

P. 1 a enreg

EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE QUATERNAIRE DU BASSIN DE KASSERINE
(TUNISIE CENTRALE)

H. BANNOUR* et J. BONVALLOT**

RESUME

La description des unités de relief de la plaine de Kasserine et de ses bordures met en évidence une série d'accidents tectoniques : plis, failles normales et décrochements. L'évolution géomorphologique quaternaire est conditionnée à la fois par des phénomènes climatiques et par des phénomènes tectoniques continus. Une distinction est cependant notée entre la partie amont et la partie aval du bassin.

SUMMARY

The description of the reliefs of the Kasserine plain and its margins displays a lot of tectonic features : pleats, faults and sliding faults. The quaternary geomorphological evolution is conditioned at one and the same time by climatic and continuous tectonic phenomenons. A distinction is made in the meantime between the above and the lower parts of the basin.

La région de Kasserine en Tunisie Centrale fait partie de l'ensemble structural atlasique caractérisé par une succession d'étroits anticlinaux calcaires secondaires et tertiaires, généralement faillés et de larges synclinaux à remplissage néogène. Cette disposition NE-SW est fréquemment entrecoupée par des fossés d'effondrement dont le bassin de Kasserine, de direction ESE-NNW, limité au Sud par une grande faille qui vient couper obliquement un synclinal mio-pliocène et les djebels Chambi et Selloum, est un bon exemple.

La tectonique, dont les premières manifestations le long de la faille remonteraient, selon DEGALLIER (1952), à la phase pyrénéenne précédant l'orogénie alpine, a donc conditionné en partie l'évolution du paysage de la région. Elle s'est poursuivie durant l'orogénie atlasique (CASTANY, 1951). Mais DAVIS et BOAST (1980), constatant l'absence de déformation des sédiments pléistocènes et holocènes dans le fossé, concluent à un arrêt des mouvements tectoniques au Quaternaire. Notons, cependant, que ROUMIGUIERES et UGUET (1946) mentionnent une permanence des rejeux tectoniques, allant en s'atténuant durant cette même époque.

De nombreux indices concernant l'agencement des unités de relief, la répartition des diverses formations récentes, la mise en évidence de failles non signalées jusqu'à présent, permettent de conclure à une évolution tectonique continue jusqu'à nos jours.

* Géomorphologue DRES, Division des Sols, Avenue de la République - TUNIS-PORT.

** Géographe ORSTOM, 18 avenue Charles Nicolle - TUNIS-BELVEDERE

I - CADRE MORPHOLOGIQUE

Le bassin de Kasserine, véritable fossé d'effondrement, est limité vers le Sud par une corniche gréseuse (étroitement calquée sur la grande faille qui va du Chami au Selloum), alors qu'au Nord la transition avec sa bordure s'effectue par petits palliers successifs. Dans la partie Ouest, le contact entre la partie déprimée et les montagnes se fait plus brutalement.

I.1. La bordure sud du fossé

Elle est formée par les piedmonts des djebels Chambi et Selloum, qui sont façonnés en une succession de trois glacis étagés. On passe progressivement de 700 à 900 m, d'un glacis récent limono-sableux à un glacis ancien conglomératique, fossilisé par une puissante croûte calcaire, en passant par un glacis moyen, à croûte en feuillets. L'ensemble se raccorde aux massifs montagneux par des cônes de déjection, à matériel hétérométrique épais et encroûté.

Le long de l'escarpement de ligne de faille, à l'aval du système de glacis, aux environs de 700 m d'altitude, les formations quaternaires disparaissent, seuls les grès du Miocène affleurant sur le plateau dominant la plaine d'effondrement d'une quarantaine de mètres.

Les terrains holocènes sont ici constitués de petites terrasses, étroites banquettes discontinues, localisées aux rives convexes des méandres des oueds, et de quelques cônes de déjection.

Au Nord-Ouest de Kasserine, les glacis du Quaternaire ancien se terminent brutalement au-dessus de la plaine par un escarpement d'environ 80 m, comme s'ils avaient été tronqués vers l'aval par une probable faille. On passe sans transition des niveaux anciens au remblaiement actuel de la plaine.

I.2. La bordure Nord

Elle s'étend sur les piedmonts des djebels Semmama et Maargaba, au Nord, à l'Ouest et à l'Est du Bled Bou Zgam. De même que pour la bordure sud, on y recense trois glacis étagés, les faciès des formations superficielles en étant relativement identiques. Cependant, dans le détail, la régularité des différentes unités est affectée par une série d'accidents topographiques peu marqués. La surface des niveaux quaternaires ancien et moyen révèle des déformations aussi bien longitudinales que transversales.

Au Bled Bou Zgam, le glacis du Quaternaire moyen et sa croûte en feuillets caractéristique sont modelés en une succession de paliers subhorizontaux (à 645, 655, 675 m d'altitude), séparés par des cassures visibles dans la croûte, le long de l'Oued El Kaïd, par exemple. Les petits escarpements ainsi créés dans un matériau relativement peu cohérent ont été remodelés par l'érosion qui en oblitère la netteté.

A deux kilomètres au Nord du Bled Bou Zgam, les lanières du glacis du Quaternaire ancien et leur croûte calcaire conglomératique sont portées à des altitudes différentes de part et d'autre des vallées (720, 730, 740 m), comme si l'ensemble du niveau avait subi des déformations par plissement, la croûte moulant en dôme l'ensemble des lanières et matérialisant ainsi le toit de petits anticlinaux. Dans ce secteur également, le même glacis est nettement fracturé, selon une direction SE-NW, avec un escarpement de faille de 4 à 5 m de rejet.

Plus à l'Est, les formations quaternaires récentes, peu épaisses, reposant sur les grès sableux du Miocène, sont affectées par plusieurs cassures repérables à la faveur de l'entaille des oueds. La première, recoupant le cours inférieur de l'Oued Mèssène, met en contact suivant le plan de faille, les grès et les argiles avec les formations sableuses du Quaternaire récent, la direction de la ligne de faille étant de N 110° E et celle des stries, très nettes dans les argiles (évidence de la "jeunesse" du jeu tectonique) de N 40° E. Les sables du Quaternaire récent, disposés en lits subhorizontaux, sont très sensiblement déformés à l'approche de la faille (pendage passant de 0° à 20° pour le Quaternaire et de 4° à 38° pour le Miocène).

La seconde, située à la limite entre les terrains quaternaires moyens et récents et les calcaires du Maestrichtien-Campanien de l'extrémité ouest du djebel Maargaba, le long du cours supérieur de l'Oued el Djlem, met en contact suivant le plan de faille les calcaires et les formations

du Quaternaire moyen. De même que pour la précédente, la direction de la ligne de faille est de N 110° E et celle des stries très fraîches de N 40° E. Notons que cette faille en avoisine une seconde, de direction N 150° E, qui se localise à quelques mètres en amont, et dont les stries, beaucoup moins nettes, sont de direction N 60° E. Ces deux accidents ne sont pas les seuls, les grès sableux du Miocène étant, dans toute cette zone, hachés par une multitude de petites fractures de direction N 110° E ou N 150° E, repérables le long du cours des oueds ou dans la tranchée du gazoduc transméditerranéen. Elles affectent les dépôts du Quaternaire récent, discordant sur le Miocène, alors que la topographie de surface n'en laisse rien supposer.

Nous sommes donc ici en présence d'un réseau de failles normales, disposées en échelon, certaines d'entre elles, de direction N 110° E, s'accompagnant d'un décrochement dextre (1).

Tous les terrains du Quaternaire ont donc été, sur la bordure nord du bassin de Kasserine, touchés par des remaniements tectoniques. Plissements et cassures restent cependant discrets en surface, et n'entraînent que des déformations peu visibles, les formations toujours meubles étant aisément remaniées au cours de l'évolution.

1.3. La bordure ouest

Dans la zone du Bled Haria et de Sidi Herrat, le contact entre la plaine d'effondrement et les massifs montagneux (Chambi, Semmama), se fait avec brutalité, la transition étant seulement assurée par une série de cônes de déjection ou de glacis peu étendus.

Les cônes de déjection sont formés par une accumulation d'alluvions grossières encroûtées anciennes, sur lesquelles se sont déposés successivement de plus récentes, sous forme de cônes de taille variable, qui viennent fossiliser les anciens. Dans certains cas, la distinction entre cônes anciens, moyens et récents est particulièrement nette (au pied du Chambi, par exemple), dans d'autres, au contraire, elle est beaucoup plus difficile (cône de Sidi Herrat). Ces accumulations de pentes supérieures à 10 % sont envoyées vers l'aval par les alluvions argilo-limoneuses, récentes à actuelles, de la plaine, le contact, très net, étant parfois rectiligne, comme à Sidi Herrat, et souligné probablement par une faille.

Au Nord-Ouest du Bled Haria, les coupes de certains oueds (Oued Zebbas en particulier), révèlent une superposition évidente de dépôts, du même type que celle des cônes de déjection évoqués ci-dessus. En amont, (vers 740 m d'altitude), une formation sableuse à la base et grossière au sommet, coiffée d'une épaisse dalle calcaire (Quaternaire ancien), localement doublée, nettement flexurée, parfois fracturée, plonge par des pendages accusés mais variables sous une formation plus fine, portant un sol ocre pâle, à nodules calcaires (Quaternaire moyen). L'ensemble disparaît en direction de la plaine de Kasserine, sous un glacis d'ennoyage limono-sableux (Quaternaire récent), à pente accusée, qui plonge lui-même au niveau de la courbe 650 m sous les formations argilo-limoneuses de la plaine. Le passage d'une formation à l'autre s'effectue en continuité, et seules les coupes dans les berges des oueds nous permettent de les identifier.

La configuration sédimentologique de toute la partie Ouest de la bordure du fossé d'effondrement (cônes de déjection à forte pente entassés les uns sur les autres, accumulation superposée des formations superficielles quaternaires), tend à prouver que, durant toutes les phases de dépôt du quaternaire, une subsidence marquée s'est exercée ici, le soubassement de la plaine continuant à s'affaïsser.

1.4. La plaine

La plaine, dont les altitudes s'échelonnent de 650 m à l'amont à 600 m à l'aval, est caractérisée par une inégale répartition des formations alluviales, qui forment son substrat.

(1) Le sens de ce décrochement est conforme aux théories de BEN AYED (1980) sur l'évolution structurale récente de l'Atlas Tunisien. Selon lui, la plaine d'effondrement de Kasserine est située le long d'une grande faille profonde (D4 du schéma structural), dictant l'architecture actuelle de l'Atlas, accident du socle mobilisé en décrochement.

A l'Est d'une ligne joignant Kasserine à Sidi Herrat, dominant les alluvions du Quaternaire récent (Soltanien du Maroc), alors qu'à l'Ouest affleurent uniquement des formations encore plus récentes (Holocène et actuel).

La partie Ouest de la plaine est caractérisée par la présence d'épandages très récents, salés, de texture homogène fine à moyenne, de couleur grise. La structure prismatique indique le maintien de mauvaises conditions de drainage pendant et après le dépôt. Leur épaisseur augmente de l'Est vers l'Ouest : 17 m à Sidi Herrat (sondage I) et 130 m à l'Ouest du Bled Haria (Sondage II) et souligne des potentialités d'accumulation plus aisées lorsqu'on se rapproche du piedmont du Chambi (subsidence active). Actuellement encore, les points les plus bas de cette partie de la plaine sont situés à proximité du massif, et sont soulignés par une zone marécageuse entre les cotes 635 et 639 m. Les lits supérieurs de ces alluvions, entre 3 et 4 m de profondeur, ont été datés sur ossements humains de 3 600 BP \pm 700 années (par BANNOUR et BOUALLAGUI, 1979).

Au Nord-Ouest de Kasserine, ces formations sont recouvertes par une série de cônes de déjection sableux, construits par les oueds descendant du Chambi et du plateau gréseux (O. ed Darb, el Rasfa, Zerdab et el Ahmar), partiellement remaniés en dunes par l'érosion éolienne. La présence de fragments de poterie romaine dans le matériau alluvial permet de les dater de l'époque historique.

Les alluvions holocènes reposent sur des formations plus anciennes (Quaternaire récent) qui viennent à l'affleurement dans l'Oued el Hattab à l'aval de Sidi Herrat. Les coupes des berges montrent sur 6 à 7 m d'épaisseur un dépôt à dominante limoneuse avec une sédimentation bien litée où alternent des lits décimétriques de gypse et de sel. Le sondage II permet de lui attribuer ici une épaisseur d'une soixantaine de mètres. Ses caractéristiques physico-chimiques (pH basique, forte conductivité, salure, granulométrie poudreuse) et son litage régulier subhorizontal sont significatifs d'un dépôt en eau peu profonde, alternant avec des périodes d'émersion, du type sebka. Les formations sous-jacentes plus anciennes (calcaire ou croûte calcaire et alluvions d'après le sondage II) sont épaisses de 60 m et reposent sur les calcaires secondaires.

Au sommet des alluvions gypseuses litées, s'individualise une série de monticules également gypseux, grisâtres, de quelques mètres de hauteur, qui s'échelonnent vers l'Est, le long de l'Oued el Hattab jusqu'à son confluent avec l'Oued Ali Saïda, derniers témoins actuellement démantelés d'un système de lunette éolienne à pseudo-sables bordant la zone de sebka précédemment décrite. Leur base est ennoyée par les formations holocènes.

A partir de l'Oued Ali Saïda, les caractéristiques des alluvions du Quaternaire récent se modifient, les formations gypseuses deviennent de plus en plus minces et sont relayées par des dépôts sableux à sablo-argileux qui passent latéralement vers le Sud à de vastes cônes de déjection sableux surbaissés, datant du même âge. On retrouve de tels dépôts dans les sondages III et IV, à des profondeurs de 15 et 30 m sous les terrains plus récents.

Dans ce secteur, le Quaternaire récent affleure de façon continue, alors que les alluvions de l'Holocène, qui constituaient l'ennoyage du Bled Haria se limitent à une petite terrasse emboîtée le long de l'Oued el Hattab. Dans le détail, elle s'encaisse progressivement depuis la surface de la plaine dans la zone du confluent de l'Oued Ali Saïda, pour se trouver vers l'aval, à une vingtaine de mètres en contrebas.

Dans la trouée Maargaba-Selloum, la plaine d'épandage se rétrécit (2 km) et se trouve littéralement suspendue d'environ 30 m, à 635 m d'altitude, au-dessus du réseau ravinant de l'Oued el Hattab. Les grès et conglomérats pliocènes qui apparaissent à la faveur de l'entaille sont plissés suivant une direction N 140/150° E, en une succession de petits chaînons, dont les sommets culminent à 640/650 m, revêtus d'une croûte calcaire conglomératique du Quaternaire ancien, elle-même plissée. A l'Ouest, jalonnant la Koudiat el Maïzila, une faille normale, de direction N 130° E, met en contact les terrains pliocènes recouverts d'un voile de matériaux roulés avec le remplissage du Quaternaire récent de la plaine. Au sommet de la Koudiat, à 652 m d'altitude, affleure une croûte calcaire conglomératique ancienne démantelée, semblable à celle qui revêt les plis affectant le Pliocène.

Les évidences d'une tectonique active de la plaine de Kasserine durant le Quaternaire ne manquent donc pas. Réseau de fractures affectant les différents étages, subsidence marquée par la disposition des accumulations bordières de la partie ouest, plissement de la zone aval après la formation de la croûte calcaire du Quaternaire ancien, faille de la Koudiat el Maïzila, montrent que l'effondrement semble être une constante de l'évolution du fossé.

II - EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE

L'évolution géomorphologique est, en fait, dictée par la présence de la grande faille de Kasserine, qui jalonne un accident du socle (BUROLLET, 1973), faille vraisemblablement déjà active dès la fin de l'Oligocène, période d'orogénèse qui annonce les mouvements alpins, et se prolonge au Viridobonien, son terme marquant la naissance du relief. Mais aucun indice sérieux ne permet de conclure à un effondrement net du fossé durant le Miocène, puisque l'épaisseur des terrains miocènes de la partie actuellement effondrée n'est pas connue avec précision.

Par contre, la présence de terrains pliocènes dans le fossé et leur absence sur ses marges tend à prouver qu'un effondrement important s'est produit lors de la phase fini-miocène (BEN AYED, 1980).

Au cours du Quaternaire, ce mouvement se poursuit (CASTANY, 1951), comme l'indique une épaisseur de 700 m d'alluvions accumulées à Kasserine (2) sur le Miocène et les différentes fractures repérées sur les bordures. Le jeu conjugué de celles-ci et d'un mouvement de décrochement dextre conduit au plissement des formations plio-quaternaires de l'aval, qui constituent ainsi un seuil hydraulique fermant le fossé. La présence de ce seuil et la continuité de l'effondrement conditionnent en partie l'évolution géomorphologique de la plaine.

Elle est également dictée par les alternances climatiques du Quaternaire, caractérisées par une succession de climats pluviaux et interpluviaux (RAYNAL, 1967). Au cours des pluviaux, l'activité de la morphogénèse provoque la surcharge des cours d'eau et un alluvionnement accéléré dans les zones basses. Dans le fossé, les dépôts s'accumulant peuvent produire un comblement qui prend le pas sur l'effondrement. L'exhaussement continu de la surface de la plaine conduit alors à des débordements par-dessus le seuil et à des incisions dans le Plio-Quaternaire.

Au cours des interpluviaux, l'assèchement amenant des changements importants dans les facteurs du débit et de la charge du ruissellement, engendre une recrudescence de l'érosion linéaire et une exacerbation des incisions ayant débuté à la fin des pluviaux précédents. Il s'ensuit une vidange progressive de la plaine par tout un réseau ravinant régressif, vidange en partie annihilée par la poursuite de la subsidence.

Ce schéma général peut s'appliquer, en particulier, à l'évolution géomorphologique du fossé pendant et après le dernier pluvial (Soltanien).

Durant la phase pluviale, des épaisseurs importantes d'alluvions s'accumulent à la faveur de l'effondrement, jusqu'à venir déborder par-dessus le seuil tectonique constitué par les anticlinaux affectant le Plio-Quaternaire et la faille de la Koudiat el Maïzila, bien que celle-ci continue à jouer, puisqu'elle met en contact les terrains du Pliocène et ceux du Quaternaire récent. Le débordement s'effectue vraisemblablement à la faveur d'anciennes entailles, façonnées précédemment, solidaires des mouvements tectoniques de l'ensemble du seuil.

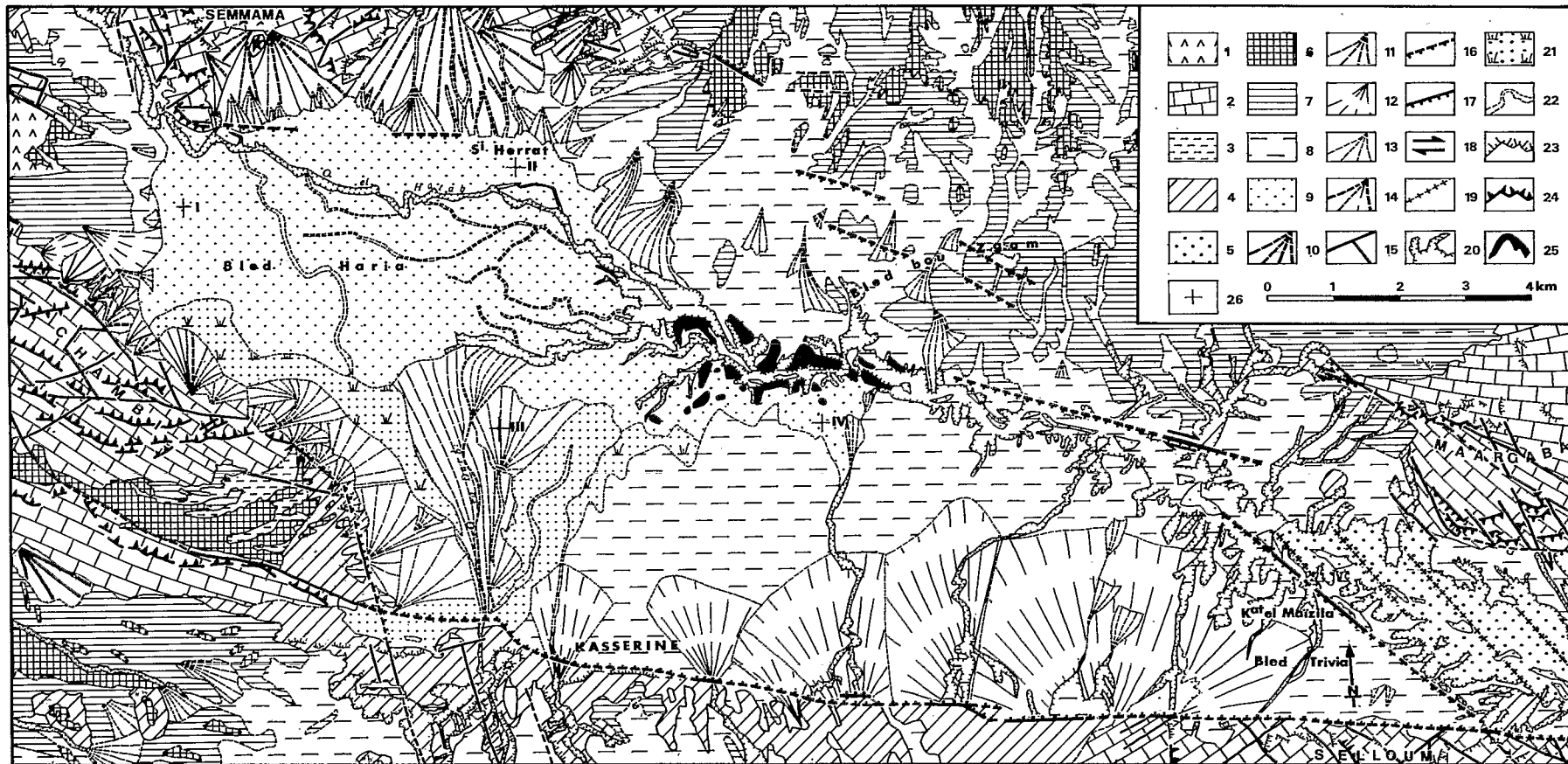
Au début de la phase interpluviale suivante (dernier interpluvial quaternaire), l'incision du seuil va en s'accéléralant et provoque le début de l'érosion régressive de la plaine. Parallèlement, dans la partie amont, beaucoup plus marquée par l'effondrement, s'installe une sebkha dont les dépôts gypseux, bien visibles vers Sidi Herrat, témoignent d'une évolution en bassin fermé. Cette zone endoréique est bordée vers l'Est par un bourrelet éolien gypseux. Avec l'assèchement progressif du climat, la superficie occupée par la sebkha diminue peu à peu, son recul étant jalonné par une série d'accumulations éoliennes à pseudo-sables. En même temps, l'incision linéaire régressive gagne vers l'amont, et aboutit au drainage de la zone basse.

Avec le retour de conditions climatiques plus humides (récurrence pluviale rharbienne au cours de l'Holocène), la surface de la plaine est, dans sa partie amont, recouverte par des épandages limono-sableux, dont l'épaisseur, qui va en s'accroissant vers l'Ouest, traduit la permanence d'un effondrement actif. A partir de la région centrale, au contraire, ils s'individualisent sous la forme

(2) Ces alluvions, selon RAHOUI et coll. (1977), ont des pentages, compris entre 5 et 10 %, vers le centre de la plaine, qui soulignent bien la permanence de l'effondrement.

REGION DE KASSERINE. ESQUISSE GEOMORPHOLOGIQUE. ECHELLE 1/100 000.

- 1) Trias. 2) Crétacé calcaire. 3) Miocène argileux. 4) Miocène gréseux. 5) Pliocène gréseux conglomératique. 6) Glacis quaternaire ancien. 7) Gl. q. moyen. 8) Gl. terrasse q. récent. 9) Terrasse rharbienne. 10) Cône q. ancien. 11) Cône q. moyen. 12) Cône q. récent. 13) Cône historique-actuel. 14) Cône polygénique. 15) Failles des djebels. 16) Faille quaternaire probable. 17) Faille q. certaine. 18) Décrochement. 19) Anticlinal. 20) Réseau ravinant. 21) Epanchage historique-actuel. 22) Bras mort. 23) Corniche secondaire. 24) Corniche principale. 25) Lunette gypseuse. 26) Forage.



d'une petite banquette emboîtée dans les alluvions déposées au cours de la période pluviale précédente. Cet encaissement tendrait à prouver que les mouvements tectoniques sont ici beaucoup moins actifs que dans la zone amont. C'est là qu'actuellement les phénomènes de ravinement prennent le plus d'ampleur, chaque affluent de l'Oued el Hattab façonnant un profond réseau ravinant. A l'amont, au contraire, les oueds, même importants, (O. ed Darb), après un cours supérieur encaissé en canyon sur le plateau bordier, se raccordent à la surface de la plaine sans aucun ravinement.

CONCLUSION

Ce rapide tableau de l'évolution géomorphologique de la région de Kasserine montre la permanence de phénomènes tectoniques pendant le Quaternaire. Les différentes fractures observées ont des directions généralement N 110° E et, secondairement, N 150° E. Les premières, qui sont accompagnées d'un décrochement dextre, n'ont que quelques équivalents très rares dans les montagnes bordières. Les secondes, au contraire, répètent une direction de fractures très fréquente dans les massifs montagneux. La mise en évidence d'une direction N 110° E avec décrochement souligne vraisemblablement une tectonique compressive quaternaire.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNOULD M.**, 1949 - Mouvements épirogéniques récents en Tunisie, C.R. Soc. Géol. Fr., pp. 201-202.
- BANNOUR H. et BOUALLAGUI H.**, 1979 - Le Djebel Chambi et ses piedmonts (Tunisie Centrale). Aspects du milieu naturel. Géomorphologie, morphodynamique, végétation. Thèse 3e cycle Strasbourg, DRES Tunis, 259 p. multigr.
- BEN AYED N.**, 1977 - Tectonique cassante polyphasée et formation des cuvettes. Région de Siliana et du Sers, Notes du Serv. Géol. de Tunisie, n° 43, pp. 45-54.
- BEN AYED N.**, 1980 - Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas Tunisien, C.R. Soc. Géol. Fr., fasc. I, pp. 29-32.
- BUROLLET P.F.**, 1956 - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale, Ann. Mines et Géol., Tunis, n° 18, 350 p.
- BUROLLET P.F.**, 1973 - Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne, Livre Jubilaire Marcel Salignac, Ann. Mines et Géol., Tunis, n° 26, pp. 111-120.
- CAIRE A.**, 1977 - Interprétation tectonique de l'Atlas Tunisien à fossés, C.R. Acad. Sci., t. 284, sér. D, pp. 349-352.
- CASTANY G.**, 1948 - Les fossés d'effondrement de Tunisie, Ann. Mines et Géol., Tunis, n° 3, 124 p.
- CASTANY G.**, 1951 - Etude géologique de l'Atlas Tunisien oriental, Ann. Mines et Géol., Tunis, n° 8, (Thèse Doct. ès Sc., Paris).
- CASTANY G.**, 1953 - Les plissements quaternaires en Tunisie, C.R. Soc. Géol. Fr., 11, pp. 198-200.
- CASTANY G.**, 1953 - Paléogéographie du Quaternaire de Tunisie, C.R. Soc. Géol. Fr., 9, pp. 155-157.
- COUÉ R. et JAUZEIN J.**, 1965 - Essai d'une carte néotectonique de la Tunisie au 1/2 000 000, Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., vol. VII, fac. 9, pp. 253-265.
- DAVIS L.H. et BOAST J.**, 1980 - Geomorphic evolution of the Kasserine Basin, Tunisia, Mich. Acad., XII, 4, pp. 485-495.
- DEGALLIER R.**, 1952 - La nappe miocène de la Tunisie Centrale, Ann. Mines et Géol., Tunis, n° 11, 54 p.
- HENTATI A.**, 1977 - Conditions d'équilibre et de déséquilibre des divers types de milieu dans le Jbel Semmama et sur son piedmont, Thèse 3e cycle Strasbourg, DRES Tunis, 226 p. multigr.
- RAHOUI H., FERJANI A. et TAGHOUTI S.**, 1977 - Compte rendu de fin de travaux de forage SK 19, DRES Tunis, 7 p. multigr.
- RAYNAL R.**, 1967 - Sédimentation et évolution des processus géomorphologiques au cours des pluviaux quaternaires en Afrique du Nord, C.R. Congr. Nord-African, Cagliari, pp. 115-125.
- ROUMIGUIERES A. et UGUET D.**, 1946 - Carte géologique de la Tunisie au 1/50 000. Feuille n° 84. Kasserine. Notice explicative. Tunis, SAPI, 19 p., 1 tabl., 1 carte.