

## Tectonique

# La tectonique active de la région nord-algérienne

AbdelKrim Yelles-Chaouche <sup>a,\*</sup>, Azzedine Boudiaf <sup>b</sup>, Hamou Djellit <sup>a</sup>, Rabah Bracene <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Centre de recherche en astronomie astrophysique et géophysique, CRAAG, route de l'Observatoire, BP 63 Bouzaréah, Alger

<sup>b</sup> ME2i, 4, allée des Jachères, SILIC 421, 94263 Fresnes, France

<sup>c</sup> Division Exploration Sonatrach, Boumerdes, Algérie

Reçu le 4 octobre 2005 ; accepté après révision le 19 octobre 2005

Disponible sur Internet le 5 janvier 2006

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

## Résumé

En Algérie, la tectonique active est localisée dans la région nord du pays, essentiellement dans le Tell. Dans cette région, frontière entre les plaques Africaine et Eurasiatique, la déformation tectonique est l'expression de la convergence actuelle des ces deux plaques et se traduit par la fermeture progressive des bassins néogènes et par la poursuite de l'édification de la chaîne. Le long de la marge, la déformation s'exprime dans la partie de la plaine abyssale proche du continent, par le plissement de la couverture plio-quadernaire. Au niveau de la pente et sur le plateau continental, la sismicité est générée par des accidents qui se prolongent parfois à terre. Cette tectonique littorale active est à l'origine de la surrection de la côte, comme cela fut le cas lors du dernier séisme de Boumerdes du 21 mai 2003, où le soulèvement cosmique a été estimé en moyenne à 0,50 m. À terre, la sismicité s'exprime surtout le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte. Ces bassins se déforment en donnant des structures plicatives (synclinaux, anticlinaux) et parfois cassantes (pli-failles, failles inverses, chevauchements) orientées NE–SW à NNE–SSW. Ces dernières sont le plus souvent à l'origine des violents tremblements de terre que connaît l'Algérie. Plus au sud, la sismicité s'exprime, tout le long du Tell, le long des faisceaux de plis de direction NE–SW. Actuellement, dans les régions des Hauts Plateaux et la région de l'Atlas saharien, l'activité sismique est faible. *Pour citer cet article : A. Yelles-Chaouche et al., C. R. Geoscience 338 (2006).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

## Abstract

**Active tectonics in northern Algeria.** Active tectonics in Algeria is located in the northern part of the country, mainly in the Tell system. In this region, located at the Africa–Eurasia boundary, the tectonic activity expresses the convergence between the two main plates. This leads to the closure of the Neogene sedimentary basins and the ongoing Tell building. Offshore, present deformation affects the abyssal plain located close to the continent, by folding of the Plio-Quaternary sediments cover. Along the slope and the continental platform, active structures with a continental extension crosscut this region. The coastal tectonics generates the coastal uplift as it was shown during the last Boumerdes earthquake of 21 May 2003, where an average uplift of 0.50 m was measured. Onshore, the earthquakes occur along the boundaries of the Neogene sedimentary basins that are located along the coast. These basins underwent compressional deformations giving anticlines, reverse faults or thrust faults oriented NE–SW to NW–SE. These later active structures generated the most important earthquakes. In the High Plateau and the Saharan Atlas, a weak seismic activity is recorded. *To cite this article: A. Yelles-Chaouche et al., C. R. Geoscience 338 (2006).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

\* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : [kyelles@yahoo.fr](mailto:kyelles@yahoo.fr) (A. Yelles-Chaouche).

*Mots-clés* : Tectonique active ; Sismicité ; Nord de l'Algérie ; Plis ; Plis-failles ; Convergence

*Keywords* : Active tectonics ; Seismicity ; Northern Algeria ; Folds ; Broken folds ; Convergence

## 1. Introduction

En Algérie, comme dans le reste du Maghreb, le domaine orogénique cénozoïque est séparé en deux systèmes différents : le Tell et l'Atlas (Fig. 1) [19]. Au sein du Tell, les zones internes (ou Kabylides) constituent un domaine fortement allochtone accolé à l'Afrique au Miocène moyen [14,20,44]. Depuis cette période, la convergence continue des plaques Afrique et Eurasie, avec un taux actuel de raccourcissement de  $5 \text{ mm an}^{-1}$  [2], s'exprime par des phases de compression nord-sud à NW-SE, associées parfois à une extension est-ouest [15,23,24,28,36,42]. Ainsi, dans les régions occidentales du Tell, on observe des plis, d'âge Plio-Quaternaire, résultant d'une direction de raccourcissement NNW-SSE [35,43]. Dans la région d'El Asnam (anciennement Orléansville, puis El Asnam, et actuellement Cheliff depuis 1980), comme dans le bassin du Cheliff, la direction de raccourcissement évolue de NNE-SSW au Pliocène à NNW-SSE au Quaternaire [29]. Au centre du pays, Glangeaud [21] relève l'existence d'une compression nord-sud affectant les terrains pliocène et quaternaire.

La sismicité (Fig. 1), qui s'exprime plus particulièrement dans le Tell, traduit la poursuite de cette déformation compressive selon une direction de raccourcissement NW-SE [9,35,36]. Le séisme qui a touché la région de Boumerdes le 21 mai 2003 ( $M_w = 6,8$ ) [46] témoigne de cette déformation, au même titre que les séismes d'El Asnam le 10 octobre 1980 [6,29,34], de Constantine le 27 octobre 1985 [13], de Tipaza le 29 octobre 1989 [30], de Mascara le 17 août 1994 [8] ou d'Alger le 4 septembre 1996 [47].

Des études ont été menées à la suite des séismes d'Aïn Témouchent le 22 décembre 1999 et de Beni Ouartilane le 10 novembre 2000, ainsi que de celui de Boumerdes cité plus haut. Parallèlement, des investigations de terrain ont été conduites dans la région d'Oran, dans le bassin de la Mitidja, ainsi que dans la région de Constantine et de Guelma (Fig. 1). Les données issues de ces travaux, complétées par celles issues de la campagne marine Maradja [18] et confrontées à l'analyse de la sismicité récente (1992–2005) relevée par le réseau de surveillance sismique (Realsas), nous permettent de présenter ici les principales caractéristiques de la tectonique active en Algérie du Nord.

## 2. Sismicité historique

Au cours de son histoire, l'Algérie a connu plusieurs séismes de forte magnitude, qui ont généré parfois des pertes humaines et matérielles importantes (Tableau 1).

Le plus ancien séisme recensé par les études historiques remonte au le 2 janvier 1365, date à laquelle s'est produit le séisme d'Alger [1] (Tableau 1). Antérieurement à cette date, quelques événements ont pu être répertoriés durant la période romaine et au-delà (séismes de l'an 700 dans la région d'Aïn Témouchent, de l'an 800 dans la région de Timgad), mais ces séismes restent mal documentés, en raison de l'absence de documents ou d'archives relatives aux époques médiévale et antique de l'Algérie.

Pour la période allant de 1365 à nos jours, la sismicité a fait l'objet de nombreux travaux [1,6,7,25,27,29,33,37–39,49]. Les plus récents [27] ont permis d'enrichir le catalogue des séismes qui ont touché les régions d'Alger et du Constantinois durant les XIX<sup>e</sup> et XX<sup>e</sup> siècles.

Les études de sismicité historique ont permis d'élaborer différents catalogues de sismicité, la réalisation de cartes de sismicité (Fig. 1) et d'intensité maximale [10,37], ainsi que de contribuer à la réalisation de cartes sismotectonique [29] et d'aléa sismique [26].

Ces travaux montrent que les séismes les plus violents, voire les plus meurtriers, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale, particulièrement dans la région d'Alger en 1716 et en 1755, à Oran en 1790, à Blida en 1825, à Djidjelli en 1856 et à Gouraya en 1891.

Au cours de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle, qui correspond à la fin de la période historique, l'Algérie a été touchée par deux autres séismes importants : celui de Sour-El-Ghozlane (24 juin 1910,  $M_s = 6,4$ ) et celui d'Orléansville (9 septembre 1954,  $M_s = 6,7$ ).

La cartographie des événements historiques permet de connaître la localisation des régions sismogènes (Fig. 1), mais aussi d'établir une zonation sismique du territoire.

Quatre zones majeures de sismicité sont ainsi mises en évidence.

- (a) *Le domaine maritime*. Il est important de souligner que, parmi les plus importants séismes qui ont frappé l'Algérie du Nord, plusieurs se sont produits

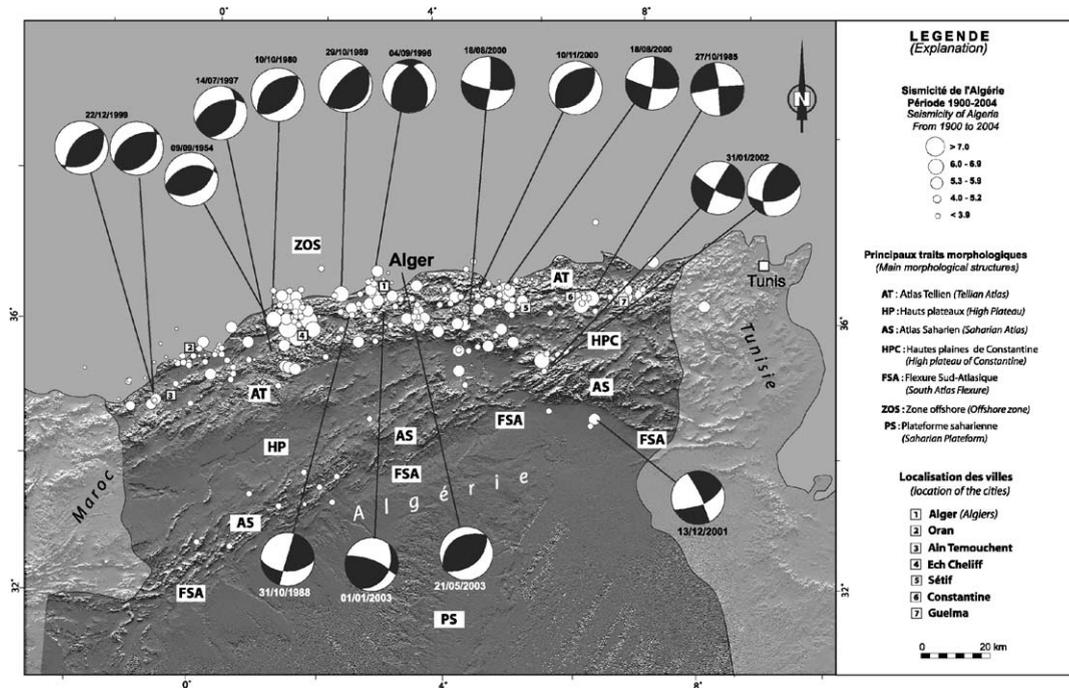


Fig. 1. Sismicité et mécanismes au foyer du Nord de l'Algérie.

Fig. 1. Seismicity and focal mechanisms in northern Algeria.

Tableau 1

Principaux séismes d'Algérie (1365–2005)

Table 1

Main earthquakes in Algeria (1365–2005)

Lieu	Date	I/M	M	Victimes
Alger	03/01/1365	X		Plusieurs
Alger	10/03/1673			
Mitidja	03/02/1716	X		20 000
Oran	09/10/1790	X		2000
Blida	02/03/1825	X		7000
Djidjelli	22/08/1856	X		–
Aurès	16/11/1869	IX		30
Gouraya	15/01/1891	X		38
Aumale	24/06/1910	VIII	6,6	81
Orléansville	09/09/1954	X	6,7	1243
El Asnam	10/10/1980	X	7,3	2633
Constantine	27/10/1985	VIII	6,0	10
Tipaza	29/10/1989	VIII	6,0	22
Boumerdes–Alger	21/05/2003	X	6,8	2300

en mer. À cet égard, les séismes d'Alger de 1716, d'Oran de 1790, de Djidjelli de 1856 et de Boumerdes de 2003 sont les plus représentatifs.

(b) *Le Tell*. Dans cette région se manifeste la plus grande partie de l'activité sismique de l'Algérie du Nord. Avec le domaine maritime, elle constitue la région la plus exposée aux séismes violents et dévastateurs, puisque la majeure partie de la population algérienne y réside.

(c) *Les Hauts Plateaux*. Actuellement, cette région se caractérise par une quasi-absence de sismicité. Les Hauts Plateaux semblent donc se comporter comme un bloc rigide, se déformant simplement au niveau de ses bordures.

(d) *L'Atlas saharien*. Dans cette région, les cartes de sismicité montrent un chapelet de petits séismes de faible magnitude ( $M < 4$ ), qui s'étale en particulier le long du front Sud-Atlasique.

### 3. Les zones sismogènes de la région nord

Grâce aux informations recueillies par le réseau algérien de surveillance sismique, ainsi que par les différentes études de terrain menées récemment, parfois après l'occurrence des séismes importants qui ont touché récemment le pays, nous possédons aujourd'hui des indications importantes sur l'activité sismique en Algérie du Nord.

Cette sismicité s'exprime dans diverses zones qui, de par leurs caractéristiques sismotectoniques ainsi que par leur activité sismique, sont réparties comme suit.

#### 3.1. La région de l'Ouest algérien (bas Cheliff)

Cette région se situe entre Oran, au nord, la région de Aïn Témouchent, au sud-ouest, et la région de Mascara, à l'est (Fig. 2). Dans cette région, on distingue trois foyers majeurs de sismicité.

##### 3.1.1. La région d'Aïn Témouchent

Les données recueillies lors du séisme du 22 décembre 1999 ( $M_l : 5,7$ ) [48] ainsi que les dernières investigations réalisées montrent l'existence d'un risque non négligeable dans cette région, où l'activité sismique était jugée auparavant peu importante. Le séisme, qui n'a pas laissé de traces de rupture en surface, a été généré par une structure active de direction NE–SW, d'une longueur de 20 km. Le mécanisme focal en inverse traduit un régime compressif. Ce séisme a permis de connaître l'état de contrainte de la région comprise entre la région de Mascara, où s'est produit le séisme du 18 août 1994, et la région d'Alboran, située plus à l'ouest.

Nos investigations, menées récemment dans la région [22], ont permis également d'identifier d'autres structures actives potentielles (Fig. 2), listées ci-après.

**3.1.1.1. La faille de Stah Zilzila (F1).** Localisée le long de la côte au sud de Beni Saf, près de Souk Et-nine (Oulhaça), la faille de Stah Zilzila est une faille active de direction générale NE–SW, avec un pendage sud–est. L'érosion côtière et un important glissement de terrain ont caché la trace de la faille, dont la longueur totale serait de 10 km. Cette région côtière est soulevée par un large anticlinal, qui plonge, puis disparaît au nord-est vers Beni Saf. Le soulèvement actif de la zone côtière est démontré par l'existence de surfaces alluviales profondément incisées et entaillées par de petits cours d'eau.

**3.1.1.2. La faille inverse de Dar Lalla Messouda (F2).** L'analyse des photos aériennes et les observations de terrain ont permis de localiser, à 5 km au NNE du village d'Aïn Youcef, une structure géologique, dont les évidences sont en faveur de l'existence d'une faille inverse aveugle de 8 km de long et présentant un pendage vers le nord-ouest. Cette dernière serait probablement cachée sous un flanc linéaire et très redressée, à pendage nord-est d'un pli anticlinal. L'aspect très jeune des regards de failles sur le compartiment surélevé ainsi que les plis en relais ( $< 1$  km) observés sur la partie chevauchante de la faille sont des arguments qui plaident en faveur de l'existence de cette dernière.

**3.1.1.3. La faille de Djebel Djaddara (F3).** La faille de Djebel Djaddara a été identifiée sur la base de l'interprétation de photos aériennes au 1:20 000. La faille est interprétée comme étant une faille inverse présentant un pendage vers le nord-ouest et une direction nord-est. Elle est visible sur au moins 10 km à partir d'un point situé à 1,5 km du village de Chentouf jusqu'au nord de la ville de Hammam Bou Hadjar. Elle apparaît comme un alignement discontinu présentant des escarpements à facettes sud-est et un contraste linéaire très marqué. Cette structure coïncide avec un linéament identifié et cartographié par Thomas [43], et cité dans les récentes études locales basées sur l'interprétation d'imagerie (Image satellite Landsat et MNT Aster). Par rapport aux photos aériennes, le linéament observé sur l'imagerie Landsat/MNT se prolonge de 6 km supplémentaires, suggérant ainsi une longueur totale de 16 km. La faille est associée à des déplacements de surfaces alluviales d'âge Pléistocène supérieur et possiblement Holocène. Ces surfaces ont été complètement modifiées par l'activité agricole très intense dans cette zone.

#### 3.1.2. La région d'Oran

Cette région fut frappée en 1790 par un séisme dévastateur. Les investigations récentes de terrain [22] ont permis l'identification de deux structures actives majeures pouvant générer d'importants séismes (Fig. 2).

**3.1.2.1. La faille de la Sebkhia nord (F4).** Cette faille s'étend sur environ 15 km selon une direction NE–SW. Elle délimite les monts du Murdjadjo, au nord, et la plaine de la grande Sebkhia, au sud (bassin de la Mleta). Vers l'ouest, cette faille change brusquement de direction vers le nord-ouest, sur environ 4 km. Elle est interprétée comme une faille inverse à pendage nord. Plus au nord, vers les hauteurs, le déplacement le long de la faille est associé au plissement et soulève le Murdjadjo, qui domine ainsi le bassin de la Mleta. Cette faille

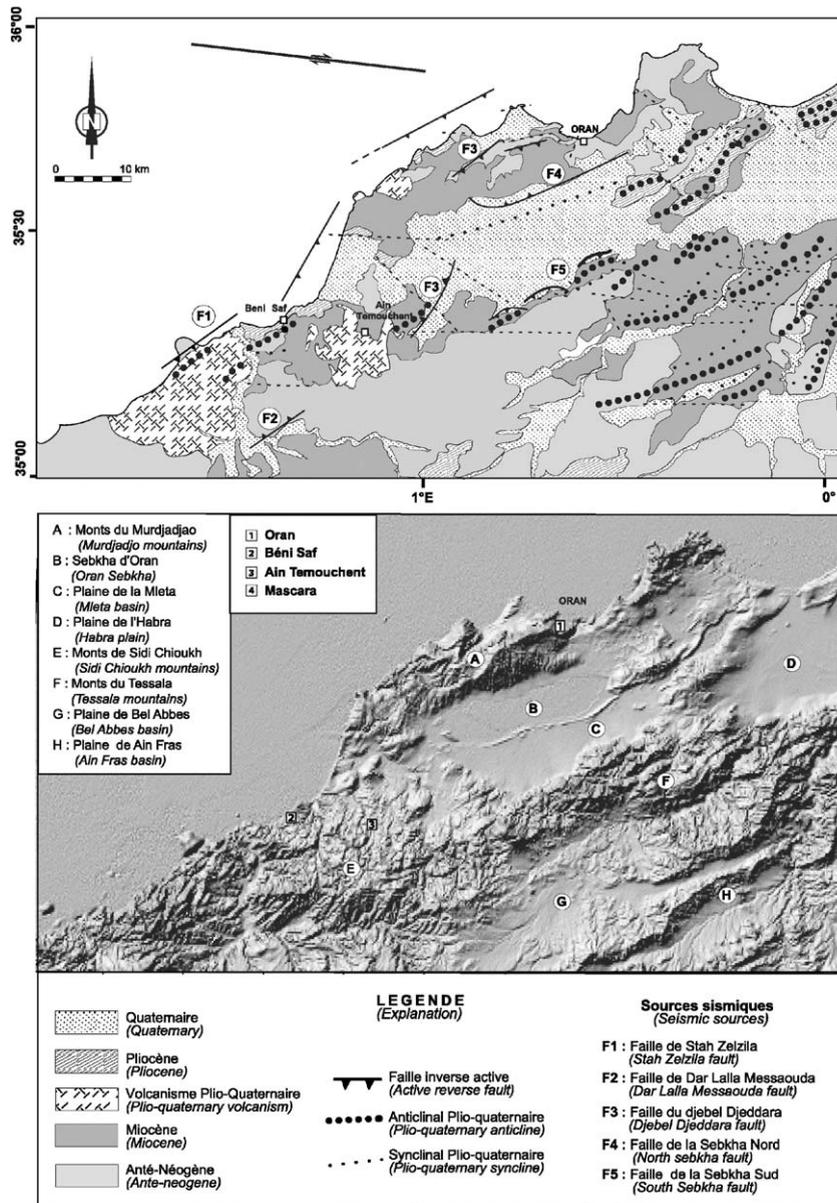


Fig. 2. Sismicité de la région oranaise : (a) MNT, (b) structures actives.

Fig. 2. Seismicity of the western region of Algeria (Oran): (a) DEM, (b) active structures.

est supposée active, car les épaisseurs des séquences sédimentaires d'âge Quaternaire, rencontrées immédiatement au sud sont en faveur d'une importante subsidence tectonique du bassin de la Mléta. Cette faille, qui a une longueur totale de 55 km, est parfois le siège d'une micro-activité sismique, comme en témoigne le dernier petit séisme ( $M_l$ : 3,1) qui s'est produit le 26 novembre 2004 dans l'extension marine du pli-faille du Murdjadjo. Elle pourrait être aussi à l'origine du séisme d'Oran en 1790.

3.1.2.2. *La faille de la Sebkhia sud (F5).* Cette importante structure correspond à un système de failles inverses discontinues, à pendage sud à sud-est. Elle recoupe les surfaces de piémont représentés par des niveaux alluvionnaires d'âge Pléistocène inférieur à Holocène, qui séparent la grande Sebkhia d'Oran (bassin de la Mléta), au nord, des monts du Tessala, au sud. Cette faille, d'orientation NE–SW, présente un plan sur lequel des stries ont été observées. Ces dernières sont en faveur d'une cinématique en faille inverse, générant un cheveu-

chement oblique vers le sud et le sud-est. Ce système de failles se prolonge le long des monts du Tessala, sur une longueur d'environ 30 km. Sur la base de la cartographie réalisée par Thomas [43], ce système de faille se prolonge d'au moins 35 km supplémentaires vers l'est, le long de la limite méridionale de la plaine de Habra, soit une longueur totale de 65 km environ.

Les ruptures de failles observées dans les niveaux du Quaternaire supérieur sont exprimées par de nombreuses terrasses étagées observées sur le compartiment soulevé (partie sud) de la faille et par des escarpements de failles, qui déplacent les surfaces alluviales de piémont situées entre la montagne, au sud, et la sebkha, au nord. Dans certaines zones de cet escarpement, la faille est représentée par une zone de 200 m de largeur environ, dans laquelle au moins trois niveaux de terrasses ont été identifiés. La trace la plus méridionale coïncide avec un escarpement de 40–50 m d'élévation situé à la base du front, qui déplace les dépôts alluviaux quaternaires. Des profils topographiques de ces escarpements ont été réalisés, afin de localiser l'emplacement précis de la faille sur les terrains alluviaux Holocène et Pléistocène. La partie nord du profil, recouverte en grande partie par des alluvions Pléistocène, est recoupée par deux escarpements. L'âge de ces dépôts alluvionnaires n'est pas connu avec précision, mais ne dépasserait probablement pas 35 000 ans. Le déplacement vertical cumulé à travers les escarpements sur les profils réalisés est de  $17,1 \pm 1,0$  m. Ces données sont en faveur d'un taux de déplacement (à long terme) sur la faille de la Sebkha sud d'au moins  $0,49 \text{ mm an}^{-1}$ . La surface du deuxième profil topographique est recouverte par des dépôts colluviaux d'âge Holocène. Des datations au carbone 14 d'échantillons de charbon, collectés dans un ravin d'oued situé à 10 m environ du premier profil, montrent que l'âge des dépôts colluviaux est de moins de 3000 ans. Le déplacement vertical cumulé à travers les deux escarpements serait ainsi d'environ  $1,4 \pm 0,5$  m. Ces données indiquent des déplacements (à court terme) estimés à  $0,46 \text{ mm an}^{-1}$ , similaires à ceux évalués sur le long terme. Les failles associées à l'un des escarpements sont visibles dans un ravin d'oued situé immédiatement à 10 m à l'est du profil. La faille est montrée en coupe le long de la paroi du ravin et se traduit par deux ruptures très proches, présentant un pendage de  $55^\circ$  vers le sud. Le déplacement vertical cumulé est  $\geq 1,6$  m. Trois datations au carbone 14, effectuées sur des échantillons prélevés sur ces plans de faille, indiquent que les failles ont été générées durant les 3000 dernières années. Elles indiquent un taux de déplacement à court terme  $\geq 0,53 \text{ mm an}^{-1}$ .

### 3.1.3. La région de Mascara

Celle-ci, située au sud d'Oran, est le siège d'une activité sismique continue. Du point de vue historique, le séisme violent qui s'est produit le 29 novembre 1887 était d'intensité X. Pour la période récente, cette région a été le siège d'un séisme de magnitude 5,7 le 18 août 1994, qui a fait 22 victimes et des dégâts importants [8]. Le mécanisme focal inverse traduit le régime compressif de la sismicité des monts de Beni Chougrane, un faisceau de plis anticlinaux et de chevauchements qui bordent la région de Mascara.

Tout récemment, un séisme de magnitude 4,4 s'est produit le 17 août 2005. Ce séisme a été localisé à l'extrémité est des monts des Beni Chougrane, non loin de la zone épiscopale du séisme du 17 août 1994.

### 3.1.4. La région de Chleff (Orléansville, puis El Asnam)

Dans cette région, qui a été touchée par le plus important séisme qu'ait connu la région ouest-méditerranéenne, plusieurs zones actives sont recensées [16,29] (Fig. 3).

### 3.1.5. La région de Ténès

Dans cette région, qui a subi le violent tremblement de terre du 25 août 1922 ( $I = X$ ), on distingue deux structures actives importantes.

*3.1.5.1. La faille de Ténès Abou El Hassen (Oued Allalah) (F1).* Celle-ci se trouve près de la région de Ténès et suit une direction NE–SW. Cette structure est un anticlinal faillé complexe, avec un flanc sud raide. Des reconnaissances transversales à cette structure, effectuées au cours de cette étude, ont confirmé l'interprétation d'anticlinal et ont montré que le pli est brisé par une zone de failles chevauchantes à pendage nord-ouest. Ces chevauchements affleurent en plusieurs endroits le long de la charnière du pli. Ils ont une direction parallèle au pli, un pendage de direction nord-ouest et présentent des miroirs ondulés. La direction moyenne des stries est approximativement perpendiculaire à la direction de l'anticlinal. À 2 km à l'ouest d'Abou El Hassan (Cavaignac), les failles permettent le charriage de roches métamorphiques sur des grès néogènes.

Un âge inférieur à 100 000 ans est établi pour cette fracturation à partir des relations le long des failles secondaires observées dans l'Oued Allalah, à environ 2 km au nord du village d'Oued Akacha (Montenotte). En effet, près de l'extrémité sud de ces failles, le substratum néogène est recouvert par une terrasse alluviale présentant un sol gris faiblement développé, ce qui laisse supposer que les dépôts de

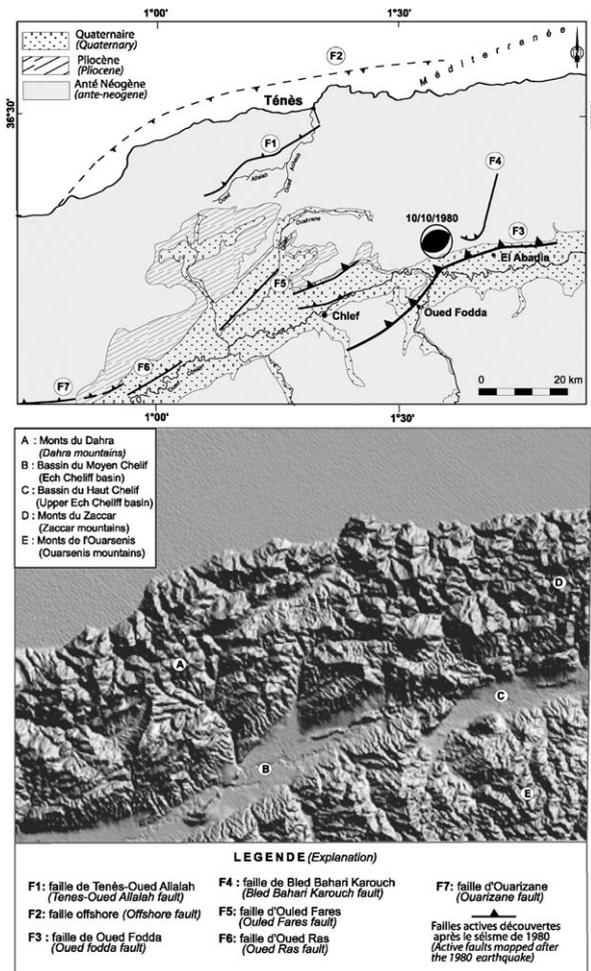


Fig. 3. Sismicité de la région de Chleff : (a) MNT, (b) structures actives.

Fig. 3. Seismicity of the Chleff region of Algeria: (a) DEM, (b) active structures.

la terrasse sont âgés de moins de 100 000 ans. Une faille croise le contact entre cette terrasse et le rocher sous-jacent et abaisse ce contact d'approximativement 60 cm vers le nord. Ces observations sont cohérentes avec l'hypothèse que le séisme de Ténès du 25 août 1922 [3] s'est déclenché sur la structure d'Oued Allalah.

**3.1.5.2. La zone faillée en mer (F2).** Une faille active a été localisée en mer, le long du littoral de la région de Ténès. Elle est plus clairement exprimée dans la zone côtière à l'ouest de Ténès. Plusieurs critères ont été retenus :

- le relevé réalisé en 1970 montre des flexures de direction nord-est, avec des flancs nord raides.

Des failles sont localement présentes au cœur des flexures et présentent un abaissement du compartiment nord-ouest selon un plan vertical. Ces structures sont similaires à celles qui sont associées avec les failles actives dans la zone d'Ech Chelif ;

- la cartographie montre une faille, de direction nord-est et de 15 à 20 km de longueur le long de la projection des flexures. Cette faille montre un abaissement du compartiment nord-ouest selon un plan vertical ;
- ces failles et flexures reposent le long d'une ligne qui sépare une zone déformée, topographiquement plus élevée, au sud-est, d'une zone topographiquement plus basse, soulignée par des terrasses, au nord-ouest.

Ces caractéristiques structurales et géomorphologiques se poursuivent en mer jusqu'à environ 15 km à l'ouest de la limite de zone côtière. Elles sont supposées s'étendre le long de la côte au nord de la région d'étude, pour trois raisons :

- à l'est de Ténès, les roches du Néogène ont une direction approximative est-ouest (parallèle à la côte) et un pendage de  $60^\circ$  vers le nord. Ceci laisse supposer une flexure faisant face au nord, qui devrait être similaire à celles qui longent le côté nord de la plaine du Chelif ;
- plusieurs séismes de taille moyenne ont eu lieu le long de la côte près de Ténès, et un fort séisme a eu lieu près du littoral, au voisinage de la ville de Gouraya, vers l'est ;
- le littoral de la région de Ténès est escarpé et s'élève rapidement, l'altitude atteint couramment 500 à 700 m dès les premières crêtes situées au sud de la côte.

Ces structures sont une image miroir de celles de la région d'Ech Chelif, le long du côté sud de la chaîne, et sont interprétées comme résultant d'une ceinture de failles inverses de direction nord-est, qui s'enfonce au sud-est sous les roches déformées et relativement soulevées de la chaîne ouest du Dahra.

Bien que la zone faillée en mer soit décrite comme une fracture continue, les segments émergés sont similaires à la zone faillée de la vallée du Bas Chelif par leur aspect en segments de faille relativement courts et discontinus. Ils présentent par ailleurs approximativement la même direction, et sont couramment joints par des plis ou des flexures.

### 3.1.6. La région de Chleff

Cette région a été le siège des deux plus importants a séismes du XX<sup>e</sup> siècle (4 septembre 1954,  $M_s$  : 6,7, et 10 octobre 1980,  $M_s$  : 7,3) qu'aït connus la région ouest-méditerranéenne. Ces deux séismes ont été produits par l'une des failles actives les mieux connues du bassin méditerranéen, la faille du Chleff, pli-faille de direction NE–SW s'étendant sur 36 km [29] (Fig. 3). Dans cette région de Chleff, on distingue un ensemble de structures actives.

**3.1.6.1. La faille de Chleff ou faille de Oued Fodda (F3).** C'est une faille inverse de direction NE–SW, avec un pendage de 50–60° vers le nord-ouest. À l'exception de son extrémité sud-ouest, elle est associée avec un anticlinal asymétrique présentant un flanc redressé à fort pendage vers le sud-est. Sur presque toute sa longueur, elle juxtapose le substratum déformé plio-pléistocène au nord-ouest contre les alluvions pléistocènes récentes ou holocènes au sud-est.

Durant le séisme de 1980, la rupture en surface de 47 km le long de la faille inverse primaire s'étendait vers le nord-est jusqu'à un point situé approximativement à 3 km à l'ouest d'El Abadia. Les failles secondaires normales s'étendaient jusqu'à un point juste au nord d'El Abadia.

Les études paléosismologiques réalisées sur cette faille ont permis de mettre en évidence le taux cumulé de déplacement sur cette faille, ainsi que d'estimer les périodes de récurrence des événements majeurs [31]. Les observations tirées de ces tranchées concordent avec les indices géomorphologiques, qui montrent un taux faible de déplacement à long terme sur la faille. Les données des tranchées indiquent, de plus, que la plus grande partie – et peut-être la totalité – du déplacement postérieur à la formation du paléosol s'est produite assez récemment, probablement à la fin de l'Holocène.

**3.1.6.2. La faille de Bled Bahari Karouch (F4).** Cette faille se trouve près de l'extrémité nord-est de la faille d'Oued Fodda. Les données sismologiques et géologiques suggèrent que la faille fait partie d'un groupe complexe de structures qui termine la faille d'Oued Fodda et forme la limite est de son compartiment sur-élevé. Les cartes géologiques existantes montrent que les caractéristiques de cette faille changent avec la direction de sa trace. Cette donnée, complétée par les orientations des stries le long de la faille, suggère que la faille est chevauchante à son extrémité sud et est principalement décrochante, avec une composante horizontale sénestre, le long de sa partie située au nord et au nord-est. Le relevé géologique effectué montre que

cette faille a une forme de J (Fig. 3). Les stries mesurées sur des surfaces de faille, situées sur une centaine de mètres le long de la trace principale, dans la partie de direction nord-est de la faille, confirment une composante décrochante sénestre significative.

La faille se situe aussi dans la large ceinture des répliques qui se sont produites au nord de l'extrémité nord-est de la faille d'Oued Fodda après le séisme de 1980. Cette ceinture de sismicité fait probablement partie d'une large zone diffuse de plis et failles qui agissent à la frontière est du compartiment soulevé de la faille d'Oued Fodda.

**3.1.6.3. La faille de Ouled Farès et des Montagnes rouges (F5).** Sur les photographies aériennes, la faille forme un linéament facilement identifiable, défini par un contact rectiligne entre les alluvions holocènes et le substratum déformé. On remarque aussi un alignement des têtes de cônes de déjection, ainsi que, localement, les bords déformés des dépôts pléistocènes récents de crue de la plaine. Géologiquement, la structure consiste en une flexure à flanc sud-est raide, parallèle au linéament vu sur la photo aérienne. La flexure est développée dans les conglomérats, les grès et les molasses d'âge Villafranchien. L'orientation de la flexure varie de N40E à N50E et son pendage varie de 5 à 15° vers le nord-ouest jusqu'à 40 à 60° vers le sud-est. La faille est supposée être une faille inverse plongeant vers le nord-ouest sous les régions surélevées qui se trouvent à cet endroit.

**3.1.6.4. La faille d'Oued Ras (F6).** La faille d'Oued Ras se trouve au sud-ouest de la précédente. Cette faille est définie sur les photos aériennes par un linéament de direction NE–SW qui sépare le substratum rocheux déformé des cônes de déjections holocènes et des dépôts de crue. Ce linéament coïncide avec la flexure plongeant en direction du sud-est, déformant les conglomérats, les grès et les molasses du Villafranchien. La direction de la flexure est approximativement N40E et son pendage est approximativement de 30° sur le flanc escarpé situé au sud-est. Sur la base de ces caractéristiques, la faille d'Oued Ras est classée comme une faille active probable. La faille est interprétée comme une faille inverse nord-est, à pendage vers le nord-ouest. Près de l'extrémité nord-est de la faille d'Oued Ras, les recherches par photo-interprétation et par investigations sur le terrain ont montré un groupe de cônes de déjection d'âge Pléistocène tardif, qui sont tronqués par un escarpement faisant face au sud-est. Cet escarpement est l'un des éléments définissant le linéament sur la photographie aérienne. Il est parallèle à la flexure.

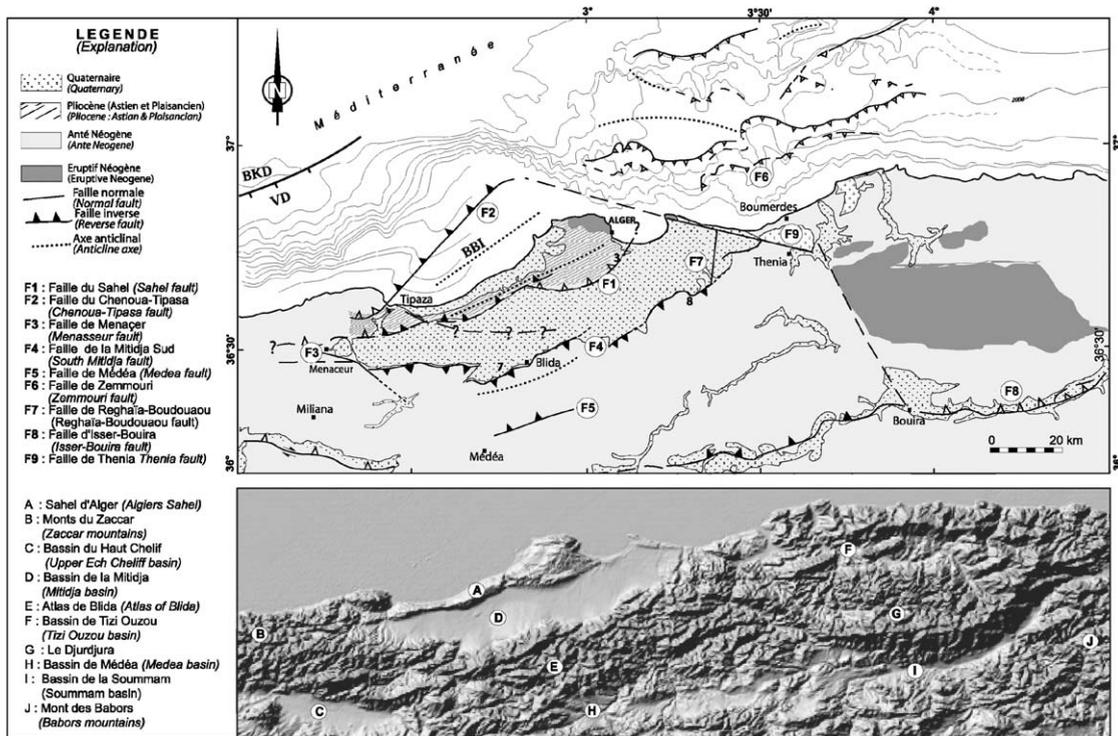


Fig. 4. Sismicité de la région d'Alger : (a) MNT, (b) structures actives.

Fig. 4. Seismicity of the Algiers region: (a) DEM, (b) active structures.

3.1.6.5. *La région d'Ain Defla–monts du Zaccar.* À l'est de Chleff, la région d'Ain Defla est le siège d'une intense activité microsismique actuelle, liée à l'activité du mont Dhoui ou du Djebel Zaccar jouxtant la côte. À l'extrémité est du Djebel Zaccar s'est produit à Oued Djer, le 31 octobre 1988, un séisme de magnitude 5,4 [33].

### 3.2. La région d'Alger

L'activité sismique de la région d'Alger est localisée essentiellement dans le bassin néogène de la Mitidja (Fig. 4). Dans cette région, d'importants séismes se sont produits au cours de l'histoire, causant parfois la mort de milliers de personnes. C'est notamment le cas des séisme de 1365, de 1716 et du séisme de Blida en 1825.

Les études effectuées dans le bassin de la Mitidja [11] montrent que la tectonique active se manifeste le long des bordures nord et sud du bassin par de nombreuses failles et plis failles à jeu inverse de direction NE–SW (pli-faille du Sahel), recoupés par des accidents conjugués de direction NW–SE, qui déforment peu à peu ces versants et surélèvent la région littorale.

On y distingue trois zones.

#### 3.2.1. La région ouest d'Alger

Cette région, où se sont produits les séismes du 29 octobre 1989 ( $M_s : 6,0$ ) [30] et du 4 septembre 1996 ( $M_s : 5,7$ ) [47], est marquée par la présence de l'anticlinal du Sahel, structure majeure de près de 60 km de longueur et d'orientation NE–SW. Cette région présente des déformations tectoniques récentes qui affectent les niveaux plio-quaternaires (Faille F1, Fig. 4). Des décrochements de direction NW–SE, localisés principalement dans la région d'Attatba et de Mahelma, affectent l'anticlinal du Sahel.

En mer, l'extension marine de la faille du Chenoua (faille F2) ainsi que l'accident de Khayr Eddine, récemment cartographiés par la campagne Maradja [18], représentent deux autres structures majeures de la région d'Alger.

#### 3.2.2. La région sud d'Alger

La région sud-algéroise est marquée par le chapelet de failles qui bordent la zone de contact entre le bassin de la Mitidja et le massif de Blida. Cette bordure montre des indices de déformations tectoniques affectant les niveaux plio-quaternaires. Ces déformations correspondent à des décrochements dextres ou à des chevauchements vers le nord, des niveaux créacés

sur les niveaux plus récents du Miocène et du Plio-Quaternaire. Les failles actives de cette région sont observées dans la région de Ménaceur et au sud de la Mitidja (failles F3 et F4). Elles sont associées à la sismicité historique importante de cette région (séismes de 1716 et de 1825).

La bordure sud de la Mitidja constitue ainsi l'une des principales sources sismogènes de la région d'Alger. Plus au sud, le petit bassin néogène post-nappes de Médéa, qui jouxte celui de la Mitidja, se situe sur les monts de Blida. Il est le siège de fréquents petits séismes qui sont générés par des plis et failles orientées N60E et N70E, tels que le pli-faille de Ben Chicao, la faille du Djebel Mahouada, la faille d'El Goléa–Ouzera (faille F5). Cette dernière semble être à l'origine du dernier événement significatif, de magnitude 4,2, qui s'est produit le 27 novembre 2004 dans cette région. Plus à l'est, dans la région de Sour El Ghozlane, siège d'un important séisme en 1910 ( $I = X$ ) [33], l'activité sismique reste jusqu'à présent faible.

### 3.2.3. La région est d'Alger

Le récent séisme de Boumerdes du 21 mai 2003 ( $M_w : 6,8$ ) est l'expression de la sismicité parfois importante qui se manifeste dans cette région. Ce séisme a permis de mettre en évidence, et ce pour la première fois, l'activité de la faille marine de Zemmouri [46], longue de près de 50 km, localisée entre Dellys et Boudouaou el Bahri et de direction NE–SW (faille F6). La cartographie détaillée de cette faille, réalisée récemment par la campagne marine Maradja [18], ainsi que nos investigations sur la partie continentale montrent que la faille de Zemmouri se rattache au système de failles de la bordure sud de la Mitidja par la faille de Reghaia, de direction nord–sud (faille F7).

Ce séisme a permis par ailleurs de mettre en évidence le soulèvement tectonique ayant affecté la zone côtière [46]. Il a enfin démontré que le niveau de sismicité de la région marine algérienne peut parfois être important.

### 3.2.4. La région des Kabylies

À l'extrémité est du bassin de la Mitidja, la faille de Isser Bouira est le lieu de fréquents séismes. Cette faille, de direction NNW–SSE, à rejeu dextre, constitue un accident actif, permettant le transfert de la déformation du bassin de la Mitidja au domaine Kabyle (Fig. 5).

Dans cette région, la déformation active s'exprime le long de deux failles est–ouest, de Draa El Kremis à Oued Tamarir, expression de la rupture de pente de la

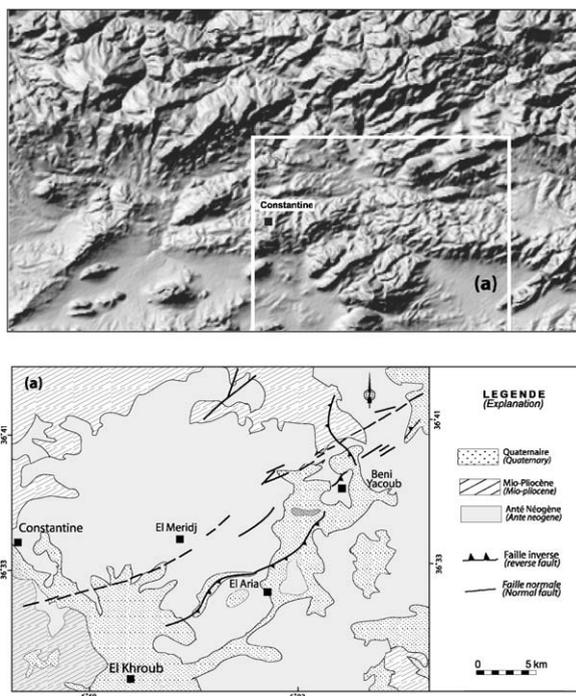


Fig. 5. Sismicité de la région de Constantine : (a) MNT, (b) structures actives.

Fig. 5. Seismicity of the western region of Algeria (Oran): (a) DEM, (b) active structures.

bordure sud des massifs Kabyles et du chevauchement (faille F8) sur la vallée Soummam [12].

### 3.2.5. La région de Setif–Kherrata

Dans cette région, l'activité sismique se manifeste régulièrement dans la région de Kherrata, située au nord de la ville de Setif. Dans cette région, l'activité sismique est générée par la faille active de Kherrata, qui correspond à un anticlinal de direction NE–SW. Le récent séisme du 10 novembre 2000, qui s'est produit dans la région de Beni Ouartilane ( $M_w : 5,7$ ) [45], s'est produit sur une structure parallèle à la faille de Kherrata, la faille de Tachauaft [41].

### 3.2.6. Le bassin du Hodna

Ce bassin néogène, situé au sud de la région de Setif, est le siège de fréquents séismes. Du point de vue historique, la région a été frappée par le séisme de Msila, du 12 février 1946, ainsi que par celui du 1<sup>er</sup> janvier 1965 ( $M_s = 5,5$ ) [33]. Cette sismicité serait générée par les anticlinaux de direction est–ouest à NE–SW relevés dans la région. Parmi ceux-ci, le pli-faille de Bou Taleb montre sur le terrain des traces de déformations récentes.

### 3.3. La région du Constantinois

#### 3.3.1. La région de Constantine ville

Dans cette région (Fig. 5), la sismicité se produit sur un certain nombre de structures actives situées au nord de la ville (région de Mila), à l'ouest ou au sud, dans la région du Khroub (failles de Sigus et Temlouka). Cependant, la sismicité se manifeste essentiellement au niveau de la faille active de Aïn Smara, qui s'étend sur près de 25 km et qui est à l'origine du séisme du 27 octobre 1985, de magnitude 6,0 [13]. Cependant, on remarque que le mécanisme focal de ce séisme, en décrochement senestre, contraste avec les mécanismes inverses observés dans les régions ouest et centre du pays.

#### 3.3.2. La région de Guelma

Le petit bassin situé à l'Extrême-Est de l'Algérie est localisé le long d'un important accident décrochant. Il s'agit d'un bassin de type *pull apart* très actif, puisque de fréquents événements sismiques s'y produisent. Le dernier événement important s'est produit le 20 septembre 2003 et était de magnitude 4,8.

L'activité se localise dans ce bassin au niveau du principal accident décrochant, mais aussi au niveau des failles bordières du bassin, que sont les failles de Bouchegouf et de Hamam Nbailis.

## 4. Caractéristiques de la sismicité

L'activité sismique récente, les derniers séismes qui ont touché l'Algérie ainsi que les investigations de terrain ont permis de préciser les mécanismes de la déformation de la région nord-algérienne. La tectonique active se manifeste en premier lieu au niveau de la marge algérienne. Dans cette région, les nombreux épicentres marins démontrent de la présence de structures actives, générant parfois d'importants séismes, comme ceux qui se sont produits au cours de l'histoire dans les régions d'Alger, d'Oran, ou plus récemment de Boumerdes [17]. Le style de déformation de cette marge montre des similitudes avec celui de la partie continentale, puisque, lors du séisme de Boumerdes, comme d'ailleurs pour le séisme qui s'est produit le 27 octobre 1989 à Tipaza, des failles inverses de direction NE–SW étaient à l'origine du séisme. De nombreuses structures actives marines semblent également se situer dans le prolongement des structures continentales, comme cela a été observé pour les deux séismes précédemment cités. Les travaux récents menés lors de la campagne Maradja nous indiquent que

certaines structures ayant participé à l'évolution néogène sont reprises par la tectonique actuelle compressive [18].

La sismicité de la partie littorale engendre parfois le soulèvement de la côte. En effet, l'étude des terrasses marines de plusieurs régions côtières, notamment celles d'Alger, ont permis de démontrer le soulèvement progressif de ces formations au cours du Quaternaire. Ainsi, le soulèvement brusque de près de 0,5 m constaté lors du dernier séisme de Boumerdes a été la démonstration frappante de ce soulèvement côtier qui se produit en Algérie du Nord [46].

Dans la partie continentale tellienne, qui est la plus active, les bassins néogènes qui longent la côte entre Oran et la Soummam (bassin du Cheliff, bassin de la Mitidja, bassin de Tizi Ouzou ou bassin de la Soummam) se déforment également. La déformation se concentre le long de leurs bordures, reprenant parfois des structures ayant participé à leur formation.

Plus à l'intérieur du pays, la sismicité se manifeste au niveau du Tell, le long des différents massifs qui forment cette chaîne et au niveau des Hautes Plaines de l'avant-pays du Constantinois. D'ouest en est, les massifs des Traras sont le siège de nombreux séismes. C'est le cas également des massifs de Beni Chougrane, au sud d'Oran, où s'est produit le séisme de Mascara du 18 août 1994. Les monts de l'Ouarsenis ainsi que du Dahra Zaccar ont connu, de par le passé, de nombreux séismes importants. Les massifs de Blida et de Médéa sont le siège de fréquents microséismes. La sismicité dans la région de Médéa est localisée principalement autour du bassin miocène qui prolonge les structures néogènes du massif de l'Atlas de Blida.

La région des Hauts Plateaux se caractérise par très peu de sismicité. Le réseau sismologique n'enregistre que très peu de secousses dans cette région. La sismicité semble se concentrer dans cette région le long de la bordure de ce bloc rigide. Ces Hauts Plateaux semblent aussi séparés des Hautes Plaines constantinoises par un important accident de direction NW–SE allant de Kherrata au nord à Biskra au sud-est (Fig. 1), accident sur lequel se matérialise un chapelet de séismes modérés, constatés d'ailleurs récemment par l'occurrence du dernier séisme qui a frappé la région de Batna le 9 mars 2005, de magnitude 4,9.

## 5. Conclusions

La tectonique récente en Algérie du Nord, et plus particulièrement dans le Tell, exprime la poursuite de la déformation en compression de la bordure septentrionale de la plaque africaine [20]. En effet, les séismes

Tableau 2  
Caractéristiques géométriques des principales sources sismogènes de l'Algérie du Nord

Table 2  
Geometrical characteristics of the main seismogenic sources of northern Algeria

Zone	Région	Nom de la faille et	Type de faille	Longueur totale (km)	Longueur de la rupture (km)	Pendage de la faille (degrés)	Taux de déplacement (mm an <sup>-1</sup> )
Zone de l'Ouest algérien	Région de Temouchent	Stah Zilzila (F1)	Inverse à pendage sud-est	15	10	45	1,0
		Dar Lalla Messouda (F2)	Aveugle à pendage nord-ouest	8	8	55	1,0
		Dj. Djaddara (F3)	Inverse à pendage nord-ouest	16	10	55	1,0
	Région d'Oran	Sebkha nord (F4)	Inverse à pendage Nord	55	15	55	1,0
		Sebkha sud (F5)	Inverse à pendage sud	65	30	55	1,0
Zone de Chlef	Région de Ténès	Oued Allalah (F1)	Inverse à pendage nord	29	29	60	–
		Faille en mer (F2)	Inverse à pendage sud	225	–	40	–
	Région de Chlef	Oued Fodda (F3)	Inverse à pendage nord	47	47	55	–
		Bahari Karouch (F4)	Décrochant	16	16	90	–
		Ouled Fares (F5)	Inverse à pendage nord	15	15	40	–
Zone d'Alger	Région Ouest Alger	Faille aveugle du Sahel (F1)	Inverse à pendage sud	67	40	55	0,2
		Faille de Tipasa (F2)	Inverse à pendage nord	55	40	55	1,4
	Région Sud Alger	Faille de Menaceur (F3)	Inverse à pendage nord	40	40	55	1,4
		Faille de Blida (F4)	Inverse à pendage nord	35	35	55	0,7
Zone Kabyle		Faille de la Soummam (F7)	Inverse à pendage nord	> 120	35	55	0,70

en Algérie du Nord sont produits généralement par des plis-failles ou failles inverses de direction NNE–SSW. Les différentes études menées ont d'ailleurs permis d'obtenir les caractéristiques des principales structures actives en Algérie du Nord (Tableau 2). Les séismes peuvent également se produire le long de la suture qui accole les Kabylides au domaine externe tellien. C'est le cas en particulier de la bordure sud du massif du Chenoua, matérialisée par le séisme de Tipaza du 29 octobre

1989, de la bordure sud du massif d'Alger et du chapelet de séismes qui se produisent le long de la bordure sud des massifs de Grande Kabylie, allant d'Aomar jusqu'à la région de Béjaïa. Enfin, le long de la bordure de Petite Kabylie, de nombreux séismes jalonnent également la suture.

Les différents mécanismes au foyer, témoigne d'un raccourcissement, selon une direction NNW–SSE (N140 E) dans les régions occidentale et centrale [10,40]. Lors-

qu'on passe dans la région orientale du pays, l'ensemble des mécanismes focaux des séismes récents apparaissent plutôt décrochants (Fig. 1).

Bien que de violents séismes puissent se produire, la sismicité en Algérie reste relativement modérée puisque, en général, les séismes ont des magnitudes  $M < 5,5$ , atteignant parfois la magnitude 6,0. Il faut remarquer par ailleurs que les séismes les plus importants connus en Algérie se sont généralement produits entre la région centre et la région ouest.

Les séismes algériens sont d'autre part superficiels, ne dépassant pas en profondeur les 20 km, ce qui les rend plus perceptibles par la population et donc plus dangereux. Leur faible profondeur témoignerait également de l'absence de zone de subduction. Cependant, la présence d'une zone de subduction naissante est suggérée par plusieurs auteurs [5,50]. Le séisme de Boumerdes (21 mai 2003) a permis de visualiser pour la première fois le soulèvement de la côte, phénomène qui était démontrée, pour la période récente, par le soulèvement des terrasses marines le long de la côte algérienne. Sachant que le raccourcissement sur la partie continentale est au maximum de  $2 \text{ mm an}^{-1}$ , il semblerait qu'une partie de la tectonique compressive soit absorbée en mer [18].

Par ailleurs, la déformation récente dans la région nord apparaît guidée par des accidents majeurs, de direction est-ouest. Cette tectonique transpressive définit des blocs orientés NE-SW, en rotation les uns par rapport aux autres [32]. Enfin, la sismicité traduit la fermeture progressive d'est en ouest des différents bassins sédimentaires néogènes littoraux.

Presque tous les séismes récents ont permis d'identifier des structures actives non connues auparavant. Ceci indique la complexité de l'identification des structures actives profondes. Par ailleurs, cette sismicité semble traduire une migration importante de la déformation d'ouest en est, comme cela semble être le cas dans la région d'Alger depuis 1980.

Comme chaque séisme important apporte de nouvelles informations sur le niveau d'activité d'une région, il est donc difficile d'établir un zonage dans le Tell. Tous les essais de zonage réalisés jusqu'à présent reflètent surtout l'état actuel de la sismicité ; les zonages effectués précédemment ont à chaque fois été modifiés à la suite de séismes importants. Ceci a, en particulier, été le cas après le séisme de Chleff, d'Aïn Témouchent, de Boumerdes. Il est cependant évident que, par rapport aux autres régions du pays, la région littorale reste la région où le niveau de sismicité est le plus important [4]. C'est essentiellement dans cette zone que les séismes les plus violents peuvent se manifester.

Le redéploiement du réseau sismologique, le prochain déploiement d'un réseau GPS sur toute la région nord, les études sismotectoniques ainsi que de paléosismologie sur les structures actives vont contribuer à mieux quantifier l'activité de la région nord, à préciser la cartographie sismique, à mieux comprendre la déformation associée et, enfin, à mieux évaluer l'aléa sismique du territoire.

## Remerciements

Nous tenons à remercier MM. Haned et Deramchi, responsables des services de la surveillance sismique et leurs équipes pour leur soutien et leur contribution à ce travail.

## Références

- [1] N. Ambraseys, J. Vogt, Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers, *Eur. Earthq. Eng.* 3 (1988) 16–29.
- [2] D.F. Argus, R.G. Gordon, C. de Mets, S. Stein, Closure of the Africa–Eurasia–North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault, *J. Geophys. Res.* 94 (1989) 5582–5602.
- [3] A. Aoudia, M. Meghraoui, Seismotectonics in the Tell Atlas of Algeria: the Cavaignac (Abou El Hassan) earthquake of 25.08.1922 ( $M_s = 5,9$ ), *Tectonophysics* 248 (1995) 263–276.
- [4] A. Aoudia, F. Vaccari, P. Suhadolc, M. Meghraoui, Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria, *J. Seismol.* 4 (2000) 79–98.
- [5] J.-M. Auzende, J. Bonnin, J.-L. Olivet, La marge nord-africaine considérée comme marge active, *Bull. Soc. géol. France* XVII (4) (1975) 486–495.
- [6] H. Benhallou, Les catastrophes sismiques de la région d'Echellif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie, thèse d'État, USTHB, Alger, 1985, 294 p.
- [7] D. Benouar, The seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century, PhD thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London, 1993, 712 p.
- [8] D. Benouar, A. Aoudia, S. Maouche, M. Meghraoui, The 18 August 1994 Mascara (Algeria) earthquake – A quick-lookreport, *Terra Nova* 6 (1994) 634–637.
- [9] M. Bezzeghoud, E.R. Buforn, Source parameters of the 1992 Melilla (Spain,  $M_w$ : 4.8), Alhoceima (Morocco,  $M_w$ : 5.8) and 1994 Mascara (Algeria,  $M_w$ : 5.7) earthquakes and seismotectonics implications, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (1999) 359–372.
- [10] M. Bezzeghoud, A. Ayadi, A. Sebai, M. Ait Messaoud, A. Mokrane, H. Benhallou, Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum Observed Intensities (MOI), in: *Avances en Geofisica y Geodesia 1, ano 1*, Ministerio de Obras Publicas, transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico Nacional España, 1996, pp. 107–114.
- [11] A. Boudiaf, Étude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie, thèse, université Montpellier-2, 1996, 273 p.
- [12] A. Boudiaf, H. Phillip, A. Coutelle, J.-F. Ritz, Découverte d'un chevauchement d'âge Quaternaire au sud de la Grande Kabylie (Algérie), *Geodin. Acta* 12 (2) (1999) 71–80.

- [13] A. Bounif, H. Haessler, M. Meghraoui, The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study, *Earth Planet. Sci. Lett.* 85 (1987) 451–460.
- [14] R. Bracene, D. Frizon de Lamotte, The origin of intraplate deformation in the Atlas system of Western and Central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion, *Tectonophysics* 357 (2002) 207–226.
- [15] J.-C. Bousquet, H. Phillip, in: C.F. Wezel (Ed.), *Sedimentary Basins of the Mediterranean Margins*, Tectonoprint, Bologna, Italy, 1981, pp. 389–405.
- [16] CTC (WCC), Étude de l'aléa sismique et microzonage de neuf sites urbains de la région d'Ech Cheliff, mai 1985, vol. 1.
- [17] J. Deverchère, K. Yelles, A. Domzig, B. Mercier de Lépinay, J.-P. Bouillin, V. Gaullier, R. Bracene, E. Calais, B. Savoye, A. Kherroubi, P. le Roy, H. Pauc, G. Dan, Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria and its relation to the 2003,  $M_w$ : 6.9 earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 32 (2005) L04311, doi:10.1029/2004GL021646.
- [18] A. Domzig, C. Le Roy, A.K. Yelles-Chaouche, J. Déverchère, J.-P. Bouillin, R. Bracène, B. Mercier de Lépinay, E. Calais, V. Gaullier, A. Kherroubi, P. Le Roy, B. Savoye, H. Pauc, Africa–Eurasia collision and neotectonics offshore Algeria. Preliminary results from the Maradja cruise, *C. R. Geoscience* 338 (2006).
- [19] M. Durand-Delga, J.-M. Fontboté, Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in : 26th Int. Geol. Congr., C5, 1980, pp. 67–85.
- [20] D. Frizon de Lamotte, B. Saint Bézar, R. Bracène, E. Mercier, The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics* 19 (4) (2000) 740–761.
- [21] A. Glangeaud, Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger, 1932, 608 p.
- [22] Geomatrix-Me2i-TTi, Étude de l'aléa et microzonage sismique de la région de Aïn Temouchent, décembre 2003, vols. 1 et 2.
- [23] Groupe de recherche néotectonique de l'arc de Gibraltar, Histoire tectonique récente (Tortonien au Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran, *Bull. Soc. géol. France* XIX (3) (1977) 575–614.
- [24] R. Guiraud, Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoises, *Bull. Soc. géol. France* XIX (3) (1977) 645–650.
- [25] A. Hee, Catalogue des séismes algériens de 1850 à 1911, *Ann. IPG Strasbourg* VI (1950) 41–49.
- [26] M. Hamdache, M. Bezzeghoud, A. Mokrane, Estimation of Hazard Parameters in the northern part of Algeria, *Pure Appl. Geophys.* 151 (1998) 101–117.
- [27] A. Harbi, S. Maouche, H. Benhallou, Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria. Part II: 20th century and seismotectonic analysis, *J. Seismol.* 7 (2003) 221–234.
- [28] D. Hatzfeld, Étude sismotectonique de la zone de collision Ibéro-Maghrébine, thèse, Grenoble, 1978, 281 p.
- [29] M. Meghraoui, Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, thèse d'État, université Paris-11, 1988, 356 p.
- [30] M. Meghraoui, Blind reverse faulting system associated with the Mont Chenoua Tipaza earthquake of 29 October 1989 (north central Algeria), *Terra Nova* 3 (1991) 84–93.
- [31] M. Meghraoui, H. Philip, F. Albarède, A. Cisternas, Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: evidence for paleoseismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78 (1998) 979–999.
- [32] M. Meghraoui, J.-L. Morel, J. Andrieux, M. Dahmani, Tectonique plioquaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent–continent, *Bull. Soc. géol. France* 167 (1) (1996) 141–157.
- [33] A. Mokrane, A. Ait Messaoud, A. Sebai, N. Menia, A. Ayadi, M. Bezzeghoud, Les séismes en Algérie de 1365 à 1992, Publication CRAAG, 1994.
- [34] M. Ouyed, M. Yielding, G. Hatzfeld, G.C.P. King, An aftershock study of the El Asnam (Algeria) earthquake of 1980 October 10, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 73 (1983) 605–639.
- [35] H. Phillip, G. Thomas, Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie), *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2) XIX (4) (1977) 315–324.
- [36] H. Phillip, La tectonique actuelle et récente dans le domaine Méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité, thèse, USTL, 1983, 240 p.
- [37] J.-P. Rothé, Les séismes de Kerrata et la sismicité de l'Algérie, Gouvernement général de l'Algérie, Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 4<sup>e</sup> série, Géophysique 3 (1950) 40 p.
- [38] J. Roussel, L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus, *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord* 64 (3–4) (1973) 185–210.
- [39] J. Roussel, Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord* 3–4 (1973) 211–228.
- [40] D. Stich, C.J. Ammon, J. Morales, Moment tensor solutions for small and moderate in the Ibero-Maghreb region, *J. Geophys. Res.* 108 (B3) (2003) 2148.
- [41] A. Slimani, Y. Bouhad, A. Nour, N. Louami, Characterization of the 10th November 2000, Beni Ouartilane earthquake (Algeria) *J. Eur. As. Earth Eng.* 3 (2002) 10–21.
- [42] P. Tapponnier, Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. géol. France* 19 (3) (1977) 437–460.
- [43] G. Thomas, Géodynamique d'un bassin intramontagneux : le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plioquaternaire, thèse, université de Pau, France, 1985.
- [44] J. Verges, F. Sabat, Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa, in: B. Durand, et al. (Eds.), *The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 156 (1999) 63–80.
- [45] A.K. Yelles-Chaouche, Le séisme de Beni Ouartilane du 10 novembre 2000, in : Catalogue CRAAG, 2001.
- [46] A.K. Yelles-Chaouche, H. Djellit, M. Hamdache, The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May 21st, 2003 ( $M_w$ : 6.8), *CSEM/EMSC Newslett.* 20 (1983) 3–5.
- [47] A.K. Yelles-Chaouche, H. Djellit, M.E.M. Derder, A. Abtout, S. Bourouis, The Ain Benian Fault: A new active coastal fault revealed by the Algiers September 4th, 1996 Earthquake, *IASPEI, Thessalonik, Greece, August 1997*, pp. 18–28.
- [48] A.K. Yelles-Chaouche, H. Djellit, H. Beldjoudi, M. Bezzeghoud, E. Buforn, The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999, *Pure Appl. Geophys.* 161 (3) (2004) 607–621.
- [49] A.K. Yelles-Chaouche, A. Deramchi, A. Ferkoul, K. Aoulaiche, Les séismes d'Algérie du Nord de 1992–2001, Catalogue, 2002, 216 p.
- [50] G. Yielding, J.A. Jackson, G.C.P. King, H. Sinval, C. Fitafinzi, R.M. Wood, Relation between surface deformation, fault geometry seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980, *Earth Planet. Sci. Lett.* 56 (1981) 287–304.