte du contexte géologique, des observations de terrain et de nombreux sondages, les deux auteurs arrivent à la conclusion que cet assemblage minéral n'est pas issu d'un métamorphisme, mais correspondrait à une spilitisation précoce, c'est-à-dire à une altération sur le fond océanique-même (fig. IV.10).

On constate donc un très bon accord entre les résultats obtenus à partir de l'analyse des phyllosilicates et de celle des minéraux de transformation des roches basiques. Ces derniers permettent un contrôle efficace quant aux conditions thermodynamiques du métamorphisme ayant affecté les nappes de Szarvaskő-Mónosbél et l'autochtone relatif.

IV.E. OBSERVATIONS DE TERRAIN.

Le degré de transformation des différents matériaux est relativement aisément décelable sur le terrain. L'oeil exercé perçoit vite les différences de teinte, d'éclat, de dureté ou le degré de recristallisation des carbonates.

Selon ces critères, on observe sur le terrain une évolution spatiale des degrés de transformations post-sédimentaires subies par les roches au sein du Bükk. On peut mettre en évidence une décroissance progressive de l'intensité de ces transformations dans les parties SW de la région de Szarvaskő, de l'unité de Lök et du Bükk de l'Est. On reconnaît également le passage des zones diagénétiques aux zones de plus en plus transformées, en partant du secteur de Nagyvisnyó vers le centre du massif du Bükk.

Le secteur de Nagyvisnyó est depuis longtemps réputé pour ses faunes paléozoïques très bien préservées. Il faut noter cependant qu'une déformation synschisteuse naissante a touché ces régions.

Les changements dans le degré de transformation peuvent s'observer sur des distances relativement courtes. Un très bon exemple, non illustrable par des mesures, se trouve dans la partie méridionale de la vallée du Hór. Là, dans la même unité tectonique, dans la même formation de calcaire (Formation de Berva), en moins d'un kilomètre, on passe de marbres fortement aplatis, transposés, recristallisés, anchimétamorphiques, à des calcaires nettement moins aplatis, faiblement anchimétamorphiques ou diagénétiques, avec des fossiles faiblement recristallisés.

Une décroissance similaire du degré de transformation peut être observée aux confins NE de la montagne, dans la vallée de Hámor. Là aussi les calcaires deviennent de moins en moins métamorphiques.

Le degré de déformation des roches semble très bien correspondre à leur degré de transformation métamorphique. Ceci indiquerait qu'il s'agit bien de métamorphisme et de déformation synchrones.

Ces changements spatiaux observés sur le terrain correspondent bien à ceux démontrés par l'étude de roches de nature différente.

Si l'on visite les affleurements du mont Darnó, on se rend tout de suite compte de la différence fondamentale du degré de transformation de cette unité vis à vis de celle du Bükk. Les schistes et radiolaires ne semblent pas être touchés par le métamorphisme. On observe une différence nette entre leur état faiblement ou non déformé et celui des roches du Bükk intensément schistosées.

IV.F. SYNTHÈSE.

En résumant les données acquises par diverses méthodes, je peux donc indiquer que le massif du Bükk a subi un thermo-dynamo-métamorphisme régional dans les conditions de l'anchizone, voire de l'épizone (fig. IV.3, 4, 5, 10). Les parties les plus métamorphiques (à l'Est et au centre) possèdent des paragenèses caractéristiques de la zone à pumpellyite-actinote (fig. IV.10).

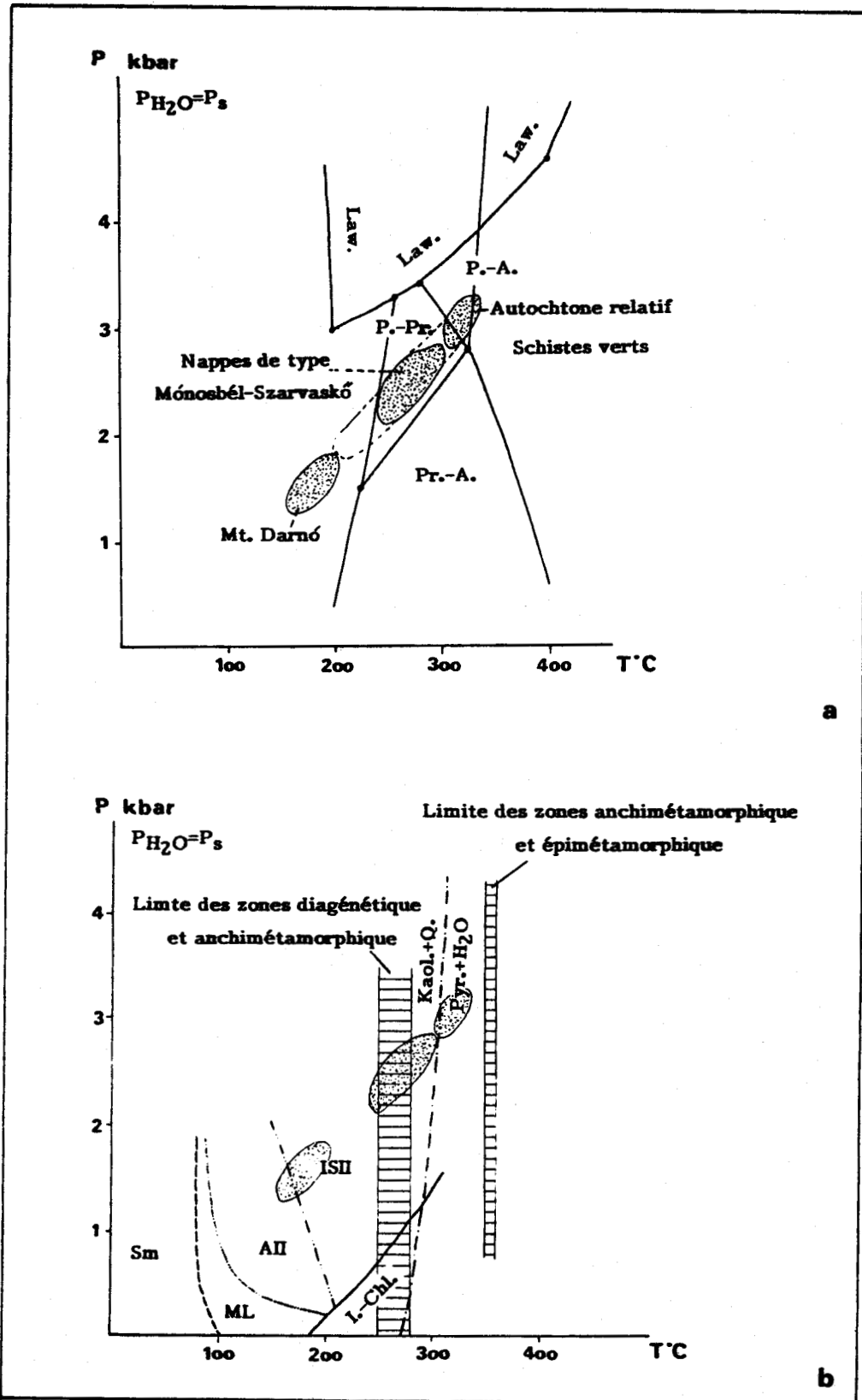


Fig. IV.10 - Diagrammes de pression-température indiquant le degré de transformation des roches du Bükk.

a, Volcanites (Limites et réactions d'après J. Liou et al. in M. Frey, 1987)

Law. : Lawsonite ; Pr. : Prehnite ; A. : Actinote ; P. : Pumpellyte

b, Phyllosilicates (Limites et réactions d'après B. Velde et A. Meunier, in Newman, 1987)

Sm : Smectite ; ML : Interstratifiés avec 90-30 smectite ;

AII : Interstratifié de type allevardite, avec 30 de smectite ; ISII :

Interstratifiés réguliers illite-smectite ; I : Illite ; Chl : Chlorite ; Kaol. :

kaolinite ; Pyr. : Pyrophyllite

La plus grande partie de l'autochtone relatif n'a subi qu'un métamorphisme anchizone fort-moyen. Ceci se caractérise par l'apparition de la corrensite, de la chlorite, parfois de la pyrophyllite et de la paragonite. On ne constate qu'accidentellement la présence d'interstratifiés réguliers illite-smectite en très faibles quantités.

Les "cristallinités" d'illite parfois excellentes, indiquant l'anchizone et l'épizone pourraient être expliquées par des phénomènes d'héritage sédimentaire (voir la composition des schistes, chap. I.B et C) ou par les effets catalytiques des hautes pressions sur les transformations des interstratifiés. Les volcanites triasiques associés indiquent un faciès à pumpellyite-actinote.

Les nappes de type Szarvaskő-Mónosbél ont subi les mêmes transformations, quoiqu'un peu plus légères, que leur autochtone relatif. L'existence systématique des interstratifiés réguliers illite-smectite probablement reliques au sein d'un cortège argileux anchimétamorphique (fig. IV.8a, b, c) indiquerait une partie moins profonde de l'anchizone. Cette interprétation est soutenue par l'assemblage minéral des métavolcanites indiquant le faciès à prehnite-pumpellyite-quartz.

Comme le montrent P. Árkai (1983) et mes propres observations, l'évolution spatiale des degrés de transformations est la plus nette dans les secteurs NW et SW du massif du Bükk. On y constate une décroissance du degré de transformation vers les parties externes des affleurements paléo-mésozoïques. Ces changements touchent à la fois l'autochtone relatif et les nappes de type Szarvaskő-Mónosbél.

Si l'on reconstitue les courbures subies par le massif du Bükk grâce au système de décrochement de Darnó, on constate que les zones les plus faiblement métamorphiques se sont trouvées originellement dans la partie occidentale du massif.

Les raisons de cette décroissance du degré métamorphique peuvent être complexes. Une des causes plausibles serait l'épaisseur fortement inégale de l'édifice tectonique provoquant la surcharge et le métamorphisme.

Deux unités structurales sont à séparer nettement des deux précédentes : la nappe de Kisfennsík et l'unité de Darnó. Aucune des deux n'a subi les effets du métamorphisme régional, que l'on observe dans l'autochtone relatif bükkien et dans les nappes de Szarvaskő-Mónosbél.

La nappe de Kisfennsík comporte des calcaires non-recristallisés : son état diagénétique est en contraste avec le degré anchimétamorphique des "volcanites de Kisfennsík" (fig. IV.3, 4 et 6) et des calcaires à cherts de l'autochtone relatif (voir chap. II.D).

Les roches du mont Darnó n'ont subi qu'une transformation de degré diagénétique moyen à profond. La bonne cristallinité des illites provenant des radiolarites ladinien-nes s'expliquerait par un héritage sédimentaire (un phénomène similaire a été signalé en Grèce par F. Thiébault, comm. pers.). Les faciès à zéolites des roches basiques seraient le résultat d'une métagénèse ou d'une spilitisation. Les roches faiblement anchimétamorphiques de Sirok-Várhegy, appartiennent à la nappe de type Szarvaskő-Mónosbél (fig. IV.3, 4 et 5).

Le degré moins transformé des roches de la nappe de Kisfennsík et de l'unité de Darnó indique une position structurale élevée de ces unités dans l'édifice structural du NE de la Hongrie au moment du métamorphisme.

L'effet des écaillages tardifs semble minime sur le métamorphisme. P. Árkai a constaté la même chose, toutefois, il a indiqué des degrés métamorphiques plus élevés au Sud du charriage du Kisfennsík. Une maille d'échantillonnage plus serrée pourrait apporter une réponse à ce problème.

IV.G. CONCLUSIONS.

Sur le plan général, je reprendrai trois conclusions de P. Árkai (1983) très importantes du point de vue de la tectonique régionale.

L'ensemble du domaine bükkien (Szendrő, Uppony, l'autochtone relatif et les nappes de Szarvaskő-Mónosbél du Bükk) a subi un métamorphisme régional épi-à anchimétamorphique. Ce métamorphisme est d'âge alpin. Aucun fait ne milite en faveur de l'existence d'un dynamométamorphisme hercynien. Le faible métamorphisme alpin serait le seul qui aurait affecté ce domaine (Árkai, 1983).

L'âge approximatif de celui-ci peut être approché grâce à des mesures radio-métriques portant sur des volcanites d'âges réels divers (Árva-Sos et al., 1987 et Grecula, 1982) fournissant des âges en général de la base du Crétacé supérieur (85 m.a. - 95 m.a.).

Ce métamorphisme ne peut être expliqué par un enfouissement sédimentaire normal. Pour atteindre de tels degrés de transformation, il faudrait supposer une colonne lithostratigraphique épaisse de 6 à 14 km au-dessus de la série bükkienne, dont aucune trace n'existe. "Consequently, the Bükk mountains (at least its eastern part) can be interpreted as a tectonic window in its recent position" (Árkai, 1983). Tout le massif bükkien, y compris l'autochtone relatif et les nappes de Szarvaskő-Mónosbél (sauf la nappe de Kisfennsík) semble répondre à ce critère.

PARAMÈTRES	AUTOCHTONE RELATIF										NAPPES DE TYPE MONOSBÉL-SZARVASKÓ										DARNÓ (MELLÉTE)			MINÉRAUX				
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		Chlorite Pyrophyllite Paragonite Corrensite ISII Smectite Kaolinite Actinote Prehnite Pumpellyite Talc			
Schistes carbonifères																												
Calcaires permians à Nagyvisnyó																												
Schistes scythiens																												
Conglomérat de dolomies																												
Volcanites de Szentistvánhegy																												
anciennes volcanites du Bükk de l'Est																												
Schistes de Vesszős																												
Calcaires à cherts																												
Calcschistes de Vöröskő																												
Radiolarites rouges																												
Schistes ardoisiers de Lök																												
Schistes ardoisiers à Gallyatető																												
F. Tardos à l'Ouest																												
F. Tardos au centre																												
F. Tardos au Nord																												
Horizon d'Odvasbükk																												
Volcanites de Szarvaskó																												
F. Oldalvölgy à l'Ouest																												
F. Oldalvölgy au centre																												
F. Oldalvölgy à Sirok																												
Schistes noirs et rouges																												
Radiolarites																												
Volcanites basiques de Darnó																												
Max.	.25	.47	.2	.42	.23	.24	.33	.2	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.6	.45	
Min.	.29	.37	.32	.23	.24	.33	.33	.2	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.3	.47	.37	
Max.	.19	.34	.28					.2																				
Min.	15	3,5	21	3,2				15,2	20,5	19,5	17,7	21	5,3															
Max.	12		11,5					6,5	5,5	9,2	6,3																	
Min.	5,27	5,46	4,45					5,08																				
Max.	4,39	4,45						4,76																				
Min.																												
Max.																												
Min.																												

Mesures d'Árkai (1982)

Plus au Nord, dans les monts d'Aggtelek, on connaît un édifice structural permettant d'expliquer ces transformations métamorphiques (Grill *et al.*, 1984 ; Kovács et Árkai, 1986). Cet édifice est composé de haut en bas :

des nappes de Szilice, non métamorphiques ;

des fragments de l'unité de Melléte (équivalent de Darnó) - non métamorphiques à métamorphiques dans le faciès des schistes bleus ;

de l'unité de Torna épi-anchimétamorphique.

Je présenterai une comparaison plus approfondie de ces unités et zones paléogéographiques dans le chapitre suivant (chap. V.B, voir aussi chap. I.C)

D'importantes différences dans le degré métamorphique peuvent exister au sein du même niveau stratigraphique ou de la même unité (p. ex. Permien de Nagyvisnyó et Permien du flanc méridional de l'Anticlinal du Nord). La surcharge tectonique affectant tout le domaine bükkien était donc probablement inhomogène en ce qui concerne sa répartition spatiale (fig. IV.11).

D'après les indices minéralogiques et la concordance entre les degrés de métamorphisme et de déformation, la déformation (les déformations) synschisteuse(s) a été synchrone du métamorphisme (Árkai, 1973, 1983). A cause des difficultés de séparation des divers événements synschisteux et à cause d'une néoformation de minéraux très restreinte, on ne peut pas préciser d'avantage les relations entre les déformations et le métamorphisme. Les nappes de type Szarvaskő-Mónosbél ayant subi les effets régionaux de ce dynamométamorphisme, elles ont dû se mettre en place avant la base du Crétacé supérieur, l'âge radiométrique du métamorphisme. Puisque la mise en place de la nappe de Kisfennsík est probablement tertiaire, son arrivée n'explique pas le métamorphisme régional crétacé. La discussion de ce problème se trouve dans le chapitre suivant (chap. V.).

◀ Fig. IV.11 - Tableau récapitulatif des données sur le métamorphisme du massif du Bükk et du mont Darnó.

? : Minéraux en très faible quantité et de ce fait détermination imprécise.
IAG. : Indice d'aigu glycolé ; W.L. : Indice de Weaver ; P.R. : Pouvoir reflecteur.

Les chiffres gras sont les résultats de mes études, les chiffres fins sont pris de P. Árkai (1982).

CHAPITRE V. PALEOGEORAPHIE ET GEODYNAMIQUE

V.A. INTRODUCTION	p. 266
V.B. RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE	p. 267
1, Les équivalents des grandes unités du Bükk	p. 267
a, L'autochtone relatif	p. 267
b, Les nappes de type Monosbél-Szarvasko	p. 269
c, La nappe de Kisfennsik	p. 273
d, L'unité de Darno	p. 273
2, Les zones isopiques triasiques	p. 275
3, Les zones isopiques jurassiques	p. 278
V.C. EVOLUTION ANTE-CRETACE DE LA ZONE DE TORNA-BUKK	p. 278
1, Paléozoïque-Trias moyen	p. 278
2, Trias moyen-supérieur	p. 279
3, Jurassique	p. 279
a, Autochtone relatif	p. 279
b, Les nappes de type Monosbél-Szarvasko	p. 281
V.D. EVOLUTION POST-JURASSIQUE DE LA ZONE DE TORNA-BUKK	p. 281
1, Introduction	p. 281
2, Le charriage des nappes de type Monosbél-Szarvasko	p. 283
3, Le charriage de l'unité de Szilice	p. 283
4, Le contexte géodynamique de ces charriages	p. 284
5, Les phases d'érosion	p. 285
V.E. EVOLUTION TERTIAIRE	p. 286
1, Décrochements paléogènes	p. 286
2, Les effets des décrochements du Miocène inférieur	p. 287
3, Les événements du Miocène moyen-supérieur	p. 287

V.A. INTRODUCTION.

Ce chapitre va essayer d'aborder les aspects géologiques généraux concernant le massif du Bükk et les massifs associés. Je proposerai tout d'abord quelques réflexions quant aux affinités stratigraphiques et géologiques des unités majeures du Bükk et des formations du mont Darnó. D'après les données bibliographiques et mes propres observations, je présenterai un schéma palinspastique pour ces unités. Ensuite, j'évoquerai les événements les plus importants de l'évolution géologique du massif du Bükk à l'aide de quelques coupes palinspastiques schématiques.

Ce chapitre ne comprendra pas de paragraphe bibliographique, puisque j'ai résumé les connaissances acquises dans le chapitre d'introduction.

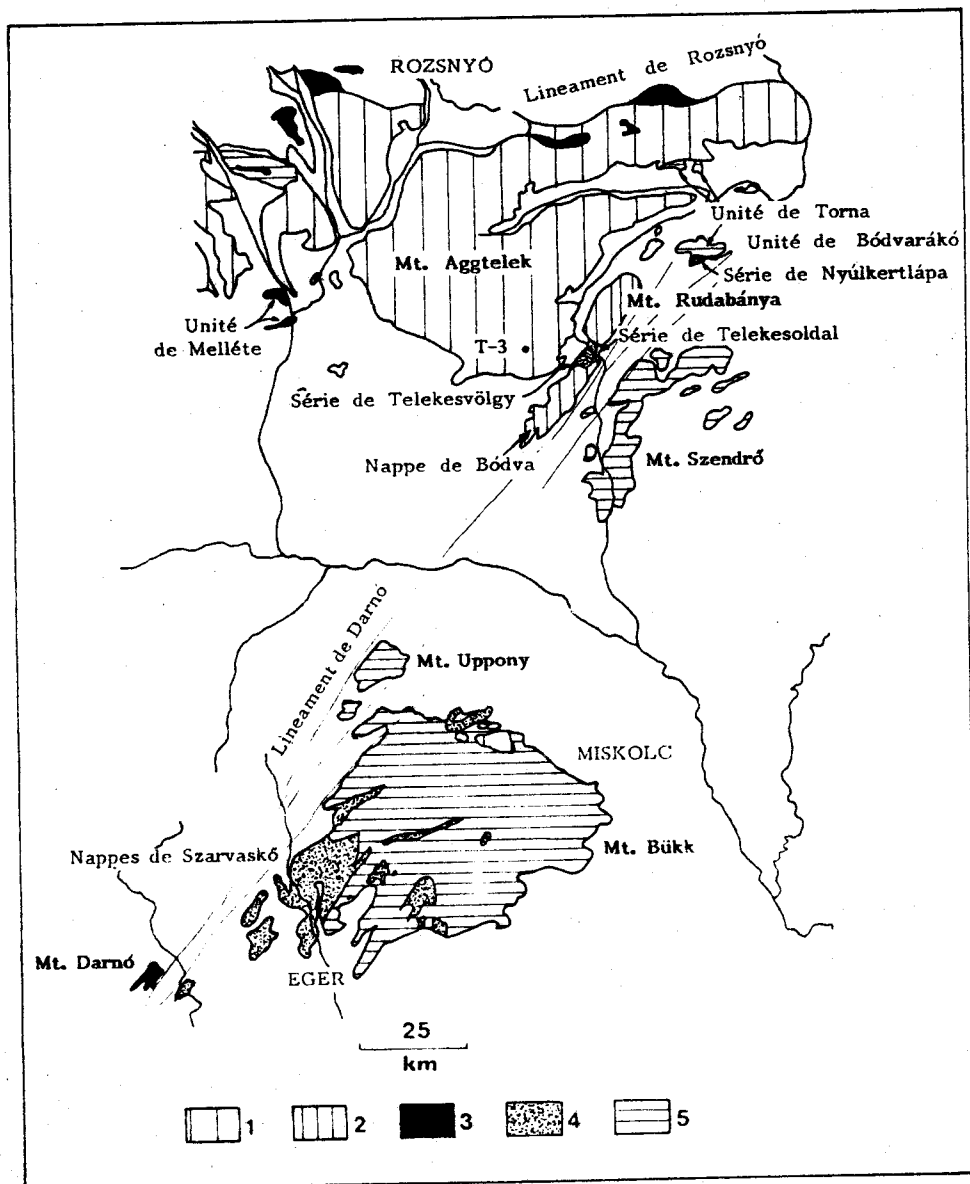


Fig.V.1 - Situation géographique actuelle des unités équivalents de celles du massif du Bükk.

1, Unité de Szilice 2, Faciès de Bódva et de Szőlőszárd (marge méridionale de Szilice au Trias) 3, Unité de Melléte 4, Unités de type Mónosbél-Szarvaskő 5, Unité de Torna-Bükk T-3 : sondage de Tornakápolna, où une épaisse série de croûte océanique triasique emballée dans des évaporites permiennees a été découverte.

V.A. RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE.

V.B.1. Les équivalents des grandes unités du Bükk.

En premier lieu, il est important d'élargir notre domaine de réflexion au-delà du massif du Bükk, en comparant les différentes unités structurales de ce massif à celles qui existent plus au Nord. Cette comparaison a pour but évidemment de faire ressortir les homologues stratigraphiques et géodynamiques pouvant exister entre les unités bükkiennes (autochtone relatif, nappes de type Szarvaskő-Mónosbél, nappe de Kisfennsík) et les unités plus septentrionales.

a. L'autochtone relatif.

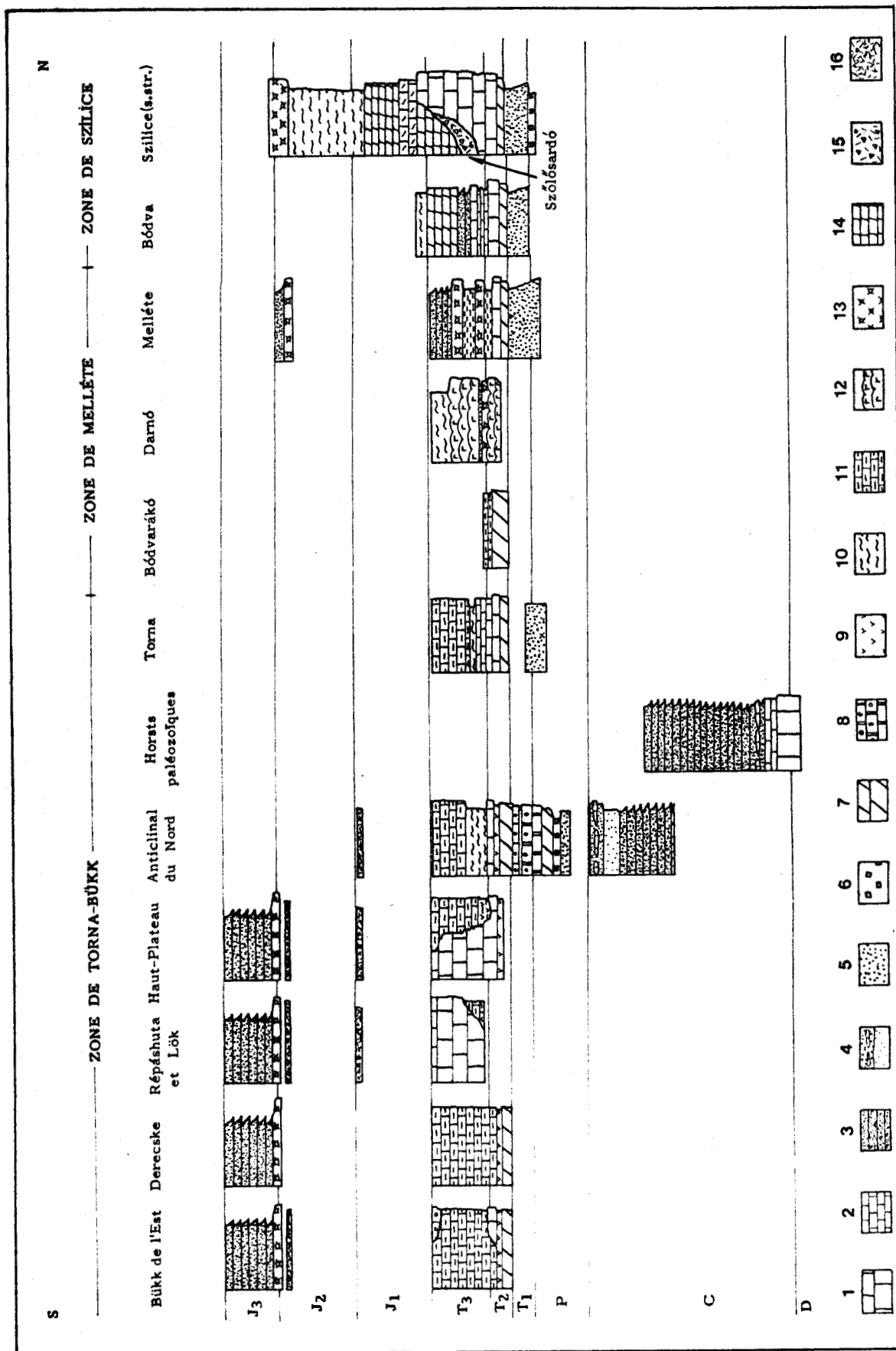
Plusieurs auteurs (Kovács, 1984, 1986 ; Balla, 1987) ont signalé les analogies existant entre l'unité de Torna et l'autochtone relatif du Bükk (fig. V.1).

Les deux unités présentent des faciès caractéristiques identiques dans le Trias (calcaires à cherts du Trias supérieur et schistes noirs dans le Carnien) (fig. V.2). Elles ont subi une évolution structurale similaire et des transformations métamorphiques comparables, anchi- et épizonales.

Une différence importante existe pourtant entre Torna et l'autochtone relatif du Bükk : c'est l'absence de volcanites ladiniennes dans le secteur de Torna (fig. V.2). On envisagera ce problème plus tard. On observe ainsi des différences en ce qui concerne les faciès du Permien supérieur - Trias inférieur. Le domaine de Torna se caractérise alors par des dépôts plutôt clastiques, tandis qu'au niveau du Bükk se déposent plutôt des carbonates. Ces différences suggèrent un éloignement des deux domaines paléogéographiques, appartenant à la même unité isopico-structurale.

Les affleurements paléozoïques des monts d'Uppony et de Szendrő peuvent également être assimilés au parautochtone bükkien. Ils sont métamorphiques, ils se caractérisent par une histoire structurale pratiquement identique à celle du parautochtone du Bükk. Ils n'ont pas subi de métamorphisme et de structuration d'âge hercynien (fig. V.2 et fig. I.10) se différenciant par là des roches paléozoïques de Gömör.

On ne peut pas donner d'estimation pour le taux de raccourcissement de l'unité de Torna-Bükk. Elle a certainement été affectée par des charriages internes importants au cours du Tertiaire. Cette unité occupait donc un domaine paléogéographique beaucoup plus vaste que la superficie actuelle des affleurements.



1, Faciès de calcaires de plate-forme 2, Faciès de calcaires pélagiques
 3, Faciès de turbidite distale 4, Faciès de grès marin peu profond 5,
 Faciès de grès continental ou lagunaire 6, Faciès évaporitique 7, Faciès
 de dolomie néritique 8, Faciès de calcaires à ooides 9, Volcanites
 10, Marnes pélagiques 11, Calcaires pélagiques à cherts 12, Basaltes
 en coussins 13, Radiolarites 14, Calcaires pélagiques noduleux 15, Brèche
 de pente calcaire 16, Calcaires et marnes à olistostromes

Fig.V.2 - Zones de faciès paléozoïques à jurassiques des unités de Torna-Bükk, Melléte et Szilice.
 Les zones de faciès des unités de Melléte et de Szilice sont reconstituées d'après S. Kovács (1984), J. Grill et al. (1984), et S. Kovács et Gy. Less (1987).

b. Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő présentent des caractéristiques tectono-métamorphiques semblables à celles de l'autochtone relatif, mais elles ont une lithostratigraphie totalement différente. On va donc examiner les séries faiblement métamorphiques jurassiques, se trouvant dans les monts d'Aggtelek-Rudabánya.

Trois séries ou unités ont été définies dans deux localités (fig. V.1 et 3) par des chercheurs travaillant dans la région : celles de Telekesvölgy, Telekesoldal, Nyúlkertlápa (Grill et al., 1984 ; Grill, 1987 ; Less et Kovács, 1987).

La série de Telekesvölgy.

La série de Telekesvölgy (fig. V.3) chevauche les roches triasiques de la nappe de Bódva, cette dernière faisant partie de l'unité de Szilice (chapitre I.6.). Elle se compose de marnes rouges ou vertes, noriennes à réthiennes, avec quelques olistolites calcaires, suivies de marnes siliceuses à éléments remaniés et à faune pélagique remaniée d'âge liasique. Puis viennent des schistes noirs à niveaux de calcaires allodapiques, à débris de radiolarites du Dogger et à lentilles de calcaires anisiens-noriens.

Les roches appartenant à cette série sont déformées, faiblement schistosées, mais leur transformation post-sédimentaire n'atteint pas le degré anchizonal.

La série de Telekesoldal.

La série de Telekesoldal, par opposition à la précédente, est nettement schistosée et son degré de transformation atteint le début de l'anchizone. Selon J. Grill (1987), elle viendrait stratigraphiquement au-dessus de la série triasico-liasique de la nappe de Bódva, et pourrait être assimilée de ce fait à l'unité de Szilice. Selon le travail et la carte de J. Grill (1987), la série de Telekesoldal aurait un pendage uniforme. Or mes observations de terrain permettent d'établir qu'au moins une partie des affleurements se situe sur le flanc inverse d'un pli synschisteux, donc en position stratigraphique renversée, ce qui semble en accord avec les datations paléontologiques. En outre, la série de Telekesoldal paraît plus transformée et plus déformée que son substratum stratigraphique supposé de Bódva.

En admettant mon interprétation quant à sa position inverse, la série de Telekesoldal comprendrait donc à sa base une épaisse masse de schistes noirs avec beaucoup d'olistolites de natures différentes. Les blocs noyés dans les schistes se composent de calcaires micritiques anisiens à rhétiens, de conglomérats, de schistes, de cherts, de porphyres quartzieuses et de basaltes. Rappelons-nous, que dans la klippe de Köves-tető, (chap. II.C) à la base de la formation de Tardos, on a trouvé des horizons conglomératiques contenant des galets de volcanites et de cherts et de grands blocs de calcaires micritiques liasiques (horizon de Jómarci ; fig. II. 24).

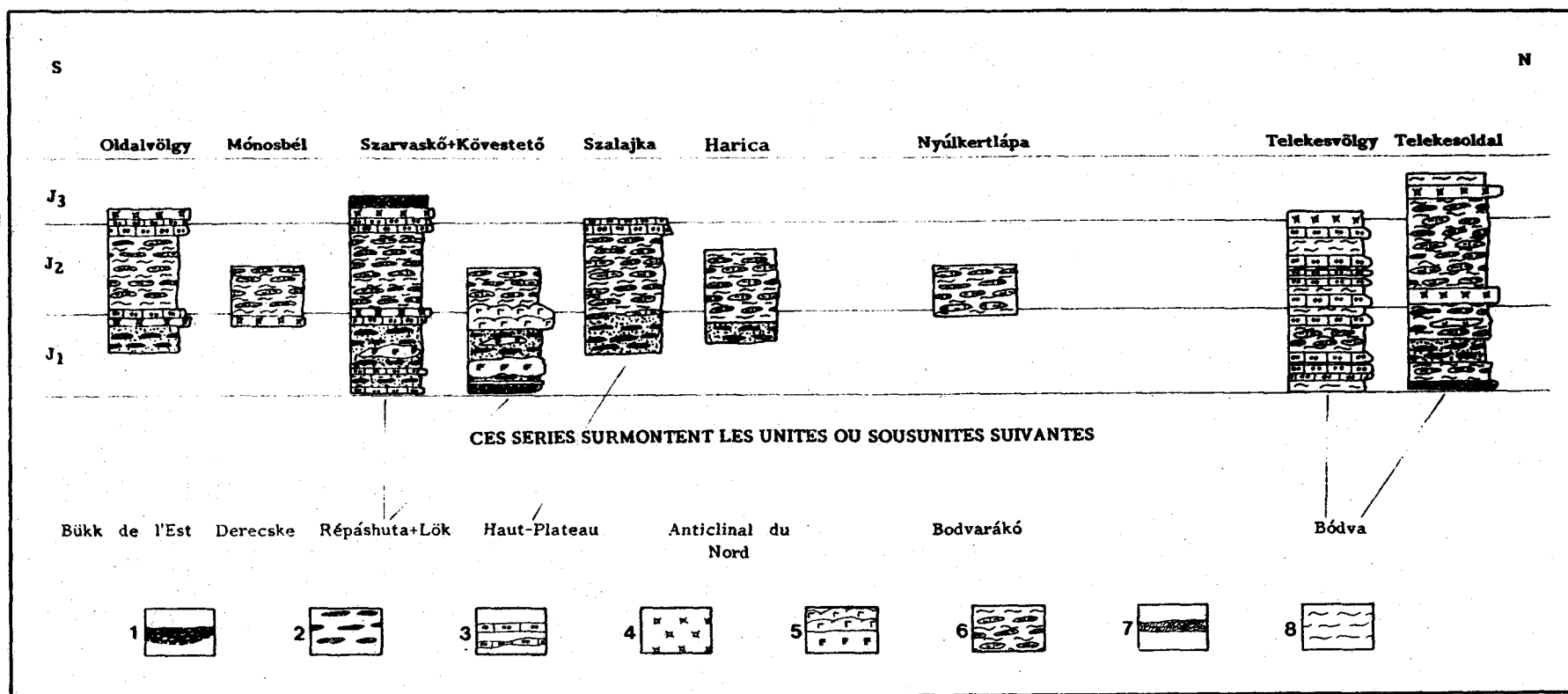


Fig.V.3 - Zones de faciès et séries correspondantes à celles des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (dans l'agencement géographique actuel).

1, Conglomérats polymictes 2, Schistes à olistolithes de grès 3, Calcaires allodapiques 4, Radiolarites 5, Roches basiques 6, Schistes à olistolithes calcaires 7, Olistostrome calcaire 8, marnes pélagiques

Ces schistes conglomératiques sont suivis par des schistes à lentilles gréseuses, qui sont sur le terrain identiques à ceux de la formation de Tardos. En plus des blocs de grès, on y trouve des morceaux de radiolarites. Il n'y a pas de fossiles datés à ce niveau.

Le membre suivant de la série débute par un niveau de radiolarite, daté par H. Kozur du Bajocien, suivi par des marnes siliceuses et des radiolarites. Quelques corps de porphyre quartzeux s'intercalent dans la partie basale de ce membre. D'après J. Grill (1987), ces roches volcaniques sont in situ. Ses arguments sont fortement contestés. Je crois que l'état présent des affleurements ne permet pas de décider s'il s'agit vraiment d'un volcanisme jurassique ou de blocs remaniés de volcanites triasiques remaniées. Je remarque seulement que dans le Bükk, un niveau de volcanites (essentiellement des tufs) acides remaniées s'observe à la limite des formations de Tardos et Oldalvölgy (horizon d'Odvasbükk, dont l'âge présumé est liasique sommital). Là non plus on ne peut pas décider de l'âge exact des volcanites.

Les schistes de ce membre contiennent des bancs et lentilles de calcaires, de calcaires à cherts, des lentilles de radiolarites et quelques passées tuffacées (remaniées ?). De nombreuses traces de glissements synsédimentaires peuvent s'y observer. Ces schistes peuvent très bien être l'équivalent de la formation d'Oldalvölgy, dans les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (chap. II.C).

La série de Nyúlkertlápa.

Dans la troisième localité on peut observer des schistes faiblement métamorphiques dans une situation tectonique complexe. Ils surmontent un "parautochtone" composé de dolomies noires anisiennes, de calcaires pélagiques et de radiolarites d'âge ladinien. Cet autochtone relatif est assimilé soit à la nappe de Bódva (donc à Szilice) soit plutôt à l'unité de Melléte.

Les schistes de Nyúlkertlápa se situant au-dessus de cet "autochtone relatif" sont à leur tour chevauchés par un mélange d'évaporites permienes appartenant à la semelle de l'unité de Szilice. Ce mélange contient des roches basiques qui sont des fragments arrachés à l'unité de Melléte (annexe A.6).

Le degré de transformation de la série est diagénétique à anchimétamorphique. Dans la meilleure coupe de la région le contact entre l'"autochtone relatif" de Bódvarákó et les schistes en question n'affleure pas, ainsi on ne peut savoir si ce contact est sédimentaire ou tectonique.

Les schistes de Nyúlkertlápa sont lithologiquement identiques à ceux de la formation d'Oldalvölgy des nappes de type Szarvaskő-Mónosbél.

En résumé, on trouve des séries assimilables à celles des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő dans les monts de Rudabánya, généralement en position structurale élevée sur diverses autres unités. Elles reposent ici sur la nappe de Bódva, c'est-à-dire sur la partie paléogéographiquement la plus méridionale de l'unité de Szilice (Kovács, 1984 ; Grill et al., 1984 ; Árkai et Kovács, 1986, chapitre I.6). A la différence de ce que l'on observe dans le Bükk, ces nappes n'ont pas été déformées avec leur autochtone relatif présent, mais avant leur mise en place.

Leur situation actuelle peut être due aux écaillages et chevauchements causés par l'avancée de la nappe de Szilice, ou encore aux effets compressifs tertiaires induits par le fonctionnement du décrochement de Darnó. Ce dernier a pu en effet causer de sérieuses perturbations dans l'édifice tectonique originel (Grill et al., 1984).

Les bases des séries assimilées à l'unité Szarvaskő-Mónosbél commencent toutes au Jurassique. A l'exception de Nyúlkertlápá on ne connaît nulle part leur substrat sédimentaire. Jusqu'à présent personne n'a observé de trace indiquant le sens de déplacement de ces nappes.

On ne peut pas en effet extrapoler simplement la vergence sud des structures du Bükk à ces mouvements. Ces déformations synschisteuses (à vergence sud) affectent l'autochtone relatif et les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (cf. chap. III.C). Ces structurations D₂ sont synmétamorphiques (cf. chap. IV.D), elles sont donc nées après la mise en place des nappes de Mónosbél-Szarvaskő, au cours de l'enfouissement tectonique. L'ensemble de Torna-Bükk et les nappes de Mónosbél-Szarvaskő ont été donc surmontés par une masse importante, responsable de la surcharge tectonique, correspondant à la nappe de Szilice (cf. infra). Evidemment, si tous ces événements se sont déroulés de manière continue, on peut alors admettre une vergence commune et unique vers le Sud.

L'analyse des niveaux resédimentés, abondants dans les formations de ces nappes, ne nous aide pas beaucoup. Une partie des olistolites calcaires provenait peut-être de l'unité de Szilice (notamment dans l'affleurement de Telekesoldal et dans l'horizon de Jómarci) mais la plupart des corps allochtones sont inconnus dans le contexte géologique actuel. Certains débris (tels les volcanites acides, ou les calcaires pélagiques du Trias supérieur ont pu se détacher de l'unité de Torna-Bükk, mais les arguments vraiment convaincants font défaut.

Les volcanites de Szarvaskő ne sont pas des ophiolites typiques : elles indiquent plutôt la formation d'un bassin sur croûte continentale amincie. Néanmoins elles ont pu se former dans la zone para-océanique de l'unité de Melléte.

Du point de vue géodynamique, le plus simple serait de faire venir les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő du bassin océanique de Melléte. Malheureusement les preuves manquent.

c) La nappe de Kisfennsík.

Pour ce qui concerne son affinité paléogéographique, la masse des calcaires de Kisfennsík prête à discussions. Tout dépend de l'interprétation des "volcanites" sous-jacentes : si ces dernières appartiennent - comme je le propose - à l'autochtone relatif, la nappe de calcaires du Trias supérieur peut être corrélée avec celle de Szilice. Sinon, cette masse devrait appartenir au domaine bükkien, puisque le volcanisme triasique est inconnu dans l'unité de Szilice (voir discussion du chapitre II.D.).

La première hypothèse permet d'expliquer plus aisément :

- la nature non métamorphique ;
- la position supérieure ;
- la mise en place tardive de la nappe de Kisfennsík.

Les calcaires noriens de Kisfennsík ont un faciès de plate-forme à Megalodontidés. Ce faciès se retrouve dans la zone paléogéographique de Darnó de l'unité de Szilice. Cette zone se situe bien à l'intérieur de l'unité et ne fait pas partie des nappes frontales (de Bódva, Szólosardó) de celle-ci. Ce fait indiquerait un décollement ou des charriages au sein même de l'unité de Szilice.

d) L'unité de Darnó.

On a constaté lors des chapitres précédents, que les affleurements du mont Darnó ne font pas partie du massif du Bükk : ils n'appartiennent ni à l'autochtone relatif, ni aux nappes de type Szarvaskő-Mónosbél. La grande majorité des auteurs (voir chap. I. 5 et chap. II.E) rattache ces roches à l'unité de Melléte, issue d'un bassin océanique triasique-jurassique. S. Kovács (1984), J. Grill et al. (1984), S. Kovács et Gy. Less (1987) distinguent plusieurs sous-zones de faciès au sein de cette zone paléogéographique. Celle possédant une croûte océanique franche avec des radiolarites et sédiments bathiaux datant du Trias moyen-supérieur tire son nom du mont Darnó.

La plupart des fragments de la croûte océanique se trouvent dans les cargneules à la base de l'unité de Szilice (nappe de Komjáti de Grill et al., 1984). Quelques autres fragments se trouvent également sur le Paléozoïque de Gömör, mais toujours sous la surface de charriage de Szilice (fig. V.3).

Certains de ces fragments de croûte océanique sont transformés dans le faciès des schistes bleus. La présence de ces derniers notamment dans le linéament de Rozsnyó (fig. V.4) conduit D. Hovorka (1979) et S. Bajanik et P. Reichwalder (1979) à interpréter ce dernier comme une suture ou la cicatrice d'une zone de subduction. D'après la coupe de J. Mello et P. Reichwalder (1979) ce linéament serait plutôt un couloir de décrochement relativement récent (tertiaire ?).

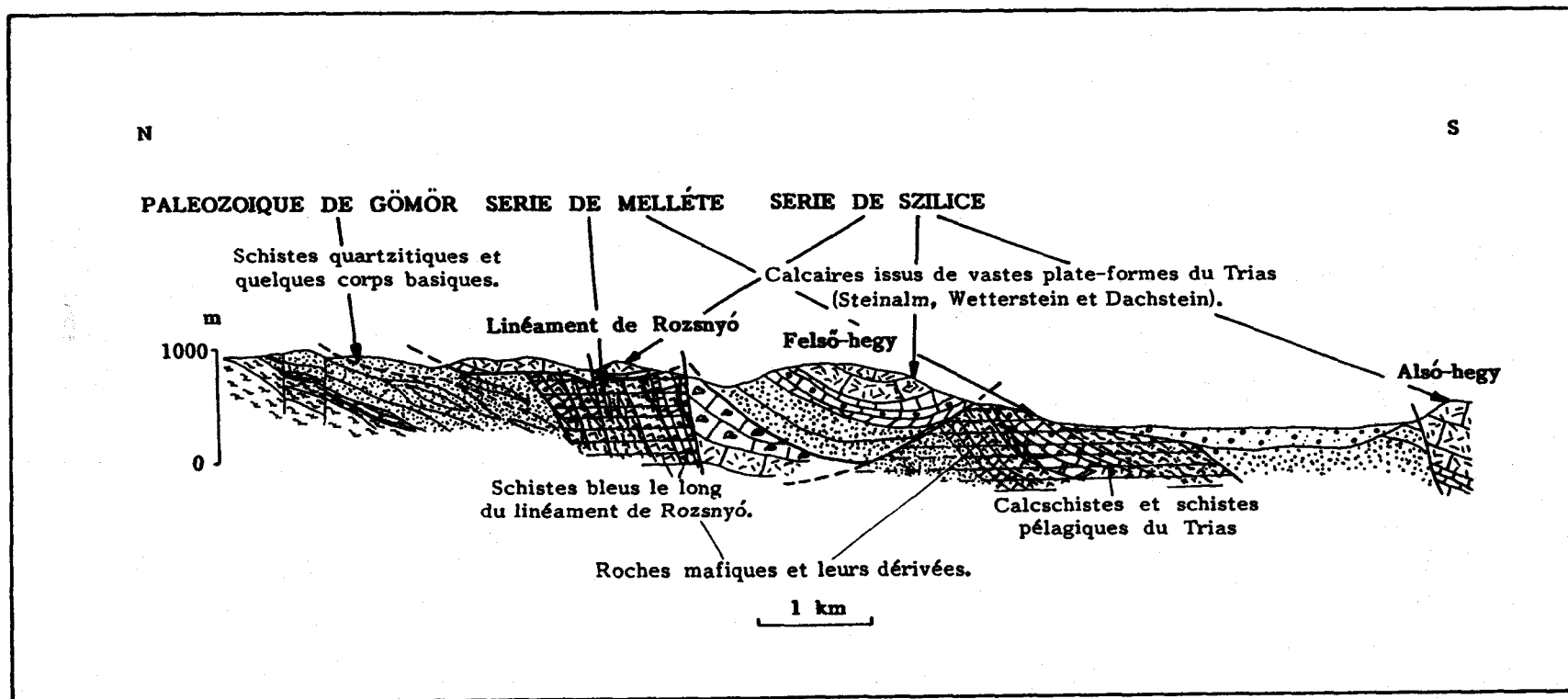


Fig.V.4 - Coupe générale à travers les monts d'Aggtelek d'après J. Mello et P. Reichwalder (1979)
 L'unité de Szilice est scindée en écailles (ou nappes). Le linéament de Rozsnyó, qui semble recouper l'édifice tectonique, est très redressé.

V.B.2. Les zones isopiques triasiques.

D'après l'étude faciologique et paléogéographique de S. Kovács (1984), et de J. Grill *et al.* (1984), on distinguerait trois domaines paléogéographiques majeurs au cours du Trias moyen-supérieur. Ce sont du Nord au Sud (fig. V.5) :

- la zone de Szilice
- la zone de Melléte
- la zone de Torna-Bükk

Selon ces auteurs, la zone de Szilice correspond à une marge passive de plus en plus profonde vers le Sud qui passe aux zones de faciès développées sur une croûte continentale amincie ou sur une croûte océanique de la zone de Melléte. Les auteurs précités admettent l'existence d'une marge similaire et de polarité opposée au Sud de l'océan de Melléte, qui serait la zone de Torna-Bükk (Kovács, 1984 ; fig. V.5).

Dans la zone de Torna-Bükk, on observe une différenciation paléogéographique très nette au cours de l'Anisien-Ladinien avec un volcanisme intense. La même période témoigne de la naissance d'une croûte océanique dans la zone de Melléte. Le morcellement de la plate-forme carbonatée originelle se poursuit au cours du Trias supérieur, pendant lequel se développent deux zones subsidentes (Torna-Anticlinal du Nord et Bükk de l'Est) au Nord et au Sud des vestiges de cette plate-forme (Haut-Plateau et Repáshuta).

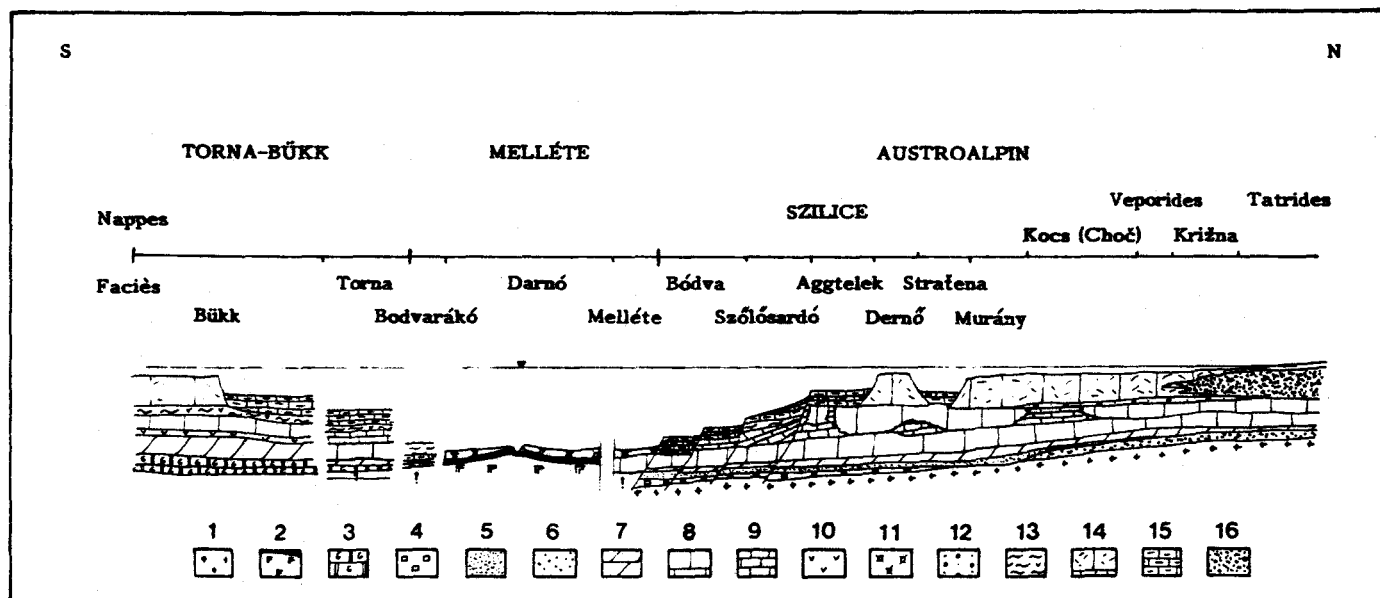


Fig.V.5 - Coupe palinspastique triasique du NE de la Hongrie d'après S. Kovács (1984). Sans échelle.

- 1, croûte continentale ; 2, croûte océanique ; 3, calcaire permien supérieur ;
- 4, évaporites permien supérieur ; 5, grès marins scythiens ; 6, Scythien continental ; 7, formation de Gutenstein (dolomies anisiennes) ; 8, faciès de plate-forme du Trias moyen ; 9, faciès de bassin du Trias moyen ;
- 10, volcanites non-ophiolitiques triasiques ; 11, radiolarites triasiques ; 12, grès carniens ; 13, argillites et marnes carniennes ; 14, faciès de plate-forme du Trias supérieur ; 15, faciès de bassin du trias supérieur ;
- 16, Keuper carpathien

Puisque cette plate-forme centrale du Bükk est entouré symétriquement par deux bassins dès le Ladinien, je serais beaucoup moins affirmatif en ce qui concerne la position centrale (entre Szilice et Torna-Bükk) de l'océan de Melléte. En effet, le bassin central séparant Szilice et Torna-Bükk ne devait pas obligatoirement avoir une croûte océanique ; celle-ci pouvait bien se former au Sud du Bükk. Cet avertissement a une conséquence importante : il faut envisager un dispositif triasique autre que celui admis actuellement (fig. V.6).

Le dispositif actuel des unités structurales correspondantes (à savoir Szilice et Gömör au Nord, Melléte au centre et Torna-Bükk au Sud) résulte des charriages d'âge crétacé inférieur à supérieur, et a été scellé au Crétacé supérieur. Or, il existe des observations indiquant que cette situation paléogéographique ne peut être directement transposée au Trias.

Quelques grands décrochements (en gros dirigés E-W) ont très probablement joué un rôle important avant le Crétacé supérieur. Lors d'un exposé, Č. Tomek a confirmé, que la croûte sous Gömör est fondamentalement différente de celle des Tatrides plus au Nord, et que le contact de ces microblocs se fait le long d'une zone verticale E-W. Mes observations le long de ce linéament appelé de Lébény-Margitfalva suggèrent que cet accident est un décrochement majeur. L'existence de tels décrochements interdit d'extrapoler les positions relatives actuelles des unités isopico-structurales aux périodes anté-crétacées. Une étude approfondie de cette zone serait nécessaire pour en dire davantage ; je veux simplement mettre le lecteur en garde contre une transposition hâtive de la position actuelle des unités à celle qu'elles occupaient dans le passé. Plusieurs solutions sont proposées sur la figure V.6.

Fig. V.6 - Situations géodynamiques possibles des zones de Torna-Bükk, Melléte, Gömör et Szilice au cours du Trias et du Jurassique.

A, Coupes

a, Situation actuelle proposée. L'édifice tectonique crétacé serait découpé par des failles à forte composante coulissante : par le linéament de Lébény-Margitfalva (Lubeňik-Margečahy) au Nord et le linéament de Rozsnyó (Rožnava) au Sud. Ces accidents semblent tertiaires, mais peuvent être des failles ou décrochements mesozoïques hérités.

b, Reconstitution palinspastique d'après S. Kovács, modifiée (à comparer avec la figure V.5). Selon ce modèle l'océan se situerait entre les zones de Torna-Bükk et de Szilice.

c, Reconstitution plaçant l'océan de Melléte au Sud du Bükk (J. Dercourt et L.-E. Ricou, comm. pers.). Selon cette hypothèse, le bassin entre Torna-Bükk et Szilice-Gömör serait un domaine de dépôt pélagique à croûte continentale amincie.

d, Reconstitution faisant appel à des décrochements crétacés. Selon cette hypothèse, on aurait deux segments juxtaposés au Trias et ammenés sur le même méridien ("en face") par des coulissages crétacés. Ces deux segments comprendraient tous deux un passage de domaines continentaux vers l'océan de Melléte vers le Sud, avec un bassin de croûte continentale légèrement amincie sous le domaine de bassin de Torna.

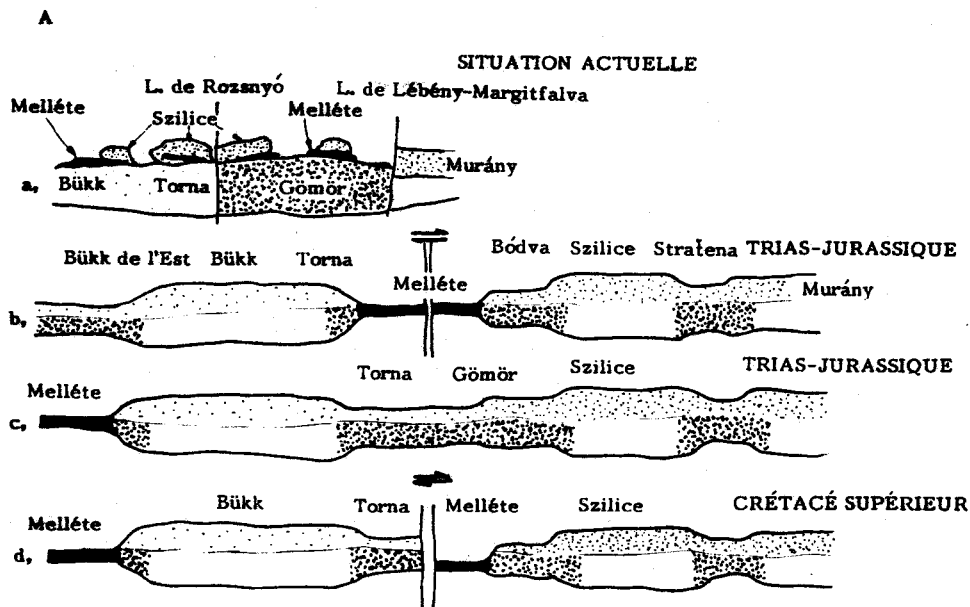
B, Schémas de la disposition cartographique des zones paléogéographiques

e, Situation juste avant le charriage de Szilice vers le Sud, au Turonien, construite en tenant compte de l'hypothèse d. Les zones sont ammenées sur le même méridien par des décrochements dextres selon les accidents de Lébény-Margitfalva (Lubeňik-Margečahy) et de Rozsnyó (Rožnava).
f, Situation cartographique proposée pour les zones paléogéographiques en question pour le jurassique supérieur. La construction a été faite en vue de l'hypothèse d.

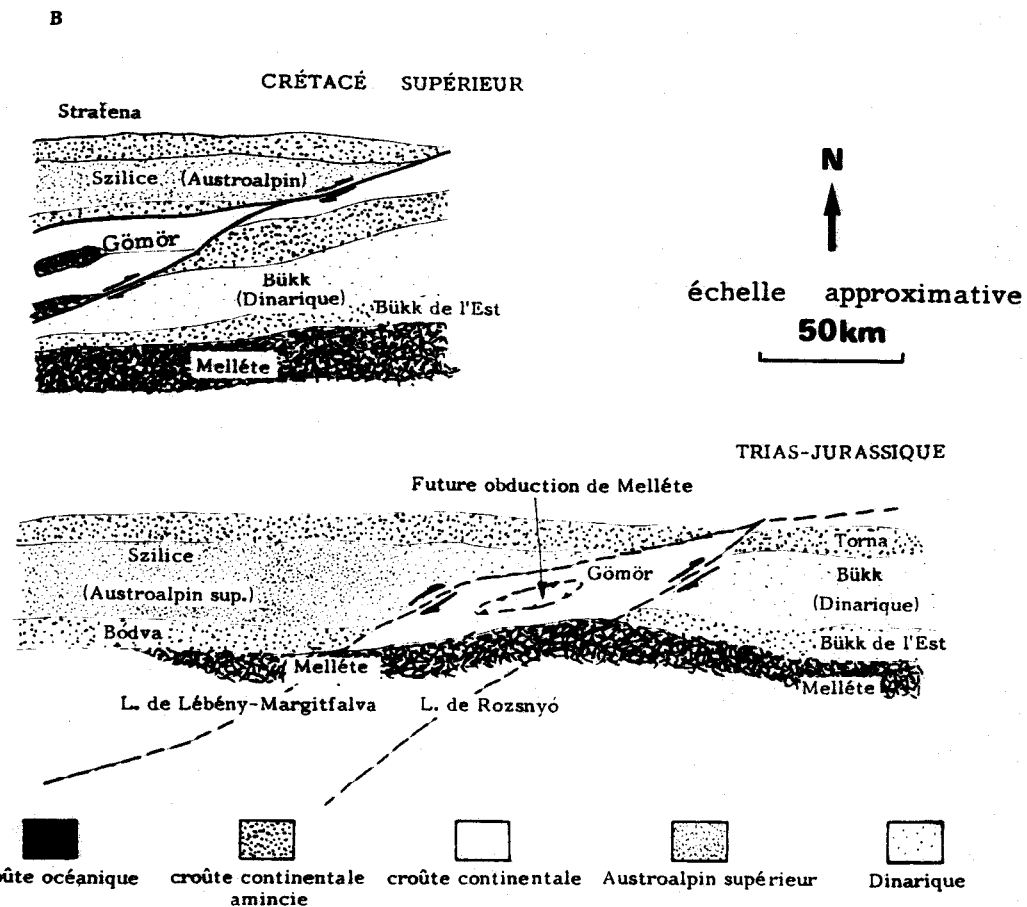
S

N

COUPES



CARTES



Le passage précédent montre donc, qu'il n'est pas certain du tout, que l'océan de Melléte était entre Szilice et Bükk au cours du Trias. Mais l'on doit préciser, que la zone de Szilice correspondait à une marge subsidente vers le Sud au cours du Trias, et que la zone de Torna-Bükk correspondait à une zone paléogéographique subsidente vers le Nord, mais aussi vers le Sud. Puisqu'on n'observe pas de transition dans les secteurs océaniques proprement dits, les trois hypothèses de la fig. V.6 sont possibles. Pour ma part je favorise la troisième solution, l'océan de Melléte se répétant par un décrochement crétacé.

V.B.3. Les zones isopiques jurassiques.

Quoique les données concernant le Jurassique soient beaucoup plus restreintes, on retrouve les trois zones paléogéographiques majeures préexistantes.

Au Nord, dans la zone de Szilice, on observe une sédimentation pélagique-hémipélagique nord-alpine classique (chap. I.C.6). Les faciès les plus importants sont l'ammonitico-rosso, les radiolarites oxfordiennes et les carbonates néritiques au Tithonique.

Si l'on admet l'appartenance des séries de type Mónosbel-Szarvaskő à la zone de Melléte, leur stratigraphie indique une sédimentation dominée par l'instabilité gravitaire contrastant avec la sédimentation peu perturbée de la zone de Szilice.

Dans la zone de Torna-Bükk, après une ultime différenciation au cours du Lias et du Dogger, correspondant probablement à la fin du rifting, la sédimentation s'homogénéise avec le dépôt de schistes fins à rares niveaux resédimentés. Cette sédimentation détritique est l'indice d'une instabilité tectono-orogénique dans les zones adjacentes, et de ce fait cette zone se rattacherait plutôt à la zone de Mónosbél-Szarvaskő.

Le même problème concernant la position respective de ces unités se pose aussi dans le Jurassique. Les solutions restent les mêmes, que pour le Trias.

V.C. EVOLUTION ANTE-CRETACEE DE LA ZONE DE TORNA-BÜKK.

V.C.1. Paléozoïque-Trias moyen.

Les étapes les plus importantes de l'évolution géologique au cours du Paléozoïque furent l'installation puis le morcellement d'une plate-forme carbonatée au cours du Dévonien inférieur et moyen. Les faciès de plate-forme se développent à nouveau au cours du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (Péro et Kovács, 1986). Cette plate-forme est envahie par une sédimentation de type flysch au cours du Carbonifère supérieur.

On ne constate ni tectogenèse, ni métamorphisme hercyniens dans l'unité de Torna-Bükk (Péro et Kovács, 1986 ; Árkai, 1983).

Une lacune s'observe malgré tout à la base du Permien. Durant le Permien une vaste plate-forme continentale se met en place, avec une sédimentation marine peu profonde, allant de grès rouges et d'évaporites lagunaires à des calcaires fossilifères subtidaux.

Le même dispositif général se maintient jusqu'à l'Anisien. Durant cette période, il se dépose sur l'ensemble de la zone de Torna-Bükk une épaisse série néritique dolomitique, et parfois calcaire.

V.C.2. Trias moyen et supérieur.

Au cours du Trias moyen-supérieur, la vaste plate-forme née au cours de l'Anisien se morcèle. Ce rifting aniso-ladinien a donné naissance au bassin océanique de Melléte et à ses marges. Au sein de la zone de Torna-Bükk apparaissent des zones subsidentes séparant des plates-formes résiduelles par suite du jeu des grandes failles normales probablement listriques (fig. V.7a). Ce rifting est associé à un volcanisme bimodal dans les secteurs méridionaux de la zone de Torna-Bükk.

On observe un volcanisme tout à fait analogue dans les Alpes méridionales qui pourrait être lié selon certains auteurs à une subduction intracontinentale (Castellarin *et al.*, 1980) ou à la genèse de bassins en transtension (Doglioni, 1987). Selon d'autres auteurs travaillant dans les Dinarides, il serait plutôt lié à une subduction éphémère vers l'Ouest d'une partie de l'océan hypothétique appelé Paléothétys (Bebien *et al.*, 1975 ; Bernouilli et Hsü, 1978).

La différenciation précitée s'est poursuivie durant le Carnien (fig. V.7b) et le Norien-Rhétien (fig. V.7c) quand s'est produit un développement progressif des bassins subsidents aux dépens des plates-formes résiduelles. C'est ainsi que s'installent les bassins de l'Anticlinal du Nord, du Bükk de l'Est, et de Hollósetető autour des plates-formes du Haut Plateau et de Répáshuta. L'activité volcanique semble plus modérée et à chimisme plus basique que lors du paroxysme de l'Aniso-Ladinien.

V.C.3. Jurassique.

a, Autochtone relatif

Au Jurassique inférieur et moyen (fig. V.7d) il y a eu absence de dépôt ou érosion dans la zone de Torna-Bükk. Il est fort probable que la phase distensive s'est poursuivie à cette époque, provoquant des instabilités gravitaires locales. Je citerai comme argument le grand nombre de formations et de corps rocheux resédimentés (chap. II.B.).

Au cours du Jurassique supérieur (fig. V.7e) un niveau de radiolarites a recouvert de manière uniforme les diverses zones de faciès triasiques. Malgré la présence d'olistolites dans les radiolarites, celles-ci annonceraient la fin du rifting. La discordance à leur base (chap. III.B.2) pourrait en effet correspondre à une discordance de "break-up".

Au Jurassique supérieur, une série détritique très fine succède aux radiolarites (fig. V.7e). Seuls quelques niveaux bréchiques ou conglomératiques s'intercalent dans les dépôts de ces turbidites distales.

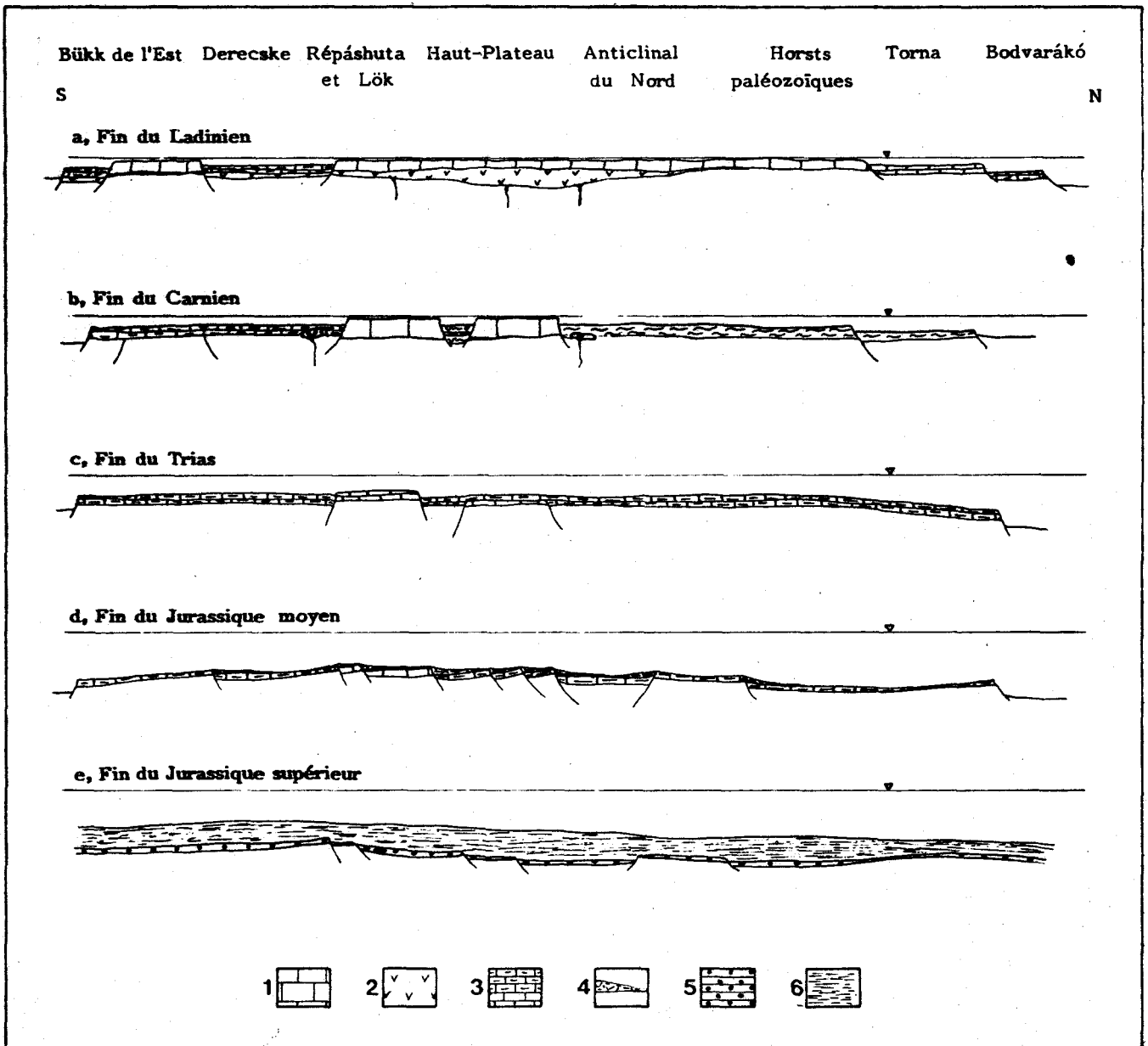


Fig.V.6 - Coupes palinspastiques de la zone de Torna-Bükk pour le Trias et le Jurassique.
 1, sédiments carbonatés néritiques 2, volcanites 3, sédiments calcaires pélagiques 4, olistostromes calcaires 5, radiolarites 6, schistes flyschoides

b, La série de type Mónosbél-Szarvaskő.

Pendant le Jurassique, probablement dans la zone de l'océan de Melléte (ou dans un autre bassin de type arrière-arc) se sont déposés les sédiments des futures nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

Les volcanites basiques abondantes indiquent un régime tectonique distensif au cours du Jurassique inférieur-moyen. L'absence de vésicules dans les laves serait l'indice d'une assez grande profondeur du bassin.

Les roches sédimentaires sont pour la plupart détritiques et resédimentées au cours de tout le Jurassique. Les nombreux niveaux de calcaires allodapiques et la variété des roches remaniées attestent de l'instabilité tectonique de leur milieu de dépôt.

Pour l'instant rien ne permet de dire si les formations jurassiques supérieures fortement remaniées des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő passaient latéralement aux schistes fins déposés sur la zone de Torna-Bükk c'est à dire sur l'autochtone relatif. Leur seul composant commun serait la brèche de radiolarites du Dogger, beaucoup plus épaisse dans la série de Mónosbél-Szarvaskő que dans celle de l'autochtone relatif.

V.D. EVOLUTION POST-JURASSIQUE.

V.D.1. Introduction.

Faute de sédiments datés plus récents que le Jurassique supérieur et en raison de l'absence d'une couverture post-tectonique d'âge crétacé inférieur, cette partie de l'évolution géologique du massif du Bükk reste assez hypothétique. On peut quand même donner les grands traits de l'histoire géologique du massif à cette époque-là.

Après le Jurassique supérieur et avant le Sénonien, deux événements tectoniques se sont déroulés dans le massif :

- l'arrivée des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (fig. V.8a)
- le métamorphisme associé à la déformation synschisteuse de l'autochtone relatif de Torna-Bükk et des nappes de Mónosbél-Szarvaskő (fig. V.8b), provoqués par une importante surcharge épaisse de plusieurs kilomètres.

On ne trouve aucun indice de l'éventuelle existence d'une série stratigraphique crétacée sur les assises jurassiques de l'autochtone relatif et des nappes de

Mónosbél-Szarvaskő, donc cette surcharge devait être de nature tectonique. Puisque toutes les structures synmétamorphiques et synschisteuses ont une vergence sud, cette surcharge tectonique devait se déplacer du Nord vers le Sud. Dans le contexte géologique actuel, seul un complexe de nappes épaisses, l'unité de Szilice pourrait former cette surcharge tectonique nécessaire (fig. V.8b).

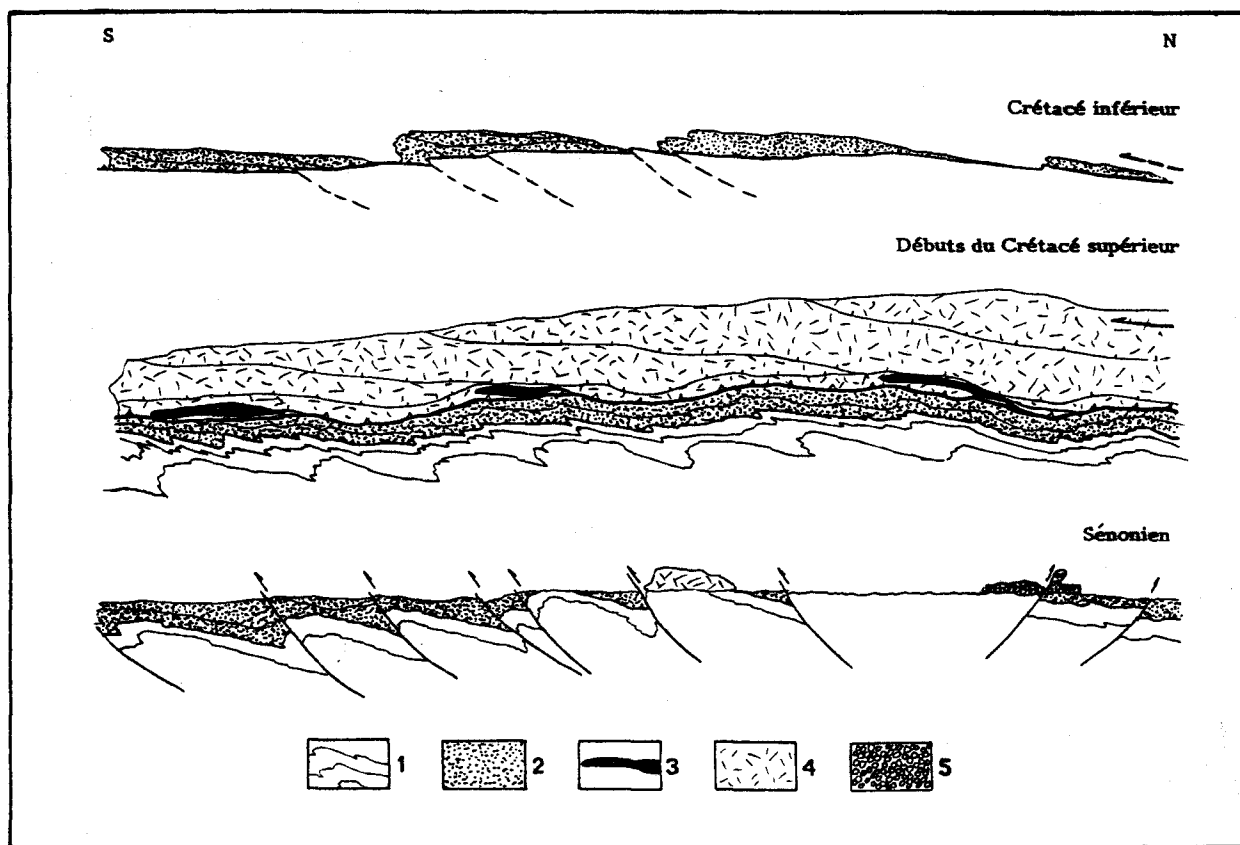


Fig.V.8 - Schémas proposés pour expliquer la tectogénèse des unités du massif du Bükk.

1, Parautochtone de Torna-Bükk 2, Nappes de type Mónosbél-Szarvaskő
3, Lambeaux de Melléte 4, Unité de Szilice (Austroalpin supérieur)
5, Conglomérat crétaé

a, Arrivée des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő sur l'autochtone relatif bükkien, de direction inconnue. La mise en place de ces nappes devait se dérouler après le Jurassique supérieur et avant le Turonien, donc au cours du Crétacé inférieur. Elle pouvait éventuellement engendrer une structuration primitive (naissance de S_1 ?).

b, Mise en place de l'épaisse unité de Szilice (Austroalpin supérieur) du Nord au Sud au Crétacé supérieur basal. L'unité de Szilice a entraîné à sa semelle des fragments de l'unité de Melléte et les a transportés au Sud. La mise en place de l'unité de Szilice a causé un métamorphisme et une déformation synschisteuse (apparition de S_2 , S_2' , P_2 et éventuellement de S_3 , P_3) dans l'autochtone relatif et dans les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

c, Structuration par cisaillements, et érosion des unités supérieures au cours du Crétacé supérieur. Cette étape de la déformation a probablement été accompagnée par la genèse de plis postschisteux (P_3 , S_3).

Les nappes de Mónosbél-Szarvaskő sont métamorphisées et déformées avec leur autochtone relatif bükkien. C'est pourquoi leur mise en place devait précéder celle de la surcharge tectonique, donc l'arrivée de l'unité de Szilice. La mise en place de ces deux types de nappes a pu se dérouler dans un continuum. Pourtant je préfère distinguer nettement ces deux événements et nappes (Mónosbél-Szarvaskő d'une part, et Szilice d'autre part), car leur composition, leurs origines et leur comportement (voir chap. V.B.1.b et c) sont très différents.

V.D.2. Le charriage des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő.

Pour le présent on ne possède pas de preuves de terrain pour établir la vergence de ces nappes. Si ces indices ont existé, ils sont à présent complètement oblitérés par les déformations syn- et postschisteuses plus récentes. Une étude sédimentologique et notamment la recherche du milieu de dépôt original des calcaires et volcanites allodapiques de ces nappes pourrait préciser la situation géographique initiale de ces nappes par rapport à l'autochtone relatif bükkien et éventuellement par rapport à la zone de Szilice.

En ce qui concerne la date de la mise en place des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő, celle-ci est calée par l'âge des derniers sédiments des nappes, soit du Jurassique supérieur, et l'âge du métamorphisme. Ce dernier a été daté par méthodes radiométriques du Turonien (Árva-Sos et al., 1986). La mise en place de ces nappes aurait eu donc lieu au cours du Crétacé inférieur ou même au cours du Jurassique sommital (fig. V.8a).

V.D.3. Le charriage de l'unité de Szilice.

L'édifice tectonique décrit ci-dessus a été à son tour charrié par l'imposante masse d'une unité supérieure, probablement par l'unité de Szilice, du Nord vers le Sud (fig. V.8b). Les structures bükkiennes à vergence sud et le métamorphisme décroissant vers le Sud dans l'unité de Torna-Bükk semblent témoigner de ce fait.

Ce charriage et l'enfouissement tectonique des unités sous-jacentes, seraient la cause des déformations et transformations métamorphiques synschisteuses ayant affecté l'édifice bükkien. Le métamorphisme est bien syn-déformation (chap. IV.D.), donc on peut fixer la date de l'arrivée de l'unité de Szilice en datant le métamorphisme dans le Bükk. Ce métamorphisme est d'âge crétacé basal (85-95 m.a.), âge radiométrique (K/Ar) des volcanites ladinienes de l'autochtone relatif et des roches mafiques de la nappe de Szarvaskő (Árva-Ravasz et al., 1986). (Ces auteurs ont même pu démontrer l'âge originel jurassique de ces dernières grâce à l'analyse des amphiboles et des micas.)

L'unité de Szilice occupe une position supérieure dans tout le Nord-Est de la Hongrie. Dans les monts d'Aggtelek-Rudabanya elle surmonte les unités de plus en plus transformées (soit celles de Melléte et de Torna). Ici, la vergence de ces charriages est vers le Sud (Grill *et al.*, 1984, voir chap. I.C.6). Ces observations et déductions indépendantes semblent bien s'accorder avec celles tirées de la géologie du Bükk.

V.D.4. Le contexte géodynamique de ces charriages.

Pour déceler le contexte géodynamique de la région, il est primordial de comprendre la situation des fragments de l'unité de Melléte. La disparition de cet océan a très probablement été le moteur de ces charriages.

La situation actuelle de l'unité de Melléte

Au nord du linéament de Rozsnyo les vestiges de cette unité d'origine océanique semblent reposer (tectoniquement) directement sur le Paléozoïque de Gomor (fig. I.9, V.4). Au Sud du linéament de Rozsnyo, les restes de la croûte océanique sont pratiquement toujours attachés à la nappe de Komjati (fig. V.1). Cette nappe (Grill *et al.*, 1984) forme la semelle de l'unité de Szilice ; elle est constituée d'évaporites permienes, constituant la base originellement sédimentaire des nappes de Szilice (s. str) et de Bodva. Les fragments de l'unité de Melléte se trouvent dans ces évaporites, sous forme de lambeaux arrachés et tectonisés.

La situation des affleurements du mont Darno n'est pas claire : ils sont pris dans une grande zone de décrochement, et n'ont pas été traversés par des sondages.

Il semble donc que les fragments de la croûte océanique de Melléte au Sud du linéament de Rozsnyo ont été transportés dans la semelle de l'unité de Szilice (fig. V.8). Puisque cette dernière s'est avancée du Nord au Sud, il est probable qu'elle a arraché les vestiges de l'unité de Melléte en question en glissant par-dessus le Paléozoïque de Gomor, où la nappe de Melléte semble être dans sa situation tectonique initiale.

C'est pourquoi je ne fais pas intervenir une épaisse nappe de Melléte sur l'unité de Torna-Bükk. Bien évidemment, les lambeaux arrachés, parfois épais, pouvaient contribuer à la surcharge tectonique causée essentiellement par l'unité de Szilice.

La question majeure reste toutefois la position originale de l'océan de Melléte pendant le Trias et le Jurassique (fig. V.6). Les variantes du modèle géodynamique changent nombre de choses sauf une : l'obduction de la croûte océanique a dû s'effectuer du Sud vers le Nord pour arriver sur Gömör. Selon les modèles envisagés, la partie obductée passerait ou ne passerait pas au-dessus les roches de l'autochtone relatif bükkien.

Dans l'hypothèse de l'appartenance des séries de Mónosbél-Szarvaskő au domaine de Melléte et de la position plus méridionale de l'océan par rapport au Bükk, on pourrait envisager une obduction simultanée de fragments de Melléte triasiques sur Gömör et jurassiques sur l'autochtone relatif bükkien.

Le moteur de ces obductions et de ces charriages a certainement été la subduction de l'océan de Melléte. Selon S. Bajanik et P. Reichwalder (1979), D. Hovorka (1979), J. Grill et al. (1984) et Z. Balla (1987) la subduction se faisait du Sud au Nord. Ils citent le linéament de Rozsnyó comme site possible de la suture. Ce linéament comprenant des schistes bleus semble être une zone tectonique récente (tertiaire) (fig. V.4).

La date de cette subduction-obduction n'est pas fixée. Il semble probable que ces phénomènes se soient déroulés au cours du Crétacé inférieur, car les granites traversant le Paléozoïque de Gömör, liés en général à la subduction de la zone de Melléte sous Gömör, donnent des âges radiométriques de refroidissement du début du Crétacé supérieur (Grecula, 1982).

La position de l'unité de Szilice

Tous les auteurs travaillant dans la région admettent l'équivalence entre Szilice et Murány, une unité se trouvant au Nord du Paléozoïque de Gömör (fig. V.5). Il semble bien, que l'unité de Szilice soit venue au Nord de Gömör, son chevauchement s'enracinant quelque part au Nord, probablement dans le linéament de Lébény-Margitfalva (Lubeňik-Margečany).

D'autre part, d'après d'autres auteurs, le Paléozoïque de Gömör formerait le socle de l'unité de Szilice. On doit donc admettre, avant le charriage de la nappe de Szilice, l'existence d'une phase d'érosion ayant dénudé une partie du socle de Gömör. Cette phase aurait été suivie de l'obduction d'une partie de la croûte de Melléte sur ce socle dénudé, cet ensemble structuré étant ensuite chevauché par la nappe de Szilice, décollée de son substratum plus septentrional. Aujourd'hui ce socle supposé de Szilice ne se retrouve pas au Nord : il est tranché par l'accident de Lébény-Margitfalva.

V.D.5. Les phases d'érosion.

Les premiers sédiments non métamorphiques et non schistosés, les conglomérats du Sénonien, reposent directement sur les couches métamorphiques d'âge paléozoïque de l'autochtone relatif de Torna-Bükk. Le conglomérat se compose de galets provenant des roches métamorphiques des monts de Szendrő et d'Uppony et de galets non métamorphiques de l'Austroalpin supérieur, la zone de Szilice. Ces faits ont plusieurs conséquences importantes.

Au moins une partie de l'autochtone relatif de Torna-Bükk a été à découvert au Sénonien. On doit donc supposer une érosion extrêmement puissante au cours du Crétacé supérieur, après la mise en place de l'unité de Szilice. Une dénudation par ablation tectonique ne paraît pas vraisemblable, car les conglomérats sénoniens contiennent des galets provenant à la fois de l'autochtone relatif et de l'unité de Szilice. La composition des galets renforce l'hypothèse qui envisage, que la surcharge tectonique provoquant le métamorphisme dans le Bükk a été donnée par l'unité de Szilice. La présence de ces sédiments non affectés par le métamorphisme donne une limite supérieure à celui-ci et corrobore les datations radiométriques de ces transformations.

Il se peut que les écaillages affectant le massif aient contribué au soulèvement de certains blocs (et notamment des parties septentrionales, fig. V.8c) facilitant leur érosion. Il faut aussi noter, qu'en raison de la position renversée des conglomérats, la formation des plis postschisteux d'axe E-W (P_3), ou l'action conjuguée de ces plis et des grandes surfaces de cisaillements peuvent être fixées après le Sénonien.

Après le dépôt des conglomérats sénoniens et avant l'érosion qui s'est produite durant l'Eocène on ne trouve pas de sédiments. Cette partie de l'histoire géologique du NE de la Hongrie reste donc dans l'obscurité.

Les couches eocènes-oligocènes se sont déposées sur une surface d'érosion dans le massif du Bükk. Comme on n'observe pas sur le domaine bükkien de fragments de la nappe de Szilice scellés par des sédiments éocènes supérieurs, il faut admettre une érosion quasi complète de la nappe de Szilice sur le domaine actuel du Bükk.

V.E. EVOLUTION TERTIAIRE.

L'histoire des déformations affectant le massif du Bükk au cours du Tertiaire ayant déjà été présentée (chap.III.D.), je vais ici résumer les trois phases majeures de ces déformations en insistant sur les conditions cinématiques régionales tenant lieu de cadre à ces structurations.

V.E.1. Décrochements paléogènes.

Le plissement pénétratif (P_{4a}) des roches du massif du Bükk est probablement lié au fonctionnement de décrochements paléogènes. L'existence du décrochement paleogène principal, la zone médio-hongroise, a été déduite de l'étude de sondages (Dank et Fülöp, 1987) et de l'analyse des faciès paléogènes (Báldi-Beke et Báldi, 1982 ; Varga, 1987 ; A. Nagymarosy, comm. pers.). Cet accident majeur court au Sud du massif du Bükk, suivant une direction ENE-WSW.

D'après les hypothèses courantes (chap. I.B) le massif du Bükk et son voisinage septentrional (y compris Gömör et Szilice) auraient été expulsés vers l'Est entre les Alpes calcaires du Nord, et les Alpes du Sud-Dinarides, effectuant un déplacement de l'ordre de 500 km le long de cet accident majeur. Cette expulsion aurait été causée par le rapprochement de l'Europe et de l'Afrique au cours du Paléogène (Balla, 1984).

A ces mouvements de l'unité nord-pannonienne (chap. I.B.), (quelle que soit leur ampleur), ont du naturellement correspondre des compressions E-W, dont on retrouve les traces dans le Bükk (D₄).

Une des conséquences des mouvements décrochants paléogènes aurait été l'installation de plusieurs bassins profonds en transtension (Báldi-Beke et Báldi, 1982).

V.E.2. Les effets des décrochements du Miocène inférieur.

L'étape suivante de l'histoire de la déformation dans le domaine bükkien a été provoquée par le mouvement relatif de deux grandes unités : l'unité nord-pannonienne et l'unité de Tisia, bloquées dans l'arc carpathique, et ne pouvant plus se déplacer vers l'Est ou l'Ouest. Les rotations de ces deux blocs, imposées par le mouvement des blocs adjacents, (E. Márton, 1981 ; Balla, 1987 a et b) semblent se placer dans le cadre d'un champ de déformation avec une direction de raccourcissement générale N-S.

C'est ainsi que s'est installée une série de systèmes décrochants au cours du Miocène inférieur. Le système de Darnó (D₅), causant des torsions et les rejeux des cisaillements antérieurs a été la principale manifestation de ces déformations. Des décalages de l'ordre d'une dizaine de kilomètres peuvent se produire lors de ces phases caractérisées par une compression en grand N-S.

La mise en place définitive de la nappe de Kisfennsík, déduite des différences de faciès paléogènes (A. Nagymarosy, comm. pers., chap. III.C.2), a pu s'effectuer à cette époque-là. Il faut signaler qu'il s'agirait là d'un rejeu récent du charriage de l'unité de Szilice, et que cette mise en place récente ne peut en aucun cas être considérée comme contemporaine du métamorphisme, celui-ci étant crétacé.

V.E.3. Les événements du Miocène moyen-supérieur.

A l'opposé du champ de contraintes du Miocène inférieur, celui contrôlant les déformations plus récentes semble être caractérisé par une compression E-W ou NE-SW. Les compressions correspondantes ont engendré le coulissage senestre des écailles du massif du Bükk, les rejeux senestres de l'accident principal qu'est le linéament médio-hongrois et l'installation de plusieurs profonds bassins de transtension autour du Bükk (D₇, D₈, D₉, D₁₀).

Le champ des contraintes a probablement varié, causant tantôt des phénomènes liés à des décrochements en compression comme l'apparition de plis (P_{4b,c} ; D₉) tantôt des phénomènes associés à des coulissages en distension, comme plusieurs phases de subsidence des bassins (p. ex. D₁₀).

C'est justement la variation (parfois graduelle) des contraintes au cours de tout le Tertiaire, qui est à l'origine de l'image tectonique très compliquée de tout le NE de la Hongrie.

CHAPITRE VI. CONCLUSIONS GENERALES

VI. CONCLUSIONS GENERALES

En guise de conclusion je vais donner les éléments nouveaux que ma thèse apporte quant à la géologie du massif du Bükk. Une vue d'ensemble des conceptions antérieures figure dans les chapitres I.B et II.A.4. (fig. II.1).

Méthodes.

J'ai réalisé et utilisé une cartographie détaillée de trois régions du massif du Bükk, jugées cruciales : les terminaisons occidentale et orientale du Haut-Plateau et la région de la vallée du Lök (fig. I.13). Ces travaux cartographiques suivent et complètent ceux de Z. Balla (1983) et de Z. Balla et al. (1986 et 1987) et m'ont permis de tracer une carte lithostratigraphique de l'ensemble du massif (carte 1).

En général les séries du Bükk sont très déformées et métamorphisées. Lorsque la biostratigraphie ne permettait pas d'établir la polarité, j'ai utilisé des critères structuraux notamment le rapport du litage et de la schistosité régionale.

Stratigraphie.

En utilisant toutes ces observations (carte 2, figures du chap. II), j'ai proposé une stratigraphie pour le domaine du Haut-Plateau, pour la région de Répáshuta, pour le domaine du Bükk de l'Est et pour les nappes de type Mónosbél-Szarvaskő (fig. II.34). Les colonnes stratigraphiques proposées diffèrent de celles de K. Balogh (1981) et précisent ou modifient les colonnes stratigraphiques (fig. II.1) de Z. Balla et al. (1986) ou de S. Kovács et P. Pelikán (1987).

Autochtone relatif.

Le décodage de la stratigraphie du Haut-Plateau a été facilité par la découverte d'une structure majeure : un anticlinal au sein de ce domaine (chap. VI.B.3, carte 2). De ce fait, la polarité stratigraphique de la série ne serait pas du Nord au Sud, comme proposée par les auteurs tels que K. Balogh (1981) ou S. Kovács et P. Pelikán (1987), mais essentiellement de l'Est vers l'Ouest.

A la base de cette série stratigraphique (fig. II.11 et 12) on trouverait les volcanites aniso-ladiniennes, identiques à celles visibles dans l'autre structure majeure du massif, l'Anticlinal du Nord, puis un niveau de marbres clairs de faciès plate-forme au Ladinien. Ce domaine a dû se différencier au début du Carnien, car à cette époque s'est mis en place un système de plates-formes et de bassins où se sont déposés des schistes et calcaires bitumineux (flanc septentrional de l'Anticlinal du Haut-Plateau), des marbres clairs de plate-forme

(secteur central) et des volcanites et calcaires à cherts à faciès de bassin (flanc méridional). Quelques datations sur le flanc sud de l'anticlinal appuient cette interprétation. Les faciès cités (avec apparition de calcaires à cherts au Nord) persistent jusqu'à la fin du Trias. Leur succède une mince série (fig. II.15, 16) très variée, certainement resédimentée, d'âge probablement jurassique inférieur-moyen qui comporte plusieurs niveaux de calcaires micritiques, varicolores. Ces niveaux contiennent eux-mêmes des débris de diverses roches, plusieurs niveaux de grands blocs de marbres blancs à faune norienne récifale et éventuellement des plaques de calcaires à cherts. On passe ensuite à des radiolarites rouges supposées oxfordiennes, contenant elles aussi des olistolites, et suivies de schistes ardoisiers noirs.

Les séries stratigraphiques des domaines de Répáshuta et de Lök sont moins complètes, mais analogues à celle du Haut-Plateau. La principale variation concerne la série resédimentée du Jurassique inférieur-moyen (fig. II.17, 18). Les radiolarites, cette fois datées (de l'Oxfordien), contiennent moins d'olistolites.

Il existe par contre une grande différence entre les séries décrites précédemment et celle du domaine du Bükk de l'Est (fig. II.19, 20, 21). Ici la série débute comme ailleurs dans le massif par des dolomies laminaires de l'Anisien et des volcanites aniso-ladiniennes. Puis suivent par endroits des calcaires de plate-forme ou, plus souvent, des calcaires à cherts à faciès de bassin du Ladinien. Cette sédimentation semble envahir tout le domaine dès le Carnien et persiste (avec des légères variations internes) jusqu'au Trias supérieur, peut-être jusqu'au Jurassique inférieur. Localement on trouve un mince niveau de calcaires resédimentés au-dessus des calcaires à cherts, recouvert par des radiolarites. Ces dernières, datées ici de l'Oxfordien, ne contiennent pas d'olistolites. Les schistes ardoisiers suivent les radiolarites, comme dans les domaines septentrionaux.

Nappes de type Mónosbél-Szarvaskő

Les séries décrites ci-dessus appartiennent à un autochtone relatif, appelé bükkien. Elles sont surmontées par une série allochtone, essentiellement composée de schistes, mais parfois aussi de volcanites, appartenant aux nappes de type Mónosbél-Szarvaskő. Les sédiments de ces nappes ont été métamorphisés et déformés (fig. II.23). Ils forment une série quasi-uniforme. Cette série, dont la première mention se trouve chez Z. Balla (1983) a pu être précisée et son domaine d'affleurement élargi.

Elle débute par des schistes contenant des bancs et olistolites de quartzites, et parfois de radiolarites. Deux niveaux repères sont proposés à la base et au sommet de cette formation. Tous deux sont composés de calcaires allodapiques, avec des éléments resédimentés avant leur lithification. Le premier, l'horizon de Jómarci (fig. II.26), d'âge liasique basal, se trouve dans une seule région, mais le deuxième, l'horizon d'Odvasbükk (fig. II.24), d'âge liasique sommital, se reconnaît à plusieurs endroits dans le massif. Il contient un niveau de volcanites (similaire à celles, triasiques, de l'autochtone relatif) resédimentés, les schistes contenant des lentilles et bancs de calcaires gris, gréseux, micritiques. D'autres olistolites peuvent également apparaître.

Vers le haut, cette formation supposée d'âge dogger, passe à des calcaires allodapiques à éléments néritiques remaniés. Ces calcaires à cherts noirs et à passées schisteuses ne sont pas plus anciens que l'Oxfordien (fig. II.24). Ils peuvent laisser la place à des brèches et conglomérats de calcaires, qui seraient des olistostromes.

Plusieurs niveaux de radiolarites noires se trouvent probablement dans ces formations ; ces radiolarites apparaissent le plus souvent sous forme de brèche ou de conglomérat à matrice schisteuse (des olistostromes) mais des lits de radiolarites peuvent également être observés. La datation identique - Bajocien - des radiolarites appartenant à divers niveaux et à différentes formations résulterait de leur resédimentation à plusieurs reprises (mais l'éventualité de datations erronées ne peut être écartée).

Le niveau radiolaritique majeur est bréchique et se trouve toujours à proximité de la formation des calcaires allodapiques (Jurassique supérieur), semblant suivre ces derniers. Une silicification tardive affectant les calcaires allodapiques rend l'analyse stratigraphique difficile : on confond facilement les schistes siliceux issus d'anciennes radiolarites et ceux, résultant d'une silicification complète de calcaires bréchiques.

Nappe de Kisfennsik.

La stratigraphie de la région de Kisfennsik a été également réinterprétée (chap. II.D). Le schéma tectonique de Gy. Less (1987) a été simplifié (fig. II.28) et les "volcanites de Kisfennsik" ont été attribuées à l'autochtone relatif. De ce fait, on aurait un autochtone relatif bükkien, dont la sédimentation se terminerait par des remarniements du Jurassique inférieur-moyen ("volcanites de Kisfennsik" = Formation de Vöröskő). Cette série serait surmontée par une nappe composée de calcaires non-métamorphiques du Trias supérieur.

Structures.

Du point de vue structural, mes travaux prolongent ceux commencés par Z. Balla et al. (1986, 1987) et J. Geysant et C. Lepvrier (1984). Une partie des mesures a été recueillie avec M^{lle} F. Bergerat et M. F. Thiébault. Cette analyse structurale qui a accompagné l'étude stratigraphique, a porté sur les structures ductiles et cassantes du massif à toutes les échelles. J'ai pu différencier 11 systèmes de déformation (fig. III.50, 51), s'attachant à différents événements tectoniques.

Ces événements se regroupent en 5 épisodes majeurs :

l'arrivée des nappes de Mónosbél-Szarvaskő, avec probablement la formation d'une première schistosité ;

l'arrivée, au cours du Crétacé supérieur, de l'unité surmontant toutes les nappes du massif actuellement à l'affleurement. Cette unité, très probablement celle de Szilice (Austroalpin supérieur) a provoqué des déformations pénétratives à vergence sud et, du fait de la surcharge afférente un métamorphisme anchi-épizonal ;

la genèse de plis en chevrons, grâce à une compression E-W, au cours du Paléogène ;

un régime compressif en décrochement, avec une direction de raccourcissement principal dirigé N-S à NW-SE, jouant au cours du Miocène inférieur. Cette déformation a provoqué la courbure en arc de toutes les structures préexistantes ;

un régime en décrochement tantôt compressif, tantôt distensif, avec des directions de raccourcissement principales orientées ENE-WSW à E-W et agissant durant le Miocène moyen et le Pliocène.

Ces événements ont créé tout un éventail de structures, allant des plis isoclinaux et des surfaces de transposition, jusqu'aux plis en chevrons, cisaillements et décrochements.

Les structures majeures créées au cours de ces événements, ont été reportées sur la carte 2.

Métamorphisme.

Mes études sur le métamorphisme ont complété les travaux d'Árkai (1983) dans ce domaine. La nouvelle interprétation tectonique n'a pas radicalement modifié ses conclusions, mais mes études ont mis en évidence une légère diminution de l'intensité des transformations métamorphiques subies par les nappes de Szarvaskő-Mónosbél par rapport à celles subies par l'autochtone relatif. Les parties les moins métamorphisées des nappes et de l'autochtone relatif semblent se trouver dans les secteurs NW, SW et NE du Massif. Ces secteurs moins affectés se trouveraient originellement dans les parties les plus occidentales et septentrionales du Bükk.

Géodynamique.

Dans le chapitre géodynamique, j'ai proposé des coupes palinspastiques du domaine du Bükk, pour le Mésozoïque. J'ai en grande partie suivi le modèle élaboré par S. Kovács (1984) : on aurait donc au cours du Trias et du Jurassique un océan (celui de Melléte) avec ses marges septentrionale (Szilice et Gömör) et méridionale (Torna-Bükk). Cependant je crois que les zones paléogéographiques de Szilice et de Torna-Bükk n'étaient en face qu' à partir du Crétacé supérieur, et qu'il faut envisager l'action crétacé(?) de quelques grands décrochements.

Perspectives.

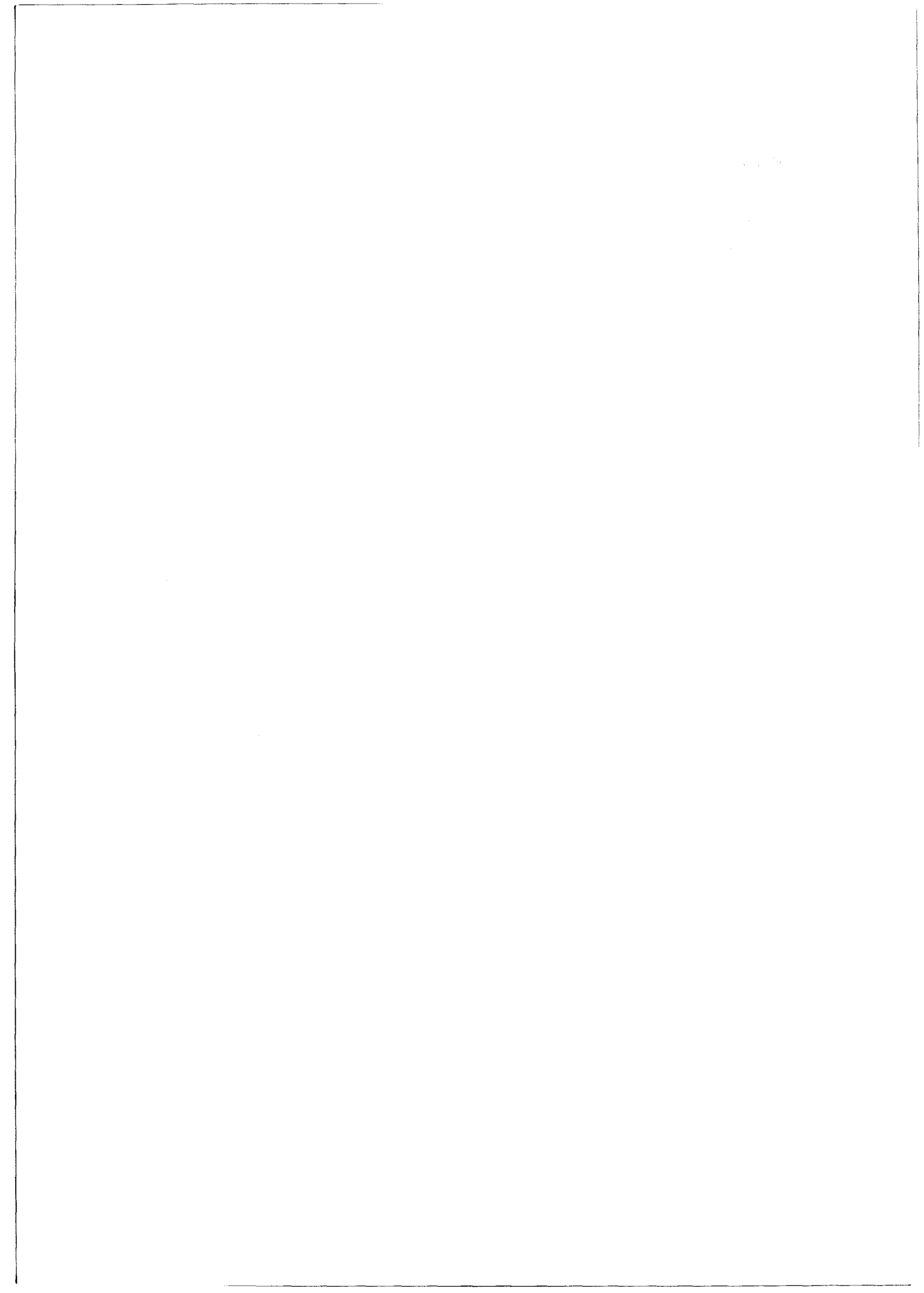
De nombreuses questions restent à résoudre : la stratigraphie fine des calcaires à cherts du Bükk de l'Est par exemple (fig. II.19, 20). Les structures de ce domaine restent également à préciser.

La situation très compliquée de l'unité du Lök et les questions concernant ses limites (chap. III.B.4) mériteraient d'être précisées par quelques sondages.

De manière générale, un plus grand nombre de datations serait nécessaire pour assurer la continuité des séries et pour préciser les âges proposés. Vu la grande quantité de sédiments remaniés, ces futures essais de datations devraient, à mon avis, surtout concerner la matrice entourant les olistolites.

Malgré des conditions d'affleurement difficiles, une cartographie et une étude structurale détaillée des sédiments tertiaires pourraient également apporter des progrès, surtout en ce qui concerne la datation des nombreux événements tectoniques tertiaires. Dans cet ordre d'idée, nombre de structures et pièges pétroliers tertiaires ont déjà été découverts par Z. Schréter, K. Telegdi-Roth et la Compagnie Pétrolière Hongroise. Etant donné l'intensité des événements compressifs du Miocène-Pliocène, d'autres structures tertiaires sont à rechercher. Le substrat des bassins tertiaires autour du Bükk est très probablement composé des mêmes types des roches mésozoïques, ayant les mêmes structures que dans le massif. Dans des conditions favorables ces structures pourraient former des pièges d'hydrocarbures. Dans les secteurs au Sud et à l'Ouest du massif, où les strates mésozoïques sont les moins métamorphosées, on pourrait même envisager quelques formations (p. ex. les calcaires du Permien supérieur) comme roches-mères.

La nappe phréatique karstique du Haut-Plateau alimente déjà les communes et usines autour du Bükk. Une meilleure connaissance des structures et une étude hydrogéologique tenant compte de celles-ci permettraient de mieux estimer la quantité d'eau disponible (l'exploitation devrait pourtant respecter les sources et le parc naturel du Bükk).



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ÁDÁM O., RÁNER G. et HAAS J. (1985).- Geological interpretation of the Dabrony-Devecser stretch of the geophysical traverse MK-1/82. M.Á.F.I. Évi jelentése az 1983 évről. (Rapport annuel de l'Inst. Géol. Hong., 1983), p. 117-119, 1 pl. h.t.
- ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ Gy., RÓNAI A. (1975).- Notes explicatives pour la carte au 1/200 000, Feuille M 34 XXXII. MISKOLC, publ. M.Á.F.I., Budapest
- ANONYME (1985).- Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow-Zakopane) Guide to excursion 2 of the XIIIrd Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association Cracow, 1985. (Introductions faites par K. Birkenmajer).
- ÁRKAI P. (1973).- Pumpellyite-prehenite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. Acta Geologica Hungarica, 17, p. 67-83.
- ÁRKAI P. (1982).- Kezdeti regionális metamorfózis (a Bükk, az Upponyi és a Szendrői-hegység példáján). Thèse d'Etat, Manuscript, Budapest.
- ÁRKAI P. (1983).- Very low - and low - grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE. Hungary. Acta Geologica Hungarica, 26, n° 1-2, p. 83-101.
- ÁRKAI P. et S. KOVÁCS (1986).- Diagnosis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya mountains (Northeast Hungary). Acta Geologica Hungarica, 29 (3-4), p. 349-373.
- ÁRVA-SOS E., BALOGH K., RAVASZ-BARANYAI L. et RAVASZ Cs. (1986).- K/Ar dates of mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary (en hongrois avec résumé anglais). M.Á.F.I. Évi jelentése az 1985. évről. (Rapport annuel de l'Inst. Géol. Hong., 1985), p. 295-307.
- BAJANIK S. et REICHWALDER P. (1979).- Outline of the palaeotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. in M. Machel'-P. Reichwalder (Ed.). Czechoslovak Geology an global tectonics. VEDA. Slovak Acad., Bratislava, p. 141-154.
- BAJANIK S. et al., (1984).- Geological map of the Slovenské rudohorie Mts. 1/50 000. GUDS, Bratislava.
- BÁLDI T. (1982).- Mid-Tertiary tectonic and palaeographic evolution of the Carpathian-East Alpine-Pannonian system (en hongrois avec résumé anglais). Őslénytani viták 28, pp. 79-155
- BÁLDI T. (1983).- Magyarországi oligocén és alsó miocén formációk. p. 293. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BÁLDI T. et BÁLDI-BEKE M. (1985).- The evolution of the Hungarian paleogene basins. Acta Geologica Hungarica, 28, n° 1-2, p. 5-28.
- BALKAY B. (1960).- Microtectonical investigations in the Northern Bükk Mountains, NE Hungary. Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., 90, p. 120-124.
- BALLA Z. (1983).- A szarvaskői szinform rétegsora és tektonikája (Stratigraphie et tectonique de la synforme de Szarvaskő.) MÁELGI. Évi jelentése az 1982. évről. (Rapport annuel de l'Inst. Géophys. Hong., 1982), p. 42-65 + une carte h.t.

- BALLA Z. (1984).- The Carpathian loop and the Pannonian basin : a kinematic analysis. Geofizikai közlemények (Geophysical Transactions), vol. 30, n° 4, p. 313-353, ELGI, Budapest.
- BALLA Z. (1984).- The North Hungarian Mesozoic mafics and ultramafics. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 341-357.
- BALLA Z. (1987).- Mesozoic tectonics of the Bükk mountains (North Hungary) and relations to the West Carpathians and Dinarides. Ált. Földt. Szemle, 22, p. 13-54.
- BALLA Z. (1987).- Tertiary palaeomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. Tectonophysics, 139, p. 67-98.
- BALLA Z. (1987).- Anticlockwise rotation of the Mecsek (southwest Hungary) in the Cretaceous : Interpretation of palaeomagnetic data in the light of the geology. Ált Földtani Szemle, 22, P. 55-98.
- BALLA Z., BAKSA Cs, FÖLDESSY J., HAVAS L. et SZABÓ I. (1980).- Tectonic setting of the ophiolites in the Bükk mountains (North Hungary). Geol. Zborn. Geol. Carpath, 31, n° 4, p. 465-493.
- BALLA Z. et HAVAS L. (1982).- The Mátra wrench-fault. Földtani közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., n° 112, 3, p. 197-207.
- BALLA Z., HOVORKA D., KUZMIN M. et VINOGRADOV V.I. (1983).- Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary). Ophioliti, 8, p. 5-46.
- BALLA Z. et PELIKÁN P. (1983).- A Guide of the excursion of the Hungarian-Slovakian Geologic Cooperation. ELTE, Budapest, ronéot.
- BALLA Z., CSONTOS L., HAVAS L. et HORVÁTH Á. (1986).- Geology of the Tarkó region (Bükk mountains, Northern Hungary). MÁELGI. Évi jelentése az 1985. évről. (Rapport annuel de l'Inst. Géophys. Hong., 1985), pp. 37-51, + une carte h.t.
- BALLA Z., CSONTOS L., HAVAS L. et HORVÁTH Á. (1987).- The Lök valley syncline in N Hungary. M.Á.F.I. Évi Jelentése, 1985. évről. (Rapport annuel de l'Inst. Geol. Hong., 1985), pp. 195-207.
- BALLA-DUDKO A. et BALLA Z. (1987).- La structure de la Montagne Transdanubienne. Exposé à la Société Géologique de la Hongrie
- BALOGH K. (1951).- Les couches triasiques des environs de Hámor. Földtani Közöly. Bull. Soc. Geol. Hong., 81, p. 134-136.
- BALOGH K. (1952).- Die Tektonik des eisenerzführenden Gebirgszuges von Rudabánya. Geologie 1, Berlin pp. 219-220
- BALOGH K. (1954).- Recherches géologiques dans les environs de Répáshuta. M.Á. F.I. Évi Jelentése az 1952. évről. (Rapport annuel de l'Inst. Geol. Hong., 1952), p. 20-21 + une carte h.t.
- BALOGH K. (1964).- Die geologische Bildungen des Bükk-Gebirges. Ann. Inst. Geol. Hung., Budapest, n° 48/2, p. 245-719.
- BALOGH K. (1981).- Correlation of the Hungarian Triassic. Acta Geologica Hungarica, 24, n° 1, p. 3-48.

- BALOGH K. et PANTÓ G. (1953).- Das ungarische und das angrenzende südslovakische Mesozoikum. Sbornik ustr. ust. geol., 20, p. 651-659.
- BALOGH K., JAMBOR A'. et NAGY G. (1960).- Carte géologique au 1/25 000 de la partie, septentrionale du massif du Bükk. Manuscript, (M.A'.F.I.).
- BALOGH K. et RÓNAI A. (1965).- Notes explicatives à la carte au 1/200 000 Feuille L 34 III. EGER, publ. de M.Á.F.I., Budapest
- BALOGH K., KOZUR H. et P. PELIKÁN (1984).- Die deckenstruktur des Bükkgebirges. Geol. Paläont. Mitteilungen, Innsbruck, Bd. 13, n° 3, p. 89-96. 入
- BEBIEN J., BLANCHET R., CADET J.P., CHARVET J., CHOROWITZ J., H. LAPIERRE et RAMPNOUX J.P. (1978).- Le volcanisme triassique des Dinarides en Yougoslavie : sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. Tectonophysics, v. 47, p. 159-176.
- BÉRCZI-MAKK A. (1978).- Microfauna of the Upper Triassic basin substratum of Central Mountains type to the northeast of Budapest. Földt. Közl. Bull. Soc. Geol. Hongr. 108, 1 pp. 35-46
- BÉRCZI-MAKK A. (1978).- Biostratigraphic evaluation of Triassic sedimentary rocks uncovered by hydrocarbon exploratory drilling at the foot of the Bükk mountains. Földt. Közl. Bull. Soc. Geol. Hongr. 108, 2 pp. 158-171
- BÉRCZI-MAKK A. (1986).- A Mecsek és Villány egység alföldi szakaszának rétegtana és Erdélyi Középhegységi kapcsolataik. Ált. Földt. Szemle 20.
- BÉRCZI-MAKK A. et PELIKÁN P. (1984).- Jurassic formations from the Bükk mountains M.A'.F.I. Évi jelentése az 1982. évről. (Rapport annuel de l'Inst. Géol. Hong., 1982), p.
- BERGERAT F., GEYSSANT J. et LEPVRIER C. (1983).- Tectonique cassante et champs de contraintes tertiaires dans les Montagnes centrales hongroises : mécanismes et étapes de l'extension du bassin pannonien (Hongrie). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 296, série II, p. 1555-1558.
- BERGERAT F., GEYSSANT J. et LEPVRIER (1983).- Etude de la fracturation dans le bassin pannonien : mécanismes et étapes de sa création. Ann. Soc. géol. Nord, t. CIII (2-3), vol. spéc. Tectonique cassante et distension en coulissement, p. 265-272.
- BERGERAT F., GEYSSANT J. et LEPVRIER C. (1984).- Neotectonic outline of the Intra-Carpathian basins in Hungary. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 237-249.
- BERNOUILLI D. et HSÜ K. (1978).- Genesis of the Tethys and the Mediterranean. In Hsü K. et Montadert L. (éd.). Initial rep. of D.S.D.P., Washington, v. 42, pt. 1, p. 943-949.
- BÖCKH H., SCHRÉTER Z. et RAKUSZ Gy (1930).- Szakvélemény arról, hogy a Lillafüredi furásban remélhető-e nagyobb mennyiségű magasabb hőmérsékletű víz feltárása. Manuscript. M.A'.F.I.
- BÖCKH J. (1867).- Die geologischen Verhältnisse des Bück-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. Jahrbuch der k.u.k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 17, p. 225-242.

- BREZSNYÁNSZKY et HAAS J. (1984).- The Nekézseny Conglomerate Formation of Senonian age : a sedimentological and tectonic study of the stratotype section. Földtani Közleány. Bull. Soc. Geol. Hong., 114, p. 81-100.
- CASTELLARIN A. et al., (1980).- Middle Triassic magmatism in Southern Alps II. A. Geodynamic model. Riv. Ital. Paleont., vol. 85, n° 3-4, p. 1111-1124.
- CLAUER N. et LUCAS J. (1970).- Minéralogie de la fraction fine des schistes de Steie-Vosges septentrionales Bull. Groupe fr. Argiles 22, pp. 223-235
- CROS P. et SZABÓ I. (1984).- Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 265-276.
- CSONTOS L. (1987).- Excursion field-guide in the Bükk mountains (Manuscript). M.A.F.I., ronéot. pour l'excursion du Groupe de Travail des Académies des pays socialistes, organisée à Hármaskút, 1987.
- DANK V. et FÜLÖP J. (ed) (1986).- Geologic map of Hungary (1/500 000) without Tertiary formations. M.Á.F.I. Budapest
- DEBELMAS J., OBERHAUSER R., TRÜMPY R. et SÂNDULESCU M. (1980).- L'arc alpino-carpathique. In Aubouin J., Debelmas J. et Latreille M. éd.. Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mém. B.R.G.M., n° 115.
- DERCOURT J., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BERGERAT F., BIGNOT G., DE WEVER P., GÉCZY B., GUERNET C. et LACHKAR G. (1984).- Hungarian mountains in Alpine framework. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4.
- DE WEVER P. (1984).- Triassic radiolarians from the Darno area (Hungary). Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 295-306.
- DOBOSI G. (1986).- Clynoptyroxene composition of some igneous rocks of Hungary : the possibility of identification of their magma type and tectonic setting Ofioliti 11. 1 pp. 19-34
- DOGLIONI C. (1987).- Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern, Italy). J. of Struct. Geol., v. 9, n° 2, p. 181-193.
- DUDKO A., HORVÁTH I., LELKES-FELVÁRI Gy., MAJOROS Gy. et ÓDOR L. (1985).- The Balatonfő paleozoic horsts : Field guide M.Á.F.I. Ronéot. p. 34
- DUMITRICA P. et MELLO J. (1982).- On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúnovo, Slovak Karst, ČSSR). Geologické práce, Bratislava, Správy 77, p. 17-28.
- DUNOYER-SECONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme. (Thèse, Strasbourg) Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, 29, p. 320
- ESQUEVIN J. (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A. 3, pp. 147-154
- FREY M. (1987).- Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. in Frey M. (éd.). Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow, p. 9-58.
- FÜLÖP J. (1988).- Geology of Hungary II. Palaeozoic (in press)

- GÉCZY B. (1973).- The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. Ann. univ. Sci., Budapest, R. Eötvös. Sect. Geol., XVI, p. 99-114.
- GÉCZY B. (1973).- Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. Acta Geologica Ac. Sci. Hung., 17, p. 421-428.
- GÉCZY B. (1984).- Provincialism of Jurassic ammonites ; examples from Hungarian faunas. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 379-389.
- GEYSSANT J. et C. LEPVRIER (1984).- Microtectonic features of the Bükk Mountains (Hungary). Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 403-408.
- GRECULA P. (1982).- Gemericum-segment of the Paleotethian riftogenous basin. ALFA Bratislava. p. 263 Mineralia Slovaca Monografie 2
- GRILL J. (1987).- Formations jurassiques des monts de Rudabanya. Thèse 3ème cycle Miskolc
- GRILL J., KOVÁCS S., LESS Gy, RÉTI Zs, ROTH L. et SZENTPÉTERY I. (1984).- Geological constitution and history of evolution of the Aggtelek-Rudabanya range. Földtani kutatás, XXVII, n° 4, p. 49-56.
- HAUER K.R. (1869-70).- Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Blatt III. West-Karpathen. Jahrbuch der k. u. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, 19, p. 485-566, 20, p. 463-500.
- HENRY J. (1983).- Méthodes modernes de géologie de terrain. 2.a. Manuel d'analyse structurale. Méthodes d'observation de mesure et de notation. Ed. Technip, Paris.
- HORUSITZKY F. (1961).- Die triassischen Bildungen Ungarns im Spiegel der GROSSTEKTONIK. Ann. Inst. Geol. Hong., Budapest, 49, n° 2, p. 345-363.
- HORVÁTH F. et ROYDEN L. (1981).- Mechanism for the formation of the Intra-Carpathian basins : A review. Earth Evol. Sci., 1, n° 3-4, p. 307-316.
- HORVÁTH F. et RUMPLER J. (1984).- The Pannonian basement : extension and subsidence of an Alpine orogene. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 229-235.
- HOVORKA D. (1979).- Tectonic position of the upper mantle material in the West Carpathian Meso/Cenozoic structural levels. In : Geodynamic investigations in Czechoslovakia. VEDA Bratislava, p. 237-242.
- HOVORKA D. (1979).- The West Carpathian incomplete ophiolites. In : M. Mahel'-Reichwalder P. (Ed.). Czechoslovak Geology and global tectonics. VEDA, Slov. Acad. Sci., Bratislava, p. 155-166.
- JABLONSKY J. (1919).- Die Karbonalgen Ungarns. Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., 48, p. 449-451.
- JÁMBOR Á. (1957).- Relevé géologique du plateau Kisfennsík, dans la montagne du Bükk. M.Á.F.I. Évi jelentése az 1955-56. évekről (Rapp. Ann. Inst. Geol. Hong, 1955-56), p. 103-122, + 2 pl. h.t.
- JÁMBOR Á. (1961).- Géologie du territoire situé au SE de Szilvasvarad (Montagne Bükk, Hongrie du Nord) M.Á.F.I. Évi jelentése az 1957-58. évekről. (Rapport annuel Inst. Géol. Hong., 1957-58), p. 89-102, + 1 carte h.t.



- KÁZMÉR M. (1984).- Continental escape of the Bakony-Drauzug unit in the Paleogene. Ált. Földt. Szemle, 20, p. 55-102.
- KÁZMÉR M. (1986).- Tectonic units of Hungary : Their boundaries and stratigraphy (a Bibliographic guide). Ann. Univ. R. Eötvös, Sect. Geologica T. XXVI. pp. 45-120
- KÁZMÉR et KOVÁCS S. (1985).- Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system : evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. Acta Geologica Hungarica, 28, n° 1-2, p. 71-84.
- KILÉNYI T. (1954).- Observations géologiques au territoire à l'Est de Felsőtárkány. M.Á.F.I. Évi jelentése az 1953. évről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1953), p. 97-107, + 1 carte et 1 Pl. h.t.
- KISCH H.J. (1987).- Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In M. Frey (éd.). Low temperature metamorphism, p. 227-308.
- KISVARSÁNYI (1953).- La wehrlite de Szarvaskő. Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., 83, p. 24-34.
- KOVÁCS S. (1982).- Problems of the Pannonian "Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic-Early Mesozoic isopic zones. Geol. Rundschau, Band 71, H. 2, p. 617-639.
- KOVÁCS S. (1984).- North Hungarian Triassic facies types. A review. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 251-264.
- KOVÁCS S. (1987).- Olisthostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleo-Mesozoic II. Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., n° 117, p. 101-119.
- KOVÁCS S. et PÉRO Cs. (1983).- Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). In F.P. Sassi - Szederkényi (Ed.). IGPC n° 5, Newsletter 5, p. 58-65. Padova-Budapest.
- KOVÁCS S. et LESS Gy. (1987).- Guide to the excursion in the Rudabánya (Manuscript). M.Á.F.I. Ronéot. pour l'excursion du Groupe de Travail des Académies des pays socialistes, organisée à Hármaskút, 1987.
- KOZUR H. (1979).- Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der inneren Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitteilungen, Innsbruck, 9, n° 4, p. 155-170.
- KOZUR H. (1983).- Radiolarians of the Middle Bajocian Unuma echinatus zone from the Bükk Mts. and Rudabánya Mts. Geol. Paläont. Mitteilungen, Innsbruck, 13.
- KOZUR H. (1984).- New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek mountains and their tectonic implications. Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 307-319.
- KOZUR H. (1984).- Biostratigraphic evaluation of the Upper Palaeozoic conodonts ostracods and holothurian sclerites of the Bükk mountains I. : Carboniferous conodonts and holothurian sclerites. Acta Geol. Hung. 27. 1-2 pp. 143-162
- KOZUR H. et MOCK R. (1973).- Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zborn. Geol. Carp., Bratislava, n° 24/2, p. 365-374.

- KOZUR H. et MOCK R. (1977).- Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk mountains (North Hungary). Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged XXIII, n° 1, p. 109-126.
- KÜBLER B. (1968).- Evaluation quantitative du métamorphisme par le cristallinité de l'illite. Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A. 2, pp. 385-397
- KÜBLER B. (1973).- La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A. 7, pp. 543-556
- LIOU J.G. et al. (1987).- Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In M. Frey (éd.). Low Temperature metamorphism, p. 59-113.
- LESS Gy. (1987).- Cartographie de la région de Kisfennsík, massif du Bükk. (in prep.)
- MACHEL' M., KODYM O. et MALKOVSKY M. (1984).- Tectonic map of Czechoslovakia. Geol. Inst. D. Stur., Bratislava.
- MÁRTON E. (1981).- Tectonic implication of palaeomagnetic data for the Carpatho-Pannonian Region. Earth Evol. Sci., 1, n° 3-4, p. 257-264.
- MÁRTON E. et MÁRTON P. (1983).- A refined polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on Mediterranean history. Tectonophysics, 98, n° 1-2, p. 43-57.
- MÁRTON P. (1983).- Palaeomagnetic investigation of the North Hungarian Oligocene formations. Manuscript. M.A'.F.I.
- MELLO J. (1979).- Meliata Group in Turna Tectonic Window (the Slovak Karst, West Carpathians). Geol. Prace, Správy, 72, p. 61-76.
- MELLO J. et MOCK R. (1977).- New data on the Triassic from the Czechoslovak part of the Rudabanya Mts. Geol. Prace, Správy, 68, p. 7-20.
- MELLO J., MOCK R., PLANDEROVA E. et GAÁL L. (1983).- New Stratigraphical Data on the Meliata Group. Geol. Prace, Správy, 79, p. 55-81.
- MELLO J. et POLAK M. (1978).- Facial and Paleogeographical outline of the West Carpathians Middle Triassic Illyrian-Langobardian. Paleogeograficky Vyroj Zapadnych Karpat. Konferencie. G.U.D.S. Bratislava.
- MELLO J. et REICHWALDER P. (1979).- Geological profiles through the SE part of the Spissko-Gemerské Rudohorie and the adjacent part of the Slovak Karst. Tectonicke Profily Zapadnych Karpat. Konferencie. G.U.D.S. Bratislava, p. 199-202, + 1 coupe h.t.
- MESZÁROS M. (1953).- Újabb szerkezetvizsgálatok apyagpalákon a Bükk hegység déli részén. (Nouvelles études structurales sur des schistes dans le secteur méridional du massif du Bükk). Földtani Kozlony, 83, n° 10-12, p. 369-375.
- MIŠÍK (1979).- Jurassic and Cretaceous algae (Dasyclades excepted) from the West Carpathians. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, v. 3, n° 2, p. 705-712.

- MOCK R. (1978).- Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In J. Vozár (Ed.) : Paleogeographical evolution of the West Carpathians. G.U.D.S. Bratislava, p. 321-341.
- MOCK R. (1980).- Novel knowledge and some problems as regards the geology of the inner West Carpathians. Földtani Kutatás, 23, p. 11-15.
- NAGY E. (1968).- Triasbildungen des Mecsek-Gebirges. Ann. Inst. Geol. Hong., 51/1, 198 p.
- NAGY E. (1971).- Der Unterliassische Schichten complex von Grestener Facies im Mecsek Gebirge (Ungarn). Ann. Inst. Geol. Hong., 54, 2, p. 155-159.
- NAGY E et NAGY I. (1976).- A Villányi hegység triász képződményei. Geol. Hung. Ser. Geol. T. 17. pp.111-22_
- NAGY G. (1961).- Examen géologique et tectonique du bord du Nord de la Montagne du Bükk. M.Á.F.I. Évi jelentése az 1957-58 évekről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1957-58), p. 121-128.
- NAGYMAROSY A. (1986).- Bükk, Noszvaj, Kiseged utbevágás. Magyarország geológiai alapszelvényei. (Guide de la coupe de Kis-Eged. Eocène-Oligocène du Sud du massif du Bükk) M.Á.F.I. Kiadv. Budapest
- NÉMEDI-VARGA Z. (1983).- A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban. M.Á.F.I. Évi jelentés az 1981. évről (Rapp. Ann. de l'Inst. Géol. Hong. de l'année 1981) pp. 467-484
- NÉMETH A. (1984).- Az Oldalvölgy és a Vaskapu környékének geológiája. Mém. de D.E.A. Univ. E.L.T.E. Budapest. Manuscript
- PANTÓ G. (1951).- Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkszentkereszt között. Geology of the Southern Igneous Belt in the Eastern Part of the Bükk mts. Földtani közlöny, 81, p. 137-145, + 1 carte et 1 pl. h.t.
- PANTÓ G. (1952).- Géologie des gîtes métalliques des environs de Recsk et Parád. M.Á.F.I. Évi jelentés az 1949. évről (Rapp. Ann. de l'Inst. Géol. Hong. de l'année 1949) pp.376-380
- PANTÓ G. (1957).- A rudabányai vasérctelep földtani leírása. in : Rudabánya ércbányászata. Budapest. pp. 222-275
- PANTÓ G. (1961).- Le magmatisme mésozoïque en Hongrie. Ann. Inst. Géol. Hong., 49, n° 3, p. 785-995.
- PANTÓ G., et VOLG-FÖLDVÁRI M. (1950).- New occurrence of ophiolitic gabbro in the Bódva-valley (North Hungary). Ann. Inst. Geol. Hong., 39, n° 3, p. 12-14.
- PELIKÁN P. (1980).- A Bükk hegység szerkezeti vázlata. (Esquisse de la structure du massif du Bükk). Manuscript. M.Á.F.I.
- PIA J. (1928).- Neue Arbeiten über fossile Kalkalgen aus den Familien der Dasy-cladaceae und Codiaceae. Neues Jahrbuch, 1928 III. Referate, p. 227-240.
- PISA G., CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. et SOMMAVILLA E (1980).- Middle-Triassic magmatism in Southern Alps I. A review of general data. Riv. Ital. Paleont., v. 85, n° 3-4, p. 1093-1110.

- RAKUSZ Gy. (1928).- Die stratigraphische Stellung des karpatischen marinen Oberkarbons. Congrès de Strat. Carbonifère Herleem, 1927. C. R. Liège, p. 561-569.
- RAKUSZ Gy. (1932).- Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnyó. Geol. Hungarica, ser. Pal. 8, p. 1-223.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw and Hill, New York.
- REICHWALDER P. (1979).- Some notes on occurrences of glaucophanite rocks near Hačava. Geol. Prace Spravy, 53, p. 157-165.
- RÉTI Zs (1985).- Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, North-Hungary. Ofioliti, 10, n° 2-3, p. 411-422.
- RIEDEL P., SENOVBARI-DARJAN B., KOVÁCS S., PELIKÁN P. (1988).- A bányahegy-i zátonymészki kora (Bükk hegység). M.Á.F.I. Évi jelentés az 1986. évről (in press)
- ROYDEN L., HORVÁTH F. et RUMPLER J. (1983).- Evolution of the Pannonian basin system. 1. Tectonics. Tectonics, 2, n° 1, p. 63-90.
- ROYDEN L., HORVÁTH F., NAGYMAROSY A. et STEGENA L. (1983).- Evolution of the Pannonian basin system. Part 2 : Subsidence and thermal history. Tectonics, 2, p. 91-137.
- ROZOVSKAJA E. Sz. (1963).- Bükkhegységi Fusulinidák. Geologica Hungarica, ser. Pal., 28.
- SĂNDULESCU M. (1975).- Essai de synthèse structurale des Carpathes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 17, n° 3, p. 299-358
- SCHRÉTER Z. (1913).- Eger környékének földtani viszonyai. M.Á.F.I. Évi jelentés a 1912. évről. (Rapport annuel Inst. Géol. Hong., 1912), p. 130-146.
- SCHRÉTER Z. (1914).- A Bükkhegység északnyugati része. (Der nordwestliche Teil des Bükkgebirges M.Á.F.I. évi jelentés az 1913. évről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1913), p. 292-343.
- SCHRÉTER Z. (1916).- A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része. M.Á.F.I. Évi jelentése az 1915. évről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1915), p. 348-363.
- SCHRÉTER Z. (1935).- Über die Triasbildungen des Bükkgebirges. Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., 65, p. 90-105.
- SCHRÉTER Z. (1939).- Geologische Verhältnisse der SO-lichen Seite des Bükk-Gebirges. M.Á.F.I. Évi jelentés az 1933-35. évekről. II. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1933-35), p. 511-532.
- SCHRÉTER Z. (1943).- A Bükk hegység geológiája. Rel. Ann. Inst. Hung., B., 5, n° 7, p. 378-411.
- SCHRÉTER Z. (1943).- Bericht über die geologische Reambulation des SW-lichen Teiles des Bükkgebirges M.Á.F.I. Évi jelentés az 1939-40. évekről. I. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1939-40), p. 381-392, + 1 carte h.t.
- SCHRÉTER Z. (1945).- Geologische aufnahmen im Gebiete von Uppony, Dédes und Nekézseny, ferner im Gebiete von Putnok. M.Á.F.I. Évi jelentés az 1941-42 évekről. I. pp. 197-237

- SCHRÉTER Z. (1952).- Levés réambulatifs dans la partie méridionale de la montagne de Bükk. M.A'.F.I. Évi jelentése az 1944. évről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong, 1944), p. 45-49, + 1 carte h.t.
- SCHRÉTER Z. (1954).- Relevé géologique dans les environs de Szilvásvár. M.A'.F.I. Évi jelentés az 1952. évről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong, 1952), p. 135-140, + 1 carte h.t.
- SCHRÉTER Z. (1954) A Bükkhegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. Hidrológiai Közöny 34 pp. 287-294 et 369- 381 Budapest
- SCHRÉTER Z. (1963).- Oberpermischen brachiopoden des Bükk-Gebirges (Nordungarn). Geol. Hungarica, Budapest, ser. Pal., 28.
- SIEGL K. (1984).- Palynostratigraphic study of the Upper Cretaceous formations of the Uppony mountains. M.A'.F.I. Évi jelentése az 1982. évről. (Rapport annuel Inst. Geol. Hong., 1982).
- STACHE G. et BÖCKH J. (1868).- Umgebungen von Miskolcz. Carte et explications M.A'.F.I.
- SZABÓ J. (1872).- A Wehrlit Szarvaskőről, mint összetett kőzet. Földtani Közöny. Bull. Soc. Geol. Hong., 1, p. 18-29.
- SZEBÉNYI L. (1951).- Mikrotektonikai megfigyelések a Bükk hegység déli palavonulatában. (Observations microtectoniques dans la masse schisteuse du secteur méridional du massif du Bükk). Földtani Közöny Bull. Soc. Geol. Hong., 81, n° 1-3, p. 87-90.
- SZENTPÉTERY Zs. (1929).- Eruptivserie im Savostale bei Lillafüred. Acta Chem. Min. Phys. Szeged, 1, p. 72-128.
- SZENTPÉTERY Zs. (1931).- Quartzporphyr des Bagolyberges bei Lillafüred. Acta Chem. Min. Petr. Szeged., 2, n° 2, p. 109-150.
- SZENTPÉTERY Zs. (1935).- Der eruptive Teil des Fehérkő bei Lillafüred. Matematikai és Természettudományi Ertesítő., Budapest, 52, p. 253-286.
- SZENTPÉTERY Zs. (1936).- Allgemeine Verhältnisse der Eruptivgesteine der Lillafüreder Szentistván-Berges. Matematikai és Természettudományi Ertesítő, Budapest, 54, p. 274-308.
- SZENTPÉTERY Zs. (1939).- Ultrabasische Eruptivgesteine aus Ungarn. Fortschritte d. Min. Krist. und. Petr., Berlin, 23, p. 159-163.
- SZENTPÉTERY Zs (1953).- Le massif de diabase et de gabbro de la partie méridionale de la Montagne Bükk. Ann. Inst. Geol. Hong., 41, p. 93-97.
- SZEPESHÁZY K. (1979).- Structural and stratigraphic connexions between the basement of the Great Hungarian Plain East of the river Tisza and the Apuseni mts. in Western Transylvania. Ált. Földt. Szemle, 12, p. 121-198.
- TARI G. (1988).- Strike-slip origin of the Vatta-Maklár trough, Northeastern Hungary. Acta Geologica Hungarica (sous presse).
- TELEGDI-ROTH K. (1937).- Die neuesten Resultate der Petroleumschürfungen in Ungarn. Leobner Bergmannstag 1937. Festschr. d. Berg u. Hüttenmann. Jahrb. d. Montan. Hochschule, Leoben, p. 330-336.

- TELEGDI-ROTH K. (1951).- Enseignements géologiques de la prospection et de la production de pétrole à Bükkszék. Ann. Inst. Geol. Hong., 40, p. 21.
- TOMEK Č., DVORAKOVA L., IBRMAJER I., JURICEK R. et KORAB T. (1987).- Crustal profiles of active continental collisional belt : Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. Geophys. J. R. astr. Soc., 89, p. 383-388.
- TOMEK Č. (1986).- Deep seismic profiles through the Carpathians. Exposé à Sümeg, 1986
- TURNER F.J. et WEISS L.E. (1963).- Structural analysis of Metamorphic Tectonites. Mc Graw and Hill, New York.
- UHLIG V. (1903).- Bau und Bild der Karpathen, Wien.
- VADÁSZ E. (1909).- Geologische Notizen and dem Bükkgebirge in Komitat Borsod. Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., 39, p. 227-238.
- VELDE B. et MEUNIER A. (1987).- Petrologic Phase Equilibria in Natural Clay Systems. In A. Newman (Ed.). Chemistry of Clays and Clay minerals. Miner. Soc. Monograph, n° 6.
- VELLEDITS F. et PERÓ Cs. (1987).- The southern Bükk (N. Hungary) revisited. Annales Univ. R. Eötvös sect. geol. 27. pp. 17-65 Budapest
- VÖRÖS A. (1977).- Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna : causes and plate tectonic implications. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 21, p. 1-16.
- VÖRÖS A. (1984).- Comparison of Jurassic benthonic mollusc and brachiopod faunas of the Transdanubian Mountains (Hungary). Acta Geologica Hungarica, 27, n° 3-4, p. 391-401.
- WEAVER C.E. (1960).- Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 44, pp. 1505-1518
- WEAVER C.E. (1984).- Shale-Slate metamorphism in Southern Appalachians. Developments in Petrology, 10. Elsevier, Amsterdam.
- WEIN Gy. (1969).- Tectonic review of the Neogene covered areas of Hungary. Acta Geologica Hungarica, 13, p. 399-436.
- WEIN Gy. (1978).- Outline of the Development of the Carpathian Basin. Ált. Földt. Szemle., 11, p. 5-34.
- WINKLER H.G.F. (1979).- Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- WOLF H. (1859).- Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 10, p. 70.
- ZELENKA T., BAKSA Cs., BALLA Z., FÖLDESSY J. et JÁRÁNYI-FÖLDESSY K. (1983).- Is the Darnó line a palaeogeographic boundary of Mesozoic age ? Földtani Közlöny. Bull. Soc. Geol. Hong., n° 113, p. 27-37.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	p. 3
RESUME	p. 5
ABSTRACT	p. 6
OSSZEFOGLALAS	p. 7
SOMMAIRE	p. 9
CHAPITRE I. INTRODUCTION	
I.A. CADRE GEOGRAPHIQUE	p. 12
I.B. CADRE GEOLOGIQUE : LES CARPATHES	p. 16
1, Le point de vue classique	p. 16
2, Les idées nouvelles	p. 19
I.C. LA PLACE DU MASSIF DU BÜKK DANS LA GEOLOGIE DE LA HONGRIE	p. 26
1, Les limites de l'unité du Bükk	p. 26
2, Le Tisia	p. 27
3, La zone Transdanubienne	p. 28
4, Le Paléozoïque de Gömör	p. 30
5, L'unité de Melléte	p. 31
6, L'unité de Szilice	p. 32
7, La zone du Bükk	p. 33
I.D. PROBLEMES A RESOUDRE ET CONDITIONS DE TRAVAIL	p. 35
1, Cartographie	p. 35
2, Les concepts de la tectonique régionale du Bükk	p. 36
3, Le travail entrepris	p. 39
CHAPITRE II. STRATIGRAPHIE	
II.A. INTRODUCTION	p. 44
1, Historique	p. 44
2, Les méthodes appliquées	p. 46
3, Résumé de l'histoire de déformation	p. 49
4, Les grands ensembles stratigraphiques	p. 50
II.B. STRATIGRAPHIE DE L'AUTOCHTONE RELATIF	p. 53
1, Introduction	p. 53
2, La série de l'Anticlinal du Nord	p. 54
a, Introduction	p. 55
b, Le paléozoïque de l'Anticlinal du Nord	p. 55
c, Le mésozoïque de l'Anticlinal du Nord	p. 59
d, Le sommet de la série de l'Anticlinal du Nord	p. 70
3, La série du Haut-Plateau	p. 72
a, Introduction	p. 72
b, La base de la série du Haut-Plateau	p. 75
c, Le sommet de la série du Haut-Plateau	p. 88
4, La stratigraphie de la région de Répáshuta et de la vallée du Lök	p. 97
a, Introduction	p. 97
b, Les coupes de la région de Répáshuta	p. 97
c, L'unité de Lök	p. 100
5, La stratigraphie du Bükk de l'Est	p. 102
a, Introduction	p. 102
b, La série stratigraphique	p. 102
6, Synthèse et corrélation de la stratigraphie de l'autochtone relatif	p. 109

II.C. LES NAPPES DE TYPE MÓNOSEBÉL-SZARVASKÓ	p. 111
1, Le secteur de Szarvaskó	p. 111
2, Coupes complétant la stratigraphie des nappes	p. 117
a, La région d'Oldalvölgy	p. 117
b, La région de Köves tető	p. 123
c, Les coupes à l'Ouest de Szarvaskó	p. 126
II.D. LA NAPPE DE KISFENNSÍK	p. 129
1, Problèmes et hypothèses sur la nappe de Kisfennsík	p. 129
2, Les séries stratigraphiques	p. 131
II.E. LA SERIE DE DARNO	p. 134
1, Introduction	p. 134
2, La série du Mont Darnó	p. 135
II.F. LES FORMATIONS POST-TECTONIQUES	p. 137
1, Introduction	p. 137
2, Les conglomérats crétacés (Gosau de Nekézseny)	p. 138
3, Les sédiments tertiaires	p. 140
II.G. CONCLUSIONS	p. 145
CHAPITRE III. STRUCTURES DU MASSIF DU BÜKK.	
III.A INTRODUCTION	p. 150
1, Modalités de l'étude structurale	p. 150
2, Historique	p. 150
III.B. LES STRUCTURES MAJEURES DU BÜKK	p. 153
1, Introduction	p. 153
2, Schéma structural	p. 154
III.C. ANALYSE STRUCTURALE	p. 156
1, Les nappes	p. 156
a, Les nappes de type Mónosbél-Szarvaskó D ₀	p. 156
b, La nappe de Kisfennsík D ₃ , D ₅ , D ₈	p. 160
2, Plis synchisteux P ₂	p. 163
3, Schistosités pénétratives S ₁ , S ₂ , S ₂ '	p. 173
a, Introduction	p. 173
b, La transposition des couches S ₁	p. 173
c, La schistosité régionale S ₂	p. 178
d, La schistosité associée S ₂ '	p. 178
4, Ecailles et cisaillements importants	p. 180
a, Introduction	p. 180
b, Les limites des écailles	p. 180
c, Les systèmes d'écailles	p. 189
d, Le problème de l'unité de Lök	p. 191
5, Plis postschisteux P ₃ , P _{4a} , P _{4b} , P _{4c}	p. 194
a, Les familles des plis postschisteux	p. 194
b, Les caractéristiques utilisées pour la séparation des familles	p. 197
c, Critères chronologiques concernant les plis postschisteux	p. 197
d, Les plis coaxiaux avec les plis synchisteux P ₃	p. 200
e, Les plis P _{4a} (D ₄)	p. 204
f, Les plis P _{4b} (D ₉)	p. 205
g, Les plis hectométriques P _{4c} (D ₉)	p. 205

p. 210	6, Torsion des structures antérieures D ₅ , D ₆
p. 210	a, Le décrochement de Darno
p. 210	b, Autres torsions de même type (en "cisaillement ductile") (D ₆)
p. 214	
p. 216	7, Tectoglyphes et événements de la tectonique cassante tertiaire D ₇ , D ₈ , D ₉ , D ₁₀
p. 216	a, Introduction
p. 216	b, Décrochements
p. 221	c, Chronologie des événements décrochants
p. 223	d, Failles normales
p. 228	
p. 234	III.D. CONCLUSIONS. HISTOIRE STRUCTURALE POST-JURASSIQUE DU MASSIF DU BUKK
p. 234	1, Mise en place des nappes (D ₀)
p. 234	2, Les déformations intimes (D ₁ , D ₂)
p. 234	3, Les grands cisaillements et déformations postchistieuses associées (D ₃)
p. 236	4, Les plis F _{4a} et leur origine probable
p. 236	5, Le système décrochant de Darno et ses satellites (D ₅ , D ₆ , D ₇)
p. 238	6, Les événements au cours du Miocène moyen-Pliocène (D ₈ , D ₉ , D ₁₀)
p. 242	IV.A. INTRODUCTION
p. 242	1, Introduction
p. 242	2, Modalités de l'étude
p. 243	3, Historique
p. 244	IV.B. ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX
p. 244	1, Introduction
p. 244	2, La cristallinité ou l'indice d'aigu glycolé
p. 249	3, Tendances générales de la transformation des roches du Bukk
p. 250	IV.C. LE CORTEGE DES PHYLLOSILICATES
p. 250	1, L'association minérale de l'autochtone relatif
p. 250	2, Le cortège de phyllosilicates des nappes de type Monosbél-Szarvasko
p. 253	3, La présence de la kaolinite et de la smectite
p. 255	4, L'association minérale du mont Darno
p. 255	IV.D. L'ETUDE DES VOLCANITES
p. 257	IV.E. OBSERVATIONS DE TERRAIN
p. 258	IV.F. SYNTHÈSE
p. 261	IV.G. CONCLUSIONS
p. 266	V.A. INTRODUCTION
p. 267	V.B. RECONSTITUTION PALYNSPASTIQUE
p. 267	1, Les équivalents des grandes unités du Bukk
p. 267	a, L'autochtone relatif
p. 269	b, Les nappes de type Monosbél-Szarvasko
p. 273	c, La nappe de Kisfennsík
p. 273	d, L'unité de Darno
p. 275	2, Les zones isopiques ttrasiques
p. 278	3, Les zones isopiques jurassiques

V.C. EVOLUTION ANTE-CRETACE DE LA ZONE DE TORNA-BUKK	p. 278
1, Paléozoïque-Trias moyen	p. 278
2, Trias moyen-supérieur	p. 279
3, Jurassique	p. 279
a, L'autochtone relatif	p. 279
b, Les nappes de type Monosbél-Szarvasko	p. 281
V.D. EVOLUTION POST-JURASSIQUE DE LA ZONE DE TORNA-BUKK	p. 281
1, Introduction	p. 281
2, Le charriage des nappes de type Monosbél-Szarvasko	p. 283
3, Le charriage de l'unité de Szilice	p. 283
4, Le problème de l'unité de Melléte	p. 284
5, Les phases d'érosion	p. 285
V.E. EVOLUTION TERTIAIRE	p. 286
1, Décrochements paléogènes	p. 286
2, Les effets des décrochements du Miocène inférieur	p. 287
3, Les événements du Miocène moyen-supérieur	p. 287
CHAPITRE VI. CONCLUSIONS GENERALES	p. 289
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	p. 295
TABLE DES MATIERES	p. 306
TABLE DES FIGURES	p. 310
TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE	p. 317
ANNEXE I. LEGENDE GENERALE POUR LA STRATIGRAPHIE	p. 319
ANNEXE II. MESURES DE DIFFERENTS ELEMENTS TECTONIQUES DU BUKK	p. 321
ANNEXE III. PRONONCIATION DES MOTS HONGROIS	p. 325
ANNEXE IV. NOMS GEOGRAPHIQUES	p. 327

TABLE DES FIGURES

Fig. I.1. Situation géographique du massif du Bükk en Hongrie	p. 12
Fig. I.2. Géographie du NE de la Hongrie	p. 13
Fig. I.3. Orographie et toponymie du Bükk	p. 14
Fig. I.4. Découpage structural et zones tectoniques des Carpathes d'après J. Debelmas <u>et al.</u> (1980)	p. 17
Fig. I.5. Coupe générale des zones tectoniques des Carpathes d'après K. Birkenmajer (1984)	p. 17
Fig. I.6. Essai de schéma structural des Carpathes.	p. 19
Fig. I.7. Schéma tectonique de la Hongrie et des régions voisines d'après S. Kovács (1982, 1984)	p. 21
Fig. I.8. Mécanismes de mise en place des "microblocs" à l'intérieur des Carpathes. a, d'après S. Kovács (1982) b, d'après Z. Balla (1984)	p. 23
Fig. I.9. Carte du substratum anté-tertiaire de la région du Bükk.	p. 25
Fig. I.10. Colonnes stratigraphiques générales des différentes unités de la Hongrie.	p. 29
Fig. I.11. Coupes générales du massif du Bükk par différents auteurs a, Coupe de J. Dercourt <u>et al.</u> (1984) b, Coupe réalisée d'après les idées de K. Balogh <u>et al.</u> (1984) c, Coupe construite d'après les idées de Z. Balla (1983, 1987) et Z. Balla <u>et al.</u> (1986, 1987)	p. 36
Fig. I.12. Idées tectoniques de différents auteurs sur le massif du Bükk a, Schéma tectonique inspirée par J. Dercourt <u>et al.</u> (1984) b, Schéma tectonique de K. Balogh <u>et al.</u> (1984) c, Schéma tectonique inspiré par Z. Balla (1983, 1984, 1987) d, Schéma tectonique proposé dans ce volume	p. 37
Fig. I.13. Localisation des régions cartographiées et des autres sites étudiés	p. 40
Fig. II.1. Tableau comparatif de la stratigraphie du massif du Bükk selon différents auteurs : Z. Schréter, (1943), K. Balogh, (1964, 1981), Z. Balla <u>et al.</u> (1986) , S. Kovács et P. Pelikán (1987)	p. 47
Fig. II.2. Disposition cartographique des séries décrites dans ce chapitre.	p. 51
Fig. II.3. Les coupes montrant la stratigraphie paléozoïque de l'Anticlinal du Nord a, Localisation des coupes b, Coupe de Dédes-Várvölgy c, Affleurement de Garadna, élevage de truites d, Log déduit des coupes et affleurements	p. 55 p. 56 p. 56 p. 55
Fig. II.4. Coupes illustrant la série mésozoïque de l'Anticlinal du Nord a, Localisation des coupes b, Coupe de la vallée de Sebesvíz c, Vue de l'affleurement de Gerennavár d, Affleurement de Vadászvölgy e, Succession stratigraphique déduite des coupes ci-dessus	p. 61 p. 62 p. 62 p. 62 p. 61
Fig. II.5. Coupes completant la stratigraphie de l'Anticlinal du Nord a, Localisation des coupes b, Coupe de Lillafüred c, Trace de la schistosité régionale dans la coupe b, d, Coupe de Fehérkő e, Stratigraphie déduite de la portion septentrionale des coupes f, Succession stratigraphique déduite de la barre de Vesszős	p. 63 p. 64 p. 64 p. 65 p. 65 p. 65

Fig. II.6. Coupes montrant le sommet de la série de l'Anticlinal du Nord	p.71
a, Localisation de la coupe	
b, Coupe de Szeleta	
c, La série triasique supérieure de l'Anticlinal du Nord	
Fig. II.7. Reconstitution de la structure de l'Anticlinal du Haut-Plateau	p. 73
a, Esquisse de la situation cartographique actuelle	
b, Reconstitution schématique de la situation avant l'action du décrochement de Bükkszentkereszt	
Fig. II.8. La structure de l'Anticlinal du Haut-Plateau à sa terminaison occidentale	p. 74
Fig. II.9. Carte géologique de la région de Szinva (terminaison orientale du Haut-Plateau)	p. 76
Fig. II.10. Décrochements mesurés à proximité de l'accident de Bükkszentkereszt	p. 79
Fig. II.11. Coupe pour la série stratigraphique du flanc SE de l'Anticlinal du Haut-Plateau	
a, Localisation des coupes	p. 82
b, La coupe de Szinva	p. 81
c, Coupe de Lusta-völgy	p. 81
d, L'affleurement de Kiskút-lapa	p. 83
e, L'affleurement de Kerek-hegy	p. 83
f, Série stratigraphique proposée pour le flanc SE de l'Anticlinal du Haut-Plateau	p. 84
g, Deuxième possibilité théorique	p. 84
Fig. II.12. Séries de la base du Haut-Plateau d'après la reconstitution cartographique	p. 85
a, Série du flanc septentrional du Haut-Plateau	
b, Série proposée pour le secteur central du Haut-Plateau	
Fig. II.13. Transposition et plissement d'une lentille détritique dans les tuffites de Szinva	p. 87
Fig. 14. Coupes montrant le sommet de la série du Haut-Plateau	
a, Localisation des coupes	p. 88
b, Coupe de Sándorhegy	p. 89
c, Coupe du versant septentrional de Bélkő	p. 89
d, Série stratigraphique déduite des coupes	p. 88
Fig. II.15. Carte et coupe de la région de Szalajka, montrant les relations stratigraphiques-structurales de la série remaniée du Lias	
a, Carte de la région de Szalajka	p. 91
b, Coupe de Szalajka	p. 92
c, Série stratigraphique déduite de la coupe : le sommet de la série du Haut-Plateau	p. 92
Fig. II.16. L'affleurement de Bányahegy	
a, Localisation de l'affleurement	p. 93
b, La coupe de l'affleurement	p. 94
c, La série déduite de l'affleurement et de sa région	p. 93
Fig. II.17. Coupes représentant la série de l'anticlinal de Répáshuta	
a, Localisation des coupes	p. 98
b, La coupe de Répáshuta	p. 99
c, La coupe de Gyökeres tető	p. 99
d, La coupe d'Imókő	p. 99
e, Sériestratigraphique de l'Anticlinal de Répáshuta	p. 98
f, Série complétant cette première, déduite de l'affleurement d'Imókő	p. 98

- Fig. II.18. Coupe représentant la série de l'unité de Lök** p. 101
- a, Localisation de la coupe.
 - b, La coupe de Bujdosókő
 - c, La série de l'unité de Lök
- Fig. II.19. Coupes à travers l'écaille de Derecske**
- a, Localisation des coupes. p. 102
 - b, La coupe de Belvács. p. 103
 - c, Coupe le long de la vallée du Hór p. 103
 - d, Série stratigraphique déduite des affleurements des environs de Derecske p. 102
- Fig. II.20. Coupes caractéristiques de l'écaille du Bükk de l'Est** p. 105
- a, Localisation des coupes.
 - b, La coupe de Felsőtárkány
 - c, La coupe de Nagy-ökrös
 - d, Série stratigraphique du Bükk de l'Est
- Fig. II.21. Coupes complémentaires pour la stratigraphie du Bükk de l'Est** p. 107
- a, Coupe de Setét-völgy
 - b, Colonne stratigraphique déduite des affleurements de Setét-völgy
 - c, La coupe de Zsilipes lápa
- Fig. II.22. Colonnes stratigraphiques de l'autochtone relatif et leur corrélation** p. 110
- Fig. II.23. Coupe de Szarvaskő, d'après Z. Balla, modifiée.**
- a, Localisation de la coupe p. 112
 - b, La coupe de Szarvaskő p. 113
 - c, Critères de polarité dans la carrière de Tardos p. 114
 - d, Formation de lentilles de quartzite à partir d'un banc p. 114
 - e, Colonne stratigraphique déduite de la coupe p. 113
- Fig. II.24. La coupe d'Odvasbükk**
- a, Localisation de la coupe et de l'affleurement p. 118
 - b, La coupe d'Odvasbükk p. 119
 - c, L'affleurement de l'horizon d'Odvasbükk p. 119
 - d, La série déduite de la coupe p. 118
- Fig. II.25. Les affleurements de Kavicsos-kilátó**
- a, Localisation des affleurements p. 123
 - b, L'affleurement des olistostromes p. 122
 - c, L'affleurement des radiolarites p. 122
 - d, L'affleurement de Makkos-orom p. 122
- Fig. II.26. La coupe de Köves-tető**
- a, Localisation de la coupe. p. 125
 - b, La coupe de Köves-tető p. 125
 - c, La carrière de basaltes de Peskővölgy p. 124
 - d, Les séries stratigraphiques du compartiment occidentale et orientale p. 125
- Fig. II.27. Les affleurements à l'Ouest de Szarvaskő** p. 127
- a, Localisation des affleurements
 - b, La coupe de Bátor
 - c, Colonne stratigraphique déduite de la coupe (selon l'interprétation donnée dans le texte)
 - d, L'affleurement de Mónosbél
- Fig. II.28. Coupes schématiques représentant les conceptions tectoniques de la région de Kiszécsény** p. 130

- Fig. II.29. Coupes à travers le Kisfennsík, d'après Á. Jámbar (1957), modifiées, complètement réinterprétées.**
- a, Localisation des coupes p. 132
 - b, La coupe de Nagy-Som p. 133
 - c, La coupe de Csókás p. 133
 - d, La série de la nappe de Kisfennsík p. 132
- Fig. II.30. Echantillon des "volcanites de Kisfennsík"** p. 134
- Fig. II.31. L'affleurement de Nagy-Rézoldal.** p. 136
- a, L'affleurement
 - b, La colonne stratigraphique de l'unité de Darnó, déduite de sondages profonds et d'observations de terrain par Zelenka et al.
- Fig. II.32. Affleurement des conglomérats crétacés à Nekézseny, d'après K. Brezsnayánszky et J. Haas (1984)** p. 139
- a, L'affleurement
 - b, Détail de l'affleurement
- Fig. II.33. Carte des formations tertiaires, d'après K. Balogh (1964), légèrement modifiée** p. 141
- Fig. II.34. Tableau sommaire des formations mésozoïques du massif du Bükk** p. 144
- Fig. III.1. Schéma structural** p. 135
- Fig. III.2. Localisation des nappes dans le massif du Bükk** p. 157
- Fig. III.3. Affleurement de gabbros injectés dans des schistes à lentilles de quartzites (formation de Tardos) à Kósvölgy, ancienne carrière du chemin de fer** p. 159
- Fig. III.4. Coupe à travers Oldalvölgy, vers Hódos.** p. 161
- Fig. III.5. Carte et coupe de la région de Vöröskő**
- a, Carte p. 164
 - b, Coupe p. 165
- Fig. III.6. Plis P₂ synschisteux (syn-S₂) d'angle d'ouverture aux environs de 90°** p. 166
- a, Pli dans la vallée E. de Vöröskő
 - b, Stéréogramme des mesures prélevées dans l'affleurement a,
- Fig. III.7. Plis P₂ synschisteux (syn-S₂) serrés** p. 167
- a, Pli serré à Földszakadás
 - b, Stéréogramme du pli de l'affleurement a,
 - c, Plis isoclinaux près d'Imókő
 - d, Stéréogramme des mesures des plis isoclinaux.
 - e, Stéréogramme des plis postschisteux
- Fig. III.8. La forme des plis synschisteux P₂ dans différents lithologies**
- a, Pli dans des calcaires marmoréens du Haut-Plateau p. 168
 - b, Pli dans les radiolarites à Toldi-kunyhó p. 168
 - c, Pli dans des calcaires à cherts et des radiolarites p. 169
 - d, Pli dans des schistes ardoisiers. p. 169
- Fig. III.9. Plis synschisteux dans des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő** p. 170
- a, Minipli à Táskásorom
 - b, Stéréogramme du pli de l'affleurement a,
 - c, Pli à Mellérvölgy
 - d, Stéréogramme du pli c,

Fig. III.10. Phénomènes associés aux plis synschisteux P_2	
a, Coupe de Nagy-ökrös	p. 171
b, Stéréogramme des plis synschisteux	p. 171
c, Stéréogramme des failles inverses	p. 171
d, Mullion de la coupe de Nagy-ökrös	p. 172
Fig. III. 11. Les rapports géométriques entre la schistosité régionale S_2 et les plis P_2	p. 172
Fig. III.12. Lames minces de radiolarites avec plusieurs schistosités	p. 175
Fig. III. 13. Deux transpositions dans les formations de l'autochtone relatif et dans celles des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő	p. 175
a, Calcschistes varicolores de Vöröskő	
b, Calcaires allodapiques à cherts, formation d'Oldalvölgy	
Fig. III.14. Interférence de plis synschisteux à Almád-hegy	p. 176
a, L'affleurement d'Almád-hegy	
b, Stéréogramme de l'affleurement	
Fig. III. 15. Comment peut-on conserver de manière générale l'ordre stratigraphique tout en affectant une série par une transposition et un plissement synschisteux? Proposition schématique	p. 176
Fig. III.16. Effets de la schistosité associée S_2' sur les plis syn-S_2	p. 177
a, Echantillon vu du haut	
b, Echantillon vu du côté	
Fig. III.17. Effets de la schistosité associée : son apparition au sein d'un pli	p. 179
Fig. III.18. Localisation des grands accidents cisailants du Bükk.	p. 18
Fig. III.19. Coupe de Kelemen-széke	p. 183
Fig. III.20. Carte de Feketelen	p. 187
Fig. III.21. Stéréogrammes des plis postschisteux	p. 195
a, Secteur occidental du Haut-Plateau	p. 195
b, Secteur oriental du Haut-Plateau	p. 196
Fig. III.22. Interférence de plis postschisteux à Rónabükk	p. 198
Fig. III.23. Interférence de plis postschisteux P_3, P_{4a}, et P_{4b}	p. 199
Fig. III.24. Plis postschisteux P_3 à Gába	p. 201
a, Coupe de Gába	p. 200
b, Stéréogramme des affleurements de la structure de Gába	
Fig. III.25. La forme des plis P_3	p. 202
a, Pli ouvert replissant S_2 et S_2' dans des schistes ardoisiers carbonifères	
b, Plis dysharmoniques et petits cisaillements associés dans les schistes et calcschistes de Vesszós	
c, Stéréogramme de l'affleurement b.	
Fig. III.26. Pli postschisteux P_3 associé à une surface de cisaillement	p. 203
Fig. III.27. Clivage de crénulation et schistosité frustrée S_3	p. 203
a, Crénulation de S_2 dans une passée tuffitique des calcaires marmoréens du Haut-Plateau	
b, Schistosité frustrée dans des radiolarites lessivées	
Fig. III.28. Les plis P_4	p. 204
a, Affleurement du virage de Heregrét, route Eger-Miskolc	
b, Pli en chevron dans des marbres sombres	
Fig. III.29. Pli P_{4b} à Lustavölgy	p. 206
b, Esquisse de la situation cartographique du pli et des décrochements observés	
c, Interprétation du pli comme un pli d'entraînement	
Fig. III.30. Carte représentant les plis hectométriques P_{4c}, reprenant la schistosité toujours très redressée	p. 208

Fig. III.31. Stéréogrammes de décrochements appartenant au système Anti-Darnó	p. 209
Fig. III.32. Stéréogrammes des plis hectométriques de Létras et de Békő	p. 210
a, Le pli de Létras	
b, Les plis postschisteux de Békő	
Fig. III.33. Localisation des décrochements reliés au système de Darnó	p. 211
Fig. III.34. Stéréogrammes représentant les décrochements du système de Darnó	p. 212
Fig. III.35. Directions paléomagnétiques des couches paléogènes au Sud du Bükk	p. 214
Fig. III.36. Le décrochement de Darnó dans le Nord du massif d'Uppony	p. 215
Fig. III.37. Localisation des grandes zones de coulissage senestre dirigées N-S	p. 216
Fig. III.38. Stéréogrammes des décrochements appartenant à la déformation cassante-souple post-Darnó	p. 217
Fig. III.39. Rosaces des décrochements senestres	p. 219
a, Sites secondaires du Bükk	
b, Sites tertiaires du Bükk et du Mátra	
Fig. III.40. Rosaces des décrochements dextres	p. 221
a, Sites secondaires du Bükk	
b, Sites tertiaires du Bükk et du Mátra	
Fig. III.41. Systèmes conjugués des décrochements du Bükk	p. 222
a, Système de Darnó	
b, Système Post-Darnó	
c, Système de Mellér	
d, Système Anti-Darnó	
e, Système Vatta-Maklár	
Fig. III.42. Les accidents du fossé de Vatta-Maklár d'après G. Tari (1988)	p. 224
Fig. III.43. Décrochements mesurés dans la carrière de Bükkábrány dans des couches pannoniennes supérieures (pliocènes)	p. 225
Fig. III.44. Stéréogrammes du système décrochant de Vatta-Maklár	p. 226
Fig. III.45. Stéréogrammes du système décrochant de Mellér	p. 227
Fig. III.46. Rosaces des failles normales	p. 229
a, Failles dans les terrains secondaires du Bükk	
b, Failles dans les terrains tertiaires du voisinage du Bükk et du Mátra	
Fig. III.47. Les systèmes conjugués des failles normales	p. 230
a, Distension NW-SE dans les couches pliocènes	
b, Distension NE-SW dans les couches pliocènes	
c, Distension N-S dans les couches paléogènes	p. 231
Fig. III.48. Stéréogrammes de la distension NW-SE	p. 232
Fig. III.49. Stéréogrammes de la distension NE-SW	p. 233
Fig. III.50. Tableau récapitulatif des déformations pré-tertiaires affectant le massif du Bükk	p. 235
Fig. III.51. Schémas simplifiés des déformations tertiaires du massif du Bükk	p. 237
Fig. IV.1. Diffractogramme illustrant l'effet de la présence d'ions Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ sur la largeur du pic de l'illite	p. 244
Fig. IV.2. Effets de la lithologie sur la cristallinité de l'illite et sur la composition du cortège argileux	p. 246
Fig. IV.3. Diagramme d'Esquevin, représentant le degré de transformation des unités tectoniques du massif du Bükk	p. 248
Fig. IV.4. Diagramme de Weaver représentant le degré de transformation des unités du massif du Bükk	p. 248
Fig. IV.5. Carte montrant l'évolution spatiale des cristallinités de l'illite dans le massif du Bükk, et les différentes paragenèses des phyllosilicates	p. 251
Fig. IV.6. Diffractogramme des "volcanites de Kisfennsík" appartenant selon moi à la formation de Vöröskő de l'autochtone relatif	p. 252

- Fig. IV.7.** Diffractogramme des calcschistes, contenant de la smectite et de la kaolinite p. 253
- Fig. IV.8.** Diffractogrammes représentant le cortège de phyllosilicates des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő p. 254
- a, Schistes à lentilles de quartzites (Formation de Tardos)
- b, Schistes et calcaires allodapiques (Horizon d'Odvasbükk)
- c, Schistes à lentilles de calcaires (Formation d'Oldalvölgy)
- Fig. IV.9.** Diffractogrammes illustrant le cortège de phyllosilicates des roches du mont Darno p. 256
- a, Schistes rouges, affleurement de Nagy-Rézoldal
- b, Radiolarites rouges, affleurement de Dallapuszta
- Fig. IV.10.** Diagrammes de pression-température indiquant le degré de transformation des roches du Bükk p. 259
- a, Volcanites
- b, Phyllosilicates
- Fig. IV. 11.** Tableau récapitulatif des données sur le métamorphisme du massif du Bükk et du mont Darnó p. 263
- Fig. V.1.** Situation géographique actuelle des unités équivalentes de celles du massif du Bükk p. 266
- Fig. V.2.** Zones de faciès paléozoïques à jurassiques des unités de Torna-Bükk, Melléte et Szilice
- Fig. V.3.** Zones de faciès et séries correspondantes à celles des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő p. 270
- Fig. V.4.** Coupe générale à travers les monts d'Aggtelek d'après J. Mello et P. Reichwalder (1979) p. 274
- Fig. V.5.** Coupe palinspastique triasique du NE de la Hongrie d'après S. Kovács (1984) p. 275
- Fig. V.6.** Situations géodynamiques possibles des zones de Torna-Bükk, Melléte, Gömör, et Szilice au cours du Trias et du Jurassique p. 277
- Fig. V.7.** Coupes palinspastiques de la zone de Torna-Bükk pour le Trias et le Jurassique p. 280
- Fig. V.8.** Schémas proposés pour expliquer la tectogenèse des unités du massif du Bükk p. 282

TABLE DES PLANCHES HORS TEXTE

- CARTE 1 CARTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU MASSIF DU BÜKK**
1/ 25 000
- CARTE 2 CARTE STRUCTURALE DU MASSIF DU BÜKK**
1/ 25000
- CARTE 3 CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DU BÜKK**
1/ 50 000
- COUPES SERIEES A TRAVERS LE MASSIF DU BÜKK**
1/25 000

ANNEXES

ANNEXE I. LEGENDE GENERALE POUR LA STRATIGRAPHIE.

Cette feuille se détache. elle sert de légende générale pour les colonnes stratigraphiques du chapitre II. Les étoiles sur ces colonnes représentent les niveaux stratigraphiques datés (biostratigraphie ou méthode radiométrique). Les lettres indiquent les âges obtenus. Le point d'exclamation avertit le lecteur du fait, que la datation s'est effectuée de niveaux remaniés. Le point d'interrogation exprime mes doutes concernant la validité de la datation. Les noms à droite de la colonne indiquent le nom des différentes formations. Ces formations sont décrits dans le chapitre stratigraphique.

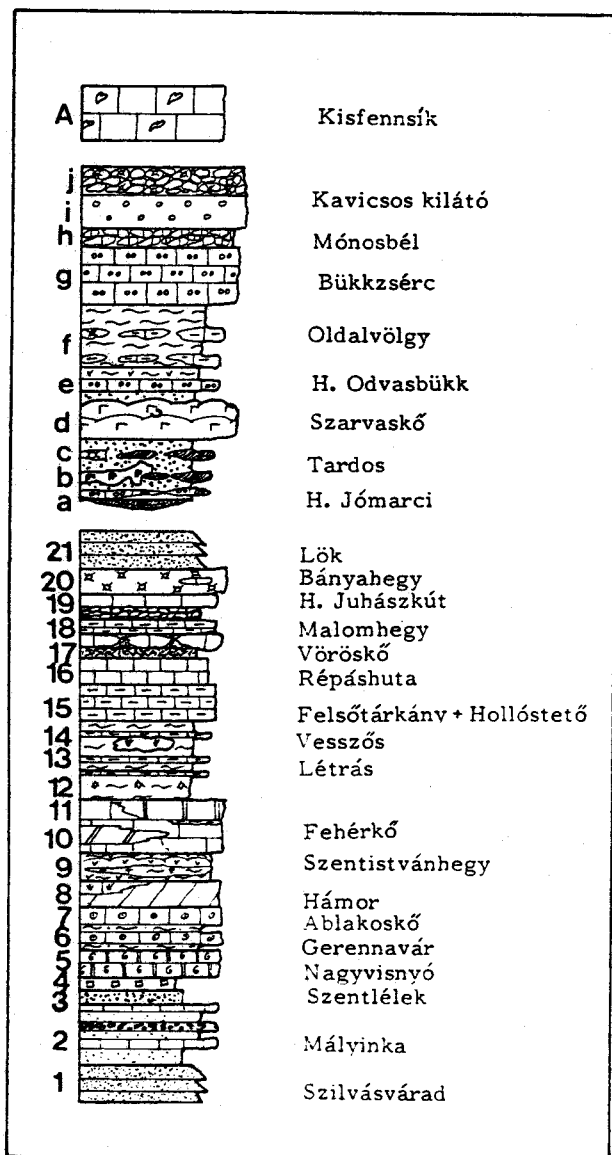
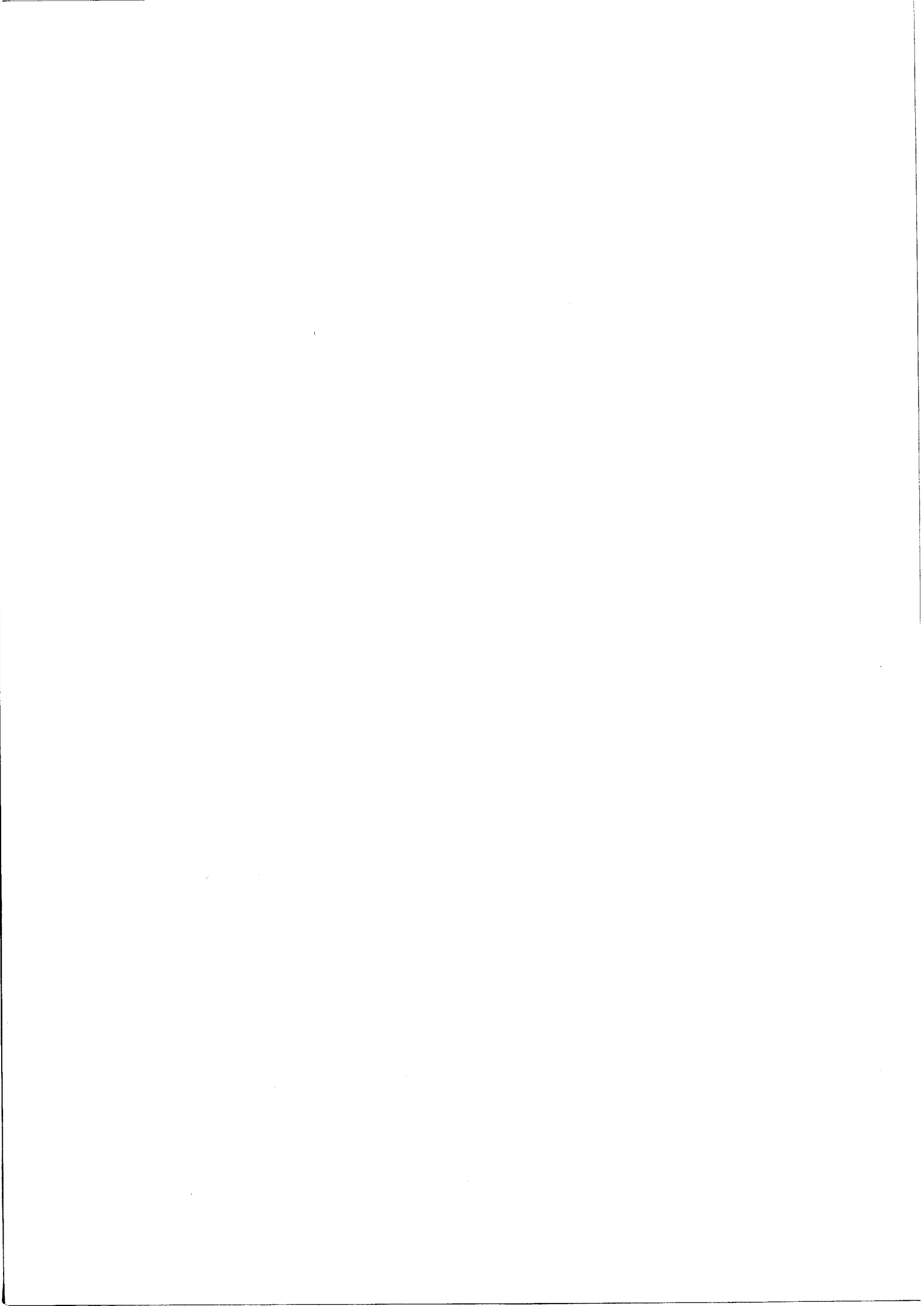


Fig. A.1 - Lithologie des formations

1, Schistes ardoisiers bleutés. 2, Quartzites et schistes à fossiles, avec des lentilles calcaires fossilifères. 3, Quartzites fins varicolores. 4, Schistes verts à lentilles dolomitiques et à niveaux évaporitiques. 5, Calcaires et dolomies noirs, fossilifères 6, Calcaires à ooides. 7, Schistes verts et lentilles de calcaires oolithiques. 8, Dolomies noires laminaires, avec rarement un niveau de calcaire récifal et un autre bréchiq. , Volcanites (acides et basiques), actuellement schistes verts. 10, Calcaires marmoréens clairs. 11, Calcaires marmoréens sombres. 12, Volcanites basiques (schistes verts) avec interlits sédimentaires. 13, Schistes et calcschistes sombres 14, Diabase compacte (Métabasite) 15, Calcaire à cherts et à interlits de calcschistes. 16, Calcaire micritique rose, rouge, jaune. 17, Calcschistes lilas, verts, à entroques et à galets de calcaires clairs. 18, Calcaires à cherts finement lités et à minces lits de cherts. 19, Blocs de calcaires marmoréens clairs, contenant parfois une faune récifale. 20, Radiolarites rouges, jaunes, finement litées 21, Schistes ardoisiers noirs.

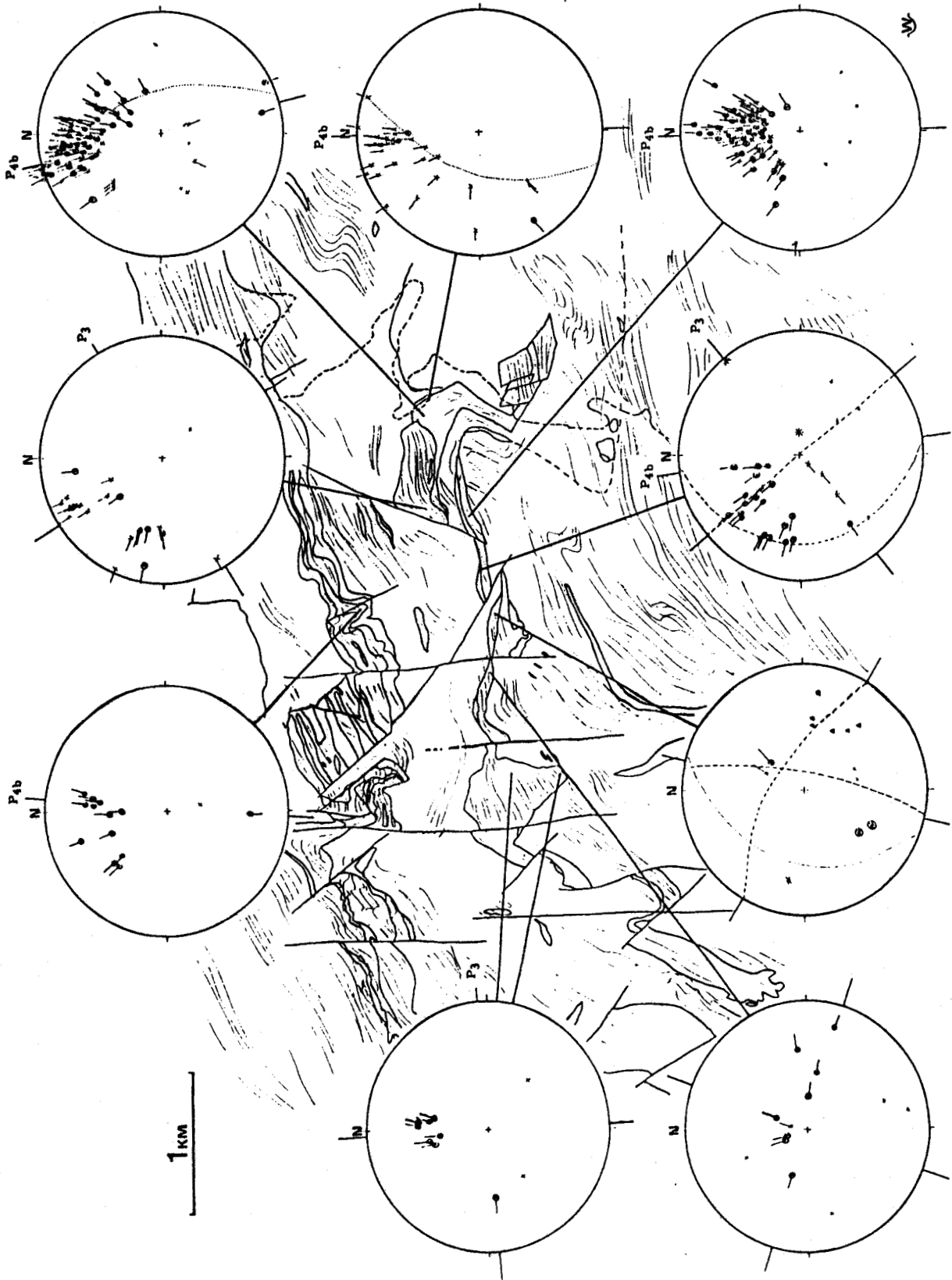
a, Conglomérat polymict. b, Filons et lentilles intrusifs basiques. c, Schistes à lentilles de quartzites et rarement à radiolarites. d, en coussins. e, Calcaires allodapiques avec des débris de lave et de tuf resédimentés. f, à lentilles de calcaires micritiques et plus rarement à radiolarites. g, Calcaires allodapiques. h, Brèche de calcaires néritiques à matrice calcschisteuse; i, Radiolarites noires et varicolores litées. j, Brèche de radiolarites noires.

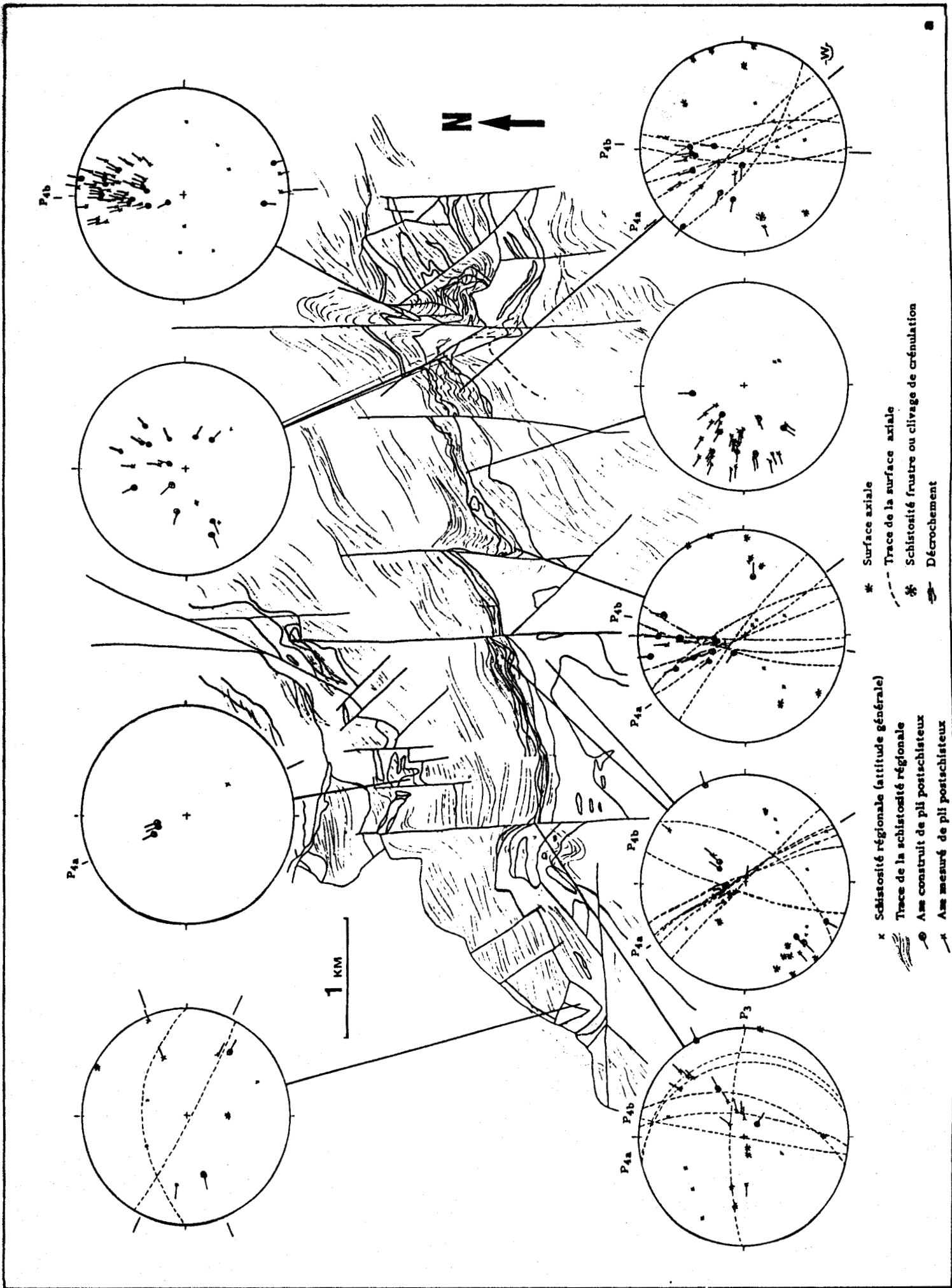
A, Calcaires claires à Mégalodontidés
Schistes Basaltes

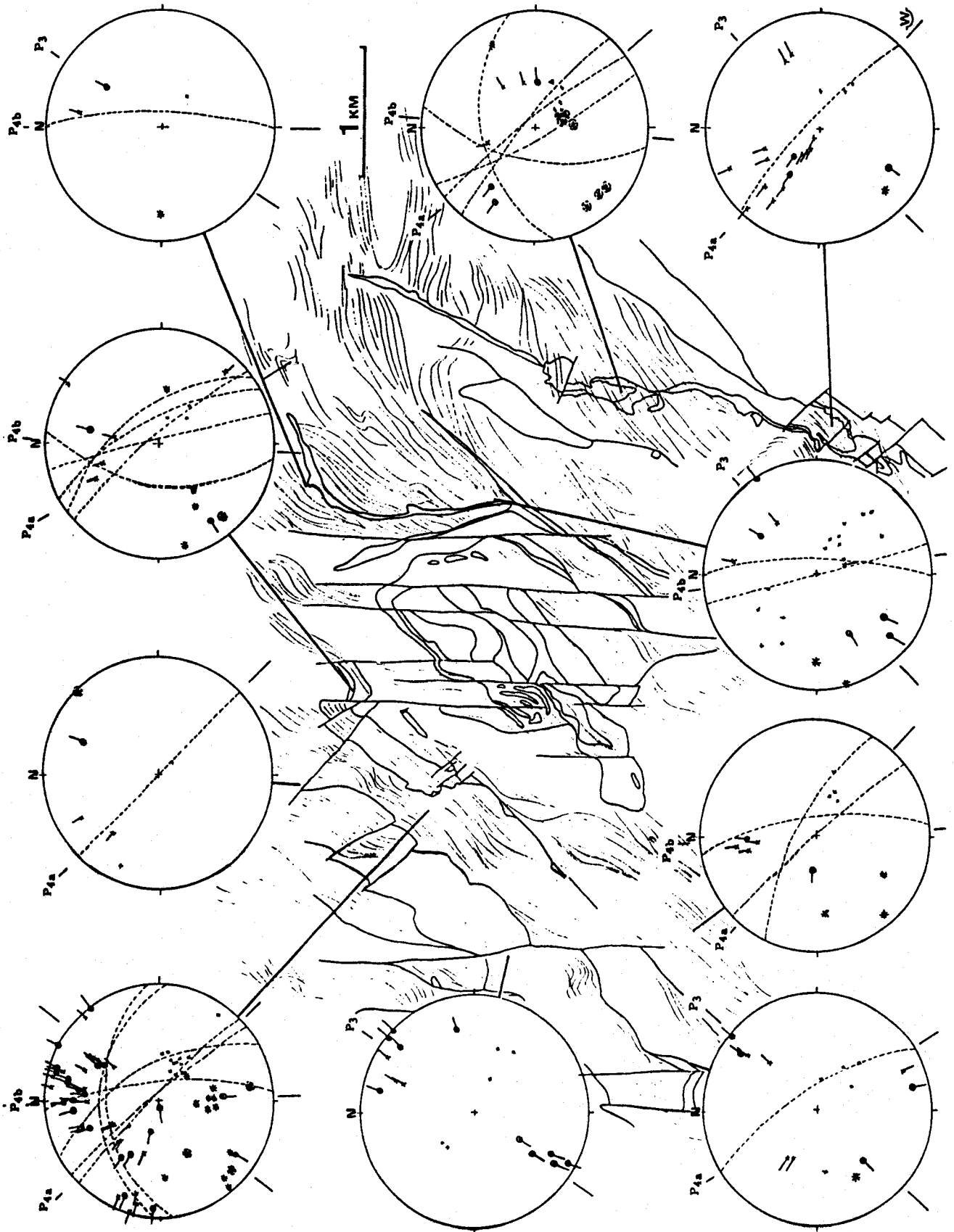


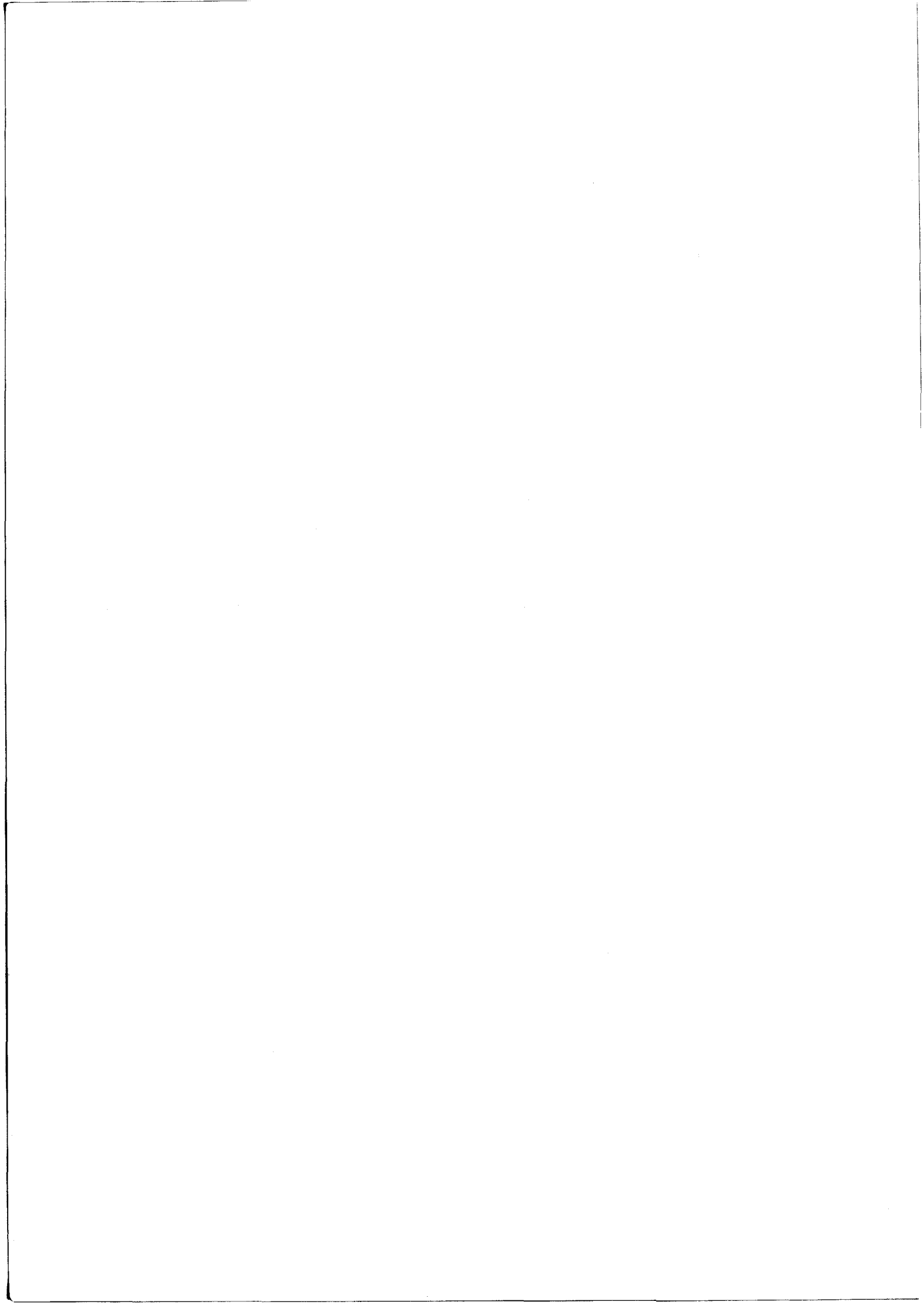
ANNEXE II. MESURES DE DIFFERENTS ELEMENTS TECTONIQUES DU BUKK.

Cet annexe regroupe toutes les données que je n'ai pas utilisées dans le texte, mais qui peuvent être intéressantes pour élargir l'étude régionale. Ces données seront pour la plupart fournies sous forme de cartes.









ANNEXE III. PRONONCIATION DES NOMS HONGROIS

L'alphabet hongrois comprend 42 sons ou lettres. Une des particularités est la richesse en voyelles ; les sons de différente hauteur, d'ouverture ou de longueur sont indiqués par des accents. En général les accents composés de points désignent des sons courts, les traits les sons longs. Les consonnes ne portent pas d'accent. Pour donner le rythme aux phrases, on met l'accent toujours sur le premier syllabe. Une autre particularité de la langue hongroise est l'utilisation de consonnes doubles. Dans la petite dictionnaire qui suit, j'essaye de donner le son équivalent en langue française ou le cas échéant en anglais des lettres de l'alphabet hongrois.

a = en
á = â
b = b
c = tz
cs = tcheque
d = d
dz =
dzs = jacket (angl)
e = mais
é = é allongé
f = f
g = grue
gy = during (ang)
h = have (ang) (toujours prononcé)
i = i
í = i allongé
j = yoghurt
k = k
l = l
ly = meilleur
m = m
n = n
o = o
ó = o allongé
ö = e
ő = e allongé
p = p
q = q
r = r (toujours roulé)
s = ch
sz = s
t = t
ty = Mathieu
u = o
ú = ou allongé
ü = u
ű = u allongé
v = v
w = w
x = x
y = ypsilon grec, i légèrement fermé
z = z

Je vais maintenant donner le sens de quelques mots fréquents dans ce volume.

kő = pierre, roc

völgy = vallée

tető = sommet

hegy = mont

lápa = petite vallée

bükk = hêtre

szent = saint

kereszt = croix

bánya = carrière, mine

vár = fort, château

felső = supérieur

ANNEXE IV. NOMS GEOGRAPHIQUES

Cet annexe donne les équivalents en langues étrangères des noms géographiques hongrois.

Melléte = Meliata (slov.)

Szilice = Silica (slov.)

Gömör = Gemer (slov.)

Lébény = Lubenik (slov.)

Margitfalva = Margecany (slov.)

Rozsnyo = Roznava (slov.)

Erdélyi Középhegység = Massif Transylvanien (fr) Apuseni (roum.)

Csalho = Ceahlau (roum.)

Szörény = Severin (roum.)

Szepes-Gömöri Erchegység = Spissko-Gemersko Rudohorije (slov.)

Dobsina = Dobsina (slov.)

Derno = Drnava (slov.)

Kocs = Choc (slov.)

Pelsoc = Plesivec (slov.)

Murany = Muran (slov.)

Rimaszombat = Rimavska subota (slov.)

Duna = Danube (fr)

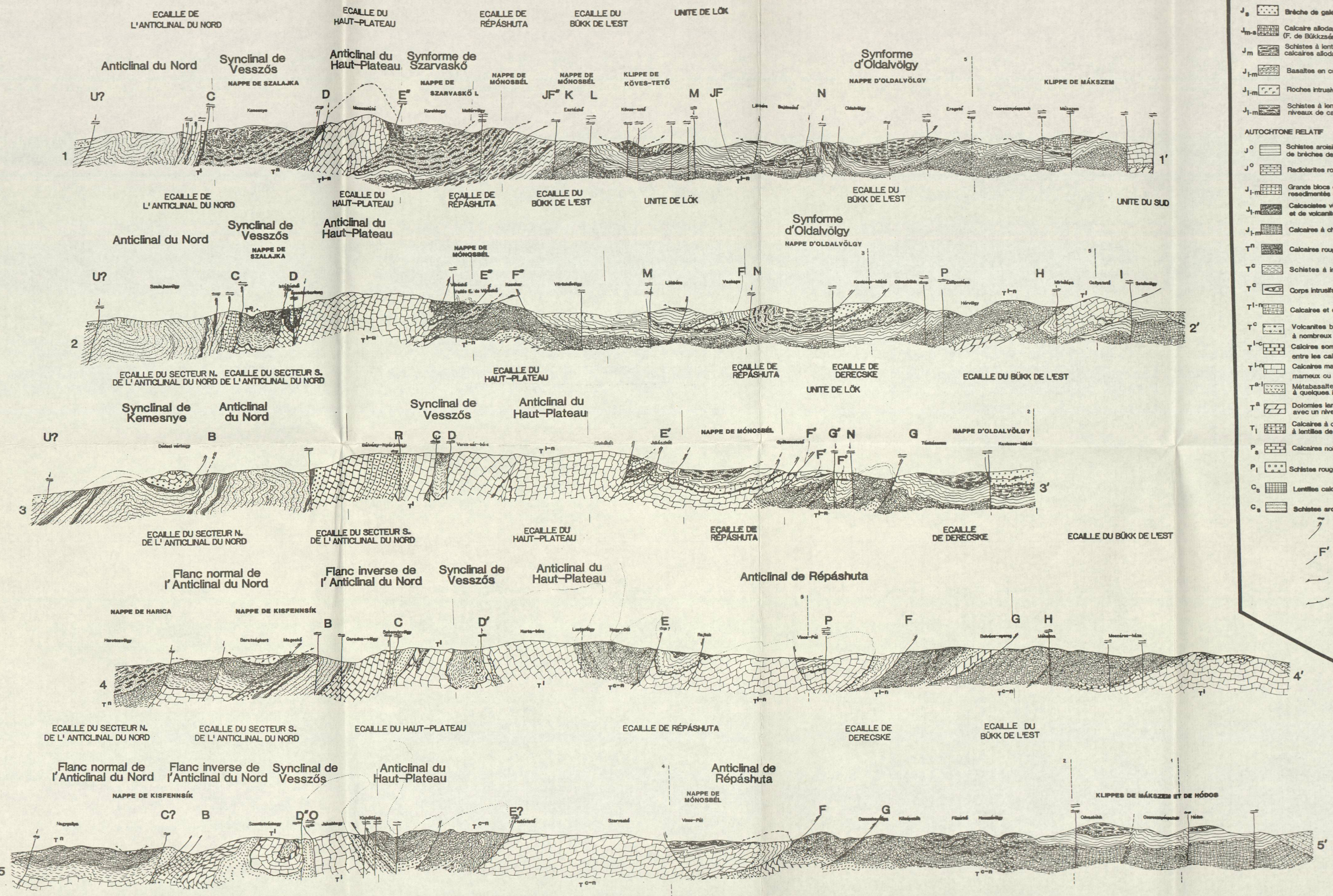
50376
1988
187

COUPES SERIEES A TRAVERS LE MASSIF DU BÜKK

construites et dessinées par László Csontos

N

S



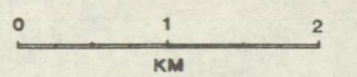
- Tertiaire**
- NAPPE DE KISFENNSIK**
- NAPPES DE TYPE MÓNOSBÉL-SZARVASKŐ**
- J₃ Brèche de galets de radiolarite et radiolarite noire (F. Karcsos-késti)
 - J_{1-m} Calcaire alioptique et olistostromes de calcaires oolithiques (F. de Bükkzserc et de Mónosbél)
 - J_m Schistes à lentilles calcaires, parfois à niveaux de calcaires alioptiques (F. Oldalvölgy, Horizon d'Odvasbükk)
 - J_{1-m} Basaltes en coussins (F. Szarvaskő)
 - J_{1-m} Roches intrusives basiques, essentiellement des dykes (F. Szarvaskő)
 - J_{1-m} Schistes à lentilles de quartzites, de radiolarites et rarement à niveaux de calcaires alioptiques (F. Tardos, Horizon de Jómárc)
- AUTOCHTONE RELATIF**
- J⁰ Schistes ardoisiers, facies de turbidite distale avec de rares niveaux de brèches de radiolarites (F. Lök)
 - J⁰ Radiolarites rouges bien liées (F. Bányahegy)
 - J_{1-m} Grands blocs de calcaire clair localement à faune récifale norienne, recémentés en deux niveaux (Horizons de Juhászúti)
 - J_{1-m} Calcaires violacés à entroques et à galets de calcaires clairs et de volcanites altérées (F. Vöröskő)
 - J_{1-m} Calcaires à cherts finement liés, recémentés (F. Malomhegy)
 - Tⁿ Calcaires rouges, jaunes, micritiques, à microfossiles noriennes (F. Répáshuta)
 - T^c Schistes à interlits de calcaires noirs (F. Vesszős)
 - T^c Corps intrusifs et effluvs de chimisme basique (Diabase de Létrás)
 - T_{1-n} Calcaires et calcaires à cherts (F. Felsőtárkány, Hollóstejtő et Rónabükk)
 - T^c Volcanites basiques (essentiellement des tufs) à nombreux interlits sédimentaires (F. Szinva)
 - T^{1-c} Calcaires sombres avec ou sans cherts. Horizontes formant le passage entre les calcaires marmoréens clairs et les calcaires à cherts
 - T_{1-n} Calcaires marmoréens clairs, rubannés, néritiques (faciès dolomitique, mameux ou cherteux) (F. Berva-Szabalyuk, Fehérkő et Fennsík)
 - T^{1-l} Métabasaites et métarhyolites (laves et pyroclastiques) à quelques inclusions sédimentaires (F. Szentistvánhegy)
 - T^a Dolomies laminées noires, (F. Hámor) avec un niveau de brèche à leur sommet (F. Savósa)
 - T₁ Calcaires à oolites, schistes sombres et varicolores à lentilles de calcaires (F. Garrenvári) (F. Ablakoskő)
 - P₃ Calcaires noirs, bitumineux, dolomies et marnes sombres (F. Nagyvisnyó)
 - P₁ Schistes rouges-verts et évaporites à lentilles dolomitiques (F. Szentibék)
 - C₃ Lentilles calcaires sombres, fossilifères dans des quartzites (F. Mályinka)
 - C₃ Schistes ardoisiers noirs, bitués, à faciès de turbidite (F. Szilvénvárad)
- ACCIDENT A REJEUX MULTIPLES.
L'ORDRE DES FLECHES DE BAS EN HAUT INDIQUE LES MOUVEMENTS DE PLUS EN PLUS RECENTS.
- F' SURFACE DE DISALLEMENT MAJEUR.
LES LETTRES CORRESPONDENT A LA DESCRIPTION DU CHAPITRE B.B. ET C.
- SURFACE DE CHARRIAGE DE LA NAPPE DE KISFENNSIK
- SURFACE DE CHARRIAGE DES NAPPES DE TYPE MÓNOSBÉL-SZARVASKŐ

2 NUMERO DE LA COUPE

CHANGEMENT DE DIRECTION DE LA COUPE

3 LIGNE D'INTERSECTION D'UNE AUTRE COUPE AVEC SON NUMERO

1988

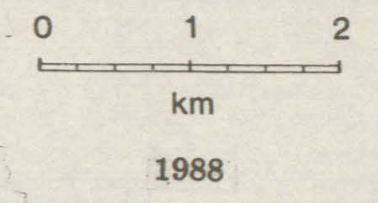


ECHELLE (SANS EXAGERATION VERTICALE)



CARTE LITHOSTRATIGRAPHIQUE
DU MASSIF DU BÜKK
(NE. DE LA HONGRIE)
construite par László Csontos
dessinée par Mme A. Csontos,
Mme M. Bocquet et L. Csontos

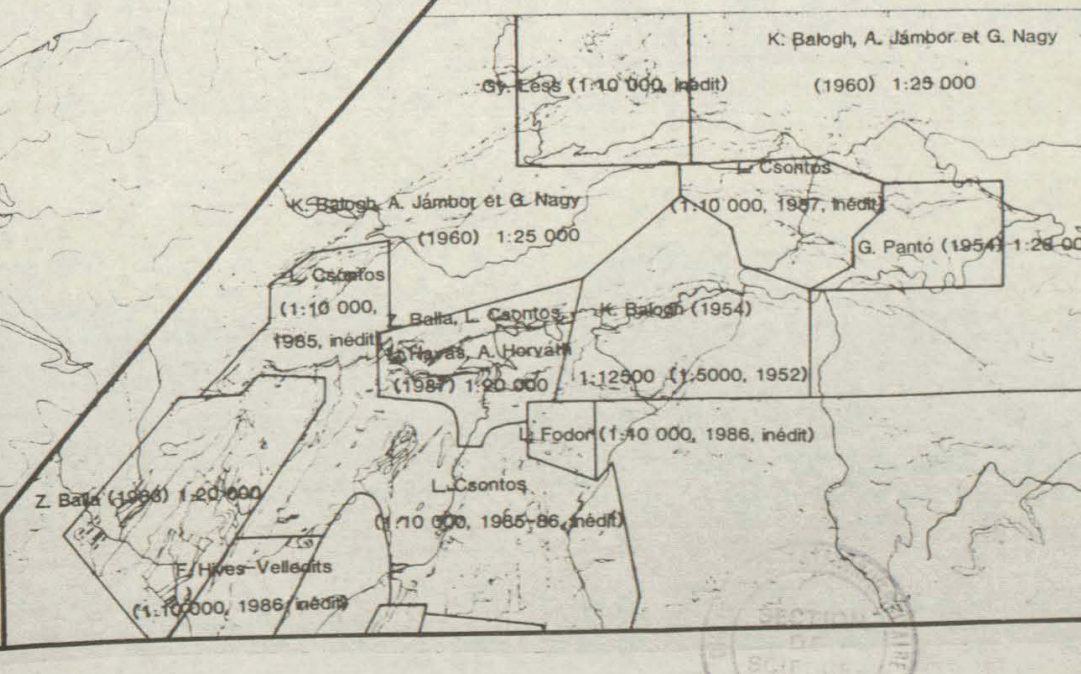
50376
1988
187



- Calcaire à Mégelodontités
- Brèche de radiolarites noires, radiolarites noires liées
- Calcaire gréseux à éléments résédimentés et à cherts noirs
- Schistes sombres à lentilles de calcaires, parfois à radiolarites
- Basaltes en coussins
- Gabbros et diabases (dykes et corps intrusifs plus profonds)
- Schistes noirs à lentilles de quartzites, parfois à radiolarites ou de calcaires varicolores
- Schistes ardoisiers noirs
- Radiolarites rouges, jaunes, vertes
- Calcschistes et calcaires violacés à entroques et à olistolites calcaires
- Calcaire rose, violacé, jaune, micritique
- Métadiabase vert (corps intrusif)
- Schistes sombres à intercalations de calcschistes bitumineux
- Calcaire à cherts à interlits de calcschistes
- Calcaire marmoréen clair parfois rubané, ou à fossiles néritiques
- Métarhyolite (corps intrusif)
- Métavolcanites verts ou violets à chimisme acide ou basique
- Dolomies sombres massives, recristallisées
- Dolomies laminées noires, avec un niveau de brèche à leur sommet
- Calcaires à oolides, schistes sombres et varicolores à lentilles de calcaires
- Calcaires noirs, bitumineux, dolomies et marnes sombres
- Schistes rouges-verts et évaporites à lentilles dolomitiques
- Lentilles calcaires sombres, fossilifères dans des quartzites
- Schistes ardoisiers noirs, bleués, à faciès de turbidite
- Filon de quartzite
- Coupes dans le texte
- Affleurement fossilifère

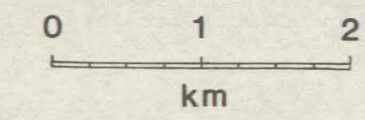


Cartes utilisées dans la construction

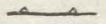










CARTE DES STRUCTURES DU MASSIF DU BÜKK

construite et dessinée par László Csontos



1988

-  Front de la nappe de Kisfennsík
-  Front des nappes de type Monosbél-Szarvaskő
-  Faille inverse
(les lettres correspondent à la description du chapitre III.B)
-  Axe des plis synclinaux (P 2)
-  Synclinal
-  Anticlinal
-  Trace de la schistosité régionale S 2
(Régions claires surface de schistosité pend vers le Nord)
(Régions sombres surface de schistosité pend vers le Sud)
-  Décrochement
-  Zones de cisaillement majeur tordant la schistosité régionale



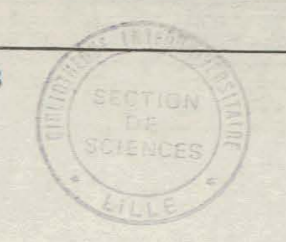
- Tertiaire
- NAPPE DE KISFENNSÉK
- T₃ⁿ Calcaire clair à Megalodontides
- NAPPES DE TYPE MÓNOSBÉL-SZARVASKŐ
- J₃ⁿ Breche de galets de radiolite et radiolite noire (F. Kavcsos-küldő)
 - J₃ⁿ Calcaire aliozapique et olistostromes de calcaires oolithiques (F. de Bükkszérc et de Mónosbél)
 - J₂ⁿ Schistes à lentilles calcaires, parfois à niveaux de calcaires aliozapiques (F. Ócsahegy, Horizon d'Ódvasbük)
 - J₁ⁿ Basaltes en coussins (F. Szarvaskő)
 - J₁ⁿ Roches intrusives basiques, essentiellement des dykes (F. Szarvaskő)
 - J₁ⁿ Schistes à lentilles de quartzites, de radiolites et rarement à niveaux de calcaires aliozapiques (F. Tardos, Horizon de Jómárc)

- AUTOCHTONE RELATIF
- J₃ⁿ Schistes anisiers, faciès de turbidite distale avec de rares niveaux de breches de radiolites (F. Lök)
 - J₃^o Radiolites rouges bien litées (F. Bányahegy)
 - J₁ⁿ Grands blocs de calcaire clair localement à faune reefale norienne, recementés en deux niveaux (Horizons de Juhászok)
 - J₁ⁿ Calcschistes violacés à entroques et à galets de calcaires clairs et de volcanites altérées (F. Vöröskő)
 - T₃ⁿ Calcaires à cherts finement lités recementés (F. Malomhegy)
 - T₃ⁿ Calcaires roses et jaunes, micritiques, à microfaune norienne (F. Répáshuta)
 - T₃ⁿ Calcaire marmoréen clair, finement rubané
 - T₃ⁿ Calcaires sombres micritiques, avec de interlits de calcschistes à leur base et avec des cherts à leur sommet (F. Fejszárkány, Holósteő et Rónabük)
 - T₃ⁿ Corps intrusifs et effusifs de chisme basique (Diabase de Létrás)
 - T₃ⁿ Schistes à interlits de calcschistes noirs (F. Vesszős)
 - Dolomies claires, des calcaires à cherts fortement metasomatiques
 - T₂ⁿ Calcaires et calcschistes à cherts
 - T₃ⁿ Volcanites basiques (essentiellement des tufs) à nombreux interlits sédimentaires (F. Szinva)
 - T₂ⁿ Calcaires sombres avec ou sans cherts. Horizons formant le passage entre les calcaires marmoréens clairs et les calcaires à cherts
 - T₂ⁿ Calcaires marmoréens clairs, rubanés, néritiques (facies dolomitiques, marnieux ou cherteux) (F. Berva-Subalyuk, Fehérő et Fennsík)
 - T₂ⁿ Métabasaites et métarhyolites (laves et pyroclastites) à quelques inclusions sédimentaires (F. Szentistvánhegy)
 - T₂ⁿ Dolomies laminees noires, (F. Hámor) avec un niveau de breche à leur sommet (F. Savós)
 - T₁ⁿ Calcaires à ooides, (F. Gerennavár) schistes sombres et varicolores à lentilles de calcaires (F. Ablakoskő)
 - P₂ Calcaires noirs, bitumineux, dolomies et marnes sombres (F. Nagyvisnyó)
 - P₁ Schistes rouges-verts et évaporites à lentilles dolomitiques (F. Szentélek)
 - C₃ Lentilles calcaires sombres, fossilifères dans des quartzites (F. Mályinka)
 - C₃ Schistes ardoisiers noirs, bleutés, à faciès de turbidite (F. Szivásvár)

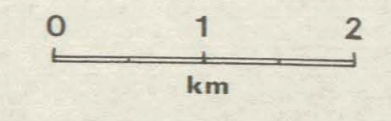
- ▲▲▲ Chevauchement de la nappe de Kisfennsék
- ▲▲▲ Chevauchement des nappes de type Mónosbél-Szarvaskő
- Accident inverse
- Decrochement
- Faille normale

50376
1988
187

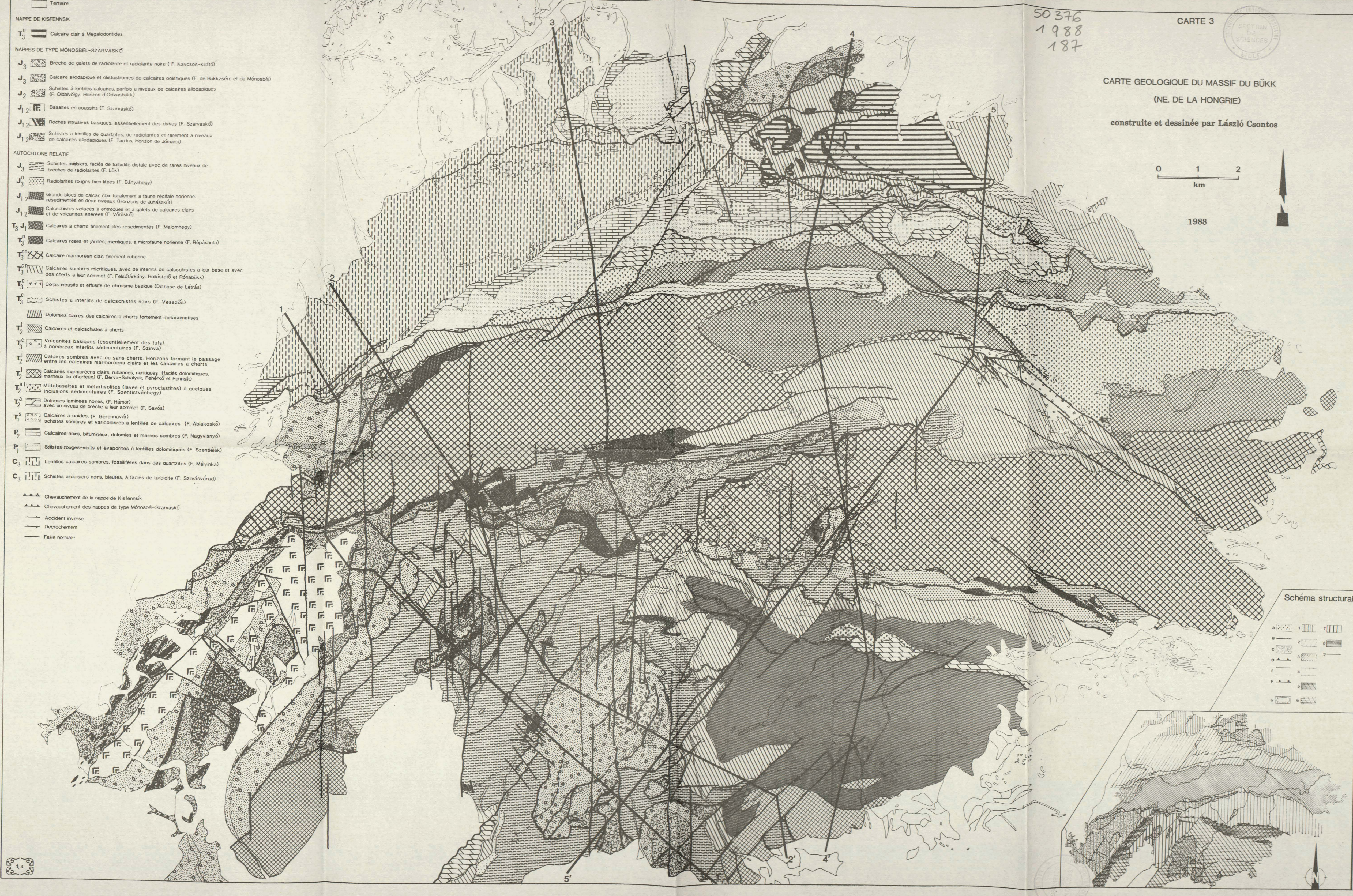
CARTE 3



CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DU BÜKK
(NE. DE LA HONGRIE)
construite et dessinée par László Csontos



1988



Schema structural

A	1	2	3
B	4	5	6
C	7	8	9
D	10	11	12
E	13	14	15
F	16	17	18
G	19	20	21

