Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentale et de l'Aquitaine méridionale (France)

Autor(en): **James, Valéry / Canerot, Joseph**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **92 (1999)**

Heft 1

PDF erstellt am: **28.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-168647

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

0012-9402/99/010063-10 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel, 1999

Eclogae geol. Helv. 92 (1999) 63–72

Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France)

VALÉRY JAMES & JOSEPH CANEROT

Key words: Salt, Triassic, Diapirism, Geodynamic evolution, Western Pyrenees, Southern Aquitaine, France
Mots-clés: Sel, Trias, Diapirisme, Evolution géodynamique, Pyrénées occidentales, Aquitaine méridionale, France

RESUME

Durant le Trias supérieur, l'Aquitaine méridionale et les Pyrénées occidentales furent occupées par un bassin unique dans lequel se déposèrent d'épaisses séries évaporitiques ultérieurement affectées par l'halocinèse au cours du Crétacé et au début de l'Eocène. La distension éocrétacée est à l'origine de la formation de rides de première génération allongées W-E, perpendiculairement à la direction d'extension entre les plaques Europe et Ibérie. La transtension méso et néocrétacée liée au déplacement relatif vers l'Est de l'Ibérie par rapport à l'Europe conduit ensuite au développement de structures de deuxième génération, véritables diapirs localisés au croisement des failles décrochantes E-W et d'accidents transverses à jeu normal.

Le diapirisme est ainsi étroitement dépendant de la tectonique de socle. Il se trouve aussi associé au métamorphisme et à l'hydrothermalisme développés pendant le Crétacé au droit ou en bordure du rift pyrénéen. Le sel est aujourd'hui absent à l'affleurement. Son rôle dans l'édification des structures diapiriques est cependant attesté par des faciès (brèches de dissolution) et des géométries (synclinaux de compensation et biseaux bordiers d'érosion ou de non-dépôt).

ABSTRACT

During the late Triassic period a huge evaporitic basin developed all over the Southern Aquitaine and the Western Pyrenees. The accumulated salt deposits suffered from diapirism during the following Mesozoic and early Cenozoic times. Early Cretaceous N-S distension between Europe and Iberia created a first generation of E-W ridges. Middle and late Cretaceous transtension movements (sinistral E-W motion of Iberia versus Europe) induced the development of a second generation of diapir-like structures at the intersection of E-W strike slip faults and new transverse normal faults.

Thus, diapirism is closely linked to basement faulting. It seems also to be associated to metamorphic and hydrothermal processes related to the Pyrenean Cretaceous rift system. Outcropping salt is absent nowadays. But its influence on the formation of the diapiric structures can be testified through typical facies (dissolution breccias) and geometries (rim synclines and erosion or non-deposition wedges).

I. Introduction

Diverses structures diapiriques ont été décrites à la fois dans les Pyrénées occidentales (Paris 1964; Henry & Zolnai 1971; Canérot 1988, 1989) et dans leur avant-pays nord, en Aquitaine méridionale, au sein des bassins de Mauléon, Arzacq et Tarbes (Dupuy-Camet 1952; Henry & Zolnai 1971; Mauriaud 1987; Médiavilla 1987). Il a été notamment établi que le diapirisme des évaporites triasiques était un phénomène lié à l'extension des marges continentales ibérique et européenne développées de part et d'autre du rift pyrénéen au cours du Crétacé (Canérot & Lenoble 1991).

Dans le présent travail nous nous proposons de montrer comment ce phénomène s'intègre dans le schéma d'évolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque du domaine ouest-pyrénéen et sud-aquitain. L'analyse d'exemples connus ou inédits nous permettra ensuite de présenter les caractéristiques du processus diapirique, ses relations avec la tectonique de socle, le métamorphisme et l'hydrothermalisme, l'érosion et la sédimentation. Des comparaisons avec d'autres régions voisines où le phénomène a également retenu l'attention des auteurs nous aideront enfin a préciser ses caractères communs ou au contraire spécifiques.

II. Diapirisme et évolution géodynamique Mésozoïque et Paléogène

1. Le Trias: mise en place du bassin salifère

Dans les Pyrénées occidentales et l'Aquitaine méridionale, le Trias est représenté par la trilogie lithologique classique du Trias germanique: grès et conglomérats continentaux du Bunt-

Laboratoire de Géologie des Bassins sédimentaires, ER (CNRS) 1746, Université Paul Sabatier, 39, Allées Jules Guesde, F-31062 Toulouse Cedex, France, e-mail: dybassed@cict.fr.

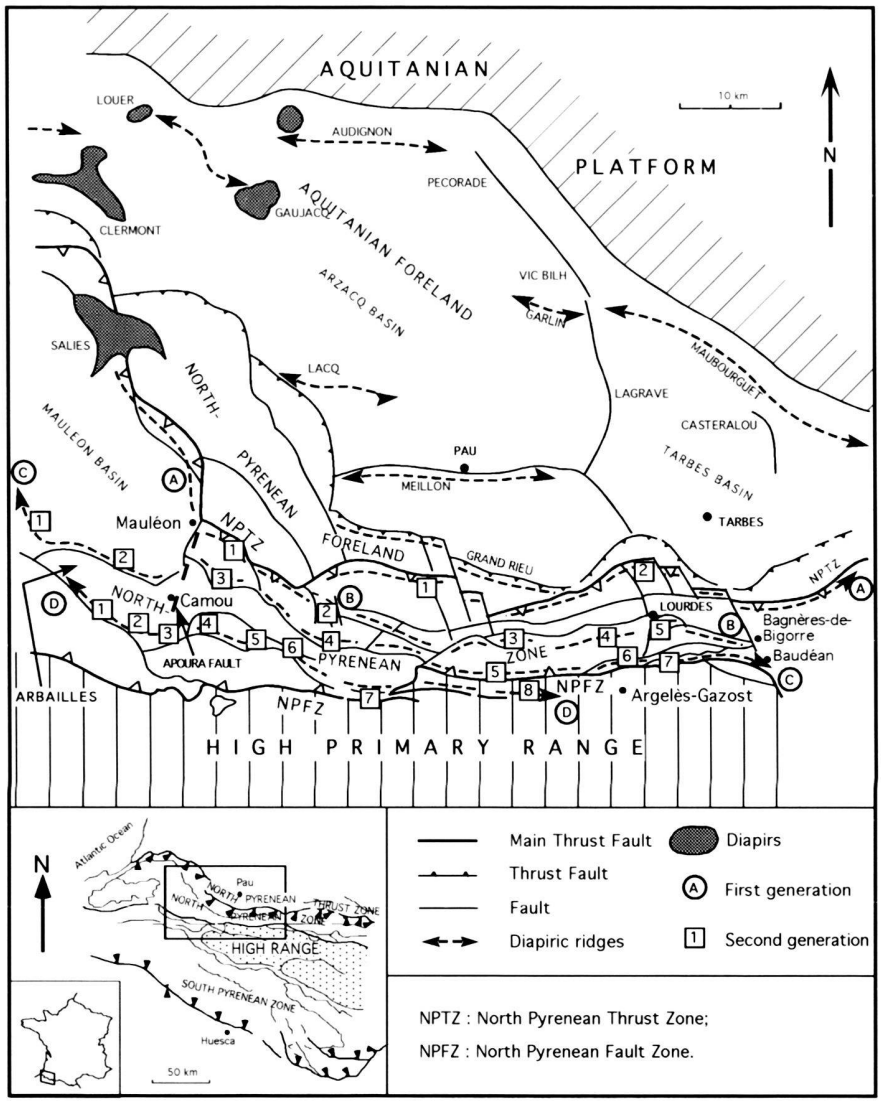

Fig. 1. Cartes structurale et de localisation de la région étudiée: Bassin d'Aquitaine et Pyrénées occidentales. Position des Rides de première génération (A à D) et des diapirs de deuxième génération (1 à 8).

A. Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen. 1: Belair; 2: Ossun.

B. Mauléon - Bagnères-de-Bigorre. 1: Joos; 2: Urdach; 3: Monteaou; 4: Très Crouts; 5: Lourdes.

C. Hasparren – Baudéan. 1: Armendaritz; 2: Hosta; 3: Roquiague; 4: Sarrance; 5: Col de Louvie; 6: Pibeste; 7: Lias.

D. Saint-Jean-Pied-de-Port – Argeles-Gazost. 1: Lepoa; 2: Lutogagne; 3: Béloscare; 4: Lichançumendy; 5: Barlanès; 6: Layens; 7: Lauriolle; 8: Arbéost.

sandstein, calcaires et dolomies marines du Muschelkalk, argiles, sel et évaporites du Keuper, auxquels s'associent des venues ophitiques (Curnelle 1983; Lucas 1985).

Les structures diapiriques actuellement connues dans le secteur étudié (Fig. 1) montrent que le sel du Keuper est aujourd'hui conservé sur l'ensemble de l'Aquitaine méridionale, soit à l'affleurement (rides de Salies-de-Béarn, de Bénesse-les-Dax, de Louer-Caujacq et d'Audignon) ou en subsurface (rides de Lacq, de Vicq-Bilh et de Maubourguet notamment). Son épaisseur peut atteindre 2000 mètres dans la partie occidentale de ce domaine (Curnelle 1983). En revanche ce sel est absent dans l'ensemble des structures de la chaîne plus méridionale, en particulier le long des rides jalonnant le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (A, Fig. 1) ou reliant Mauléon à Bagnères-de-Bigorre (B, Fig. 1), Hasparren à Baudéan (C, Fig. 1) et Saint-Jean-Pied-de-Port à Argelès-Gazost (C, Fig. 1). Néanmoins, l'évolution des faciès et des structures contemporaines du cycle pyrénéen (Trias à Eocène) y témoignent de la présence de couches salifères, parfois fort épaisses (voir plus loin), aujourd'hui disparues. Plus au Sud, le sel triasique est de nouveau présent en abondance dans les bassins sud-pyrénéens d'Aragon et des Monts cantabriques (Curnelle 1983; Brinkmann & Lögters 1968). Il convient en outre d'indiquer que les carbonates marins du Muschelkalk sous-jacent sont présents sur l'ensemble de ce vaste territoire.

On peut donc raisonnablement penser qu'un bassin salifère triasique unique occupait l'ensemble du domaine aquitano-pyrénéen ici considéré. Son extension vers le Nord et vers le Sud est difficile à apprécier en raison du développement d'une surface d'érosion plus récente. Son ou ses dépocentres ne peuvent en outre être placés précisément car les fortes accumulations de sel traduisent le plus souvent des migrations halocinétiques postérieures au dépôt.

L'évolution graduelle de la sédimentation chimique allant des carbonates du Muschelkalk aux évaporites du Keuper, avec absence de dépôts terrigènes notables, évoque des conditions de sédimentation en milieu calme, non perturbé par la tectonique. Les fracturations syn-sédimentaires à l'origine des épanchements ophitiques (Curnelle 1983) ne sont pas de nature à modifier considérablement les environnements sédimentaires au sein de ce vaste bassin évaporitique.

2. Le Jurassique: halocinèse absente ou tout à fait embryonnaire

Dès le Lias, le bassin salifère triasique est progressivement recouvert (Delfaud 1984) par des carbonates de plate-forme marine à affinités téthysienne (Lias inférieur) puis atlantique (Dogger). Dans les Pyrénées occidentales s'individualisent divers blocs crustaux losangiques pluri-décakilométriques faiblement basculés sous l'effet d'une distension régionale NW-SE (Fauré 1987). Les faibles modifications d'épaisseur et les variations latérales de faciès (passage des calcaires à des dolomies ou des marnes) semblent souligner ces mouvements tectoniques sans mobilisation du sel triasique. Une évolution comparable est décrite en Aquitaine où, cependant, le dépôt des évaporites semble se poursuivre au cours du Lias inférieur (Curnelle & Dubois 1986).

Cette distension NW-SE s'accélère au Kimméridgien (James et al. 1996), en écho à l'ouverture de l'Atlantique nord. Divers blocs pyrénéens deviennent mobiles, tels ceux de Bigorre orientale ou de Bigorre occidentale (Canérot 1987) affaissés vers le SE ou ceux du Béarn et du Pays Basque, effondrés vers le NW, de part et d'autre du haut fond d'Ossau (James 1998). Basculements et effondrements traduisent la polarité atlantique régionale. Les variations notables d'épaisseur et les coulées bréchiques sous-marines connues dans les secteurs de Bagnères-de-Bigorre (Canérot 1987) et de Lourdes (James et al. 1996) soulignent l'existence de pentes sédimentaires affirmées. Les premières manifestations du diapirisme, parfois évoquées, notamment en Pays Basque dans le massif des Arbailles (Delfaud 1984) ne nous paraissent pas démontrées (Fig. 2A).

De la même manière en Aquitaine méridionale les biseaux décrits au toit de la série jurassique (Curnelle & Dubois 1986) traduisent, soit le mouvement syn-sédimentaire des blocs, soit (plus généralement) les effets d'une érosion post-jurassique au sommet de ces dispositifs basculés. Aucune manifestation halocinétique n'y apparaît actuellement clairement établie.

3. Crétacé inférieur anté-albien: rides de première génération

L'exemple du bloc des Arbailles permet de suivre l'évolution éocrétacée (Fig. 2 et 3) de l'halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées.

D'extension pluridécakilométrique (Fig. 1), ce dispositif se trouve limité au nord par la faille d'Hosta et au sud par celle d'Arhansus. Après la période d'émersion régionale fini-jurassique soulignée par le dépôt de bauxites et par l'ablation méca-

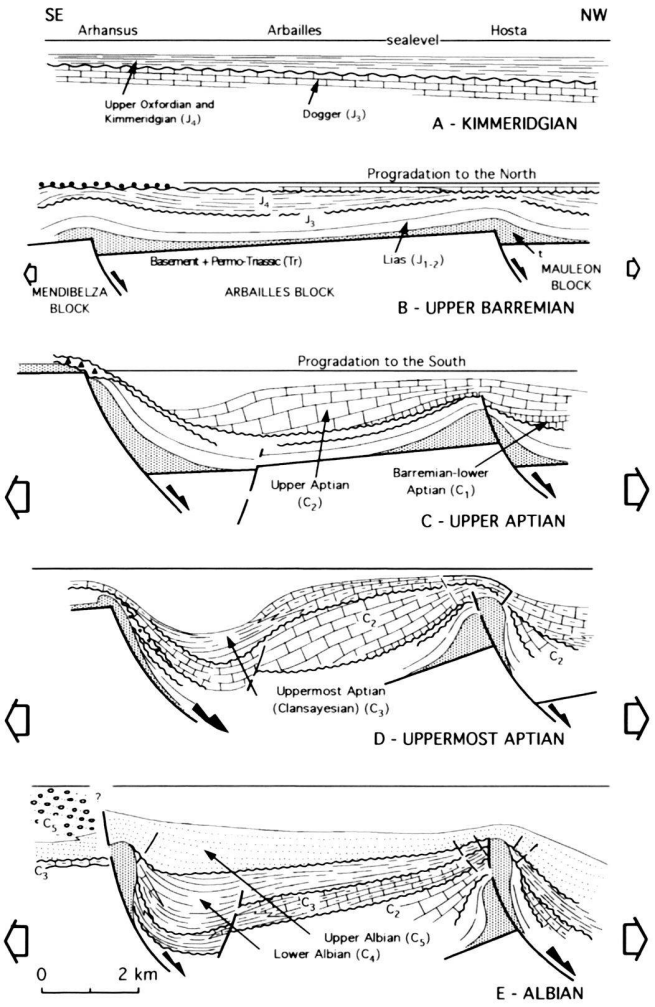

Fig. 2. Relations entre tectonique, sédimentation et halocinèse dans le massif des Arbailles.

nique et chimique d'une partie parfois importante des sédiments mésozoïques (Fig. 2B), la transgression marine venue du NW dépose des carbonates au cours du Barrémien et de l'Aptien. La migration du rivage vers le Sud traduit une distension régionale N-S conduisant à la fracturation de la plate-forme jurassico-crétacée en blocs (Mauléon, Arbailles, Mendibelza), et à leur basculement avec affaissement vers le Sud (Fig. 2B et 3A). Le sel triasique devenu mobile sous les effets conjugués de la tectonique du substrat et de l'accentuation de la sédimentation dans les parties effondrées, migre en direction des têtes de blocs. Ainsi s'individualisent deux rides d'orientation NW-SE, celles d'Arhansus et d'Hosta, qui témoignent de probables bourrages d'évaporites sous la couverture jura-crétacée, au droit des failles normales, actives, du socle.

Le changement de polarité sédimentaire entre Barrémo-Bédoulien (Aptien inférieur) d'une part et Gargasien (Aptien

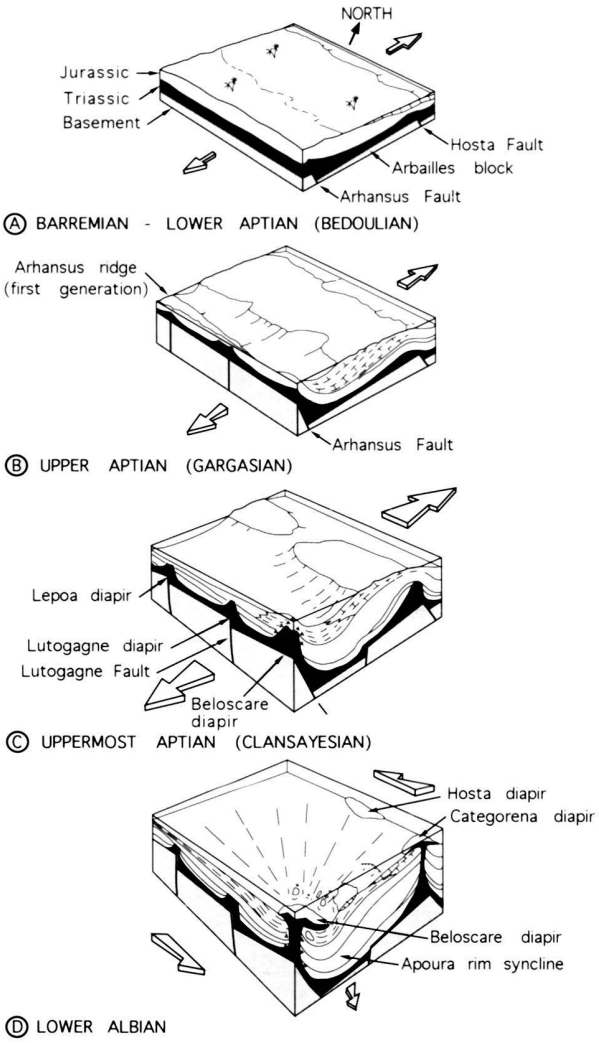

Fig. 3. Evolution géodynamique du bloc des Arbailles au Crétacé inférieur. *A: Barrémien-Bédoulien*: stabilité relative, plate-forme carbonatée à polarité sédimentaire nord, bauxitisation sur la bordure sud émergée. *B: Gargasien*: extension NE-SW, basculement du bloc des Arbailles affaissé vers le Sud, sédimentation urgonienne à polarité sédimentaire sud, diapirisme faible: formation des rides de première génétation NW-SE. *C: Clansayésien*: accélération de la distension, du basculement et du diapirisme. Création des diapirs de Lépoa, de Lutogagné et de Béloscare au Sud, de Etchecortia et Hosta au Nord. *D: Albien inférieur*: distension, dynamique de blocs et diapirisme paroxysmaux. Percement des diapirs de Béloscare et de Etchecortia. Création du synclinal de compensation de l'Apoura.

supérieur) d'autre part, composés de sédiments progradant respectivement vers le Nord (Fig. 2B) et vers le Sud (Fig. 2C), montre que l'accélération de la distension induisant le passage d'une flexure douce à un basculement accentué, s'opère au cours de l'Aptien.

De telles rides, connues depuis fort longtemps en Aquitaine (Dupuy-Camet 1952), sont également présentes sur l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne (A,B,C et D, Fig. 1).

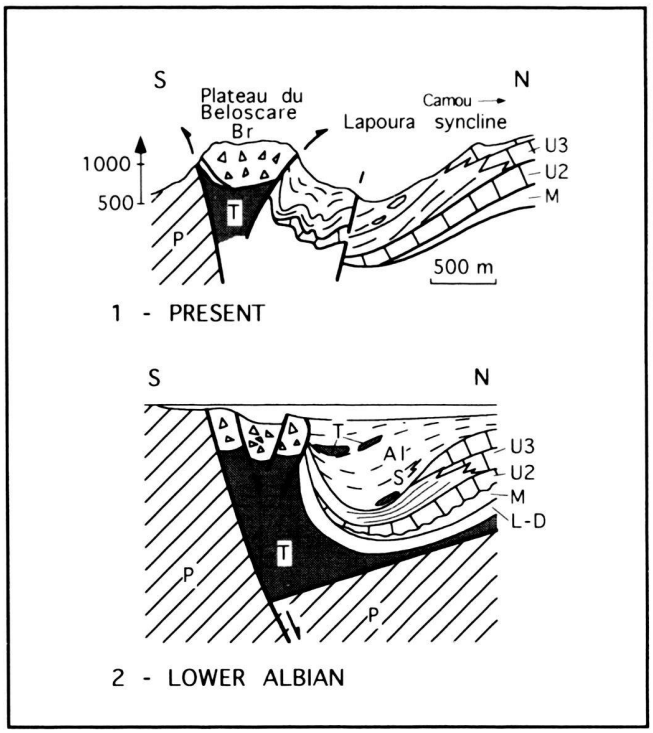

Fig. 4. La structure diapirique de Béloscare (D3, Fig. 1). P: Paléozoïque; T: Trias; L-D: Lias et Dogger; M: Malm; U2: Gargasien; U3: Clansayésien; Al: Albien; Br: brèches d'Etchebar (dissolution et collapse); S: slumps.

4. Crétacé moyen-supérieur et Eocène: diapirs de deuxième génération

A l'Albien, le mouvement de translation sénestre accélérée de l'Ibérie par rapport à l'Europe (Souquet et al. 1977; Uchupi 1988; Rat 1988) détermine l'ouverture de bassins disposés en relais le long d'un couloir de décrochement d'extension variable (Debroas 1990). Ce mouvement décrochant W-E s'accompagne d'une dynamique de blocs basculés, affaissés vers le SW ou le SE et séparés les uns des autres par des failles à jeu normal SW-NE. Ce dispositif est bien illustré par l'exemple des Arbailles où le décrochement s'exerce sur les failles d'Hosta et d'Arhansus tandis que le jeu normal apparaît au droit des failles transverses du Lutogagne (Fig. 3C) et de l'Apoura (Fig. 1). C'est à ce moment-là que se mettent en place, le long de la ride de première génération de Saint-Jean-Pied-de-Port–Argelès-Gazost (D, Fig. 1), autrement dit au croisement des failles décrochantes W-E et des failles transverses, trois véritables diapirs perçant la couverture jurassique et éocrétacée (Fig. 1 et Fig. 3C-D). Les deux premiers, d'extension réduite (Lépoa et Lutogagné) témoignent d'une montée diapirique antérieure à l'Aptien terminal (Clansayésien) (Fig. 3C). Le troisième (Béloscare) révèle une évolution plus longue, vraisemblablement paroxysmale à l'Albien (Fig. 3D et Fig 4) et plus complexe. Il se traduit en effet par l'accumulation, au coeur de la structure, d'une puissante série de brèches de dissolution-

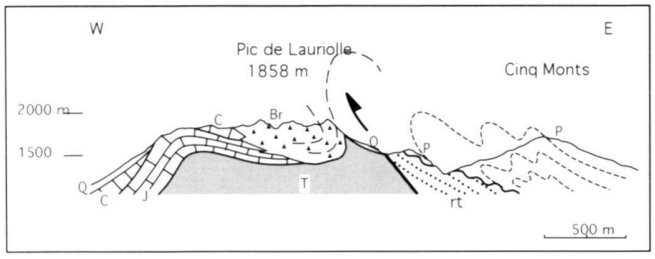

Fig. 5. Coupe structurale du Pic de Lauriolle. P: Paléozoïque (schistes dévoniens); rt: Permien et Trias inférieur (grès quartzitiques et conglomérats); t: Trias moyen (calcaires du Muschelkalk) et supérieur (argiles versicolores du Keuper); J: Jurassique (calcaires et dolomies); C: Crétacé inférieur (calcaires urgoniens); Br: Albien *p.p.* (brèches de collapse du Lauriolle); Q: Quarternaire (dépôt de pente).

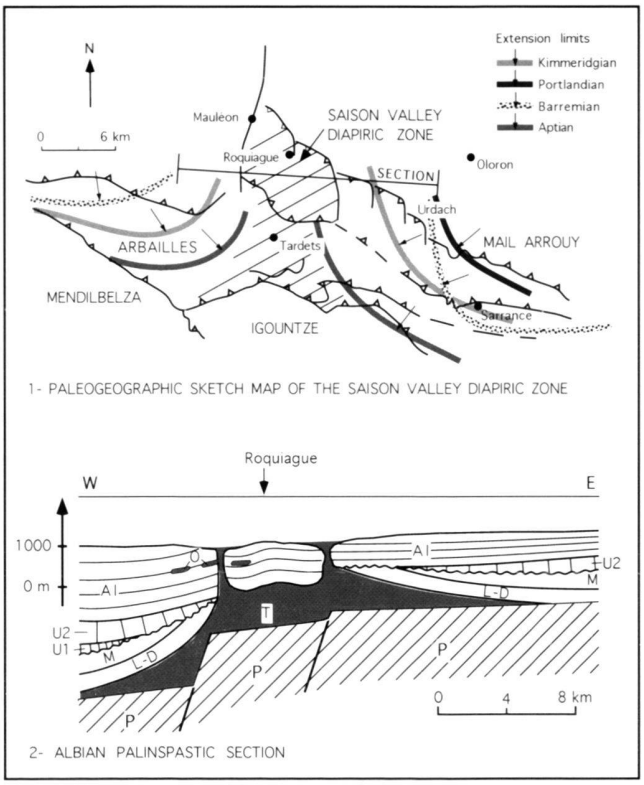

Fig. 6. La structure diapirique complexe de Roquiague (voir localisation sur la figure 1).

1. *Schéma paléogéographique* montrant l'extension de divers termes jurassiques (après érosion) et éocrétacés (non déposés).
2. *Coupe palinspastique à l'Albien.* On remarque la coalescence de plusieurs montées diapiriques de Trias et la présence d'olistolithes (O) au sein de l'Albien. P: Paléozoïque; T: Trias; L: Lias; D: Dogger; M: Malm; U1: Barrémien-Aptien inférieur; U2: Gargasien; Al: Albien.

collapse formant le plateau de Béloscare (Lenoble 1992), par la disparition des argiles et marnes du Lias supérieur par soutirage au sein de la masse bréchique et par l'épanchement sous-marin de matériaux évaporitiques conservés sous forme d'olistolithes argileux et bréchiques au sein des marnes noires à spicules de l'Albien. La dépression albienne ménagée au droit du diapir de Béloscare, à la fois par l'effondrement du bloc des Arbailles vers le SE et par la montée diapirique des évaporites triasiques, est attestée par la présence d'une pente sédimentaire le long de laquelle s'effectuent des glissements en masse de blocs arrachés à la plate-forme bordière plus septentrionale ou plus occidentale, soudain déstabilisée (Fig. 3D et Fig. 4).

Plus à l'Est, au Pic de Lauriolle (D7, Fig.1 et Fig. 5), autrement dit à l'articulation des failles d'Ibech et d'Ossau (Canérot & Lenoble 1993), les brèches associées à l'effondrement par dissolution-collapse de la couverture jurassique et éocrétacée (Lias à Albien *p. parte*) présentent une puissance supérieure à 100 mètres.

Des intercalations de matériaux triasiques dans la série albienne attestant d'un diapirisme syn-sédimentaire perçant sont également connues plus au Nord, sur la ride de Hosta (C2, Fig. 1 et Fig. 2, D et E) ou dans le secteur de Roquiague (C3, Fig. 1). En ce dernier point, l'activité diapirique particulièrement importante, marquée par la disparition par érosion de la totalité du Jurassique, par l'absence de dépôt du Barrémien et de l'Aptien (pourtant présents latéralement) et par la probable coalescence de plusieurs montées salifères (Fig. 6) s'explique par la localisation du secteur à proximité de l'axe du rift où, à l'Albien, se sont déposés plus de 4000 mètres de sédiments argilo-gréseux de type flysch (Souquet et al. 1985).

Dans les Pyrénées occidentales, l'activité diapirique, paroxysmale au Crétacé moyen, ne semble guère développée après cette période, excepté au Sud de Lourdes, dans le secteur de Lias (C7, Fig. 1), où le Trias est localement emballé au sein d'un flysch rapporté au Sénonien (Castéras 1970).

En revanche, la montée des sels triasiques se poursuit plus au Nord, dans les rides d'Aquitaine méridionale. Le fluage est ainsi présent jusqu'au Sénonien dans le diapir de Salies-de-Béarn (Le Pochat 1987) et jusqu'à l'Eocène dans la structure de Clermont (Le Pochat & Thibault 1977) ou dans celle de Lasseube (Peybernès et al. 1996). En ce dernier secteur, les olistolithes de Trias mis en évidence au sein du Thanétien et de l'Yprésien témoignent de vastes épanchements sous-marins à partir du diapir de Belair, structure de deuxième génération greffée sur la vaste ride de première génération aujourd'hui reprise dans le Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen (A1 Fig. 1).

5. *Paléogène: diapirisme et structuration pyrénéenne*

A partir du Crétacé supérieur non terminal (Campanien), la tectonique pyrénéenne se traduit par la réactivation des anciennes failles mésozoïques sous l'effet d'une compression régionale N-S (Souquet et al. 1977). Les dispositifs (rides et diapirs) dont nous connaissons les relations très étroites avec la fracturation du socle et son découpage en blocs, vont dans une très large mesure déterminer la géométrie, la localisation et

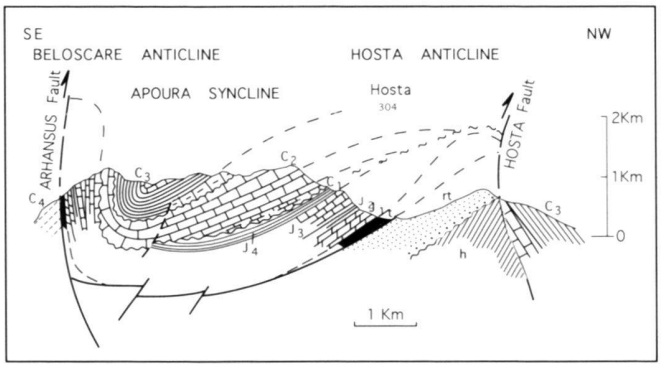

Fig. 7. Coupe du massif des Arbailles montrant la reprise en compression pyrénéenne des dispositifs associés au diapirisme crétacé (d'après Canérot, 1989). h: Stéphanien; rt: Permo-Trias; t: Trias moy. et sup.; J1: Lias inf.; J2: Lias moy. et sup.; J3: Dogger; J4: Malm; C1: Barrémien-Aptien inférieur (Bédoulien); C2: Aptien supérieur (Gargasien); C3: Aptien terminal (Clansayésien) et Albien inférieur; C4: Albien moy. et sup.

l'évolution morphologique de ces nouvelles structures (Canérot & Lenoble 1991). Ainsi, les anticlinaux et synclinaux se mouleront respectivement sur les rides et synclinaux de compensation associés aux diapirs. Cette évolution est particulièrement nette à la hauteur de l'anticlinal d'Hosta, du synclinal de l'Apoura et de l'anticlinal de Béloscare, dans le massif basque des Arbailles (Fig. 7). Localement, comme dans l'exemple du Pic de Lauriolle (D7, Fig. 1) les brèches de collapse semblent en outre reprises en compression et exhaussées par rapport à la couverture jura-crétacée avoisinante. Par ailleurs la reprise en failles inverses ou chevauchements des anciennes failles normales synthétiques bordant le rift crétacé confère à notre domaine d'étude une structure en éventail caractéristique.

On doit par ailleurs considérer que la mise à l'affleurement du socle paléozoïque en maints endroits, notamment au droit du Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen (A, Fig. 1) a été facilitée par l'ablation de tout ou partie du Jurassique et le non-dépôt de tout ou partie du Crétacé inférieur pendant la période de création et d'évolution des rides qui jalonnent ces structures profondes. De même l'organisation des fronts chevauchants en festons successifs témoigne du pré-découpage des grandes failles crustales E-W dont ils constituent l'héritage par de multiples cassures transverses, disposées en relais, à la hauteur desquelles sont apparus, comme indiqué plus haut, les diapirs de deuxième génération.

Il convient enfin de noter que dans la région étudiée le diachronisme de l'halocinèse et son déplacement du Sud vers le Nord au cours du Crétacé supérieur et de l'Eocène reflètent en la précédant la migration de la zone de compression pyrénéenne dans cette même direction. La tectonique salifère ouest pyrénéenne et sud aquitaine témoigne ainsi fidèlement de l'évolution structurale et géodynamique conduisant du rift central méso-crétacé au bassin d'avant-pays nord-pyrénéen.

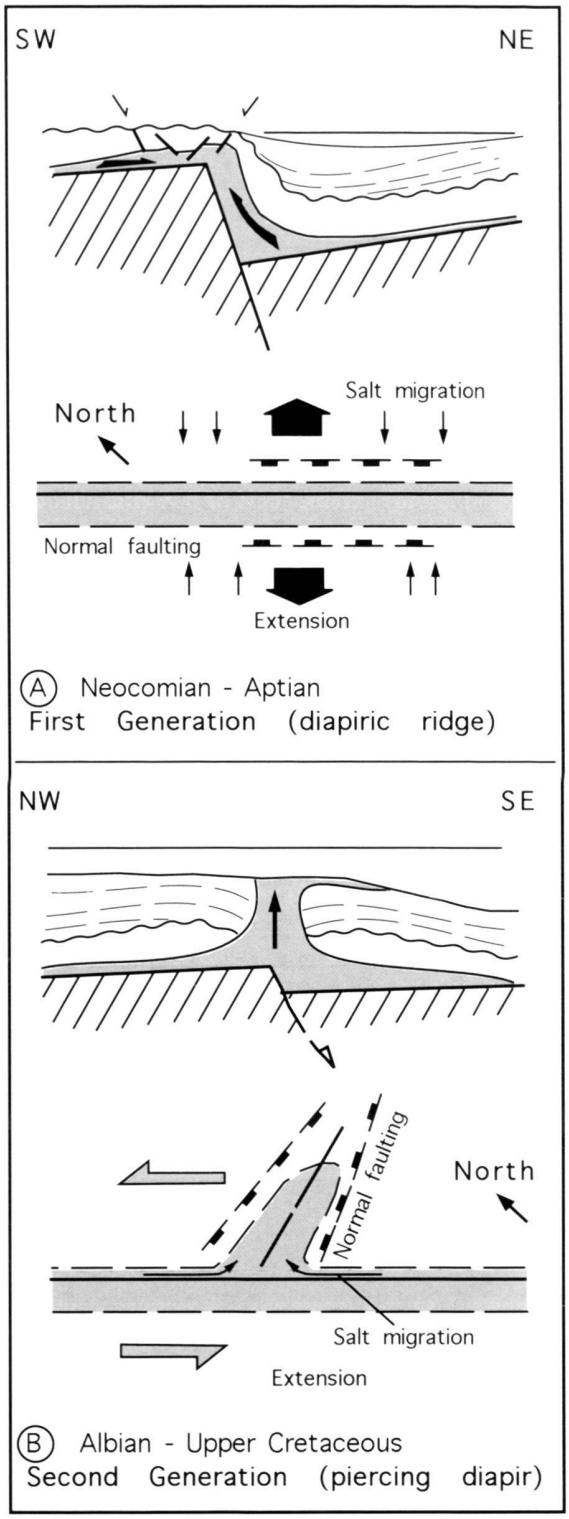

Fig. 8. Modèle de création des structures diapiriques. A: création des rides NW-SE de première génération sous l'effet d'une distension NE-SW. B - création des diapirs perçants, de deuxième génération, par transtension avec composante en décrochement W-E sénestre le long des failles W-E et jeu normal des failles NE-SW.

III. Discussion: Spécificité du diapirisme ouest-pyrénéen et sud-aquitain

1. Diapirisme et tectonique de socle

Dans les Pyrénées occidentales, les rides de première génération et les diapirs perçants de deuxième génération se sont révélés étroitement liés aux failles du tréfonds à jeu normal: failles E-W actives au Crétacé inférieur et failles NE-SW, actives au Crétacé moyen et supérieur (Fig. 8). On peut donc considérer que la tectonique de socle, elle-même liée à la tectonique des plaques Europe et Ibérie (écartement N-S au Crétacé inférieur suivi d'une translation sénestre W-E au Crétacé moyen et supérieur) constitue le moteur du diapirisme.

La tectonique de socle est plus difficile à mettre en évidence en Aquitaine méridionale où le substrat anté-triasique est en général demeuré profond. Les sondages pétroliers et les données sismiques montrent néanmoins (Curnelle 1983; Mauriaud 1987; Mediavilla 1987) que les rides majeures se situent (Fig. 1) soit au Nord, sur la zone de flexure du tréfonds établie entre plate-forme aquitaine et bassins subsidents d'Arzacq et de Tarbes (rides d'Audignon, Vic Bilh et Maubourguet notamment) soit au Sud, au droit de hauts fonds proches du Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen (Lacq et Grand Rieu notamment).

Nous retrouvons là une interprétation comparable à celle qui a été à maintes reprises proposée pour expliquer la genèse des structures diapiriques de Mer du Nord (Geil 1991; Jenyon 1986; Weston et al. 1993; Strohmenger et al. 1996; Kockel 1990) ou dans le massif alpin (Mascle et al. 1988; Dardeau & de Graciansky 1990), domaines où la masse sédimentaire contemporaine de l'halocinèse est relativement peu épaisse.

2. Diapirisme, métamorphisme et hydrothermalisme

Dans la Zone Nord-Pyrénéenne, des recristallisations et paragenèses sont connues depuis fort longtemps au sein des séries mésozoïques. Elles furent tout d'abord rattachées au métamorphisme de contact de l'ophite, notamment sur la bordure occidentale de la structure de Roquiague (Viennot 1927).

Par la suite, ces phénomènes ont été d'une manière générale attribués au métamorphisme pyrénéen (Montigny et al. 1986), donc au flux de chaleur provoqué par l'amincissement crustal crétacé lié à la distension entre Europe et Ibérie. Il est vrai que le domaine ici considéré se situe dans le prolongement occidental de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées centrales et orientales (Souquet et al. 1977, 1985).

Notre étude montre qu'en réalité ces manifestations cristallographiques apparaissent d'une manière préférentielle au sein ou aux abords immédiats des structures halocinétiques (Canérot & Lenoble 1991). Ainsi, à Sarrance, dans le coeur de l'anticlinal diapirique (C4, Fig. 1), le métamorphisme est tel que tous les restes fossilisés ont disparu, exception faite des rostres de bélemnites. Des paragenèses à dipyre, chlorite, talc et micas ont en outre été signalées (Lenoble & Canérot 1992) dans le Trias qui jalonne le diapir transverse de Bedous, notamment le long de la conduite souterraine de l'Electricité de France, établie sur la rive gauche du gave d'Aspe, à l'Est du massif du Layens (Fig. 9).

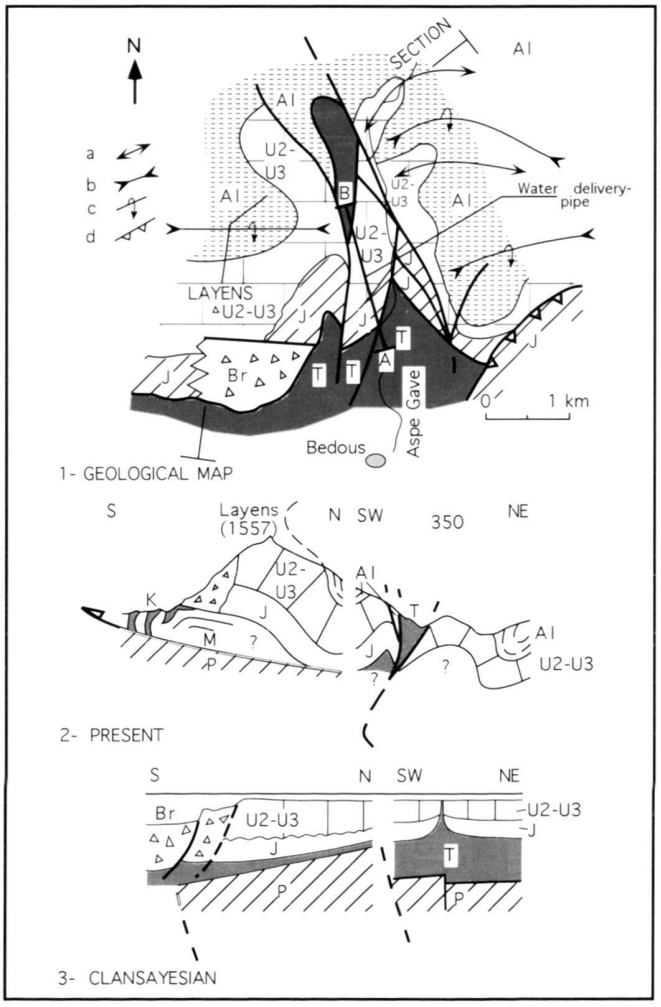

Fig. 9. La structure diapirique du Layens, au Nord de Bedous, en vallée d'Aspe (voir localisation précise sur la figure 1).

1. *Carte géologique*. T: Trias; J: Jurassique; U2: Gargasien; U3: Clansayésien; Al: Albien; Br: Brèches d'Etchebar; a: axe anticlinal; b: axe synclinal; c: plis déversés; d: chevauchement; A - B: coupes structurale et palinspastique.
2. *Coupe structurale*. Légende: voir 1. P: Paléozoïque; K: Keuper; M: Muschelkalk.
3. *Coupe palinspastique au Clansayésien* (Aptien supérieur-terminal). Légende: voir 1 et 2.

Dans le Lichançumendy (D4, Fig. 1), la recristallisation (calcite, dipyre, phlogopite, chlorite, orthose et albite) est également la règle au sein des brèches appartenant à l'enveloppe septentrionale du diapir (Guignard 1957; Hogrel-Made 1988; Lenoble 1992). C'est aussi à proximité des affleurements triasiques qu'ont été reconnus les cristaux de quartz et d'albite de néoformation du Montcaou (B3, Fig. 1), de la forêt de Très Crouts (B4, Fig. 1) ou de Gotein, dans le diapir complexe de Roquiague (C3, Fig. 1 et Fig. 6).

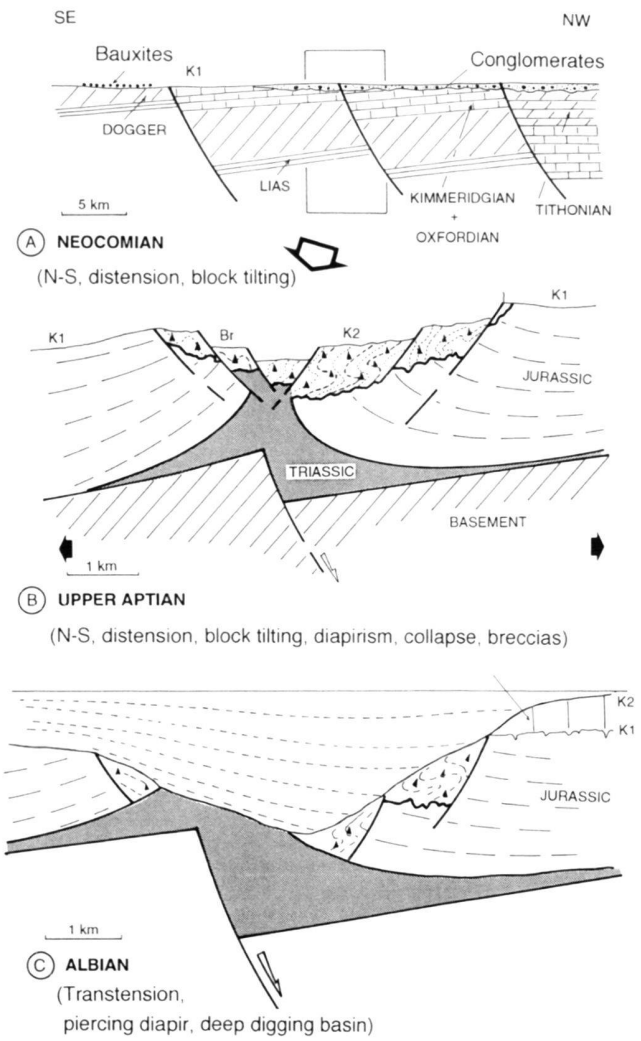

Fig. 10. Modèle de formation des structures diapiriques des Pyrénées occidentales, tiré essentiellement d'observations faites dans le diapir du Pic de Lauriolle (D7, Fig. 1). *A – Néocomien*: faible extension, émersion, dissolution, karstification (surface K1) et bauxitisation. *B – Aptien supérieur*: Distension, basculement de blocs, diapirisme des évaporites triasiques, dissolution karstique accélérée (surface K2), élimination du sel, bréchification par collapse de la couverture post triasique (brèches d'Etchebar), création d'une cuvette de dissolution. *C – Albien*: transtension, remplissage marin de la cuvette de dissolution. On note l'influence de ces dispositifs sur l'évolution structurale ultérieure (voir figure 5).

Il convient enfin de signaler que la température anormalement élevée (35–40°) de l'eau de la source thermale de Camou, au Sud de Mauléon (Fig. 1) a été récemment interprétée (Vanara 1998) comme liée à la présence, en amont, du diapir de Béloscare (D3, Fig. 1 et Fig. 4).

Des phénomènes comparables à ceux qui viennent d'être décrits ont été signalés dans les Pyrénées centrales, au sein de la Zone Interne Métamorphique (Souquet et al. 1985) ou de la Zone Nord-Pyrénéenne (Thiébaut et al. 1988). On peut en rechercher l'origine dans l'amincissement crustal mésocrétacé à la limite entre Europe et Ibérie. Dauteuil & Ricou (1989) ont en effet montré que ce métamorphisme (et les paragenèses induites) a été favorisé par la circulation de fluides chauds, issus de la zone inter-plaque profonde. Des observations comparables ont été faites en domaine vocontien où un gradient géothermique d'extension régionale accompagne le rifting oligocène (Perthuisot & Guilhaumou 1983).

3. *Diapirisme, érosion et sédimentation*

Induit par la tectonique distensive puis transtensive du socle au Crétacé, le diapirisme ouest-pyrénéen et sud-aquitain porte, à travers ses manifestations, la marque des effets conjugués des processus d'érosion et de sédimentation qui lui sont contemporains.

Au début du Crétacé, la tectonique néocimmerienne (exhaussement régional épisodique lié à la rotation de l'Ibérie) se traduit par l'élaboration d'une surface karstique (K1 Fig. 10) d'extension régionale, propice au dépôt de bauxites. Mais au droit des rides et surtout des diapirs, se développe une deuxième surface (K2 Fig. 10) un peu plus récente (Aptien - Albien) qui s'accompagne fréquemment d'une profonde bréchification (brèches d'Etchebar de Canérot & Lenoble 1991) des calcaires et dolomies jurassiques et éocrétacés par dissolution du sel triasique exhaussé et collapse de la couverture sus-jacente ainsi déstabilisée.

Parallèlement s'observe, à l'approche des rides et diapirs, le développement de biseaux sédimentaires liés d'une part à l'érosion aérienne graduelle des termes élevés du Jurassique et d'autre part à l'absence de dépôt au début du Crétacé. Ces biseaux sont particulièrement bien marqués aux abords de la structure de Roquiague (C3, Fig. 1 et Fig. 6).

Localement, l'installation de dépressions, sortes de synclinaux de compensation déterminés à la fois par la subsidence tectonique et par la montée salifère, accompagne la mise en place des diapirs de deuxième génération. Ainsi, aux abords de Béloscare (D3, Fig. 1; Fig. 3D et 4), la création d'une telle dépression, à l'Albien, conduit à l'élaboration de pentes accentuées, propices au glissement syn-sédimentaire de blocs et lambeaux de la plate-forme carbonatée en direction du bassin des marnes noires à spicules enveloppant le diapir perçant. Des synclinaux de compensation ont été également signalés à la périphérie de certains diapirs aquitains (Mauriaud 1987; Mediavilla 1987). Il convient par ailleurs de souligner la fréquence d'olistolithes de Trias au sein de l'Albien : diapirs de Roquiague (C3, Fig. 1 et Fig. 6), ou de Béloscare (D3, Fig. 1 et Fig. 4) notamment ou de l'Eocène (Diapir de Belair, A1, Fig. 1), témoignant d'une activité diapirique contemporaine de la sédimentation marine.

Il est possible, conformément à l'hypothèse formulée par Evans (1993), que le déséquilibre à l'origine des montées diapiriques des évaporites, souligné par les biseaux sédimentaires précédemment évoqués, ait été accentué par la baisse eustatique du niveau marin au début du Crétacé.

IV. Conclusion

Le diapirisme qui, dans les Pyrénées occidentales et l'Aquitaine méridionale affecte les évaporites triasiques, est très étroitement lié à l'évolution des deux marges continentales qui, dès le Crétacé inférieur, se sont mises en place de part et d'autre d'un rift central. Rides de première génération et diapirs perçants de deuxième génération, témoignent respectivement de périodes de distension N-S au Crétacé inférieur puis de transtension (décrochement sénestre W-E) durant le Crétacé moyen et supérieur, à l'articulation entre Europe et Ibérie. Fracturé, morcelé et découpé en blocs, le socle mobile constitue ainsi très généralement le moteur de l'halocinèse.

Les diapirs pyrénéens sont d'une manière générale plus anciens (Crétacé inférieur et moyen) que leurs homologues sud-aquitains (Crétacé supérieur et Eocène). Ce diachronisme souligne l'étroite relation entre halocinèse et migration vers le nord du dépocentre du bassin d'avant-pays, pendant la période d'élaboration de l'orogène à partir d'un ancien rift pyrénéen central.

Les structures décrites sont en outre le plus souvent totalement dépourvues de sel. L'halocinèse y est cependant nettement caractérisée par des critères minéralogiques (développement de paragenèses en relation avec la circulation probable de fluides crustaux de haute température) sédimentologiques (biseaux d'érosion et de non dépôt, brèches, synclinaux de compensation, olistolithe de Trias dans le Crétacé ou le Tertiaire) ou géométriques (étroite dépendance des structures compressives pyrénéennes par rapport aux dispositifs mis en place lors des phases de distension ou de transtension crétacées.

A travers ces caractéristiques, le diapirisme de la région étudiée offre ainsi de grandes affinités avec celui qui a, ces dernières années, été reconnu et décrit sur les marges mésozoïques circum-méditerranéennes, tant européenne (Mascle et al. 1988; Canérot 1991) que maghrébine (Perthuisot 1991; Vially et al. 1994).

Remerciements

Les auteurs remercient vivement les deux reviewers, MM. Mascle et Stampfli, dont les remarques ont largement amélioré la qualité du manuscrit, ainsi que P. Eychene pour la réalisation de certaines des illustrations qui accompagnent le texte de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

BRINKMANN, R. & LÖGTERS, H. 1968: Diapirs in Western Pyrenees and Foreland Spain. In: Diapirism and Diapirs, a Symposium (Ed. by BRAUNSTEIN, J. & O'BRIEN, G.). Amer. Assoc. Petroleum Geol. 8, 275–292.

CANEROT, J. 1987: Evolution géodynamique jurassique et éocrétacée de la Zone Nord-Pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. C. R. Acad. Sci. Paris 305/2, 297–300.

– 1988: Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (Zone Nord-Pyrénéenne) au Crétacé inférieur. C. R. Acad. Sci. Paris 306/2, 1099–1102.

– 1989: Rifting éocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 13/1, 87–99.

– 1991: Comparative study of the Eastern Iberides (Spain) and the Western Pyrenees (France) Mesozoic basins. Palaeogeogr., Palaeocl., Palaeoecol. 87, 1–28.

CANEROT, J. & LENOBLE, J.-L. 1991: Diapirisme sur une marge en distension, puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. Ass. Sed. Fr. 13, 124 p.

– 1993: Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales: exemple du Pic de Lauriolle; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales. Bull. Soc. géol. Fr. 164/5, 719–726.

CASTERAS, M. 1970: Carte géologique au 1/50000, feuille de Lourdes n° XVI–46. Bur. Rech. géol. min. Ed. (avec notice).

CURNELLE, R. 1983: Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infralias d'Aquitaine. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 7/1, 69–79.

CURNELLE, R. & DUBOIS, P. 1986: Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; Bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. géol. Fr. (8) 2, 529–546.

DARDEAU, G. & GRACIANSKY, P.-Ch. de 1990: Halocinèse et rifting tethysien dans les Alpes Maritimes (France). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 14/2, 443–464.

DAUTEUIL, O. & RICOU, L.-E. 1989: Une circulation de fluides de haute température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen. Geodyn. Acta Paris 3/3, 237–250.

DEBROAS, E.-J. 1990: Le flysch noir albo-cénomanien, témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone Nord-Pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Bull. Soc. géol. Fr. (8) 6, 273–285.

DELFAUD, J. 1984: Histoire des bassins sédimentaires qui se sont succédés dans les Pyrénées occidentales. In: Traversée des Pyrénées occidentales de Bérenx à Sanguesa (Ed.par Univ. de Pau et des Pays de l'Adour) I, 3, 25–49.

DUPUY-CAMET, J. 1952: Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. Bull. Carte géol. Fr. 233, XLIX, 287 p.

EVANS, R. 1993: Lowering of sea-level as a cause of the initiation of diapirism of salt. In: Rates of Geologic Processes (Ed. by ARMENTOUT, J.-M., BLOCH, R., OLSON H. & PERKINS, B.). GCSSEPM Foundation, Houston, 29–40.

FAURE, Ph. 1987: Le Lias des Pyrénées basco-béarnaises françaises. Approche biostratigraphique et sédimentologique. Strata, 1, vol. 3, 27–48.

GEIL, K. 1991: The development of salt structures in Denmark and adjacent areas: the role of basin floor dip and differential pressure. First Break 9, 10, 467–483.

GUIGNARD, J.-D. 1957: Etude géologique de la région de Licq-Tardets. Dipl. Et. sup. Toulouse, 64 p.

HENRY, H. & ZOLNAI, G. 1971: Trias resédimenté dans le SW du Bassin Aquitain. Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A. 5/2, 389–398.

HOGREL-MADE, M. 1988: Les types de sédimentation bréchique dans les chaînons calcaires jurassico-crétacés de la zone de Tardets (Pyr.-Atlant.). Relations avec la dynamique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Thèse Univ. Pau, 566 p.

JAMES, V. 1998: La plate-forme carbonatée ouest-pyrénéenne au Jurassique moyen et supérieur. Stratigraphie séquentielle, stades d'évolution, relations avec la subsurface en Aquitaine méridionale. Thèse Univ. P. Sabatier (Toulouse). Strata, 2, vol. 32, 351 p., 178 fig., 5 tab., 11 pl.

JAMES, V., CANEROT, J. & BITEAU, J.-J. 1996: Données nouvelles sur la phase de rifting atlantique des Pyrénées occidentales au Kimmeridgien: la masse glissée d'Ouzous (Hautes-Pyrénées). Géologie de la France 3, 60–66.

JENYON, M. K. 1986: Some consequences of faulting in the presence of salt rock interval. J. Petroleum Geol 9/1, p. 29–52.

KOCKEL, F. 1990: Morphology and genesis of northwest-german salt structures. Symposium on diapirism with special reference to Iran, Bandarabbas 2, 225–245.

LENOBLE, J.-L. 1992: Les plates-formes carbonatées ouest-pyrénéennes du Dogger à l'Albien. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique. Thèse Univ. Toulouse, 413 p.

LENOBLE, J.-L. & CANEROT, J. 1992: La lame extrusive de Pont Suzon (Zone Nord-Pyrénéenne en vallée d'Aspe): une reprise pyrénéenne de ride diapirique transverse d'âge crétacé. C. R. Acad. Sci. Paris 314/2, 387–391.

LE POCHAT G. 1987: Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Orthez, n° 1444 (avec notice collective).

LE POCHAT, G. & THIBAULT, Cl. 1977: Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Dax, n° 1443 (avec notice).

LUCAS, C. 1985: Le Grès rouge du versant nord des Pyrénées. Thèse Univ. Toulouse, 267 p.

MASCLE, G., ARNAUD, H., DARDEAU, G., DEBELMAS, J., DELPECH, P.-Y., DUBOIS, P., GIDON, M., GRACIANSKY P.-CH. DE, KERKHOVE, C. & LEMOINE, M. 1988: Salt Tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. Bull. Soc. géol. Fr. (8) 4, 747–758.

MAURIAUD, P. 1987: La tectonique salifère d'Aquitaine. Le Bassin d'Aquitaine. Pétroles et Techniques 335, 38–41.

MEDIAVILLA, F. 1987: La tectonique salifère d'Aquitaine. Le Bassin de Parentis. Pétroles et Techniques 335, 35–37.

MONTIGNY, R., AZAMBRE, B., ROSSY, M. & THUISAT, R. 1986: K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism from the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian peninsula. In: The Geological Evolution of the Pyrenees (Ed. by E. BANDA AND S.M. WHICKHAM). Tectonophysics 129, 257–273.

PARIS, J.-P. 1964: Etude d'une partie du Massif d'Igountze et de ses abords septentrionaux en Barétous et Basse Soule. Thèse 3e Cycle Toulouse, 170 p.

PERTHUISOT, V. 1991: L'halocinèse sur les marges maghrebines et européennes de la Téthys au cours du Mésozoïque: importance des structures extensives ou coulissantes. In: Table ronde sur le diapirisme (Ed. par CANEROT, J. & LENOBLE, J.-L.). Ass. Sédim. Fr. Public. sp. n° 13.

PERTHUISOT, V. & GUILHAUMOU, N. 1983: Les diapirs triasiques du domaine vocontien: phases diapiriques et hydrothermales en domaine périalpin. Bull. Soc. géol. Fr. (7) 25/3, 397–410.

PEYBERNES, B., FONDECAVE-WALLEZ, J., & EYCHENE, P. 1996: Sur l'âge Paléogène de certaines «lames triasiques» nord et sous-pyrénéennes. Bull. Soc. géol. Fr., 167/6, p. 761–771.

RAT, P. 1988: The Basque Cantabrian Basin between the Iberian and European plates, some facts but still many problems. Rev. Soc. geol. Esp. 1/3–4, 327–348.

SOUQUET, P., PEYBERNES, B., BILOTTE, M. & DEBROS, E.-J., 1977: La chaîne alpine des Pyrénées. Géol. Alp. 53, 193–216.

SOUQUET, P., DEBROAS, E.-J., BOIRIE, J.-M., PONS, P., FIXARI, G., ROUX, J.-CL., THIEULOY, J.-P., BONNEMAISON, M., MANIVIT, H. & PEYBERNES, B., 1985: Le Groupe du Flysch noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 9/1, 183–252.

STROHMENGER, CH., ANTONINI, M., JÄGER, G., ROCKENBAUCH K. & STRAUSS, CH. 1996: Zechstein 2 Carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 20/1, 1–35.

THIEBAUT, J., DEBEAUX, M., DURAND-WACKENHEIM CH., SOUQUET, P., GOURINARD, Y., BANDET, Y. & FONDECAVE-WALLEZ, M.-J. 1988: Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat, le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). C. R. Acad. Sci. Paris 307/2, 1535–1540.

UCHUPI, E. 1988: The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. Rev. Soc. geol. Esp. 1/3–4, 257–294.

VANARA, N. 1998: Le karst du massif des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogenèse. Thèse Univ. Bordeaux, 482 p.

VIALLY, R., LETOUZEY, J., BENARD, F., HADDADI, N., DESFORGES, G., ASKRI, H. & BOUDJEMA, A. 1994: Basin inversion along the North African Margin and the Saharian Atlas (Algeria). In: Peri-Tethyan Platforms (Ed. by ROURE, F.), Ed. Technip, Paris, ROURE, F., ED. TECHNIGS, PARIS, 79–118.

VIENNOT, P. 1927: Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. Thèse Univ. Paris et Bull. Serv. Carte géol. Fr. 155, 267 p.

WESTON, P.J., DAVISON, I. & INSLEY, M.W. 1993: Physical modelling of North Sea salt diapirism. In: Petroleum Geology of Northwest Europe (Ed. by PARKER J. R.). Geological Soc. London, 559–567.

Manuscrit reçu le 6 mars 1998
Révision acceptée le 29 décembre 1998