

Analyse préliminaire des déformations du réseau géodésique de Cheliff (Algérie), entre 1976 et 1981, par la méthode des éléments finis 2D

Bachir Gourine, Boualem Ghezali

Centre des Techniques Spatiales, Division de Géodésie Spatiale, Arzew 31200, Algérie

Résumé

Dans l'analyse des déformations des réseaux géodésiques, on distingue deux méthodes classiques d'estimation des mouvements d'une zone d'étude: les vecteurs-déplacement et les tenseurs de déformations. Cependant, l'évaluation et la représentation de la déformation dépendent du système de référence a priori et de la configuration des figures choisies qui constituent l'ensemble du réseau. Ces contraintes rendent difficile l'interprétation des résultats obtenus. A travers ce présent article, une solution basée sur la méthode des éléments finis (MEF) est proposée pour affiner l'estimation et la représentation de la déformation des réseaux géodésiques. Dans ce cadre, une étude de la déformation est effectuée pour analyser les mouvements horizontaux du réseau géodésique de Cheliff, observé par triangulation classique en 1976 (par l'INCT) et en 1981 (par le CRAAG), en se basant sur un modèle bidimensionnel d'éléments finis élastiques. Les différents résultats sont illustrés en termes de vecteurs-déplacement, de tenseurs de déformations et de tenseurs de contraintes. La déformation de la région ainsi déterminée est interprétée suivant des études géophysiques antérieures. En outre, les différents résultats ont mis en évidence les phénomènes suivants :

- Un phénomène compressif de la région de Cheliff, d'orientation NNO-SSE, dû au rapprochement des deux plaques tectoniques africaine et eurasienne qui a causé la faille inverse du fameux séisme du 10 octobre 1980.
- Un phénomène de rotation de bloc, dans la région Sud Est et Nord Ouest de la faille dans un sens rétrograde.

Mots-clés: Déformation, Méthode des Eléments Finis (MEF), Réseau géodésique de Cheliff, Tenseur de déformation, Tenseur de contrainte .

Abstract

In the deformation analysis of geodetic networks, there are two conventional methods for estimating movement of an area of study: displacement vectors and strain tensors. However, the evaluation and representation of the deformation depend on the priori reference system and the configuration of chosen figures that constitute the entire network. These constraints make difficult the interpretation of the results. Through this present paper, a solution based on the finite element method (FEM) is proposed to refine the estimation and the representation of the deformation of geodetic networks. In this context, a study of the deformation is carried out to analyze the horizontal motion of the geodetic network Cheliff observed by classical triangulation in 1976 (by INCT) and 1981 (by CRAAG), based on a two-dimensional elastic finite element model. The different results are illustrated in terms of displacement vectors, strain tensors and stress tensors. Deformation of the area thus determined is interpreted according to previous geophysical studies. In addition, different results revealed the following phenomena:

- A phenomenon of compressive of Cheliff area, in the NNW-SSE orientation, due to the rapprochement of the African and Eurasian tectonic plates that caused the fault opposite the famous earthquake of 10 October 1980.
- A phenomenon of block rotation in the SE and NW parts of the fault, in a retrograde direction.

Keywords : Deformation, Finite Element Method (FEM), Geodetic Network of Cheliff, Strain tensors, Stress tensors

1. Introduction

La mesure de la déformation des réseaux géodésiques est une opération qui revêt parfois une grande importance économique ou scientifique. On y a recours dans de nombreux cas, par exemple pour surveiller la quasi-totalité

des grands ouvrages d'art (barrages, ponts, bacs de stockage,...) mais aussi pour suivre certains phénomènes naturels capables d'induire des risques naturels importants, comme les glissements de terrain, les tremblements de terre, les mouvements de l'écorce terrestre, etc.

De telles mesures sont indispensables pour connaître au mieux le fonctionnement mécanique de la lithosphère sous des contraintes variables. De très nombreuses mesures

géodésiques ont été consacrées à de telles études, particulièrement depuis que le GPS (Global Positioning System) permet de mesurer avec grande précision toutes sortes de réseaux en peu de temps et à peu de frais.

Néanmoins, s'il est désormais classique de mesurer puis de compenser l'ensemble des mesures obtenues à une époque donnée, voire de compenser en bloc deux époques afin de déterminer au mieux l'amplitude d'un mouvement attendu, on ne peut pas considérer que soit bien résolu le problème général de représentation optimale des mouvements entre les deux époques de mesure sur un réseau géodésique, quelle que soit la méthodologie employée (géodésie terrestre ou spatiale). Nous ne trouvons guère l'utilisation fréquente que pour deux types de solutions : Les vecteurs-déplacement et les tenseurs de déformation.

L'analyse tensorielle semble la plus adaptée pour ce genre d'études pour estimer et représenter d'une façon intrinsèque la déformation locale [13], puisque contrairement aux vecteurs de déplacement, elle ne dépend pas du système de référence a priori (c.-à-d., fixation d'une station et d'une direction; ou du barycentre du réseau, etc.), qui engendre une difficulté d'interprétation des mouvements de la zone d'étude. Désormais, même les tenseurs n'échappent pas à leur tour aux critiques, puisqu'ils dépendent de la configuration des figures choisies qui constituent l'ensemble du réseau. Ces contraintes rendent difficile l'interprétation des résultats obtenus, voir figure (1).

Afin de remédier à ces problèmes, l'application de la méthode des éléments finis (MEF) s'avère appropriée pour une estimation et une représentation, en tout point de la région d'étude, d'un tenseur de déformation qui représente d'une façon optimale la déformation locale, afin de permettre une lecture plus facile des mouvements dans la zone. Les propriétés physiques et mécaniques du terrain, les conditions aux limites, les forces extérieures (si elles sont connues a priori) sont considérées dans cette méthode.

Dans ce cadre, une étude de la déformation est effectuée pour analyser les mouvements horizontaux du réseau géodésique de Cheliff, observé par triangulation classique en 1976 et en 1981, en se basant sur un modèle bidimensionnel d'éléments finis élastiques. Le maillage choisi est construit suivant des quadrilatères. Les déplacements horizontaux des points du réseau, suivant les axes des coordonnées (x, y), constituent les conditions aux limites dans ce modèle. Les différents résultats sont représentés en termes de vecteurs-déplacement, de tenseurs de déformation et de tenseurs de contraintes. Enfin, ces résultats sont interprétés suivant des études géophysiques antérieures.

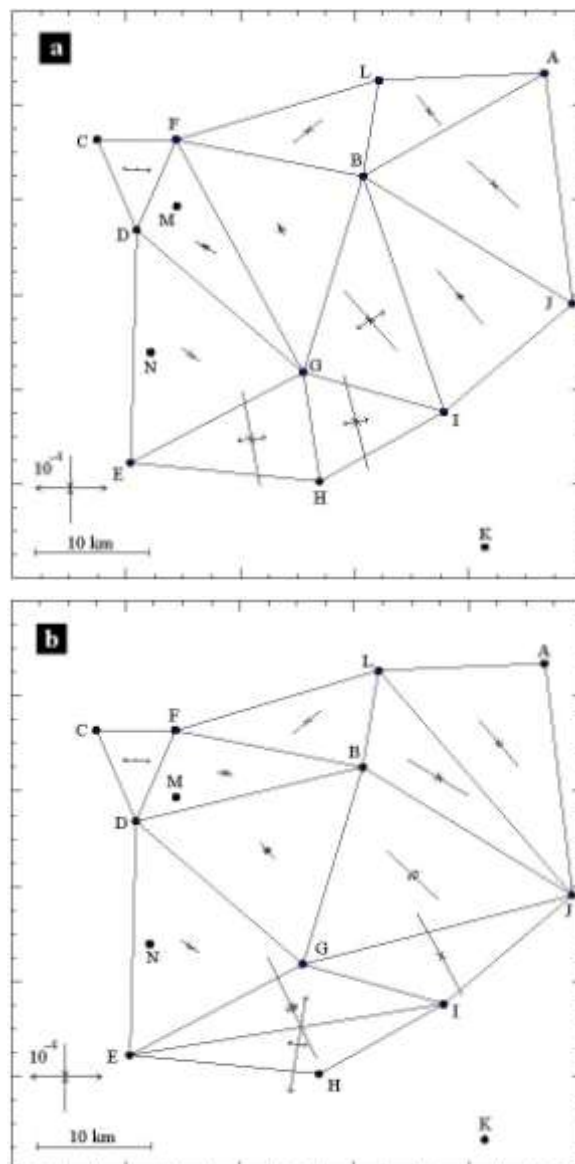


Fig. 1 : Les composantes principales des tenseurs de déformation des triangles du réseau géodésique de la région de Cheliff, correspondant à la période 1976-1981, suivant les schémas (a) et (b) il y a des différences en module et en orientation des tenseurs de déformations des triangles du réseau, ce qui confirme l'influence de la configuration des figures sur la représentation des tenseurs [16].

2. Modélisation de la déformation par la méthode des éléments finis (MEF)

Un problème d'ingénierie est généralement représenté par des équations aux dérivées partielles (EDP) avec des conditions aux limites. De plus, étant un problème continu, il possède une infinité de degrés de liberté. Pour pouvoir solutionner ce problème on utilise très souvent la méthode des éléments finis (MEF). Cette dernière consiste donc à remplacer un problème continu par un problème discret équivalent en subdivisant le domaine géométrique en éléments, sur lesquels l'étude du problème peut se faire en

une seule opération, et en considérant les équations algébriques au lieu des EDP à l'aide du calcul variationnel ou des méthodes de minimisation de l'erreur comme les méthodes des résidus pondérés [2]. La solution finale s'obtient en résolvant un système d'équations global formé en assemblant les équations algébriques obtenues sur tous les éléments constituant le domaine.

D'après les équations fondamentales de la mécanique des milieux continus, les équations du mouvement et les équations de compatibilité des déplacements d'un volume V de limite S peuvent être dérivées. Par conséquent, les équations générales du problème aux limites en mécanique du solide sont exprimées comme suit :

$$\begin{cases} \varepsilon = L \cdot U \\ L^T \sigma + P = 0 \\ L_l^T \sigma = q \\ \sigma = f(\varepsilon) \end{cases} \quad (1)$$

Où ε est le vecteur de déformation, σ est le vecteur contrainte, P est le vecteur de la force de volume, q est le vecteur de la force de surface, U est le vecteur déplacement, L et L_l sont des opérateurs différentiels.

Un milieu élastique linéaire peut être modélisé d'une manière directe en utilisant la méthode des déplacements des éléments finis. La condition d'équilibre du déplacement pour une approximation par les éléments finis est donnée par [15] :

$$[K] \cdot \{U\} = \{F\} \quad (2)$$

Où :

$[K]$ est la matrice de rigidité globale.

$\{U\}$ est le vecteur des déplacements des nœuds pour toute la structure, dans un système global de coordonnées.

$\{F\}$ est le vecteur des chargements sur la structure.

Généralement, les chargements externes sont connus et la matrice de rigidité peut être formée une fois la géométrie et les propriétés élastiques de la structure sont spécifiées. L'équation (2) est habituellement régulière et avec un rang rempli, donc on peut résoudre l'équation en déterminant les inconnues des déplacements nodaux.

Si on connaît les coordonnées des points d'un réseau géodésique sur la surface terrestre, les déplacements calculés à partir de ces données fournissent les conditions aux limites des déplacements nodaux avec l'équation correspondante :

$$U|_S = U_0 \quad (3)$$

Les champs des déplacements, des tenseurs de déformation et des tenseurs de contrainte peuvent être déterminés à partir de l'équation (2) et l'équation (3) en utilisant la méthode des éléments finis (MEF).

Dans notre cas, il s'agit de déterminer les déformations horizontales du réseau de Cheliff, qui est composé de 12

nœuds d'éléments finis bidimensionnelles. Ce problème d'élasticité plane peut être défini comme suit :

$$\{U\} = \begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix}, \quad \{\sigma\} = \begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \tau_{xy} \end{bmatrix}, \quad \{\varepsilon\} = \begin{bmatrix} \varepsilon_x \\ \varepsilon_y \\ \gamma_{xy} \end{bmatrix}$$

Avec u et v sont les composantes du déplacement dans le sens x et y . Le vecteur des déformations $\{\varepsilon\}$ s'écrit :

$$\{\varepsilon\} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \end{bmatrix} = [B] \cdot \{U\} \quad (4)$$

Où $[B]$ est un opérateur différentiel, tel que :

$$[B] = [B_1 \ B_2 \ .. \ B_i \ .. \ B_{12}]_{2 \times 12} \quad (5)$$

$$\text{Avec :} \quad [B_i] = \begin{bmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial x} & 0 \\ 0 & \frac{\partial N_i}{\partial y} \\ \frac{\partial N_i}{\partial y} & \frac{\partial N_i}{\partial x} \end{bmatrix}$$

Avec N_i est la fonction d'interpolation qui s'exprime par :

$$N(\xi, \eta) = \begin{bmatrix} \frac{1}{4} \cdot (1 - \xi) \cdot (1 - \eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 + \xi) \cdot (1 - \eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 + \xi) \cdot (1 + \eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 - \xi) \cdot (1 + \eta) \end{bmatrix} \quad (6)$$

Les dérivées partielles de cette fonction sont [2] :

$$\frac{\partial N}{\partial \xi} = \begin{bmatrix} \frac{1}{4} \cdot (-1 + \eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 - \eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 + \eta) \\ \frac{1}{4} \cdot (-1 - \eta) \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \frac{\partial N}{\partial \eta} = \begin{bmatrix} \frac{1}{4} \cdot (-1 + \xi) \\ \frac{1}{4} \cdot (-1 - \xi) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 + \xi) \\ \frac{1}{4} \cdot (1 - \xi) \end{bmatrix} \quad (7)$$

ξ, η : étant les coordonnées nodales locales de l'élément.

Si le matériau est isotrope; il obéit à la loi de Hooke qui s'écrit :

$$\{\sigma\} = [D] \cdot \{\varepsilon\} \quad (8)$$

[D] est la matrice d'élasticité du matériau, telle que :

$$[D] = \frac{E}{1-\nu^2} \begin{bmatrix} 1 & \nu & 0 \\ \nu & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1-\nu}{2} \end{bmatrix}$$

Où E est le module de Young et ν est le coefficient de Poisson.

Généralement, la démarche éléments finis s'appuie sur les étapes suivantes [10] :

- Discrétisation du milieu continu en sous domaines ;
- Construction de l'approximation nodale par sous domaine ;
- Calcul des matrices élémentaires correspondant à la forme intégrale du problème ;
- Assemblage des matrices élémentaires ;
- Prise en compte des conditions aux limites ;
- Résolution du système d'équations (2).

Un programme a été développé dans le cadre de ce travail; dénommé FEM-DEFORM2D et écrit sous le langage MATHCAD v.7. L'organigramme de ce programme est illustré dans la figure (2).

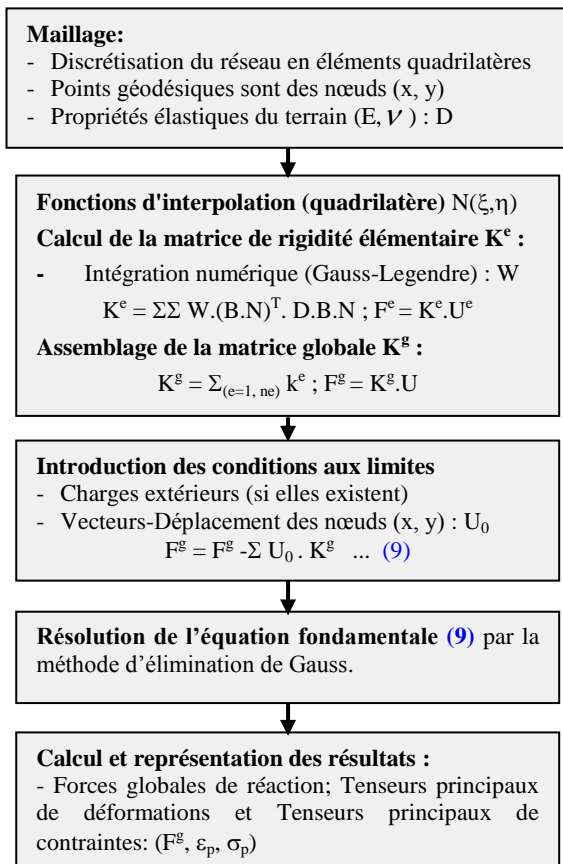


Fig. 2 : Organigramme du programme FEM-DEFORM2D.

On peut citer quelques avantages de cette méthode par rapport aux méthodes classiques pour la représentation de la déformation dans un réseau géodésique:

- Estimation de la déformation aux points géodésiques;
- Estimation de la déformation à l'intérieur des éléments finis suivant des points d'interpolation;
- Possibilité d'estimation des tenseurs de contraintes et des sollicitations (chargements), avec considération des propriétés physiques du terrain.

3. Application de la MEF sur le réseau géodésique de la région de Cheliff

3.1. Définition de la zone d'étude

La région de Cheliff est la zone la plus active en Méditerranée occidentale qui marque l'affrontement des plaques tectoniques Africaine et Eurasienne où se sont produits plusieurs séismes de Magnitude > 5, [6].

Le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) a effectué des observations géodésiques pour l'étude des mouvements de l'écorce terrestre liés à la sismicité de la région de Cheliff et particulièrement l'étude de la faille causée par le fameux séisme du 10 Octobre 1980. En Juin 1981, la première évaluation des mouvements verticaux et horizontaux par les méthodes géodésiques, a été réalisée, en remesurant le réseau géodésique d'état local qui a été déjà établi par l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT) en 1976.

Le réseau observé par triangulation est constitué de 14 points géodésiques répartis de part et d'autre de la faille. Géographiquement, il est limité entre (1°19' et 1°39' Est) en longitude et (36°02' et 36°23' Nord) en latitude [7], figure (3).

Cette région est caractérisée par la plaine du Bas-Cheliff. Elle est de direction grossière Est-Ouest (EO) est limitée au Nord par un massif du 'Dahra' qui s'étend jusqu'à la mer et au Sud par le massif de l'Ouarsenis.

La formation du bassin du Bas-Cheliff entre dans le cadre de la tectonique récente affectant la région Méditerranéenne occidentale. En effet, d'anciennes et de récentes études ont montré que la collision tectonique Europe-Afrique, plus active dans la chaîne Nord Africaine, a induit une tectonique compressive de direction préférentielle NNO-SSE où sont associées des failles inverses [14]. D'autre part, ce mouvement de collision Continent-Continent est décrit comme étant le résultat de la rotation de l'Afrique autour d'un axe (pôle de rotation à Rabat, Maroc) [6] et [9].

Cette néotectonique intense de la région est matérialisée, en surface, par la faille sismique de Oued Fodda (Cheliff). Cette faille est causée par le fameux séisme du 10 Octobre 1980 dans la direction NE-SO. Le mouvement de la faille a laissé le bloc Nord Ouest

chevaucher le bloc Sud Est sur une longueur d'environ 40 km.

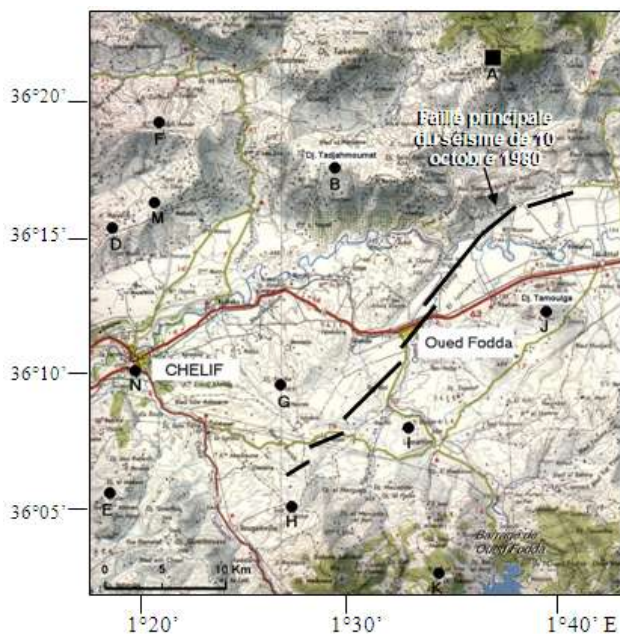


Fig. 3: Situation du réseau géodésique de la région de Cheliff suivant un extrait de carte au 1/200 000 type 1960. La faille principale du fameux séisme de 10 octobre 1980 est illustrée par des segments de droites.

En 1976, le réseau géodésique a été observé par des mesures angulaires en utilisant les procédures de triangulation du premier ordre et des théodolites Wild T3. La précision a été estimée à quelques décimètres sur la position relative des différents points. La deuxième campagne d'observations a été menée en 1981, en utilisant les mêmes procédures et instruments. Pour la mise à l'échelle du réseau, deux segments du réseau (MF et DF) dans la partie Nord et un segment (GI) dans la partie Sud ont été mesurés par un Géodimètre AGA 14A. Les résultats relatifs aux déplacements des points, entre les deux campagnes d'observations, sont représentés dans le Tableau (1) et la Figure (4), [16].

Tableau 1:

Les coordonnées UTM des points du réseau géodésique de Cheliff et les valeurs de leurs déplacements suivant les directions OX et OY entre 1976 et 1981. La station A et la direction AC sont fixées.

| Point N°. | X(m) | Y(m) | $\Delta X(m)$ | $\Delta Y(m)$ |
|-----------|------------|-------------|---------------|---------------|
| A | 374045.513 | 4024001.444 | 0.00 | 0.00 |
| B | 362982.803 | 4016424.617 | 0.34 | -0.44 |
| C | 346752.045 | 4019132.886 | 0.53 | 0.34 |
| D | 349162.375 | 4012478.685 | 0.40 | 0.18 |
| E | 348781.277 | 3995342.693 | -0.80 | 0.38 |
| F | 351561.541 | 4019134.123 | 0.76 | 0.14 |
| G | 359316.382 | 4002024.324 | -0.54 | 0.19 |

| | | | | |
|---|------------|-------------|-------|-------|
| H | 360320.845 | 3993966.505 | -0.24 | 1.89 |
| I | 367902.396 | 3999070.709 | -0.88 | 1.69 |
| J | 375737.592 | 4007054.970 | -0.91 | 1.39 |
| K | 370414.529 | 3989151.924 | -3.31 | -0.17 |
| L | 363934.129 | 4023478.316 | 0.27 | -0.76 |
| M | 351599.017 | 4014221.521 | 0.52 | -0.92 |
| N | 350014.541 | 4003470.285 | 0.00 | 0.01 |

3.2 Les déplacements horizontaux du réseau

D'après la figure (4), Les vecteurs-déplacement des points (H, I, J) et (M, B, L) sont dirigés dans deux sens opposés (compression), respectivement NO et SE, par rapport à la faille (flèches en bleu). Les vecteurs-déplacement des autres points (K, G, E, D, F, C) décrivent une rotation du bloc dans le sens rétrograde (flèches en rouge).

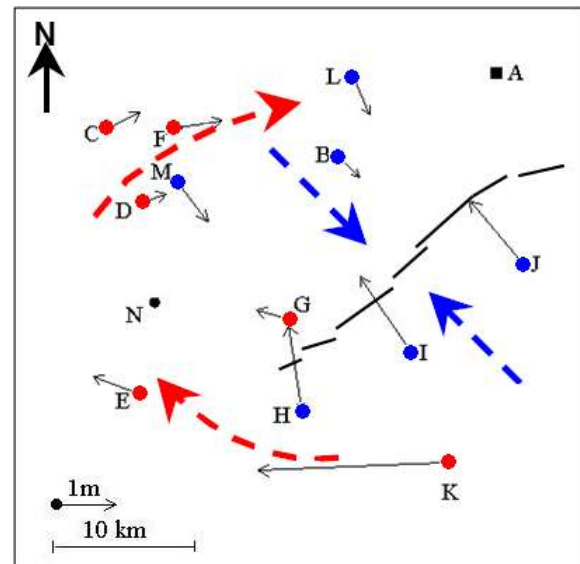


Fig. 4: Les vecteurs des déplacements des points du réseau géodésique de la région de Cheliff (entre les campagnes d'observations de triangulation de 1976 et de 1981. Le point A et la direction AC sont la référence du réseau).

Suivant la figure (5), on remarque un phénomène de raccourcissement des distances entre les nœuds du réseau, surtout ceux situés de part et d'autre de la faille principale qui sont de l'ordre de 2 mètres, ceci justifie l'hypothèse du mouvement compressif donnée par les géophysiciens ainsi que le chevauchement de la partie NO sur la partie SE. D'autre part, on remarque aussi des prolongements de distances (exemple : H-E, C-D et C-F) qui se situent dans la partie SO et NO de la région, respectivement. Ceci indique l'existence du phénomène de dilatation dans ces régions.

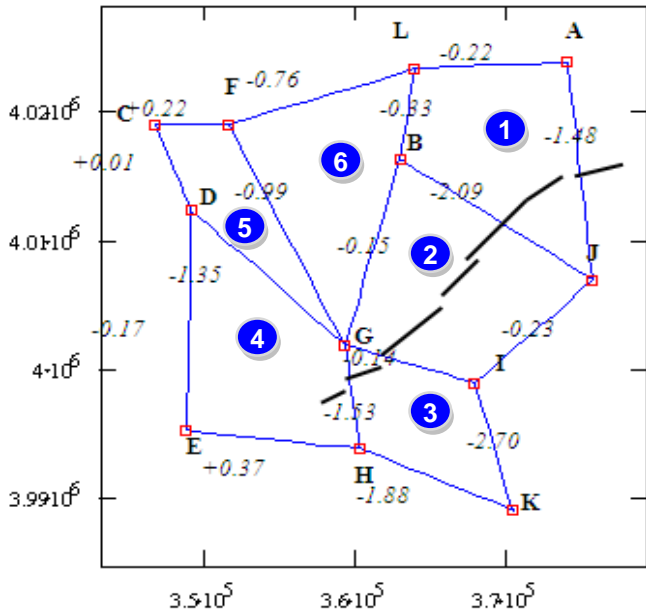


Fig. 5: Les différences en distances des nœuds du réseau géodésique de Cheliff entre 1976 et 1981.

L'élément fini utilisé est le quadrilatère. On peut le considérer comme formé par la réunion des éléments triangulaires. Les nœuds sont constitués par les points géodésiques. Les caractéristiques physiques de la région sont données par :

$$\begin{bmatrix} E \\ \nu \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 100 \cdot 10^9 \\ .3 \\ 15000. \end{bmatrix}$$

D'où,

- E : Module de Young (N/m²)
- ν : Coefficient de Poisson (sans unité).
- b : Épaisseur du terrain (m).

Ces caractéristiques sont simulées. Les valeurs affichées ne sont pas les valeurs réelles de la région mais elles sont prises à partir des cas de réseaux géodésiques de surveillance similaires à celui de la région de Cheliff [4]. Concernant l'épaisseur du terrain elle est tirée de [16].

La figure 6 montre la structure de la matrice globale de rigidité [K^g] qui est obtenue par l'assemblage des matrices élémentaires [K^e]. Cette matrice, de taille 24 x 24, est symétrique et définie positive. Par conséquent, le système (9) peut être résolu pour obtenir enfin les résultats en termes de tenseurs de déformations et tenseurs de contraintes.

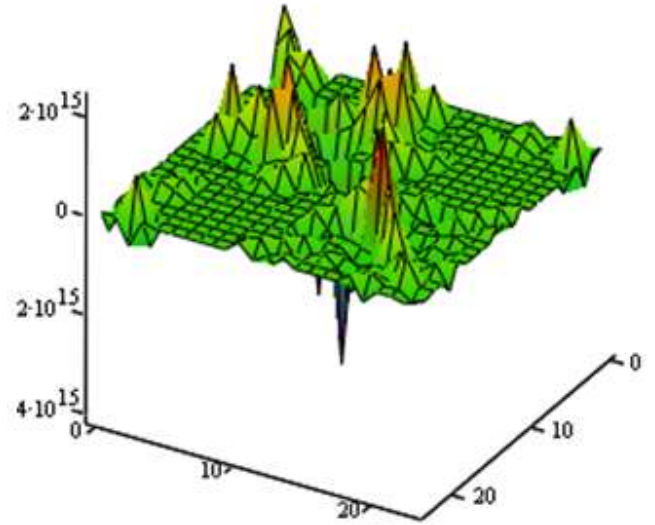


Fig. 6: Structure de la matrice globale de rigidité correspondante à la zone d'étude.

3.3 Les tenseurs de déformations

D'après les résultats numériques des tenseurs de déformations obtenus par le programme FEM-DEFORM2D, les valeurs de la première composante principale ϵ_1 est généralement positive et de l'ordre de 10^{-5} , indiquant une tension (dilatation), cependant la deuxième composante ϵ_2 est négative et de l'ordre de 10^{-4} , désignant une compression significative. Par conséquent, le phénomène de compression est le plus imposant dans la région d'étude avec une direction globale de 140^{Gr} (NO-SE) sur les deux bords de la faille. D'après Ruegg et al. [16], on est dans un cas de dislocations inélastiques finies (présence de faille et de fracture). Par conséquent, le tenseur de déformation moyen est seulement une représentation compacte et intrinsèque de la déformation à l'intérieur de l'élément fini considéré. Cependant, il serait judicieux de considérer la modélisation de dislocation du réseau de Cheliff, avec une représentation par la méthode (MEF). Dans ce contexte, de récentes études ont été menées dont on peut citer [1] et [5].

D'après la figure (6). Il est clair que la plupart des tenseurs, surtout ceux qui sont de part et d'autre de la faille principale, montrent un phénomène de compression dont la direction est perpendiculaire à la faille. Cette tendance globale de raccourcissement NO-SE est analogue à celle déduite par les observations tectoniques [14] ou par les mécanismes focaux [3]. La présence de failles distensives sur le compartiment chevauchant, zone où les mouvements sont généralement compressifs, est due selon [14] à une extension extrados et à des effets gravitaires.

On constate aussi, un changement de direction des tenseurs de déformations du NO-SE vers NE-SO, en sens

rétrograde (*sens d'une aiguille d'une montre*), dans les éléments 3, 4, 5 et 6, ce qui confirme la présence d'un phénomène de rotation de bloc.

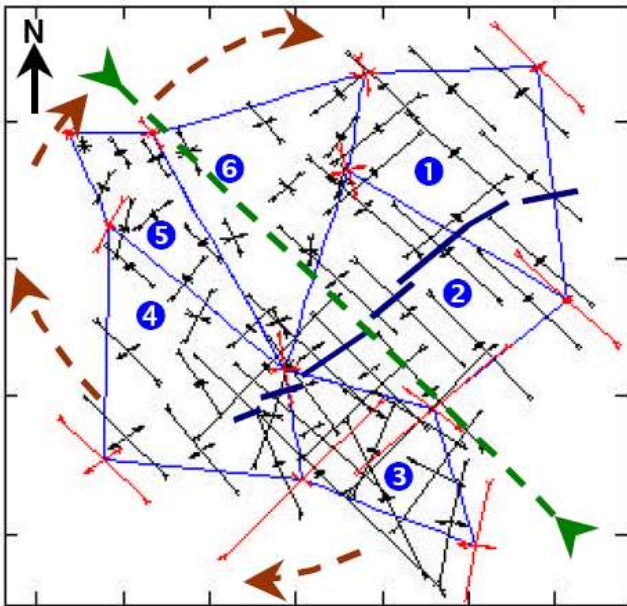


Fig.7: Les valeurs principales et les directions principales des tenseurs de déformations des nœuds et des points de Gauss (points d'interpolation)

3.4 Les tenseurs des contraintes

Les valeurs des tenseurs de contraintes principales, suivant les composantes σ_1 et σ_2 , sont généralement négatives et de l'ordre de 10^{+6} à 10^{+7} Pa, respectivement, dans les zones qui englobent la faille (les éléments 1, 2, 3 et 4). Cependant, ces composantes sont de l'ordre de 10^{+5} Pa, dans les autres éléments.

Ceci nous indique le comportement compressif de la région, et d'une façon plus intense, le long de la faille.

Dans la figure (8), on remarque que les amplitudes des contraintes dans les zones NE et SE sont plus importantes que celles des zones situées au NO de la faille. En général, les vecteurs des tenseurs des contraintes montrent un phénomène de compression sur l'ensemble du réseau géodésique dans la direction NO-SE.

Les directions moyennes des tenseurs de contrainte sont globalement NO-SE. D'après [7], de tels résultats confirment l'hypothèse émise par Ouyed ([11] et [12]) qui consiste en l'existence de 2 failles de coulissage dextre de direction NO-SE expliquant le décalage entre le segment central et le segment SE de la faille. Les directions NO-SE se retrouvent de part et d'autre de la faille.

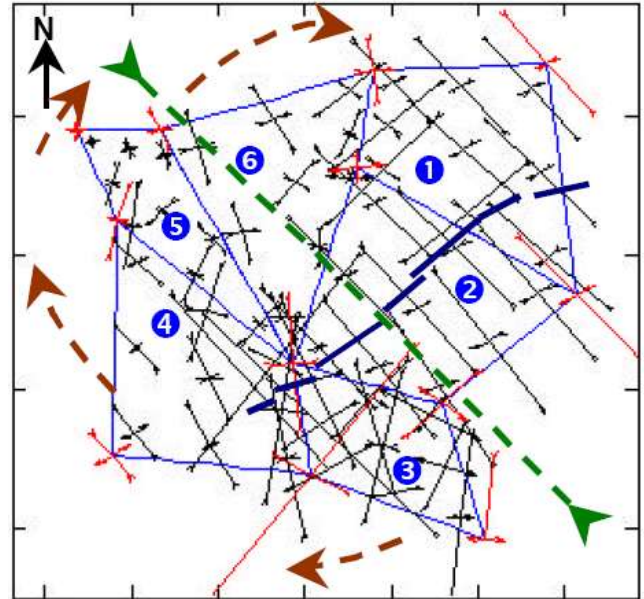


Fig. 8: Les valeurs principales et les directions principales des tenseurs de contraintes des nœuds et des points de Gauss (points d'interpolation)

3.5 Les valeurs minimales et maximales des tenseurs de déformations

La figure (9) montre clairement le phénomène de compression générale de la région. On distingue deux zones: la zone SO de la faille, à forte compression et la zone NO, à faible compression.

La figure (10) illustre les zones de tension (dilatation) de la zone de Cheliff. On remarque qu'il y a deux régions de forte intensité. La première est la région SE de la faille et la deuxième est SO de la région de Cheliff (à l'extrémité de la faille).

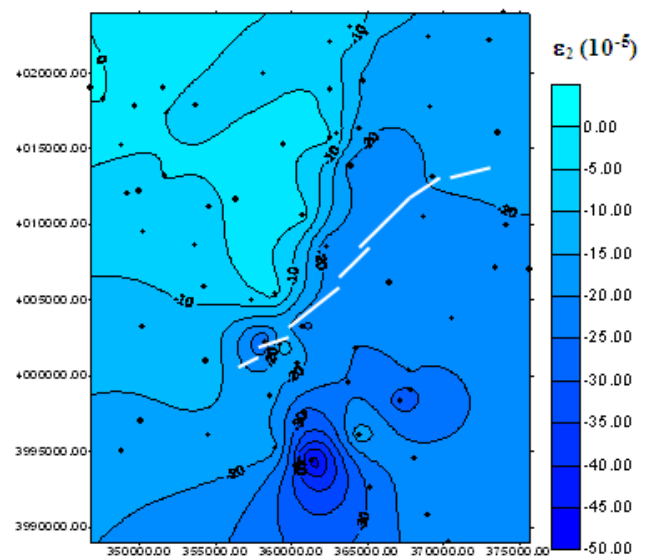


Fig. 9: Les valeurs minimales des tenseurs principaux de déformations de la région sismique de Cheliff

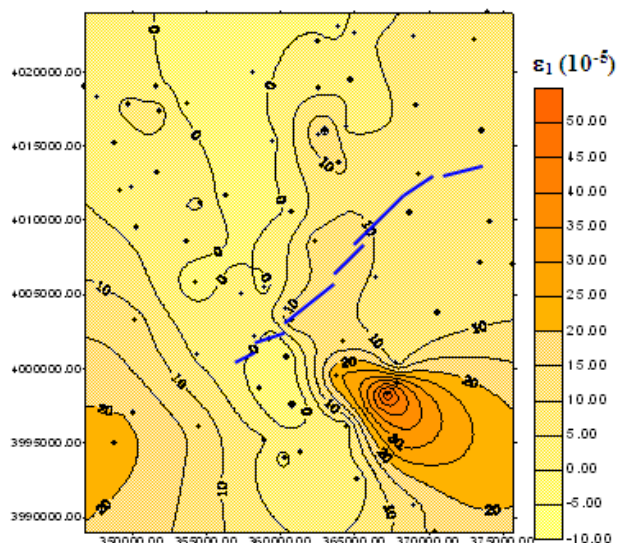


Fig. 10: Les valeurs maximales des tenseurs principaux de déformations de la région sismique de Cheliff

3.6 Dilatation et compression

La figure (11) illustre deux phénomènes de la déformation (la compression et la dilatation). On remarque bien un phénomène de compression, sur toute la zone d'étude et en particulier le long de la faille. En outre, les fortes compressions se trouvent à l'extrémité SO de la faille ce qui confirme à la fois, la rotation de bloc et le chevauchement du bloc Nord-Ouest sur le bloc Sud-Est.

Cependant, il existe quelques points qui ont subi des dilatations (exemple : B, C, E et I).

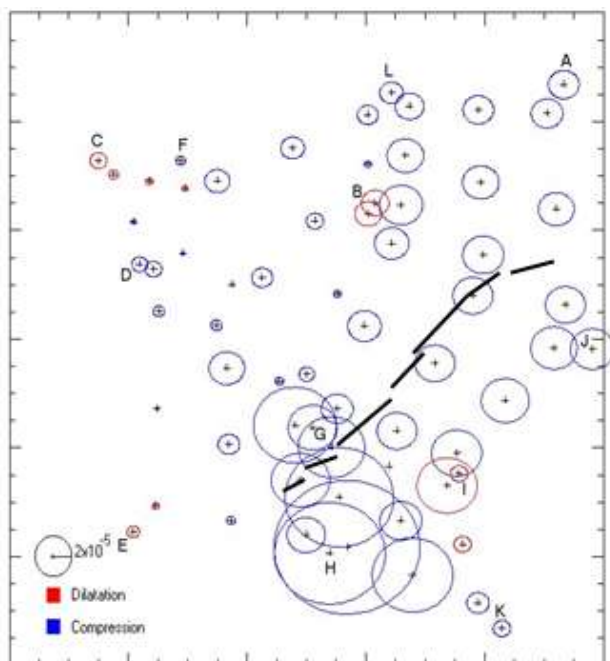


Fig. 11: Les valeurs des dilatations / compressions des nœuds et des points de Gauss, représentées sous forme de cercles par point du réseau.

4. Conclusions et perspectives

Dans cet article, l'aspect de la modélisation de la déformation du réseau géodésique de la région de Cheliff, par la méthode des éléments finis (MEF), a été abordé. L'application de cette méthode s'est avérée appropriée pour une estimation et une représentation, en tout point de la région de Cheliff (suivant les points d'interpolation de GAUSS), d'un tenseur de déformation qui représente d'une façon optimale la déformation locale, afin de permettre une lecture plus facile des mouvements horizontaux.

Les différents résultats des déplacements, des tenseurs de déformation et des tenseurs de contraintes ont mis en évidence les phénomènes géophysiques suivants :

- Un phénomène compressif de la région de Cheliff d'orientation NO-SE, à l'origine du rapprochement des plaques tectoniques africaine et eurasienne.
- Un phénomène de rotation de bloc, dans la région Sud Est et Nord Ouest de la faille dans un sens rétrograde.

En perspectives, pour une analyse plus poussée des déformations des réseaux géodésiques, il est nécessaire de considérer les points suivants :

- Les propriétés physiques réelles de la région d'étude telles que le module de Young et le coefficient de Poisson.
- L'application d'un modèle élastique tridimensionnel par la méthode des éléments finis pour l'évaluation de la déformation des réseaux géodésiques 3D, déterminés par les méthodes terrestres (planimétrie et altimétrie) ou par les techniques spatiales, comme le GPS.
- Un modèle élastique dynamique qui prend en considération le facteur temps (vitesse et accélération). Dans ce cas, d'autres paramètres s'ajoutent aux conditions aux limites tels que les forces géophysiques, la rotation de la terre, les effets atmosphériques, ...
- Une analyse statistique des erreurs sur le calcul des tenseurs de déformation par la méthode de Monté Carlo [8].
- Adoption d'un modèle de dislocation avec une représentation de la déformation par la méthode (MEF).

Références :

- [1] M. Abolghasem and E. W. Grafarend. Finite element analysis of quasi-static earthquake displacement fields observed by GPS. Journal of Geodesy, Vol. 77, No. 9, 529-536, 2003.
- [2] G. Dhatt et G. Touzot, Une présentation de la méthode des éléments finis. Presses de l'Université Laval Québec, Maloine S.A. Ed. Paris, 543p, 1981.
- [3] A. Cisternas, Dorel J., Gaulon R. Models of the complex source of the EL-ASNAM earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 72, N°6, pp. 2245-2266, 1982.
- [4] C. Dingbo, Caijun X. and Jingnan L. Analyses of the crustal deformations in the Tibetan Plateau with three dimension elastic finite element method. Sciences Reports 1996 of the school of Geoscience and Surveying Engineering, WTUSM (China), Ed. 1997, pp 01-09.
- [5] D. Güney, M. Acar, M. T. Özlüdemir, and R. N. Celik. Investigation of post-earthquake displacements in viaducts using Geodetic and Finite Element Methods. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 2579-2587, 2010.

- [6] D. P. Mc Kenzie. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-185, 1972.
- [7] A. Merbah, B. Gourine, B. Ghezali, S. Kahlouche M. Meghraoui and M.J Sevilla. Evaluation et interprétation des déformations horizontales et de leurs erreurs sur un réseau de surveillance sismique. FIG Working Week 2005 and GSDI-8 Cairo, Egypt April 16-21, 2005.
- [8] V. Michel and T. Person. From geodetic monitoring to deformation tensors and their reliability, Proc. 11th FIG Symp. on Deformation Measurements, Santorini, Greece, 2003.
- [9] J.B. Minster. J. Present day plate motion. *Geophys. Res. Vol. 83*, N° B11, pp. 5331-5354, 1978.
- [10] H. Oudin, Méthode des éléments finis, Notes de Cours v.1, Ecole Centrale de Nantes - France, Novembre 2008.
- [11] M. Ouyed. Le tremblement de terre d'EL-ASNAM du 10.10.1980.: étude des répliques. Thèse de Doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 1981.
- [12] M. Ouyed, Meghraoui M., Cisternas A., Deschamps A., Dorel J., Frechet, Gaulon R., Hatzfeld D., Philip H. Seismotectonics of the EL-ASNAM earthquake. *Nature*, Vol. 292, N°5818, pp.26-31, 1981.
- [13] J. Pagarette, Kasser M. and Ruegg J. C. Évaluation et représentation des erreurs sur les déformations d'un réseau géodésique : utilisation de la méthode de Monté Carlo. *Bull. Géod.* 64, pp 63-72, 1990.
- [14] H. Philip, Meghraoui M. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the EL-ASNAM earthquake of 10 October 1980. *Tectonics*, Vol. 2, N°1, pp. 17-49, 1983.
- [15] R. M. Richardson. Finite element method of stress in the Nazca plate: driving forces and plate boundary earthquake. *Tectono-physics*, 50, pp 223-248, 1978.
- [16] J.C. Ruegg, Kasser M., Tarantola A., Lepine J.C. and Chouikrat B. deformation associated with the EL-ASNAM earthquake of 10 October 1980: Geodetic determination of vertical and horizontal movements. *Bull. of seismological society of America*, vol. 72, n°6, pp 2227-2244, December 1982.