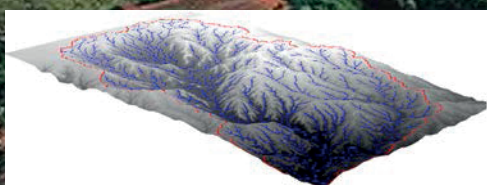
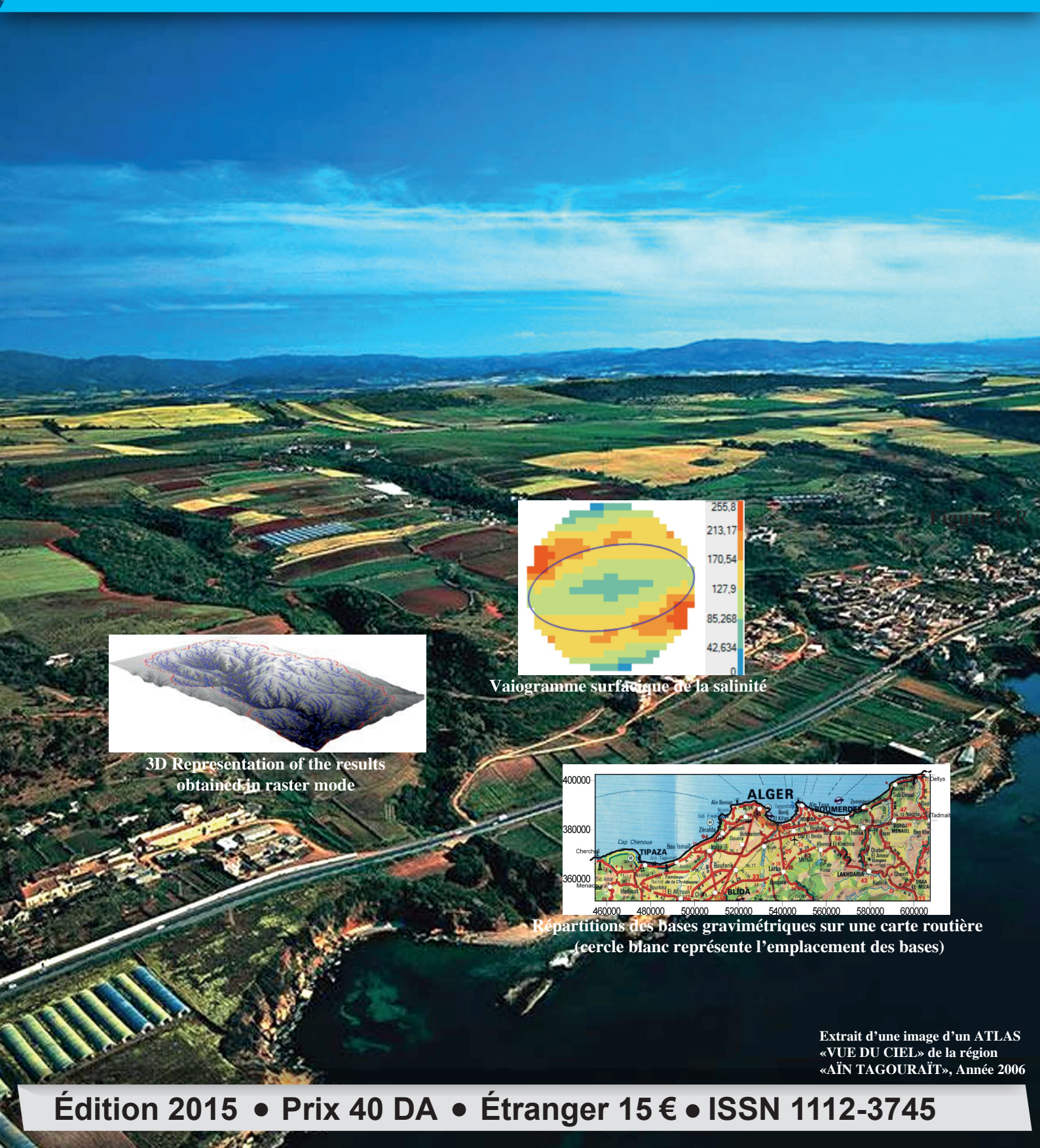
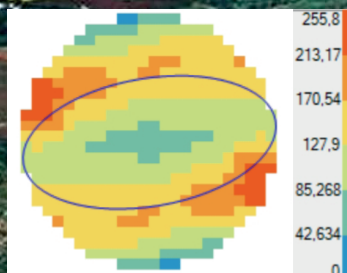


# Bulletin des Sciences Géographiques

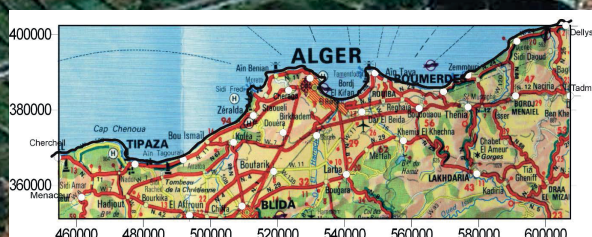
Édité et publié par l'Institut National de Cartographie et de Télédétection



3D Representation of the results  
obtained in raster mode




Vaiogramme surfacique de la salinité



Répartitions des bases gravimétriques sur une carte routière  
(cercle blanc représente l'emplacement des bases)

Figure 1, 2

Extrait d'une image d'un ATLAS  
«VUE DU CIEL» de la région  
«AÏN TAGOURAÏT», Année 2006

 Optimization process of the extraction and automatic vectorization of a Drainage Network and its Sub-Watersheds : Application to a Watershed of Oued M'zab, Algeria....**P 02**


Par : *Brahim Bessaa, Mostefa Belhadj aissa, Youcef Beskri, Faiza Hocine & Aichouche Belhadj aissa*

 Analysis of GPS coordinates time series by Kalman filter....**P 18**


Par : *Bachir Gourine, Abdelhalim NIATI, Achour Benyahia and Mokhfi Brahimi*

 Le nouveau réseau gravimétrique de la Mitidja et ses environs....**P 26**

Par : *A. Abtout, N. Foudil Bey, F. Boukercha, B. Bouyahiaoui & M. Idres*

 Validation des mesurres gravimétriques terrestres de l'INCT....**P 34**

Par : *Benahmed Daho S. A. & , Meslem M. A.*

 Analyse spatiale de la salinité des sols et sa cartographie par l'application de la géostatistique dans la plaine du Bas-Chélif, Algérie....**P 43**

Par : *Abdelkader Douaoui*

## Comité de lecture du BSG



**ABDELLAOUI Hassen**

Directeur Général de l'Institut National de Cartographie et de Télédétection



**HADJ ZOBIR Soraya-Irmgard**

Professeur, Faculté des Sciences de la Terre, Université d'Annaba.



**CÔTE Marc**

Professeur émérite Université de Provence.



**OMRANE Naceur**

PHD, Directeur Technique Institut National de Cartographie et de Télédétection



**KAHLOUCHE Salem**

Directeur de Recherche, Centre des Techniques Spatiales (CTS) Arzew, Oran.



**RUAS Anne**

HDR, Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux (IFSTTR-France).



**OUBADI Aziouz**

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie », USTHB-Alger.



**ABTOUT Abdeslam**

Maître de Recherche, Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG).



**SMARA Youcef**

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Traitement d'Images et Rayonnement (L.T.I.R) », USTHB-Alger.



**HADEID Mohamed**

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Espace Géographique et Aménagement du Territoire (EGEAT), Université d'Oran.



**SEMMOUD Bouziane**

Professeur des Universités, Université Paris 8, rattaché au laboratoire de recherche Dynamiques Sociales et Recomposition des Espaces (LADYSS) UMR 7533 Paris 1, Paris 7, Paris 8 et Paris X



**MEBARKI Azeddine**

Professeur, Directeur du laboratoire de recherche « Sciences du Territoire, Ressources Naturelles et Environnement, Université de Constantine ».



**SOUIAH Sid-Ahmed**

Professeur des Universités, Université de Cergy-Pontoise. Rattaché au laboratoire de recherche Mobilités, Réseaux, Territoires et Environnement et du Groupe de Recherche sur le Maghreb et le Moyen-Orient.



**LAIGNEL Benoît**

Professeur des Universités, rattaché à l'Université de Rouen



**IDRES Mouloud**

Professeur, Département de Géophysique Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire, USTHB-Alger.



**LABORDE Jean-Pierre**

Professeur des Universités, rattaché à l'Université Nice Sophia Antipolis



**BELHOCINE Mahmoud**

Maître de Recherche, Centre de Développement des Technologies Avancées (CDTA).

# Optimization process of the extraction and automatic vectorization of a Drainage Network and its Sub-Watersheds: Application to a Watershed of Oued M'zab, Algeria

Brahim Bessaa<sup>1</sup>, Mostefa Belhadj aissa<sup>2</sup>, Youcef Beskri, Faiza Hocine & Aichouche Belhadj aissa  
<sup>1</sup>bbessaa@yahoo.fr & <sup>2</sup>mbehadjaissa@gmail.com  
Image Processing and Radiation Laboratory, Laboratoire de Traitement d'Images et Rayonnement,  
Electrical Engineering Faculty Faculté d'Electronique et d'Informatique  
University of Science and Technology Houari Boumediene Sciences et de la Technologie Houari  
Boumediene ((USTHB), Algiers, Algeria

**Abstract :** The characterization and analysis of the complex behavior of watersheds has become possible due to the availability of satellite images and/or multi-source aerial images as well as geographic information systems and their development tools. Indeed, the digital form of Watersheds (W) is mainly based on topography, represented by the Digital Terrain Model (DTM). This information is used in the extraction process of a watershed hydrologic network (HN) and the estimation of its geomorphological indices. In this paper, the optimization of the process we have developed is at two levels: in raster mode, we propose a code for intermediate flow directions based on the D8 algorithm and a sequential treatment of both single and multi-cell depressions. The automatic extraction of the drainage network is based on multiple thresholds determined by the Upstream Drained Surface depending on the density of the maintained network. The maintained network consists of a selected set of channels highlighting the structural and topographic aspects of the watershed. A Sub-watershed (SW) is associated with each of these channels. The analysis and simulation of the watershed behavior rely on descriptive data associated with spatial information, integrated into a Geographic Information System; they require the conversion into vector mode. To do this, we propose, at this second stage of the process, a new hybrid algorithm for the automatic vectorization of the hydrologic network and SW and the sequential creation of geomorphological indices of the SW. The developed process was tested on the watershed of Oued M'zab (Wilaya of Ghardaia, Algeria); we have used for this purpose, an interferometric digital terrain model of SRTM3 mission.

**Keywords :** Digital Terrain Model, watersheds, hydrologic network, geomorphological indices, automatic vectorization algorithm.

## 1. Introduction

Floods caused by torrential floods (flash floods) affect mostly small watersheds. Their violent and rapid runoff can occur within a few minutes of rain, and the flow of a Oued (river) can go from a few m<sup>3</sup>/s to several hundred m<sup>3</sup>/s (in 2 to 3 hours only) taking everything that is on its

way. In case of large watersheds, these floods result most of the time from an important rainfall over large areas and are characterized by their long duration and quantity of runoff. Indeed, due to the severity of their consequences on materials and humans, these floods represent a major natural hazard in various parts of the world, as is the case, particularly in the regions of southern Algeria. In the face of such risks, and given the availability of observational spatial data, studies and model development, analysis tools, research on indicative parameters of flooding sources, etc., have become necessary to meet two main concerns: (1) the prediction of exceptional events so as to anticipate the real-time flood, and (2) flood prevention to determine what events may occur in time and space. Although the sources of flooding are rainfall and flash floods, their intensities and their spatiotemporal evolution depend on the topography of the region, which is characterized by its watersheds and the structure of their hydrographic network. In this sense, the efforts of the scientific community to address the concerns raised were directed towards the development of stream network extraction tools [1] [2], modeling and analysis of the watersheds behavior [3] [4], simulations of events taking into account the meteorological parameters, surficial and geological parameters, etc. [5], [6], [7]. The basic information covered in all of these references is the Digital Terrain Model, a regular grid of topographic information of watersheds. The accuracy of the results will depend on the DTM pre-processing and its resolution [8]. In this context, our contribution in this paper focuses on the development of an optimized extraction process and automatic vectorization of the watershed components to describe its morphological and topographic structure and to quantify its geomorphological indices. The tool developed in IDL offers the possibility to simulate floods in Oueds along with the different values of the rainfall, and to estimate the volume of water at various outlets. The process was tested on the watershed of Oued M'zab (Wilaya of Ghardaia, Algeria). All the used data and results are integrated into a Geographic Information System (GIS) as a means of analysis and scenarios implementation for the management and prevention studies.

The paper is structured as follows: we present in Section II, the block diagram of the proposed process steps followed

by the presentation and a brief description of the testing and evaluation of the process. In the third section, we present the different treatments of the DTM and extraction of the drainage network by our algorithm. In the third section, we discuss the different phases of the HN and SW vectorization produced by our approach. The results obtained by our process will be presented and discussed in Sections 4 and 5. In the last section, we discuss the aspect of the simulation on the watershed of the test region by referring to a work we have done later on a small coastal watershed [24]. We conclude this paper with a general conclusion and consulted references.

## 2. General Scheme of the developed process and study area

### 2.1 Developed Process

Any region can be decomposed into a host of watersheds delineated by ridgelines (water sharing lines) which feed the main outlets. The elevation information (relief) of these regions can be represented in different forms and depending on the targeted use, the most common representations are: the contour vectors, TIN (Triangulated Irregular Networks) [9] widely used in the restitution and dressing of models for 3D navigation, and the regular grid (raster) or digital terrain model. The latter is the most widely used due to the available advanced techniques and the means that allow to obtain the model. Among these techniques one can mention the optical stereo image pairs of remote sensing, radar interferometric image pairs (e.g. SRTM Mission), Lidar measurements, etc.

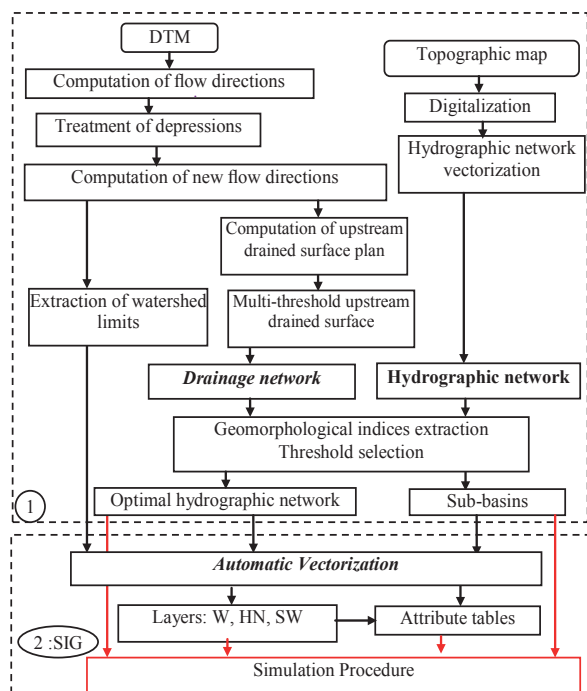


Fig. 1 Proposed process.

The exploitation of DTM for the automatic extraction of drainage networks and watershed properties is the main step in any hydrological modeling process. These processes combine in the input the raster data, such as the DTM image and derived images, and, in the output, the vector data in the form of layers associated with the attribute data. This mode allows the integration of climate data information regarding the watersheds surface condition and thus the analysis of their behavior through simulation scenarios. As such, the general pattern of the process we propose in this work is given in the flowchart in Figure 1.

The proposed process is divided into two parts: in the first part, we have developed procedures for the treatment of flat areas and depressions and we have proposed an intermediate coding of the directions in these areas, which consists in assigning an arbitrary value to these directions whose sum is not a power of 2 in the immediate neighborhood. This coding was introduced in the method by Jenson and collaborators [2] and in Garbrecht's method [33]. A comparative study of the results obtained with the two improved methods has been performed. Then the plans for the upstream drained surfaces are generated for the two methods. The location of the codified outlets, the delimitation of their sub-basins and the generation of their attribute table are made. Several drainage networks are obtained relating to the values of the upstream surfaces that get drained for different thresholds.

The data obtained in the first part, in raster format will be integrated into a geographic information system (GIS). This integration involves the conversion of raster to vector mode (vectorization) and the creation of a database containing geomorphologic properties of the vectorized entities. The transition to the vector format is automatic. For this purpose, we propose two methods of vectorization: the first is to vectorize a drainage network into lines while the second allows us to vectorize sub-basins into polygons. The first procedure is based on recursive tracking of the pixels that belong to the network. The centers of the pixels are inserted into the vector. A specific treatment is reserved to sections of straight lines; in this case, only the ends are inserted so as to optimize the size of the vector. The geomorphologic properties of each channel are extracted and inserted into an attribute table. The second procedure allows the automatic vectorization of sub-basins into polygons. Its basic idea is to adapt a topological model treatment to a spaghetti model. The geomorphological indices are then extracted and inserted into an attribute table. This process has been tested on the watershed of Oued M'zab (Wilaya of Ghardaia in the south of Algeria) which experienced severe floods in 2009, causing significant human and material losses in the region.

### 2.2 Study area and Used Data

The study area is a region of northern Algerian Sahara in the province of Ghardaia (between (lat. 32° 50'N, lon.

3° 0'E) and (lat. 32° 24'N, lon. 3° 45'E)) (Fig. 2). It is characterized by a vast rocky expanse of the middle Cretaceous Turonian, where outcrops a bare, brown and black rock, which is marked by strong river erosion that has carved into its Southern part flat-topped buttes and has shaped valleys. The whole area is called the CHEBKA ("net") because of its tangled valleys. The rocky escarpments and the oases represent the landscape in which cities are located. Vegetation cover is poor. The structure and nature of the soil are not favorable to the existence of a rich natural flora. Any green area are rather created by man. However, the region is not devoid of natural vegetation and is found in the wadi beds. Indeed, all the channels and rivers that feed Oued M'Zab are located in alluvium areas, favorable to vegetation, and dominated by clayish sand and regs that represent stony soils.



Fig. 2 Study area indicated with a red circle.

The data used for the evaluation of the developed process are:

- A SRTM DTM (Fig. 3), with a resolution of three seconds (Ellipsoid: WGS-84): it corresponds to the elevation information about the Oued M'zab watershed.
- A topographic map at 1:200.000 (projection UTM zone 31, Ellipsoid: Clarke 1880): once scanned, the projection of this map was brought to the same projection as that of the digital terrain model.

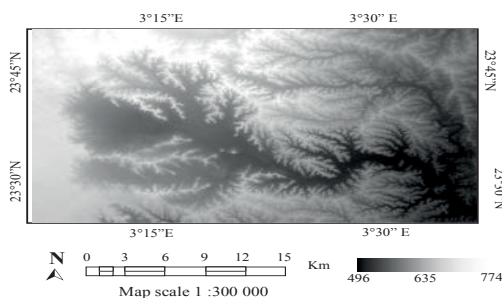


Fig. 3 DTM of the Oued M'zab watershed.

### 3. Automatic Extraction of drainage network

#### 3.1 Summary

Several methods for automatic drainage network extraction have been proposed. These methods fall into three approaches: the geomorphologic approach, hydrological approach and combined approach.

\* Geomorphologic methods are based on the identification of valley bottom (talweg) by exploiting the slope and curvature characteristics of the Drainage network extraction. Peucker et al [10] treat each cell in a 2x2 window to identify the highest cell; the other cells belong to the talweg network. Johnston et al [11] use a 3x3 window to identify talwegs by the V-profiles in the cardinal directions (NS and EW). Carroll [12] and Tribe [13] extend the window, taking into account the diagonal directions. Janson [14] complements this by the use of asymmetric profiles through two cells of different neighborhoods but not by the central cell. [15], [16].

\* The major problem of the geomorphologic approach is the discontinuity of the obtained network. To overcome this problem, the geomorphologic analysis is followed by a hydrological analysis and the approach is called hybrid [17] [10], [18]. The resulting network by this approach has a width of a cell in a 3x3 neighborhood.

\* The hydrological approach is based on water flow monitoring. The flow direction is defined in each cell using the elevation values of its eight neighbors. Several algorithms for defining the flow direction have been proposed [1], [2], [3], [4], [19]. These algorithms are based on the hypothesis of the number of downstream cells based on the simulation of the water flow at the surface and taking the path defined by the greatest slope. Two types of paths are considered: a unidirectional path, which considers that an upstream cell has only one downstream cell, and a multidirectional path that allows for multiple downstream cells.

The majority of the extraction methods that use the unidirectional path are based on the D8 algorithm proposed by O'Callaghan, JF et al.[1].

For the multidirectional scheme, the flow is shared among the down-below cells according to a weighting function of the obtained slopes. The idea is to calculate the surface portion which directs the flow to each neighbor, assuming that this flow is uniformly distributed on a cell [20], [21], [22].

Although the hydrological approach is more frequently used and different algorithms of flow path monitoring are proposed and implemented, difficulties of defining these flow paths have emerged for two types of areas: depressions and flat areas, where depressions prevent the continuity of paths, while the flat areas generate a problem of definition of flow direction. These areas must undergo a prior treatment to have a continuous network. The proposed solutions in this context are based on two possible hypotheses. The first one assumes that these areas are phy-

sical and require hydrological treatment. The second hypothesis assumes that these are errors in the DTM and must be pre-processed before the determination of flow paths. These errors depend on the generation process of the Digital Terrain Model [24].

The works that are based on the first hypothesis mentioned above (physical existence) [1], [25], [26], perform a simulation of the behavior of the water that fills the depressions and flows through the first encountered outlet. The solutions based on the second hypothesis (DTM errors) do a modification of the elevation values of the pixels belonging to the depression in the DTM to remove them and possibly generate a flat area [28], [1], [32], [31].

A flat area is a set of adjacent pixels with the same altitude. The flow path in these areas is not defined by the greatest slope law. The method proposed by Jensen et al. [2] is based on an iterative processing. Starting from the outlet, the flow is forced to move to a neighboring cell whose flow path is defined and does not lead to it. During this treatment, the cardinal directions are favored over diagonal directions. The disadvantage of this method is the generation of parallel flow lines (straight) which depend on the orientation of the DTM grid [29]. Tribe [13] proposed another solution by drawing a straight line which represents the line of the main flow between the upstream cell and the outlet. As for the method proposed by Garbrecht et al. [33], it transforms the flat area to an inclined surface by incrementing the elevation values of the cells in the flat area to create a slope towards the outlet and another towards the center of the flat area.

After determining the direction plan, the simplest solution to extract the drainage network is to identify the emergence points constituting the headwaters and follow the flow path from one pixel to another, until we reach an edge pixel that consistently represents the basin outlet. But how can we define these emergence points? The location of these points is a delicate problem in the process of the drainage network extraction because it depends on rainfall, topographic, soil and vegetation characteristics [34], [35], [36], [37].

The difficulty of determining the emergence points has led to other methods that exploit the 'direction' image. For a unidirectional pattern, the network structure allows to define, for each pixel, its upstream drained surface, which represents the number of pixels for which there exists a path according to the direction image, connecting them to this pixel, multiplied by the area of this one. The computation of the upstream drained areas for all pixels allows the generation of a new plan called the upstream drained area plan. The threshold value of this surface is inversely proportional to the density of the obtained network.

### 3.2 Proposed approach

The proposed approach for the automatic extraction of the drainage network is described by the first block in our flow chart (Fig.1). During the step of treatment of the depressions and flat areas, we have introduced a new coding to

assign a flow direction to any cell, according to the D8 basis (Fig. 4), regardless of its level in its context. As to the delimitation (raster mode) of the optimal hydrologic network, it consists in determining the pixels belonging to the network depending on the upstream drained surface. The value of the latter varies from one cell to another. As such, the membership decision rule is to compare this value with a predefined threshold. However, the value of this threshold is inversely proportional to the network density which often poses the problem of choosing an optimal value. The steps of the proposed approach are described and illustrated by examples in the next section.

#### 3.2.1 Generation of direction plan

In our approach, plans directions are determined by the treatment of depressions and flat areas.

*a. Treatment of single pixel depressions:* The treatment of depression is recursive and heavy, the execution time being proportional to the number of depressions. To minimize this number, we conducted a primary treatment, which involves the treatment of depressions formed by a single pixel. The image is scanned by a window of size 3x3 and the pixel constituting a depression is replaced by the value of the lowest neighboring pixel. The filling value is the minimal of the neighbors altitudes ; the direction plan is then calculated.

*b. Coding the directions:* the direction assigned to the edge pixels is oriented towards the outside of the image. However, for other pixels, it is assigned according to the following four conditions (Fig. 5).

1. If the maximum slope is negative, then a negative value is assigned to the pixel to indicate an undefined direction. This situation will not occur after treatment of a single pixel depression (Fig. 5a).

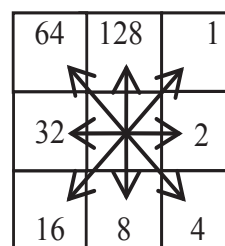


Fig. 4 Values assigned to directions according to D8.

2. If the maximum slope is positive or zero, and corresponds to a single neighboring pixel, then the direction is assigned towards that pixel (Fig. 5b1 and 5b2).

3. If the maximum slope is positive and corresponds to several neighboring pixels, then the direction is assigned under a decision table (Fig. 5c).

4. If the maximum slope is zero and corresponds to several neighboring pixels, then the pixel belongs to a flat area. The assigned direction is the sum of the directions values defined at these pixels (Fig. 5d). This value identifies the neighboring pixels belonging to the flat area (the sum of

several powers of 2 gives a unique number that is not a power of 2).

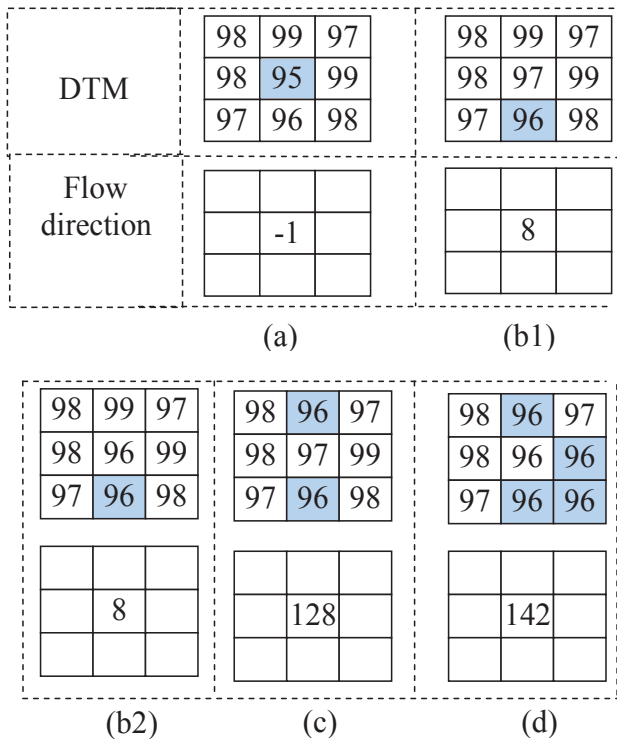


Fig. 5 Examples of possible cases of assigning directions.

Pixels whose assigned direction value is not a power of two represent flat areas some of which form the bottom of a depression. At this level, if the flat area is formed of two pixels and is a depression (Condition "b" of Fig. 5b), then according to the algorithm [2], an effective direction is assigned to each two pixels of the DTM (Fig. 6a) and depression will not be identified (arrow direction of Fig. 6b). To overcome this problem, we propose the following treatment (Fig. 6c).

« Integrate the condition (b.2) in the condition (d) and assign a negative value to the pixel belonging to the flat area instead of assigning the sum of the directions ».

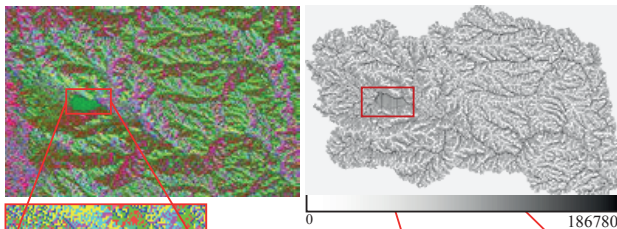


Fig. 6 New assigned directions.

### 3.2.2 Treatment and coding of multi-cells de pressions

Pixels with a negative value indicate the presence of a depression (number of pixels > 1). Their treatment follows the following steps :

- For each pixel with negative value, define its sub-watershed, which represents the set of pixels whose flow goes to that pixel. To locate the depression, the surrounding rectangle concept is introduced. The rectangle is defined by the following two pixels ( $x_{min}$ ,  $y_{min}$ ) and ( $x_{max}$ ,  $y_{max}$ ). Each sub-watershed is labeled.
- Define the list of outlets, such that for each pair of adjacent sub-watersheds, we define an outlet. A table of outlets is constructed so that each table entry contains the coordinates of the outlet and the couple of concerned sub-watersheds.

The construction process of the outlets table is:

- \* Compare each pixel belonging to the sub-watershed edge to its neighborhood.
  - If there is a neighboring pixel not belonging to the same sub-watershed, then: compare elevations of the pixel and its neighbor, the largest value is considered as a possible outlet.
  - If this pair of basins is not in the outlets table, then an entry is created to insert the couple of sub-basins and the outlets coordinates.
  - Otherwise compare the altitude of the outlet of the table to that of the possible outlet. If the new altitude is lower, then replace the coordinates of the outlet in the table with the new coordinates.

\* Depressions filling

The filling process is defined as follows:

- For each sub-watershed, the outlet where the altitude is minimal is chosen as the main outlet; if several exist, one is chosen arbitrarily.
- For each basin, follow the path defined by the main outlet and mark the visited basins.
- If a pixel of the image edge is reached, then the outlet value, whose altitude is maximum is chosen as the filler for all visited basins.
- Otherwise (a return to the starting sub-basin: a loop), Merge the visited sub-basins, rebuild the outlets tables and do the treatment again for the new sub-basin.

At this stage of our process, the treated DTM contains no depression. Depressions are replaced by flat areas. During the process of assigning directions, if the pixel is located in a flat area, then a negative value is attributed to its direction.

### 3.2.3 Treatment of flat areas

The treatment of flat areas consists to assign a direction to each pixel whose direction value is negative. We have implemented both algorithms [2] and [33] with the intermediate codification of directions we proposed. In the first method, the flow is forced to move towards the outlet which is on the edges of the flat area by promoting the cardinal directions. As for the second method, it transforms the flat area of an inclined surface. A comparative study between the results obtained with the two methods has allowed us to choose the one which works best for the later stages of the process.

### 3.2.4 Generation of the optimal network

For a network that represents the best reality on the ground, particularly in terms of structure (number of channels) and to have a representative threshold for similar areas with similar topography, geology and rainfall, we have proceeded with the following treatment. The network is generated for several thresholds of the upstream drained surface (40, 50 ... 90, 100). For each, we calculate the number of emergence points and the number of confluence points, which play an important role in defining the drainage network. The threshold for which the network is the most realistic is chosen as a reference for further processing.

### 3.2.5 Generation of derived images

The generated images in this first part of the process are :

- «Codes» Image: in this image, each channel is assigned a unique code. The pixels belonging to the channel have the same value.
- «Classes» Image: the channels are classified according to the classification of Strahler [38]; the values of the pixels in each channel are equal to the channel class.
- «sub-watersheds» Image: For each channel of the network we have set its sub-watershed. It is encoded and is classified by the corresponding channel. In this case, the watershed is divided into sub-watersheds. The treatment is performed in the flow direction. Sub-watersheds related to the channels of the first class (the leaves of the tree) are the first to be delineated; The treatment is then performed for the sub-watersheds of the second class, and so on until we reach the channel containing the main outlet.

## 4. Automatic vectorization and gis

The objective of this part of our process is the optimization of the automatic vectorization algorithms based on the quality and richness of the results of the automatic extraction operation of the drainage network and sub-watersheds. Indeed, there are two types of algorithms for automatic vectorization: lines vectorization and polygons vectorization. The first is often used in software computer-aided drafting (CAD) where the linear structures are automatically recognized and represented in a vector format. The polygons vectorization is often used in the processing of remote sensing images and is used to extract geographical forms from a classified image.

However, the representation of these discrete entities (points, lines and/or polygons) in a vector model is not unique. Several models are proposed in the literature of geographic information systems [4], [5], [6]. These models are classified into three types :

- Spaghetti Model
- Network Model
- Topological Model

The choice of a model during the vectorization process depends on the used environment. Our process was developed under ENVI + IDL (Interactive Data Language). The spaghetti model is associated with its vector format, where a line is represented by a set of points (coordinates  $(x, y)$ ). If the first point of the set is the same as the last, then it is a polygon.

Recall that a pixel  $(i, j)$  with a resolution  $R_x \times R_y$ , is considered the smallest constituent unit of the image in raster format; it represents a portion of land with the same size  $(R_x \times R_y)$ . However, in a vector format, it takes the form of a rectangle (i.e. a polygon) of size  $R_x \times R_y$ . The center of this pixel is defined by the coordinates  $(i * R_x, j * R_y)$ , whereas the coordinates of the four corners of the polygon are obtained by the addition or subtraction of one of the two values  $(0.5 * R_x)$  and  $(0.5 * R_y)$  depending on the position of the corner relative to the center. This form of pixel representation was used in both vectoring processes.

### 4.1 Vectorization of lines

Most algorithms proposed in this context are based on the complete scan of the image. The vectorization operation of these algorithms is preceded by a set of operations such as filtering, thresholding, skeletonization, etc. During the vectorization process, the pixel is represented by a point belonging to the corresponding polygon. This point is often the center of the polygon. The continuity and tree of the drainage network obtained by automatic extraction and the existence of the direction image allow us to propose a specific algorithm for the treatment of pixels belonging to the drainage network. In this case, if the number of pixels belonging to the network, for a given image, is  $k$ , then the complexity of the algorithm is of the order  $O(k)$ .

#### Proposed Algorithm

The drainage network is a special case of automatic vectorization of lines for the following reasons:

- The width of the extracted network is of the order of one (01) pixel, which avoids the skeletonization process.
- Each channel has a unique code, which simplifies our thresholding task during the recognition and separation of channels.
- The problem is in the choice of confluence points: while the width of the network is one pixel, several choices are available giving different representations in vector mode (see Figure 7).

The choice of the confluence point is forced by the direction image (Fig. 8).



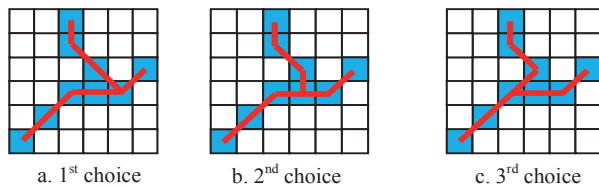


Fig. 7 Possible cases for confluence points.

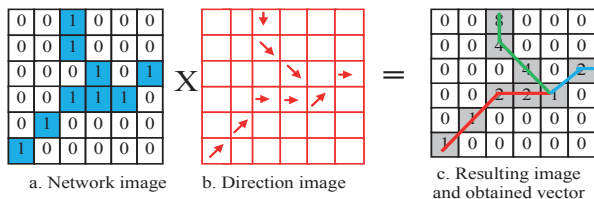


Fig. 8 Product of direction and network images.

- **Data used in the algorithm**

The input data to the algorithm are:

- The drainage network image: the pixels of the image have the value 'zero' or 'one' (a pixel of value 'one' belongs to the network).
- Direction image.
- « Codes » image.
- « Classes » image.
- « Upstream drained surface » image.

- **Treatment**

The treatment is recursive. The center of the pixel is considered as a node. The center of the outlet is the first point to be inserted in the first line. The tracking is performed in the opposite of the flow direction. The other pixels are treated under the following conditions :

- If the pixel has the same direction as its upstream, then it is a straight section: we do not insert the point and go to the next pixel.
- Otherwise (direction different from upstream), the point is inserted
- A confluence point is always inserted regardless of its direction.

The next point is chosen in a neighborhood of 3x3 taking into account the direction image. The scanning of the neighborhood is done clockwise.

The existence of several upstreams indicates the existence of a confluence point. The processing order of upstream channels is chosen according to the scan direction.

The attributes of the vector are calculated and added: the code, class and downstream channel are inserted in the attribute table as soon as we insert the first point of the line representing the channel; the length is inserted with the last point of the line.

- **Saving the topology**

In a topological model, the topology between arcs is saved in the structure of the vector such that each node contains the list of arcs of which it is one end. In our case, and to save the topology, we conducted the following processing :

- Create a new layer containing the nodes network. These nodes represent the emergence points, the confluence points and the outlet of the network.
- Relations between lines and nodes are stored in an attribute table, such that each record in the table contains the code of the line, the code of the node, and its position (initial or final end).

## 4.2 Vectorization of polygons

The vectorization of polygons is often used for the extraction of geographical forms from the classified images. Its basis is to define the connections between the boundaries of polygons, such that two polygons can share a point (node) or line (arc). In our process, the vectorization is applied to the polygons in the drainage network. Indeed, several studies on polygons vectorization have been published. The algorithm proposed by Riekert [39] has proven its effectiveness. It can vectorize any image in a single scan. It is included in several image processing tools. The work of Lou et al. [40] discussed the problem of converting "Raster to Vector (R2V)" applied to the classified images. Difficulties are encountered in processing the neighborhood of all classes of the image in a single process (scanning). Junha et al. [41] introduced an improvement on the work of Lu et al. in their algorithm named "Two-Arm Chain Edge Tracing (TACET)" to convert all surface areas and construct topological relationships between polygons in a single cycle by scanning the entire image from left to right and top to bottom by a 2x2 window.

The basis of this algorithm is based on the structure of arcs in the topological model. An arc has a central trunk (the list of points and the two end nodes) and two sides (left polygon and right polygon). The trunk is used to trace the arc while the facades are used to plot the polygon. When an arc is finished its pointer is added to the polygon left (left face) and the polygon right (right face). He used the concept of the chain of objects in both arms to define topological relationships between polygons at each point.

### Proposed Algorithm

The model we have chosen for the vector representation of sub-basins is the spaghetti model. In this model, each polygon is represented by a list of points, which results in a redundancy of common polygon arcs. The algorithm we propose is based on the following :

- Contour tracking while taking into consideration the polygon neighborhood.
- Reconstruction of polygons from arcs.
- Saving the topology in attribute tables.

The processing performed by our algorithm is at two levels :

- A low level treatment: it is a treatment performed on the pixels to distinguish polygons from each other, to extract their constituent points and determine the rules governing the passage from one pixel to another.
- A high level treatment: in this case, data from the first treatment is organized to make the links between the arcs in the polygon.

- **Low level treatment**

The treatment basis is to follow up on the « codes » image to find the pixels representing outlets by using the direction image to facilitate the monitoring process. Having obtained the coordinates of the outlet on the sub-watershed image, a scan of the neighborhood on a 3x3 window is performed clockwise until we find a pixel that does not belong to the same sub-watershed. The first pixel to be tested is the top right. During scanning, there are two neighborhood relations between the current pixel and the neighboring pixel :

- Diagonal neighborhood: or the node neighborhood. In this neighborhood, the common part between two pixels is a point.
- Cardinal neighborhood: or line neighborhood, for which the common part is a line.

Two operations occur during the neighborhood processing operation :

passage to the next pixel: this transition is managed by rules that take into account the neighborhood type and the next pixel value.

- insertion of a point into the vector: The first point to be inserted is the first common point between the main outlet and its neighboring pixel. The other points are inserted according to the rules of the following neighborhood :

\* If the neighborhood is diagonal, then, do not insert the point (it is already inserted in the previous operation) and move to the next pixel.

\* If the neighborhood is cardinal, then test the next pixel value :

- If it is the same value as the neighbor, do not insert the point and move to the next pixel. This case occurs when a straight line is common between two polygons (containing several points), then just the first and last points are inserted.
- Otherwise, insert the last point of the common line between the current pixel and its neighbor and move to the next pixel.

During the contour tracking operation, the geomorphological indices characterizing the sub-watershed are inserted into a table. These indices are :

- The basin code: it is unique and is equal to the corresponding channel code.
- The perimeter: it is the sum of the lengths of the polygon arcs.
- The surface: it is the product of the number of pixels and the surface of a pixel.
- The average slope: the slope is calculated for each pixel, for the sub-watershed, and an average slope is calculated.
- The relief = max height – min height.

- **High level treatment**

The previously performed treatment consists in tracking the polygons contours and extracting the constituent points. In a simple contour tracking, common lines are borrowed twice. In our algorithm, the common lines undergo spe-

cial treatment based on the data structure in a topological model where the polygon is represented by a list of arcs, and whose topology information is incorporated into the structure of an arc. The data structures used to represent the vector features are the same as those used in a topological model. At the end of the treatment, these structures are reconstructed in order to adapt them to the spaghetti model. Dynamic structures (pointers) were used for their flexibility and adaptation in the manipulation of lists.

**Basis of the treatment**

During the contour tracking, the nearby polygons are taken into account. The arc of the current polygon is inserted in the order of the scanning. As soon as we find a common arc, the common part is inserted into the list of neighbor polygon but in the opposite direction. The visited pixels that belong to the contour of the polygon are marked. This marking allows us to avoid a double scanning of arcs during tracking. If the neighboring pixel is marked, then the next arc has been treated previously and the next point to process is this arc destination node. The insertion of a redundant arc in the opposite direction allows us to respect the order of insertion points in the polygon. Figure 9 shows the proposed treatment.

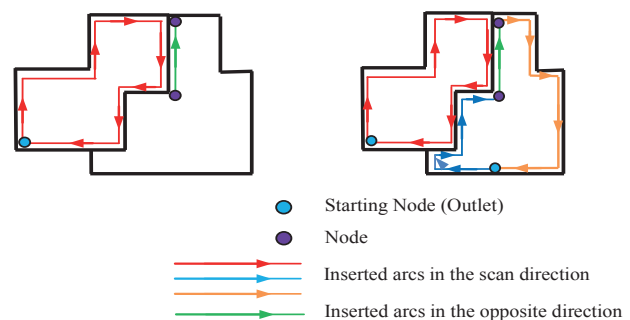


Fig. 9 Adaptation of the proposed treatment to the spaghetti model.

A polygon is represented in a spaghetti model by an ordered list of points. Changing this order causes a change in the shape of the polygon.

- **Saving the topology**

In order to keep the topological information of the vector units, we have performed the same treatment for the lines vectorization. New layers of arcs and nodes are generated and attribute tables are defined to save the topology. This information, as defined by the attribute 'position' characterizing the left polygon and the right polygon is inserted into each arc. The polygon being processed is the right polygon while the neighbor is the left polygon. Processing nodes is the same as that performed for the line's vectorization.

## 5. Experimental results

We present in this part the different results obtained by applying the different levels of treatment developed on the watershed of Oued M'zab represented by the digital terrain model.

### • A. Treatment and extraction of the hydrographic network

Initially we have performed the treatment of depressions and flat areas in the 'DTM' image.

#### *Mono-cell Depressions*

The image in Figure 10 illustrates the various mono-cell depressions. This image is scanned with a window of size 3x3; the pixel constituting a depression is replaced by the value of the lowest neighboring pixel. The two profiles before and after treatment show the single pixel depressions filling.

This treatment minimizes the number of depressions. Some are eliminated, while others are transformed into flat areas constituting the bottom of a great depression.

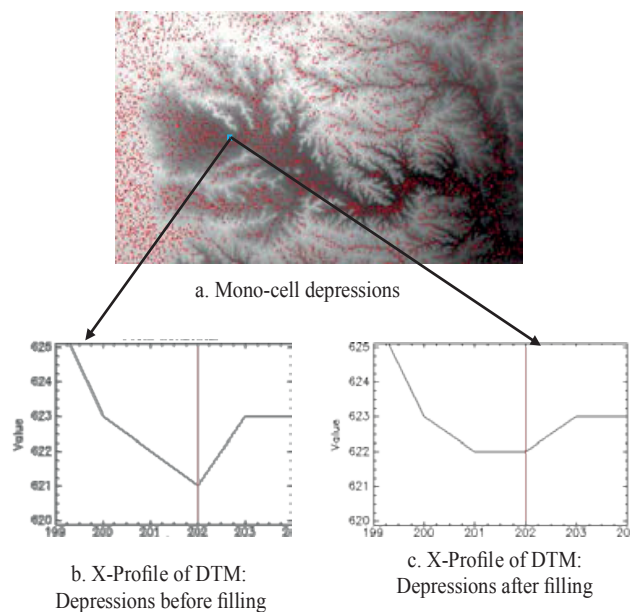


Fig. 10 Treatment of Mono-cell depressions.

#### *Multi-cells depressions*

In the basic algorithm [2], if the depression is composed of two cells, an effective direction is attributed to its cells thus preventing its detection. The solution we propose consists in the intermediate codification of directions. The steps of treatment are as follows :

- Locate the codified depressions.
- Definition and label the sub-watersheds of depressions and the location of their main outlets. Figure 11a is an image of these labeled sub-watersheds.
- Determine the filling value: this step is about simulating

the behavior of water following the path defined by the main outlet and marking the visited sub-watersheds :

\* If we return to the starting sub-watershed (in the loop event), we merge the visited sub-watersheds, we reconstruct the outlets table, and we restart the treatment for a new sub-watershed.

\* If an edge cell (pixel) is reached then the value of the outlet is chosen as the filler.

Indeed, the filling of depressions permits to turn them into flat areas by changing the elevation values of the pixels below the outlet. This change causes a change in the dynamics of the DTM. The results for our test area are given in Figure 11. We find that the number of multi-cell depressions is 1870 (number of sub-watersheds). Thus, the after-treatment X-profile illustrates the transformation of depression in flat areas.

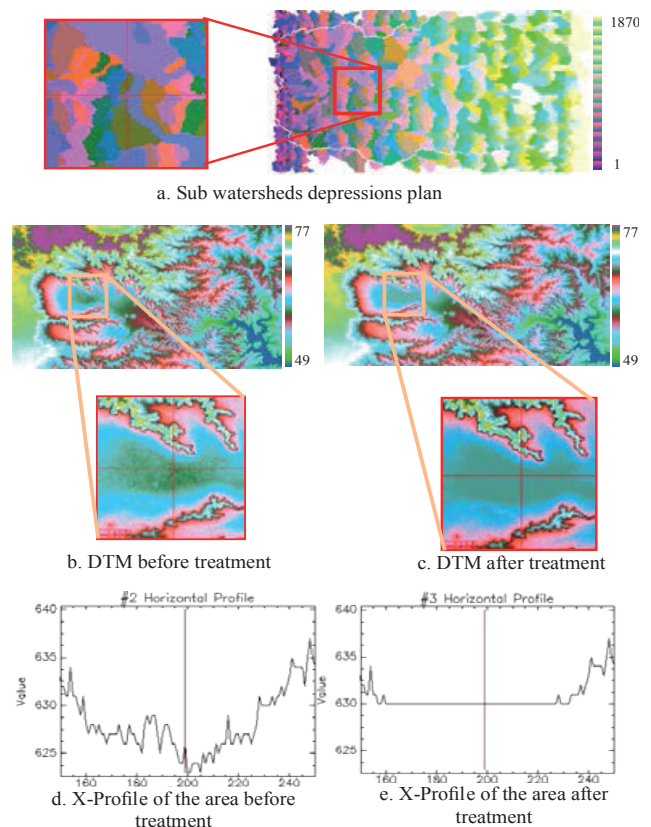


Fig. 11 Treatment of multi-cells depressions.

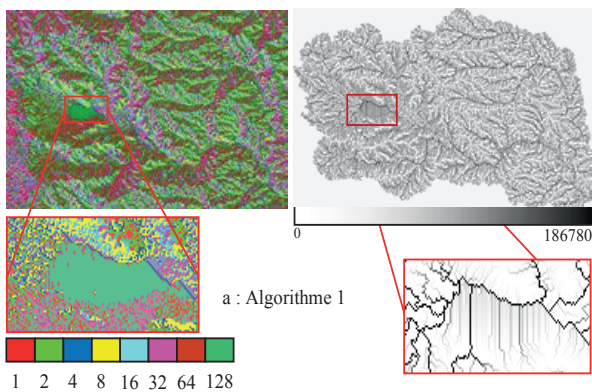
#### *Direction plan and upstream drained surface*

This stage focuses on the treatment of flat areas, whether natural or codified after the treatment of multi-cell depressions, and the generation of 'direction plan' image and 'upstream drained surface'. To this end, we have developed two methods [2] and [33]. In the first method, the algorithm forces the flow to move towards the outlet which is on the edges of the flat area by promoting the cardinal directions. In the second method, the algorithm transforms the flat area into an inclined surface, moving

towards the outlet. The obtained results are presented in Figures 12 and 13.

The difference in the results given by the two methods is illustrated by the flat area which is highlighted in red. For the first algorithm, the direction value is "128"; it is a cardinal direction (Fig. 12a). The pixels belonging to the flat area, which have a different direction than 128 are bumps on the DTM. These do not interfere with the flow because the water surrounds them. On the upstream drained surface image (Fig. 13a), the darker pixels represent the paths of the main flow. We note the appearance of parallel lines in the flat area, which head for the flow paths.

For the second method, it transforms the flat areas into areas with slopes (Fig. 12b). This is done assuming that at the level of the depressions that get transformed into flat areas, the flow is made only after saturation and along a path on the inside of the area. The results given by the upstream surface plan image shows that the main flow passes through the middle of the flat area and the absence of parallel lines Fig. 13b).



1 2 4 8 16 32 64 128

Fig. 12 Direction plan

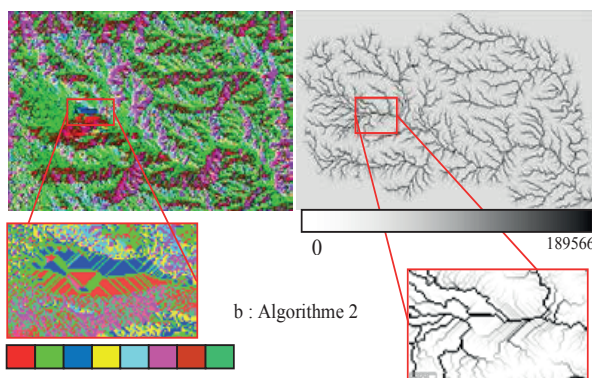


Fig. 13 Upstream drained surface plan

The delineation of the watershed of Oued M'zab is then detected and mapped; Figure 14 shows the limits of the basin from the two methods.

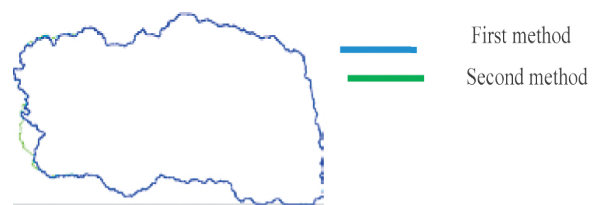


Fig. 14 Limits of sub-watershed.

### Network determination

In order to determine the pixels belonging to the network, the most widely used method is to determine a threshold of the upstream drained surface as the pixels belonging to the network are those in which the value of the upstream drained surface is greater than or equal to the predefined threshold. In order to choose an optimal threshold, we generated several networks using several thresholds. These networks are compared in terms of geomorphologic properties to a reference network obtained by manually digitizing a topographic map of the same area. The geomorphological indices of different generated networks as well as for the reference network are given in Table 1.

Table 1. Obtained geomorphological indices.

	R.1 S=40	R.2 S=50	R.3 S=60	R.4 S=70	R.5 S=80	R.6 S=90	Rés.7 S=100	reference network
Nbr of Emergence pts	1211	982	824	705	622	536	483	565
Nbr of confluence pts.	1188	964	809	696	614	531	479	554

From these results we note that:

- The drainage density and the values of the extracted parameters are inversely proportional to the threshold value of the upstream drained surface.
- The range of threshold values between 80 and 90 gives a good representation of the hydrographic network in terms of the number of emergence points and the number of confluence points according to the reference network. The threshold 90 will be considered the optimal threshold for the drainage of the watershed of Oued M'zab.

### \* Evaluation of the hydrographic network in terms of structure

To evaluate the extracted network structure we have generated, for the same chosen threshold, the two networks for the two treatment methods for flat areas, and we have conducted a comparative study, in terms of representation of the flow in these flat areas.

We give in Figure 15 the two networks and the reference network. We note that the network generated after processing the DTM by the second method (Fig. 15c) is better in terms of representation of the flow in flat areas (marked area). For further results of our process only this network will be considered.

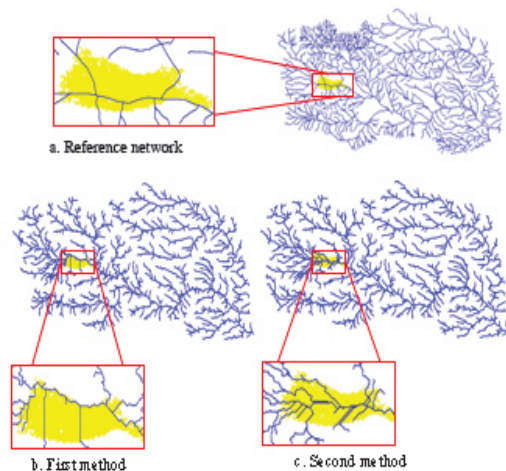


Fig. 15 Networks Comparison in terms of structure.

#### \* Evaluation in terms of channels distribution

The resulting network is generated according to the criterion defined by the threshold of the upstream drained surface, such that the appearance of an emergence channel is conditioned by the accumulation of water from an area to which the surface is greater than or equal to that equivalent to 90 pixels. This makes this criterion purely hydrological, while the appearance of emergence channels is related also to other criteria such as topography, soil characteristics and vegetation [34], [36], [35], [37]. To verify the validity of this choice, we have conducted a comparison between the reference network and the obtained network by automatic extraction in terms of distribution of emergence channels (Fig. 16).

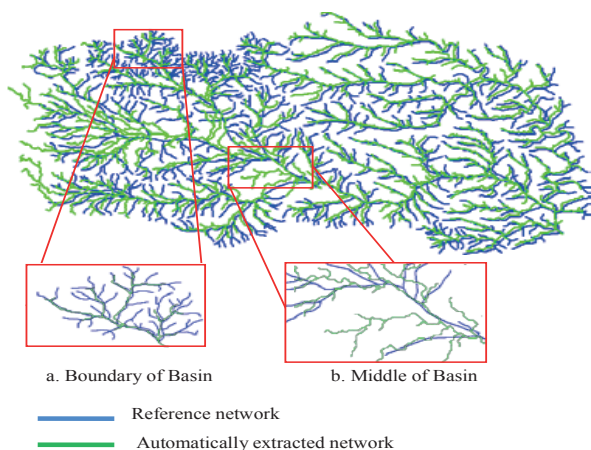


Fig. 16 Networks comparison in terms of channels distribution.

We note that the distribution of emergence channels for the reference network is not uniform, and, on the edges of the basin, characterized by a steep slope, we find more emergence channels in the middle of the basin and on the flat areas. This is due to erosion processes in steep areas

considered a dominant factor in the appearance of these channels. On the contrary, in the network obtained by extraction, these channels are distributed in a uniform manner. This difference is primarily due to the treatment of the DTM and its process of generation (interferometric DTM).

#### \* Generation of the « class » image

Among the generated geomorphological indices, the class of the channel is an important parameter [24]. The pixels of each channel have a value equal to its class. This classification is used to define the basin magnitude ( $\Omega$ ) which is a geomorphologic property whose value corresponds to the largest class of channels. In our case the watershed of Oued M'zab has a magnitude  $\Omega = 6$ . The « class » image (Fig. 17) is used in the algorithm of automatic vectorization of the drainage network.

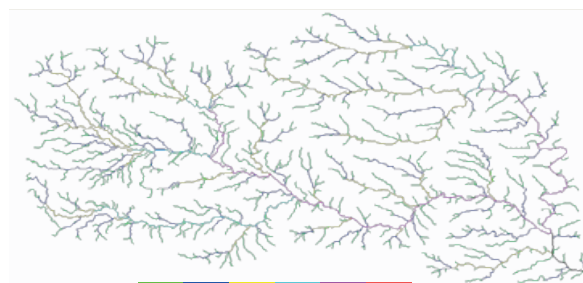


Fig. 17 Channels classification according to the class attribute.

A representation of the drainage network and its watershed on the DTM grid is given in the following figure (Fig. 18)

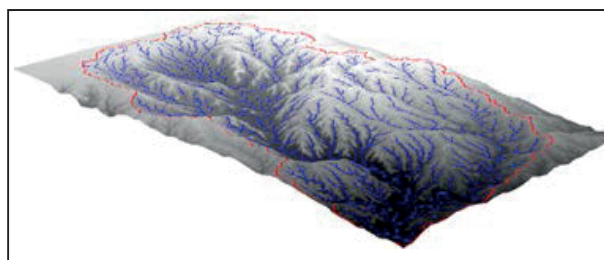


Fig. 18 3D Representation of the results obtained in raster mode.

We keep from this first part of the raster process, the following points :

- \* Detection and treatment of all depressions (real and fake) due to the variability of the elevations of the DTM grid.
- \* Treatment of flat areas (real or transformed depressions) and comparison of the results of the two mentioned methods.
- \* Generation of images (direction, upstream drained surface, class, code, sub-basins and the basin boundary and drainage network).

These images are used in the second part of the process that will focus on aspects of automatic vectorization and the generation of the drainage network, its sub-watersheds and the integration of associated attribute tables with these layers in a geographic information system (GIS).

• **B. Automatic Vectorization**

We present in this part, the results of the vectorization of raster data obtained by automatic extraction. The procedure of lines vectorization was applied to the "drainage" image and the polygons vectorization was applied to the sub-watersheds image.

The passage to vector mode allows the abstraction of the entities constituting the primary network and the watershed. Each entity is represented by a space object and a set of attributes stored in attribute tables.

**Vectorization of the hydrographic network**

The basis of the proposed algorithm for lines vectorization is outlined in Section IV.B. Steps and results of its application to the drainage network are presented below :

- The 'network' image and the 'direction' image are used for monitoring the network pixels.
- From the DTM grid and 'class' image, the geomorphological indices are determined and inserted into an attribute table.
- The main outlet is located from the 'upstream drained surface ' image.

Before presenting the vectorized network, we illustrate the treatment by the example of Figure 19.

- The center of the pixel is considered as a node.
- The center of the outlet is the first point to be inserted.
- For a straight section, insert only the ends (the positions of pixels in 'blue' are not inserted).
- The layer of the nodes network is created.
- Saving the topology in an attribute tables is then performed.

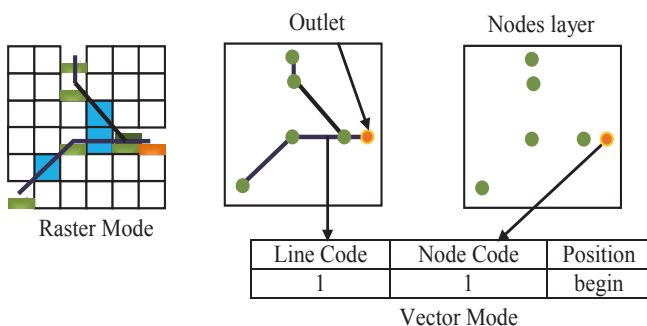


Fig. 19 Example of hydrographic network vectorization.

The vectorized drainage network is presented in Figure 20.

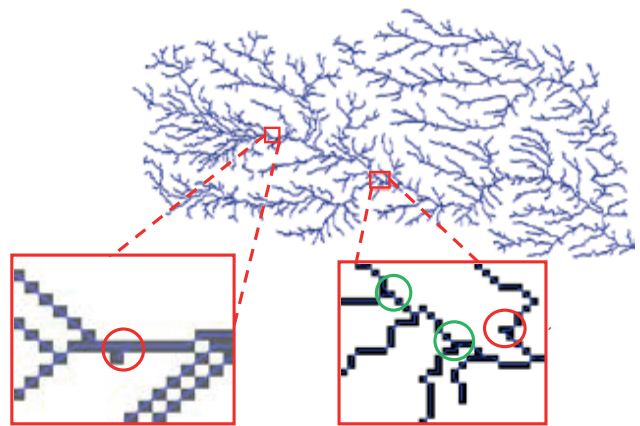


Fig. 20 Hydrographic network in vector mode.

After the superposition of the 'vector' layer to the network image, we note that the lines in a vector mode pass through the centers of raster image pixels (see the zoomed portion of the network). A better representation of the network is interpreted, particularly at the confluence points (green circles) and at the single pixel channels (red circles) that are well discriminated.

**Vectorization of sub-watersheds**

The concepts used in our algorithm of polygons vectorization are :

- 'Low level' treatment: it concerns the location and the rules of insertion of points.
- 'High level' treatment: it focuses on creating polygons from analyzed arcs.

Before presenting the results of the study area, we illustrate the steps of the algorithm by an example of a 3x3 window: In the 'low level' treatment, several concepts are used (Fig. 21) :

- **Current** : the current pixel; it belongs to the sub-basin on vectorization,
- **Neighbor** : the adjacent pixel; the first (outside the current sub-basin) found in the operation of the neighborhood scanning.
- **Next** : it is the neighboring pixel in the scanning neighborhood direction.

The insertion rules are illustrated by the example in Figure 21b.

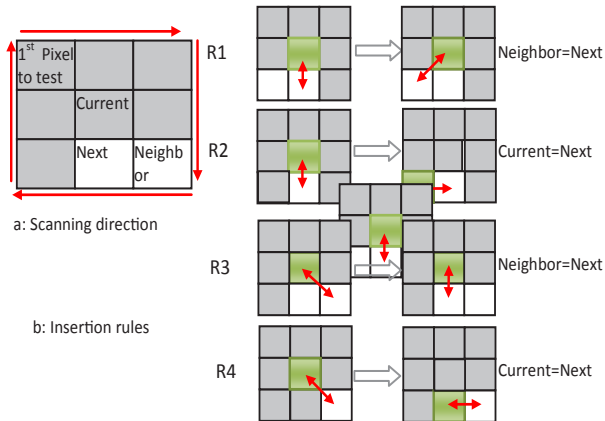


Fig. 21 Scanning direction and insertion rules.

The high level treatment, schematically shown by the example of Figure 22, consists of :

- \* Reconstruction of the polygon from the arcs, the duplication of arcs and merging them during construction.
- \* The creation of the arcs layer and saving of the topology.

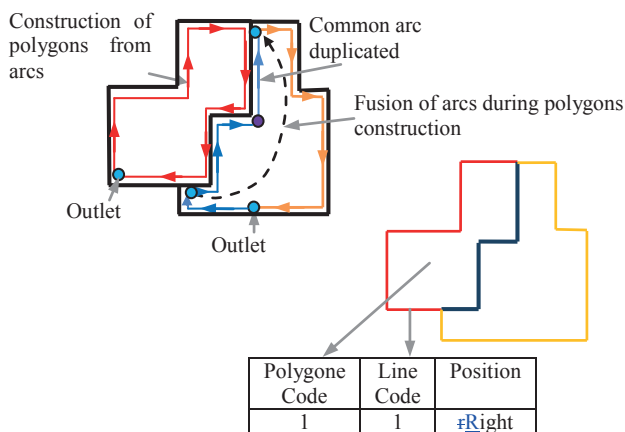


Fig. 22 Construction of polygons corresponding to sub watersheds.

The vectorization of sub-basins of Oued M'zab is given by the following results: Figure 23 shows the sub-basins in vector and raster modes.

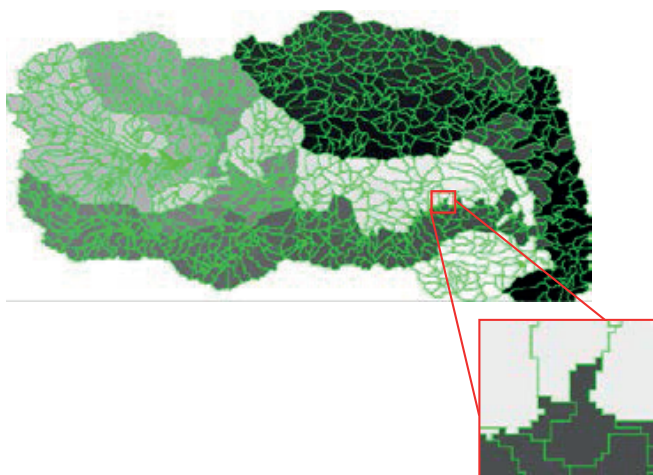


Fig. 23 Superposition vector and raster relating to sub-basins.

We note, on the zoomed portion of Figure 23, that lines in vector mode pass through the edges of the pixels in the raster image. The representation in vector mode allows us to better discriminate the sub-basins as in raster mode due to the large number of sub-basins delineated and characterized in this mode (1133 sub-basins).

The representation of the final results obtained in vector mode (Fig. 24) allows us to have an overview of the entire watershed with sub-watersheds that are used in hydrologic analysis models.

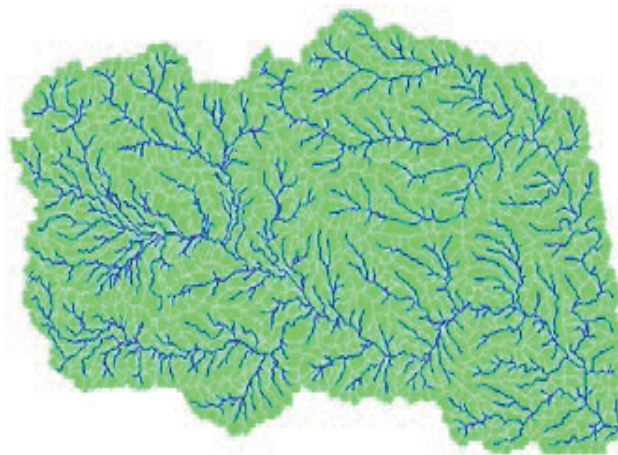


Fig. 24 Hydrographic network and sub watersheds of M'zab oued (Algeria) in vector mode.

### C. Simulation

The main objectives of the simulation on the watershed are mainly the forecast of the behavior of the watershed in torrential rain, the study of the effects of erosion and transportation of the material on the structure of watersheds, the impact of landslides on the topography of the watershed, and the estimation of the flow of the watershed feeding the oueds, especially in the Saharan zones [24]. Simulation processes are conditioned by the multisource data such as geological, meteorological, geomorphological data, etc.

The combination of raster and vector modes  $\{(x, y, code, class)\}$  (Fig. 17), (Fig. 24) allows to describe the watershed. The simulation procedures are implemented in image mode where the behavior of each resolution cell can be modeled by different parameters (slope, infiltration, etc.). Moreover, the water balance of a watershed according to (Bernard T. et al., 1999) can be expressed by the following equation :  $P = E + Q + I + G + dR$

Where: P : precipitation; E : evaporation + evapo-transpiration;

Q: flow; I: infiltration; G: human use and dR: storage.

We have considered that the rain is uniform over the whole watershed. We have changed slightly the simulation algorithm of F. Hocine (2008) and have adapted to the different data that we have used. We have taken into account only

the flow corresponding to surface runoff with low rainfall infiltration and an interval of one hour with values that reflect the highly variable rainfall situations (ranging from rain to a downpour).

The simulation basis is formulated as follows :

$$Q_{p,i,k} = \alpha_{p-1,i,k} * Q_{p-1,i,k} + P_j - \beta_{p,i,k} * I_{p,i,k}$$

- $p$  : is the current cell,
- $Q_{p,i,k}$  : the quantity of water in the current cell of the section of code  $i$  and class  $k$ ,
- $Q_{p-1,i,k}$  : the quantity of water recovered from the previous cell of the section of code  $i$  and class  $k$ ,
- $P_j$  : the  $j^{\text{th}}$  considered value in rainfall,
- $I_{p,i,k}$  : the quantity of water infiltrated with the current cell of the section of code  $i$  and class  $k$ ,
- $j$  : rainfall value,
- $\alpha_{p-1,i,k}$  : the flow speed of the previous cell of the section of code  $i$  and class  $k$ ,
- $\beta_{p,i,k}$  : the infiltration ratio of the current cell of the section of code  $i$  and class  $k$ ,

The flow speed ( $\alpha_{p-1,i,k}$ ) depends on the average slope of the cell in question while infiltration rate ( $\beta_{p,i,k}$ ) depends on the nature of the soil. In our case we have taken a flow speed equal to one (low slope) and the infiltration rate equal to 0.2% for all cells in the drainage network (same soil).

For 'realistic' simulation, we must take into account several parameters such as: the quantity of water of soil saturation for each cell because it can be a flow only if the soil is saturated or during a torrential rain, the flow speed which depends on the slope; evaporation + evapo-transpiration if the basin is very large with depressions; the quantity of storage if the water is collected in basins and vegetation cover. In this case, GIS is one of the best ways to represent all these parameters in the form of layers.

Taking the rainfall recorded in the station of Ghardaia (M'zab) (source-ANRH Ministry of Water Resources.)

-On 28/9/2008, 11mm

-On 29.09.2008, 40.5mm. this value is obtained after a downpour estimated at 15 mm/h between 21h and 22h.

-On 30/9/2008, between 3 am and 4am, a downpour estimated at 150 mm / h.

- On 1/10/2008, 28.2 mm, between 3 am and 4 am.

The successive downpour between September 28 and October 1, 2008 led to a devastating flood on the M'zab river. The flow has overflowed the banks and flooded several neighborhoods and everything surrounding them such as buildings and others.

Using the intermediate result of the upstream drained surface (Fig. 13) and rainfall data, we can estimate the volume of water at any outlet of the drainage network.

With respect to the infiltration, we have assumed that the first rains of 28/9/2008 were sufficient to saturate the soil and fill the various depressions across the Oued M'zab watershed. Infiltration became negligible during the fol-

lowing downpours and all the following rain water supplied the flow of a huge volume of water which created a wave of devastating flood. The volume of water obtained by simulation at the chosen main outlet of Oued M'Zab seems consistent with reality. Indeed, Oued M'Zab is fed by several large wadis like, Oued el Haimeur, Oued Djedaa and Oued El Abiod. As to Oued Ntissa which is less important than the others, it has less influence (Fig. 25). The flow simulation and evaluation of the volume of water passing at outlets and, in particular, at El Ateuf, and the narrow passage at the wadi bed (due to urbanization), show the height of the flood front.

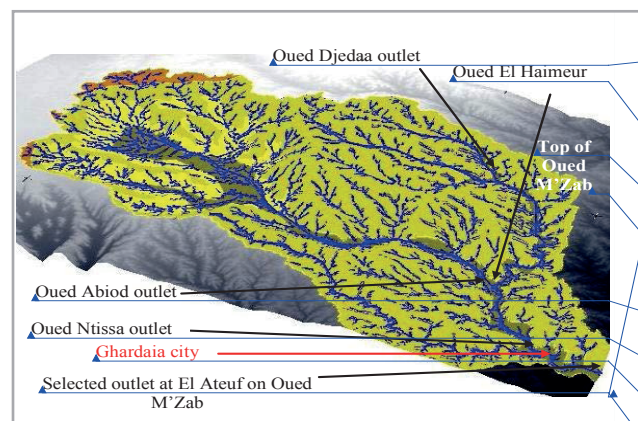


Fig. 25 Geologic map of Oued M'Zab watershed zone with the hydrographic network in bleu in 3D.

## 6. Conclusion and future developments

The extraction of geomorphological indices of watersheds and drainage networks depends on the extraction method and quality of used data (accuracy of digital terrain model). The treatment of mono-cell depression with their codification and multi-cells, turning them into flat areas has allowed us to generate a continuous drainage network (removal of discontinuities caused by the presence of such areas).

The D8 method with unidirectional patterns allows the extraction of watershed boundaries and drainage network whose density depends on the chosen upstream drained surface threshold. However, the choice of the threshold depends on the resolution of the DTM and the characteristics of the study area. The method we have proposed allows the use of indices, namely: the number of emergence points and the number of confluences to define a range of optimal values of the threshold of the upstream drained surface to an area characterized by strong Saharan aridity of its soil and a resolution of DTMs of 3 seconds.

The network and its watershed in vector mode are generated by automatic vectorization with a description of its topological structure. The effectiveness of the proposed algorithm for the vectorization of the network is demonstrated at the emergence points and the spatial location of water courses.



The assessment, by the mathematicians of the results of this application will help us define more appropriate simulation scenarios including the effect of erosion and exploit remote sensing images in topographic mapping (DTM) and in the geological description and characterization of surface states.

## References

- [1] O'Callaghan, J.F. & Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, pp 323-344.
- [2] Jenson, S.K. & Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from Digital Elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 54(11), pp 1593-1600.
- [3] Costa-Cabral, M.C. & Burges, S.J., 1994. Digital elevation model network (DEMON): a model of flow over hillslopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*, 30(6), pp 1681-1692.
- [4] Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), pp 309-319.
- [5] Scholl, M., Voisard, A Peloux J.-P., Raynal and Rigaux P., (Ed.) 1996, *SGBD Géographiques: spécificités*, (France : International Thomson Publishing).
- [6] Shekhar, S., Chawla, S. (Ed.), 2003, *Spatial Databases: A Tour*, (USA: Prentice Hall).
- [7] Peuquet D. J. (1984) A conceptual framework and comparison of spatial data models, in *Cartographica*, 21 (4), 66-113.
- [8] Zhu Q, Tian Y, Zhao J. 2006. An efficient depression processing algorithm for hydrologic analysis. *Computers and Geosciences* 32: 615–263.
- [9] Demel LE, Fornaro RJ, McAllister DF. 1982. Techniques for computerized lake and river fills in digital terrain models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 48(9): 1431–1436.
- [10] Peucker, T.K. & Douglas, D.H., 1975. Detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 4, pp 375-387.
- [11] Johnston, C. & Rosenfeld, E.G., 1975. Digital detection of pits, peaks, ridges and ravines. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*, 5, pp 472-480.
- [12] Caroll, R., 1983. Automated gully delineation using digital elevation data. *ACSM-ASP 49th Annual Meeting*, Washington D.C., pp 144-151.
- [13] Tribe, A., 1992. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models : a review and a new method. *Journal of Hydrology*, 139, pp 263-293.
- [14] Jenson, S.K., 1985. Automated derivation of hydrologic basin characteristics from DEM data. *Proceedings of Auto-Carto 7*, 11-15 March 1985, Washington D.C., pp. 301-310.
- [15] Douglas, D.H., 1986. Experiments to locate ridges and channels to create a new type of digital elevation model. *Cartographica*, 23(1), pp 29-61.
- [16] Châtelain, O., 1992. Contrôle de la qualité des MNT par l'extraction des réseaux de drainage. *Rapport de DEA, Ecole Nationale des Sciences Géographiques (ENSG)*, 91 p.
- [17] Band, L.E., 1986. Topographic partition of watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 22(1), pp 15-24.
- [18] Chorowicz, J., Ichoku, C., Riazanoff, S., Kim, Y.-J. & Cerveille, B., 1992. A combined algorithm for automated drainage network extraction. *Water Resources Research*, 28(5), pp 1293-1302.
- [19] Zhang, Q., Y. Chen, G. Jilani, I.H. Shamsi and Q. Yu, 2010. Model AVSWAT apropos of simulating non-point source pollution in taihu lake basin. *J. Hazardous Mater.*, 174: 824-830.
- [20] Holmgren, P., 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models : an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8, pp 327-334.
- [21] Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. & Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using Digital Terrain Models. *Hydrological Processes*, 5, pp 59-79.
- [22] Wolock, D.M. & McCabe, G.J., 1995. Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources*.
- [23] Freeman, T.G., 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on regular grid. *Computer & Geosciences*, 17(3), pp 413-422.
- [24] Hocine, F, Belhadj Aissa, M, Haddoud, A, Ouarzedine, M & Belhadj Aissa, A., 2008. Simulation du comportement des écoulements d'eau en utilisant le réseau hydrologique d'un bassin versant : cas de oued Benimessous ALGER. *Revue Télédétection*, 8 (1), pp. 179-191.
- [25] Martz, L.W. & de Jong, E., 1988. CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers and Geosciences*, 14(5), pp 627-640.
- [26] Band, L.E., 1989. A terrain-based watershed information system. *Hydrological Processes*, 3, pp 151-162.
- [27] Fairfield, J. & Leymarie, P., 1991. Drainage networks from grid Digital Elevation Models. *Water Resources*

- Research, 27(5), pp 709-717.
- [28] Hutchinson, M.F., 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, 106, pp 211-232.
- [29] Charleux-Demargne, J., 2002. *Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'Hydrologie Application à la Caractérisation du Régime de Crues des Bassins Versants*, Thèse, Université de Marne-la-Vallée, 275 p.
- [30] Sauquet, E., 2000. *Une cartographie des écoulements annuels et mensuels d'un grand bassin versant structurée par la topologie du réseau hydrographique*. Thèse, Institut National Polytechnique de Grenoble, 352 p.
- [31] Martz, L.W. & Garbrecht, J., 1992. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models. *Computers & Geosciences* 18(6), 747-761.
- [32] Martz, L.W. & Garbrecht, J., 1998. The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models. *Hydrological Processes*, 12, pp 843- 855.
- [33] Garbrecht J. & Martz L.W., 1997. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 193, pp 204-213.
- [34] Kirkby, M., 1988. Hill slopes and hollows. *Nature*, 336, p 201.
- [35] Crave, A., 1995. *Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques*. Thèse, Université de Rennes I, 209 p.
- [36] Montgomery, D.R. & Dietrich, W.E., 1988. Where do channels begin ? *Nature*, 336, pp 232-234.
- [37] Adam, A. & Puech, C., 1996. Hydrological networks and DEM : comparison with ground data. *Proceedings of the International Conference on Ecohydrological Processes in Small Basins*, ed. ERB UNESCO.
- [38] Strahler, A., 1952. Hypsometric (area - altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the American Geological Society*, 63, pp 1117-1142.
- [39] Riekert W. F., 1993, Extracting area objects from raster image data. *IEEE Computer Graphics & Applications*, March 1993: 68-73.
- [40] Lou X., Huang W., Shi A. & Teng J., 2005, Raster to vector conversion of classified remote sensing image. *Geoscience and Remote Sensing Symposium /GARSS-OS Proceedings*. *IEEE International* 5: 3656-3658.
- [41] Junhua Teng; Fahui Wang & Yu Liu, 2008, An Efficient Algorithm for Raster-to-Vector Data Conversion, *Annals of GIS*, 14(1), pp 54 – 62.
-

# Analysis of GPS coordinates time series by Kalman filter

Bachir Gourine, Abdelhalim Niati, Achour Benyahia and Mokhfi Brahimi

Département de Géodésie Spatiale, Centre des Techniques Spatiales (CTS), 31200 Arzew, Oran - Algérie.

Email: bgourine@cts.asal.dz ; bachirgourine@yahoo.com

**Abstract :** In this paper we try to process time series of position coordinates using Kalman filter and Kalman smoother and to predict the position coordinates in intervals that contain erroneous data. Coordinates are originally obtained by relative GPS in kinematic way. The Kalman filter which can be implemented in real time, utilizes for computing the current estimate the precedent measurements and current measurement together with their variances. In turn, the Kalman smoother, also known as the RTS (Rauch-Tung-Striebel) smoother gives better estimates than Kalman filter since it exploits all data, i.e., after the total measurements have been done, then, it can be used only in post-processing.

Due to the unknown or badly known internal geophysical effects, a purely dynamic model of deformation that involves the actual causative forces is then very difficult to establish with sufficient accuracy. Consequently, in this study, two descriptive models of deformation are chosen to play the role of two different dynamic systems: first, the identity model whose state vector contains position, second, the kinematic model whose state vector contains position and velocity. After results analysis, we conclude that the identity model is more suitable one than the other, because it describes better the behavior of motion of the receiver antenna.

**Key words :** Times series, Kalman filter, identity model, kinematic model, deformation analysis.

## 1. Introduction

Until now, Kalman filter still an appropriate tool for analyzing time series of position when the deformations are modeled as a linear dynamic system. Kalman filter gives the best estimate. By definition this algorithm uses uncertain dynamic system that describes the dynamic behavior of the moving object and the measurement model. Both models should be disturbed by zero mean white noise. If the noise is white and Gaussian the obtained estimate is qualified as optimal. Two dynamic systems are chosen to describe the same dynamic of the deformation: first, the identity model when position follows a Random Walk Process (RWP) and second, the kinematic model when velocity follows a RWP.

The present paper is organized by sections. Section two, briefly presents the rules that allow the operation of discretizing i.e. the passage from continuous-time to discrete-timedynamic system. Section three develops the

identity and kinematic model as two dynamic systems that will be implemented and the corresponding measurement models in discrete-time. Section five gives a review of the algorithms of the different tasks that the Kalman filter is capable to achieve and discusses about their properties. These tasks are: filtering, prediction and smoothing. In section five, we describe the experiment we made to create the GPS coordinates of the moving receiver. Section six gives the results and analysis of time series processed by the precedent algorithms.

## 2. Discretizing state space model

This section gives the rules that allow passage from linear dynamic system in continuous-time to a linear dynamic system in discrete-time. In our study, the implementation of Kalman filter is started from the knowledge of a continuous-timestate space model.

$$\dot{X} = F(t)X(t) + G(t)w(t) \quad (1)$$

$$\tilde{Z} = H(t)X(t) + \varepsilon(t) \quad (2)$$

The equation (1) and (2) are called the dynamic and measurement system respectively.

In discrete-time, the equivalent state space model are written as :

$$X_k = \Phi_{k-1}X_{k-1} + \Gamma_{k-1}w_{k-1} \quad (3)$$

$$\tilde{Z}_k = H_kX_k + \varepsilon_k \quad (4)$$

Where,  $X_k$ : State vector at time  $t_k$  containing  $n$  parameters to estimate.  $\Phi_{(k-1)}$ : Transition matrix.  $\Gamma_{(k-1)}$ : Coupling matrix.  $w_{(k-1)}$ ,  $\varepsilon_k$ : Process noise and measurement noise respectively.

$\tilde{Z}_k$ : Vector of  $m$  measurements.  $H_k$ : Observation matrix.

The transition matrix  $\Phi_{(k-1)}$  can be obtained according to the expression [Demaillay 2006].

$$\Phi_{k-1} = e^{F \cdot \Delta t_k} \quad (6)$$

$\Delta t_k = t_k - t_{(k-1)}$ : The sample time.

The following two integrals help to compute the coupling matrix  $\Gamma_{(k-1)}$  and the process covariance matrix  $Qd_{(k-1)}$  in discrete-time

$$\Gamma_{k-1} = \int_{\tau=0}^{\tau=\Delta t_k} e^{F(\Delta t_k - \tau)} G(\tau) d\tau \quad (7)$$

$$Qd_{k-1} = cov(\Gamma_{k-1}w_{k-1}) = \int_{t_{k-1}}^{t_k} e^{F(\Delta t_k - \tau)} G(\tau) Q_w(\tau) G^T(\tau) e^{F^T(\Delta t_k - \tau)} d\tau \quad (8)$$

$Q_w$  in equation (8) denotes the diagonal matrix with the PSD (Power Spectral Densities) of process noises in continuous-time [Farrell 2008], [Grewal et al. 2001].

The dynamic system is considered observable if the observability matrix  $O$  expressed as

$$O^T = [H^T \quad \Phi^T H^T \quad \dots \quad (\Phi^T)^{(n-1)} H^T] \quad (9)$$

has rank  $n$  [Grewal et al. 2001].

### 3. Descriptive models of deformation

#### • Identity model

In this case, the generic coordinate  $\xi$  follows a RWP. The velocity is driven by zero mean, white process noise  $w$ , satisfying the equation:  $\dot{\xi} = w(t)$ . This scalar expression leads to the following linear continuous-time system

$$\dot{X} = w \quad (10)$$

and in discrete-time, equation (10) becomes

$$X_k = I_3 X_{k-1} + I_3 \Delta t w_{k-1} \quad (11)$$

Where,  $X_k = [ENU]^T_k$ : State contains displacements according to East, North, Up axis.  $w_{k-1} = [w_E w_N w_U]^T_{(k-1)}$ : Noise vector in East, North, up direction.  $I_3$ : Identity matrix (3×3). We can use in computing the covariance matrix  $Qd$  the following expression

$$Qd = cov(\Gamma w) = Q_w \cdot \Delta t = \begin{bmatrix} \sigma_{w_E}^2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{w_N}^2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{w_U}^2 \end{bmatrix} \quad (12)$$

with the vector noise  $\bar{w} \equiv \Gamma w$ .

In our case, we don't have  $Q_w$ , however the matrix  $Qd$  can be directly computed according to the rule stated in [Kuhlmann 2003]: "system noise should be of the same magnitude as the deformation between two epochs". During the observation session (see section 5), the sample time was fixed to 1 s, the antenna has been displaced horizontally along the line of displacement (as depicted in the Figure 2) every half hour in steps of 10 cm, the position change took about 10 s in each displacement. Regarding the Figure 2, the standard deviations can be expressed as:

$$\begin{aligned} \sigma_{\bar{w}_E} &= 1 \sin \alpha \text{ (cm)}, \\ \sigma_{\bar{w}_N} &= 1 \cos \alpha \text{ (cm)}, \\ \sigma_{\bar{w}_U} &= 0 \text{ (cm)}, \end{aligned}$$

with:  $\alpha = 62^\circ$ .

The measurement system can be modeled as

$$\tilde{Z}_k = I_3 \cdot X_k + \varepsilon_k \quad (13)$$

This equation matches the equation (4).

The state  $X_k$  is observable for all epochs because the observability matrix  $O$  given by equation (9) is of full rank.

#### • Kinematic model

In practice, the velocity undergoes at least slight changes. This can be modeled by a continuous-time zero-mean white noise  $w(t)$  [Bar-Shalom et al. 2001]

$$\ddot{\xi} = w(t) \quad (14)$$

Where:  $\ddot{\xi}$  is the second derivative of position (or acceleration).

The state space representation in continuous-time of equation (14) is given by

$$\begin{cases} \dot{\xi} = v \\ \dot{v} = w(t) \end{cases} \quad (15)$$

In discrete-time, equation (15) becomes for three-dimensional deformations

$$X_k = \begin{bmatrix} I_3 & I_3 \Delta t \\ 0_3 & I_3 \end{bmatrix} X_{k-1} + \begin{bmatrix} I_3 \Delta t^2 / 2 \\ I_3 \Delta t \end{bmatrix} w_{k-1} \quad (16)$$

Where in equation (16):  $X_k = [ENU \ v_E \ v_N \ v_U]^T_k$ ,  $w_{(k-1)} = [w_E \ w_N \ w_U]^T_{(k-1)}$ .

$v_E \ v_N \ v_U$ : velocities in East, North, Up direction.  $0_3$ : Null matrix of size (3×3).

Equation (16) is of the form of equation (3).

$$Qd = \begin{bmatrix} Q_w \Delta t^3 / 3 & Q_w \Delta t^2 / 2 \\ Q_w \Delta t^2 / 2 & Q_w \Delta t \end{bmatrix} \quad (17)$$

with:

$$Q_w \Delta = \begin{bmatrix} \sigma_{w_E}^2 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{2}{w_N} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{w_U}^2 \end{bmatrix} \quad (18)$$

The process noise intensity is chosen according to [Bar-Shalom et al. 2001] in which it is stated that: "The changes in the velocity ( $\Delta v_i$ ) over a sampling time  $\Delta t$  are of the order of  $\sqrt{[Q_w]_{ii} \Delta t}$ . A nearly constant velocity model is obtained by the choice of a small intensity in the following sense:

The changes in the velocity have to be small compared to the actual velocity". Then for our experiment, it can be written

$$\begin{aligned} \sigma_{\bar{w}_E} &= \Delta v_E = 0.3 \sin \alpha \text{ (cm/s)}, \\ \sigma_{\bar{w}_N} &= \Delta v_N = 0.3 \cos \alpha \text{ (cm/s)}, \\ \sigma_{\bar{w}_U} &= \Delta v_U = 10^{-8} \text{ (cm/s)}. \end{aligned}$$

After that the matrix  $Q_w \Delta t$  has been constructed then we can easily determine the process covariance matrix  $Qd$  by substituting  $Q_w \Delta t$  in the blocs of  $Qd$  expressed by equation (17).

The measurement model is described by

$$\tilde{Z}_k = [I_3 \ 0_{3,3}]X_k + \varepsilon_k \quad (19)$$

$$R_k = \text{cov}(\varepsilon_k) = \begin{bmatrix} \sigma_{\varepsilon_E}^2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{\varepsilon_N}^2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{\varepsilon_U}^2 \end{bmatrix}_k \quad (20)$$

$R_k$  : Measurement covariance matrix. Although the assumption of white measurement noise ( $\varepsilon_k$ ) is not fulfilled (since in reality  $\varepsilon_k$  is correlated with time due to slow change of multipath and signal propagation at neighboring epochs in case of GPS [Kuhlmann 2003]), for simplification we consider here that the noise  $\varepsilon_k$  is zero-mean and white.

Because, in practice, the values of correlations between observations are not available within the data, we assume them nulls. Therefore, the covariance matrix  $R_k$  is diagonal. Similarly to that of identity model, the state parameters are observable since the observability matrix  $\mathcal{O}$  is of full column rank.

#### 4. Filtering, prediction and smoothing

Kalman filter is a state estimator with a minimum mean-squared error [Ribeiro 2004]. It is possible to using Kalman filter either in filtering, prediction or in smoothing. In this section we give the corresponding algorithms.

- **Filtering:** The classical Kalman filter was first established by Rudolph E. Kalman in his influential paper [Kalman 1960]. The filtered estimate of  $X_k$  only takes into account the past information relative to  $X_k$  [Pieter 2008]. The Kalman filter is applicable in real time. The algorithm is divided in two steps: prediction step and measurement update step.

- *Initial conditions:*  $\hat{X}_{0/0}, P_0$

- *Prediction:*  $\hat{X}_{k/k-1} = \Phi \hat{X}_{k-1/k-1}$  (21a)

$$P_{k/k-1} = \Phi P_{k-1/k-1} \Phi^T + Qd \quad (21b)$$

- *Measurement update:*  $K_k = P_{k/k-1} H^T [H P_{k/k-1} H^T + R_k]^{-1}$  (22)

$$\hat{X}_{k/k} = \hat{X}_{k/k-1} + K_k [\tilde{Z}_k - H \hat{X}_{k/k-1}]$$

$$P_{k/k} = [I - K_k H] P_{k/k-1}$$

Where  $\hat{X}_{0/0}, P_0, P_{(0/0)}$  : State vector at time  $t=0$  and its corresponding initial covariance matrix.

$\hat{X}_{k/k-1}, P_{k/k-1}$  : Predicted estimate and its covariance matrix.

$K_k$  : Kalman gain,

$\hat{X}_{k/k}, P_{k/k}$  : Updated estimate and its covariance matrix.

- **Prediction:** In general, when a measurement is missing or qualified as faulty or erroneous the corresponding update measurement step in the precedent algorithm must not occur [Farrell 2008]. In our case,

erroneous data are present in some epochs then it is possible to predict states at such epochs (using the time propagation step only).

- **Smoothing:** The smoother is called RTS since its implementation was derived by H. Rauch, K. Tung and C. Striebel in 1965 [Grewal 2001]. By incorporating the past and future observations relative to  $X_k$ , we can obtain a more refined state estimate [Abeel 2008]. For this effect, smoothing can be done only in post-processing. The smoothed state  $\hat{X}_{k/N}$  ( $N$  is the total number of epochs) and its covariance matrix  $P_{k/N}$  are calculated with the following equations [Bar-Shalom 2001], [Hartikainen 2007]:

$$\begin{aligned} \hat{X}_{k+1/k} &= \Phi \hat{X}_{k/k} \\ P_{k+1/k} &= \Phi P_{k/k} \Phi^T + Qd \\ C_k &= P_k \Phi^T [P_{k+1/k}]^{-1} \\ \hat{X}_{k/N} &= \hat{X}_{k/k} + C_k [\hat{X}_{k+1/N} - \hat{X}_{k+1/k}] \\ P_{k/N} &= P_{k/k} + C_k [P_{k+1/N} - P_{k+1/k}] C_k^T \end{aligned} \quad (23)$$

with  $C_k$  : The smoothed gain on time step  $k$ .

The difference between Kalman filter and Kalman smoother is that the recursion in the filter moves forward and in smoother backward. In smoother there recursion starts from the last time  $N$  with  $\hat{X}_{N/N}$  and  $P_{N/N}$  obtained by the filter.

#### 5. Data acquisition

On 13<sup>th</sup> May 2014 at 11:00, an experiment of GPS observations in kinematic mode was conducted, on the roof of the Space Techniques Centre (CTS) building, (Figure 1). A short baseline of 45 m was observed by two receivers of type ZMAX with a sample time  $\Delta t=1$  s and the measurement duration of more than 9 h. The receiver of the station T01 placed on the ground of the roof is moved manually in the horizontal plan by a distance of 10 cm every half hour as shown in the Figure 2. Moving the receiver took about 10 s. The time series obtained after processing by commercial software (WINPRISM) consist of local geodetic coordinates of the station T01.

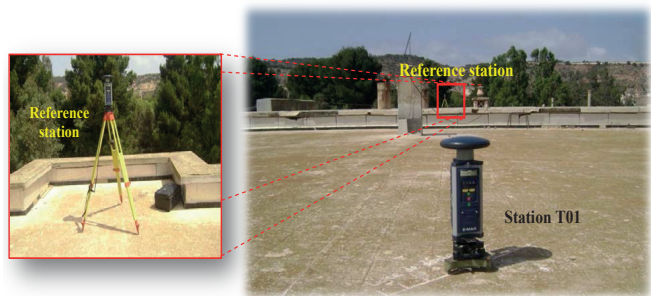


Fig. 1 GPS observations performed on the roof of a building at the Centre des Techniques Spatiales (CTS- Arzew).



Fig. 2 Displacement line of the receiver.

## 6. Results and analysis

The Figure 3 illustrates the time series of the position residuals of station T01 according to local components (E, N, U). We can see that the planimetric components (E, N) increase gradually every 30 mn while the vertical component remains relatively fixed in time as it happened in the experiment. In the same figure, some outliers (in-

side ellipses) occur in different times. On the figure, the outliers surrounded by black ellipse can reach up to 15 cm and are probably due to the initialization phase. The outliers of green ellipses attain 33 cm and are possibly caused by multipath since the corresponding value of PDOP in the Figure 4 is about 4 indicating a relatively good geometry while for red ellipse the anomalies are due to a bad geometry (PDOP>6).

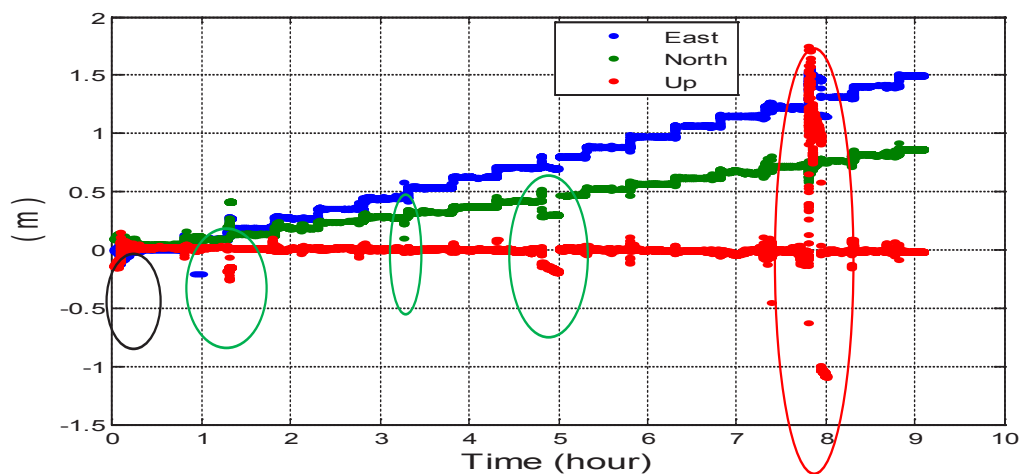


Fig. 3 Time series of the coordinates according to East, North and Up.

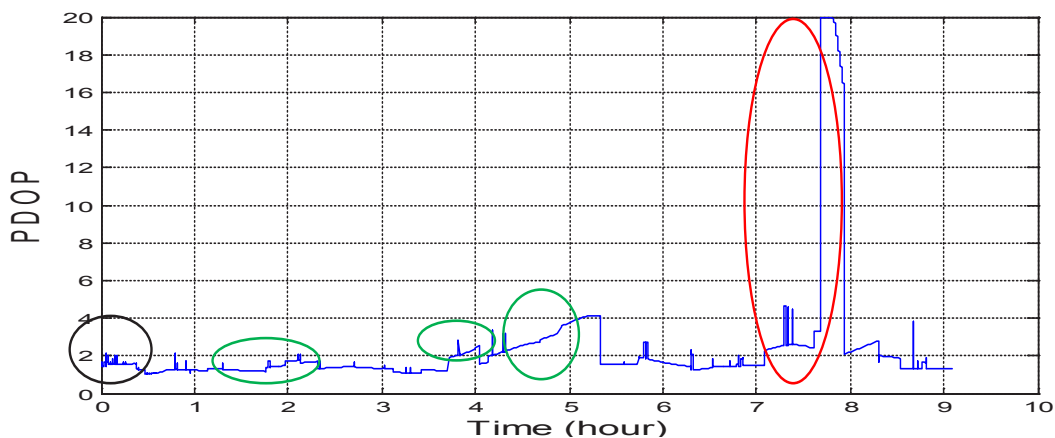


Fig. 4 PDOP of the observations.

Firstly, the time lag: (4.5 to 6 h) is divided into three parts: (4.5 to 4.8 h), (4.8 to 5 h) and (5 to 6 h). In the second part of 12 mn, only the predicted estimates were computed instead of filtered and smoothed estimates since the outliers possibly caused by multipath occur inside this portion (See Figures 5 and 6). Inversely, in the first and third part we account only for filtered and smoothed estimates.

We can see that the predicted coordinates in the Figure 5a, 5b, 5c relative to the identity model remain constant over time. On the other hand, in the Figure 6a, 6b, 6c the predicted coordinates by kinematic model follow a linear form. This is because in case of prediction we assume that the dy-

namic system in continuous-time is not noisy:  $\dot{\xi}=0$  and  $\ddot{\xi}=0$  and thus the generic coordinate after integration becomes  $\xi=\text{constant}$  for the first model and  $\xi=c_1 t+c_2$  (equation of line) for the second model. The predicted coordinate can have large difference (38 cm in Figure 6b) from the true (simulated) deformation as the time of absence of measurements becomes significant (12 mn).

Because the anomalies occurred in the observed times series the Gaussian distribution of the observations is not fulfilled, thus the estimates obtained by the Kalman filter and Kalman smoother can be qualified as best and not *optimal*.

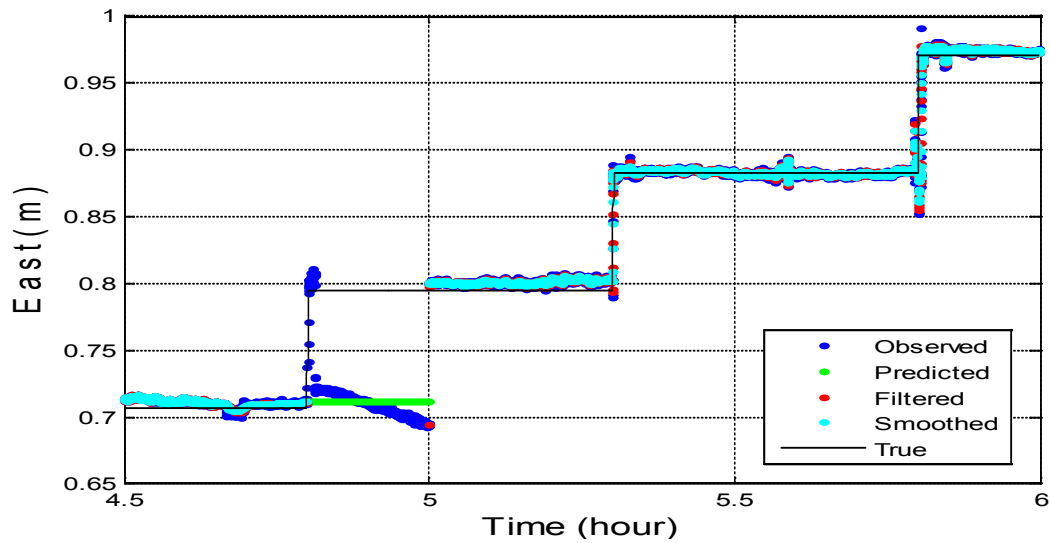


Fig. 5a Observed and processed East coordinates by identity model (Time lag: 4.5 to 6 h).

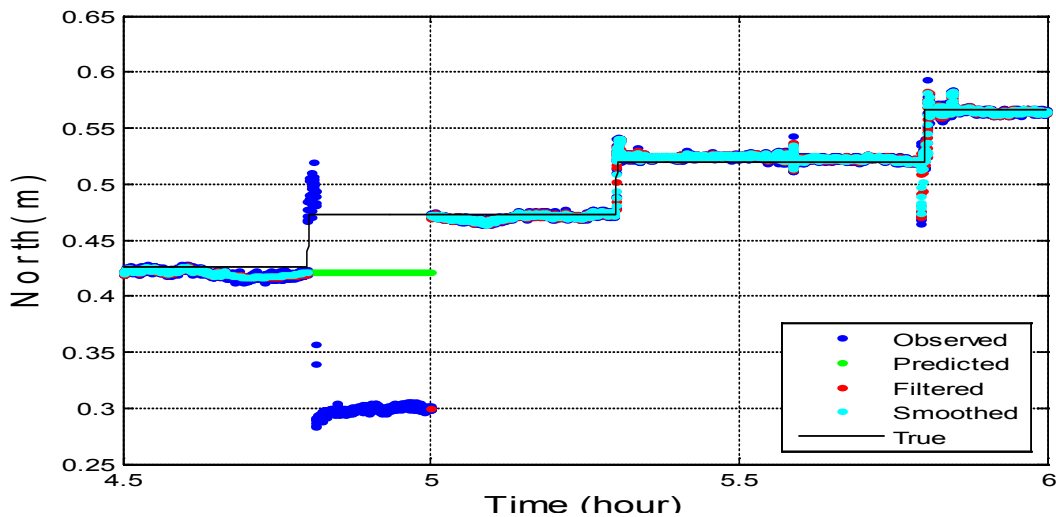


Fig 5b Observed and processed North coordinates by identity model (Time lag: 4.5 to 6 h).

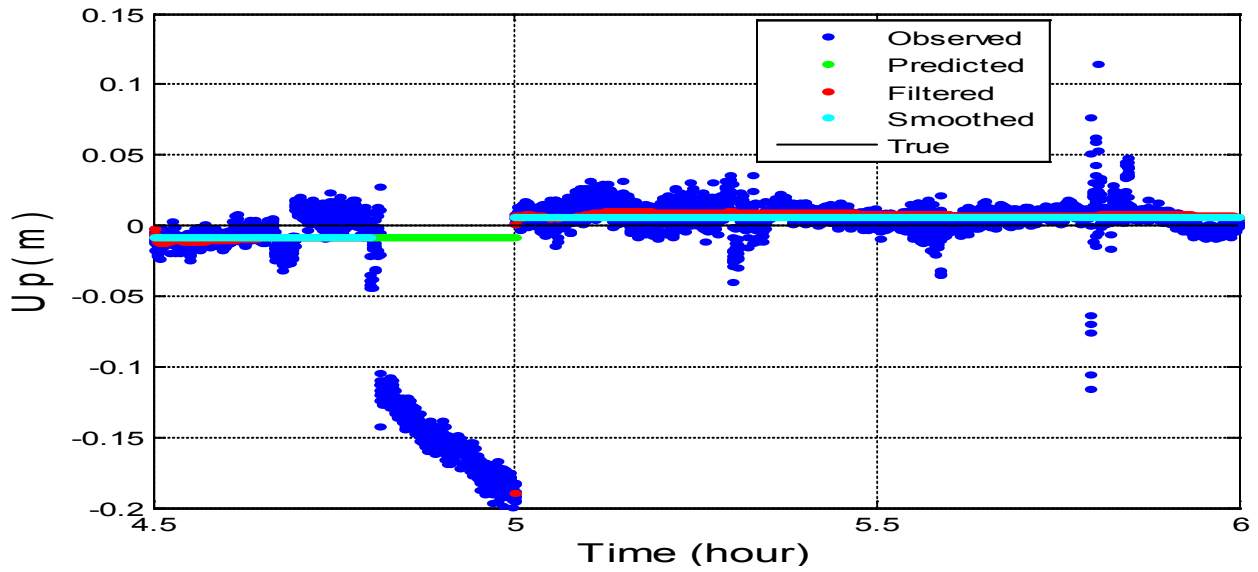


Fig. 5c Observed and processed Up coordinates by identity model (Time lag: 4.5 to 6 h).

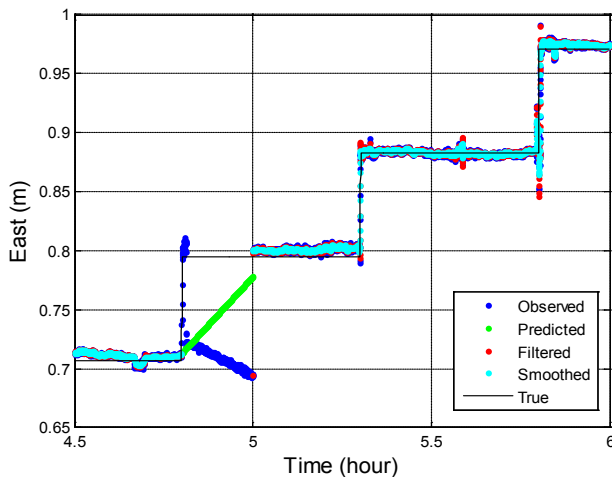


Fig. 6a Processed East coordinate using Kinematic model (Time lag: 4.5 to 6 h).

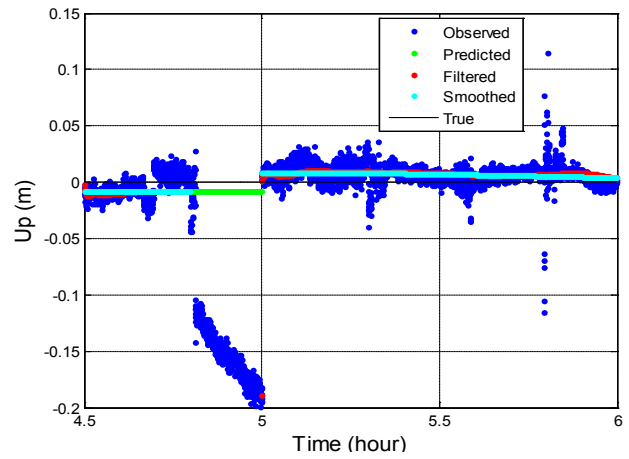


Fig. 6c Processed Up coordinate using Kinematic model (Time lag: 4.5 to 6 h).

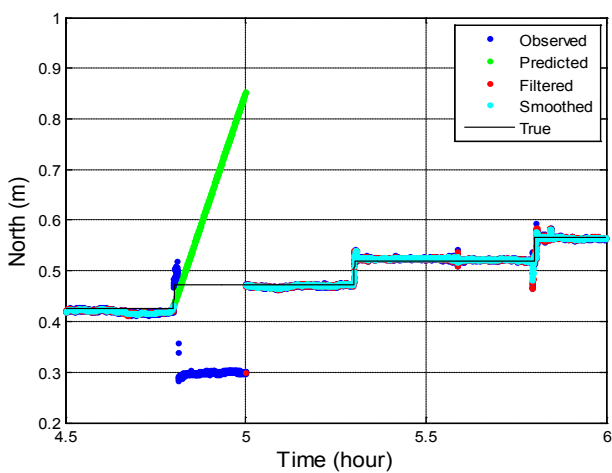


Fig. 6b Processed North coordinates using Kinematic model (Time lag: 4.5 to 6 h).

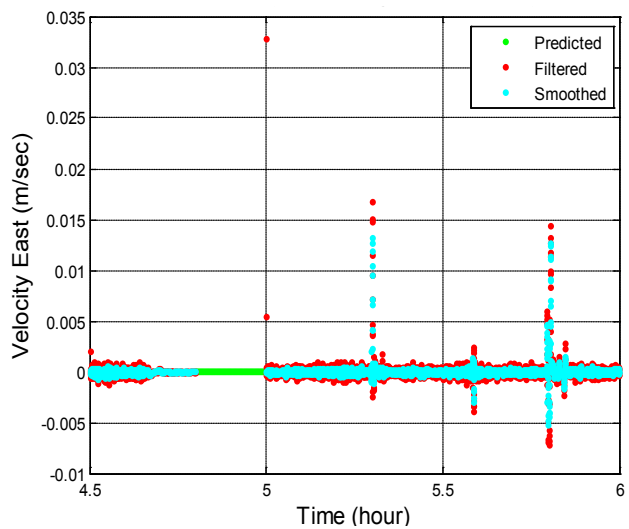
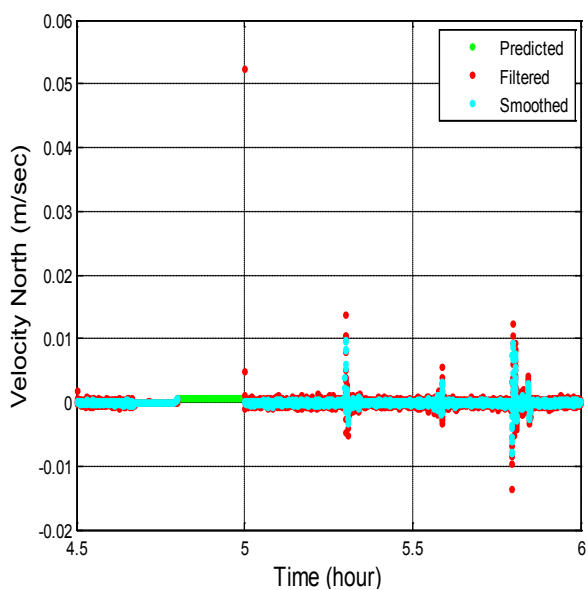
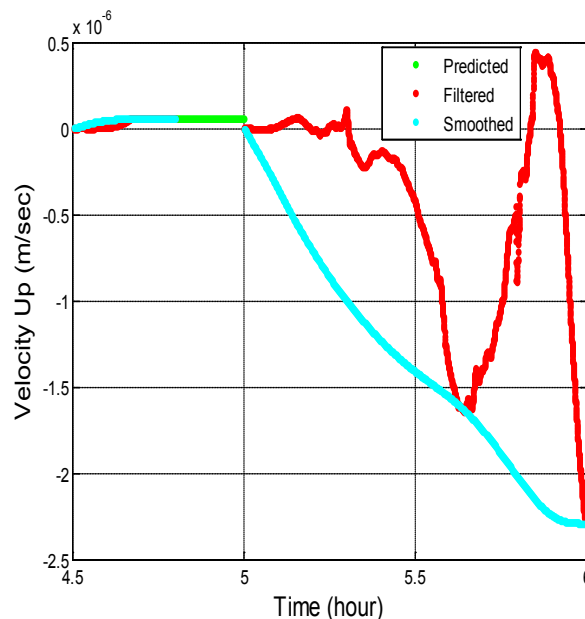


Fig. 6d Processed East velocity using Kinematic model (Time lag: 4.5 to 6 h).





**Fig. 6e** Processed North velocity using Kinematic model (Time lag: 4.5 to 6 h).



**Fig. 6f** Processed Up velocity using Kinematic model (Time lag: 4.5 to 6).

**Table 1.** Averages of standard deviations of observed and processed times series.

Average of standard deviations	Observed	Identity model				Kinematic model			
		Filtered	Imp (%)	Smoothed	Imp (%)	Filtered	Imp (%)	Smoothed	Imp (%)
$\bar{\sigma}_E$ (mm)	30.2	10.45	65.4	8.31	72.5	14.08	53.4	7.80	74.2
$\bar{\sigma}_N$ (mm)	31.6	6.73	78.7	5.29	83.2	11.39	74	6.14	80.6
$\bar{\sigma}_U$ (mm)	74.8	0.65	99.1	0.28	99.6	0.73	99	0.34	99.5

*Imp* in the Table above means improvement of the processed (filtered or smoothed) times series relative to the observed time series. The statistics shown in the Table take into account only the results of the first and third part (second part contains predicted time series).

There are some remarks in the Table to exhibit :

First, it is clear from this Table that the filtered and smoothed times series are of better quality in term of standard deviation than that of the observed time series. The improvement of accuracy varies from 65.4 to 83.2% for identity model and from 53.4 to 80.6% for kinematic model in the horizontal plan and about 99% for the Up-component processed time series.

Second, as it has been expected, smoothing gives more accurate coordinates than the filtered coordinates for both

models. This is caused probably by the absence of acceleration during the motion of the antenna receiver, furthermore, the antenna receiver remains fixed during 30 mn before each displacement.

Third, the identity model seems to perform better than the kinematic model. Effectively, for North and Up component, the corresponding averages of standards deviations of identity model are less than those of kinematic model except for the smoothed East coordinate for kinematic model where the improvement (74.2%) is greater than that of smoothed East coordinate for identity model (72.5%).

Fourth, the standard deviation average for the Up component is improved to a great extent (99% to 99.6%) that is because the Up component is invariant over time and therefore it is well predicted by the two dynamic systems.

Fifth, although the observed East component (30.2 mm) is slightly more accurate than the observed North component (31.6 mm), the processed East component is less accurate than the processed North one. This is due to the azimuth angle  $\alpha = 62^\circ$  which makes the most displacement of the receiver happen on the East axis and thus the noise (See section 3 and how the process noise magnitude is chosen).

Sixth, in the Figure 5a and 5b at  $t=5.8$  h, filtered estimates appear affected -at some degree- by erroneous observations, i.e. filtering cannot neutralize their effects, on the other hand

## 7. Conclusion

Through the present paper, the Kalman filter-based coordinate time series analysis was evoked. The experiment concerned the observation of short baseline by kinematic positioning of two GPS receivers with 1s sample time and during 9 hours. Two descriptive models -identity model and kinematic model- are adopted to describe the motion behaviour of the receiver antenna. The Kalman filter was used to analyse the position time series, exploiting both dynamic systems. Three tasks of Kalman filter have been implemented: filtering, prediction and smoothing.

As relevant results of our application :

- The identity model seems to be the more adequate model for describing the motion of the receiver than the kinematic one.
- The prediction precision decreases as the time of measurement lack increases.
- Compared to the filtering, smoothing provides more accurate solution of about (72.5%, 83.2%, 99.6%) and (74.2%, 80.6%, 99.5%), according to local coordinates (E, N, U), for identity and kinematic models, respectively.
- Filtering is more sensitive to the presence of outliers than smoothing.

As perspectives,

- The correlations between the three observed time series should be investigated and taken into account in the construction of the measurement covariance matrix.
- The GPS coordinate time series are often correlated with time, so the white noise assumption of the noise is not justified, consequently a shaping filter should be appended to the dynamic system to reduce this correlation.
- Establishing a mechanism that enable -at a certain level- detection of anomalies caused by bad geometry or some error sources inherent in relative GPS observations.

## References

- Abeel. P (2008): « Kalman Filtering, EKF, Unscented KF, Smoother, EM ». Lecture, Scribe: Jared Wood.
- Bar-Shalom. Y, Rong Li. X, Kirubarajan. T (2001): « Estimation with Applications To Tracking and Navigation », Edition: John Wiley & sons, INC, ISBN 0-471-41655-X, New York.
- Demailly. J (2006): « Analyse numérique et équations différentielles », Edition: EDP Science, ISBN 2-86883-891-X, France.
- Farrell. J. A (2008): « Aided navigation; GPS with high rate sensors », Edition: McGraw-Hill, ISBN 0-07-149329-8, New York.
- Grewal. M. S, Andrews. A. P, (2001): « Kalman filtering : Theory and Practice Using Matlab », Edition: John Wiley & sons, ISBNs 0471-39254-5, New York.
- Hartikainen. J, Särkkä. S (2007): « Optimal filtering with Kalman filters and smoothers – a Manual for Matlab toolbox EKF/UKF », Laboratory of Computational Engineering, Helsinki University of Technology, Finland.
- Kalman. R. E (1960): « A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems », Transactions of the ASME, Journal of Basic Engineering, 82 (Series D): 35-45.
- Kuhlmann. H (2003): « Kalman-filtering with coloured measurement noise for deformation analysis », Proceedings, 11th FIG Symposium on Deformation Measurements, Institute for Applications of Geodesy to Engineering, University of Stuttgart Geschwister-Scholl-Str. 24D, 70174 Stuttgart, Germany.
- Li. L (2013): « Separability of deformation and measurement noises of GPS time series with modified Kalman filter for landslide monitoring in real time », Phd thesis, Institut für Geodäsie und Geoinformation der Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn. Germany.
- Ribeiro, M. I (2004): « Kalman and Extended Kalman Filters: Concept, Derivation and Properties ». Report, Institute for Systems and Robotics. Portugal.

# Le nouveau réseau gravimétrique de la Mitidja et ses environs

A. Abtout<sup>1,\*</sup>, N. Foudil Bey<sup>1</sup>, F. Boukercha<sup>1</sup>, B. Bouyahiaoui<sup>1</sup> et M. Idres<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), BP 63, Route de l'Observatoire, Bouzaréah 16340, Alger, Algérie.

<sup>2</sup> Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et Aménagement de Territoire, USTHB

\* Corresponding author: a.abtout@craag.dz

**ملخص :** على مدى القرون الماضية، تعرضت منطقة الجزائر العاصمة (شمال وسط الجزائر) لعدة زلازل كبيرة، متنسبية في أضرار جسيمة للعاصمة وغيرها من المدن الهامة في حوض المتيجة. تبقى الشقق الناشطة والتي تولد هذا النشاط العالي مجهولة. تعتبر طريقة قياس الجاذبية أحد المفاتيح لدراسة الهياكل نيوتكتونية ومعرفة سياقاتها الجيوديناميكية. أدى غياب محطات الجاذبية المحلية في هذه المنطقة أولاً إلى إنشاء شبكة من المحطات القاعدية في حوض المتيجة.

تتكون شبكة الجاذبية المنشأة من ستة وعشرين محطة متصلة بشبكة الجاذبية ترتيب صفر. وذلك عن طريق قياسات الجاذبية النسبية. تحتوي شبكة الجاذبية المنشأة على 31 خلية ذات أشكال هندسية مثلثة ومربعة و57 رابطاً. يتم توفير أوصاف تصميم الشبكة ومحطات الجاذبية. دقة تحديد قيم الجاذبية تقارب  $12 \mu\text{Gal}$ .

تم تعويض شبكة الجاذبية باستخدام طريقتين: الطريقة اليدوية وطريقة المعاملات المساعدة.

**الكلمات المفتاحية :** شبكة الجاذبية، الجاذبية النسبية، الطريقة اليدوية، طريقة المعاملات المساعدة، الجزائر العاصمة.

**Résumé :** Au cours des derniers siècles, la région d'Alger (centre-nord de l'Algérie) a connu plusieurs séismes majeurs, causant d'énormes dégâts à la capitale et à d'autres villes importantes du bassin de Mitidja. Jusqu'à présent, on en sait peu sur les failles actives qui génèrent cette forte activité. La méthode gravimétrique constitue l'une des clés pour étudier les structures néotectoniques et leurs contextes géodynamiques. L'absence de stations de base gravimétriques locales dans cette zone nous a d'abord amenés à établir un réseau de stations de base dans le bassin de Mitidja.

Le réseau gravimétrique établi se compose de vingt-six stations connectées au réseau gravimétrique d'ordre zéro au moyen de mesures gravimétriques relatives. Ce réseau gravimétrique contient 31 mailles de géométrie triangulaire et carré et de 57 liaisons. Les descriptions de la conception du réseau et des stations gravimétriques sont fournies. La précision de la détermination des valeurs de gravité est d'environ  $12 \mu\text{Gal}$ . Le réseau gravimétrique a été compensé par l'utilisation de deux méthodes : la méthode d'engrenage et la méthode des coefficients auxiliaires.

**Mots clés :** Réseau gravimétrique, gravité relative, la méthode d'engrenage, la méthode des coefficients auxiliaires, Alger.

**Abstract :** Over the past few centuries, the region of Algiers (Algeria's north-central region) has experienced several major earth quakes causing enormous damage to the capital and other major cities in the Mitidja Basin. So far, little is known about the active flaws that generate this strong activity. The gravimetric method is one of the keys to studying neotectonic structures and their geodynamic contexts. The absence of local gravimetric base stations in this area led us to establish a network of base stations in the Mitidja basin.

The established gravimetric network consists of twenty-six stations connected to the zero-order gravimetric network by means of relative gravimetric measurements. This gravimetric network contains 31 triangular geometry loops and 57 links. Descriptions of the network design and gravimetric stations are provided. The accuracy of determining gravity values at individual stations is about of  $12 \mu\text{Gal}$ . The gravimetric network was compensated by the use of two methods : the ginning method and the auxiliary coefficients method.

**Key words :** Gravimetric network, relative gravity, ginning method, auxiliary coefficients method, Algiers.

## 1. Introduction

La région de la plaine de la Mitidja (partie centrale du nord de l'Algérie) englobe plusieurs grandes villes dont Alger : Capital de l'Algérie. Elle est le siège d'une forte concentration humaine et d'une importante activité socio-économique. Elle se présente comme une vaste dépression, allongée de direction Est Ouest sur environ 100 km de longueur et 20 km de largeur. C'est un bassin sédimentaire du type intra montagneux d'âge mio-plio-quadernaire, (Aymé, 1955; Djediat., 1997; Guemache., 2010; Maouche, 2010). Il est limité par deux grandes structures de direction E-W. Vers le sud, par les reliefs de l'Atlas de Blida dont l'altitude avoisine les 1500 m (Bonneton, 1977). Au Nord, par le pli anticlinal du Sahel, avec une altitude de l'ordre de 250 m et les massifs d'Alger et du Chenoua.

Au cours des derniers siècles cette région a connu plusieurs séismes majeurs causant d'énormes dégâts tant humains que matériel, (Mokrane et al., 1994 ; Harbiet al., 2004 ; Maouche et al., 2004 ; Sebaï and Bernard, 2008). Le dernier en date ; le séisme de Zemmouri-Boumerdes, (23 mai 2003,  $M=6.7$ ), (Yellès-Chaouche et al., 2003 ; Ayadi et al., 2008 ; Ouyedet al., 2011) est d'une telle ampleur qu'il a suscité la nécessité de comprendre les phénomènes tectoniques à l'origine de celui-ci. La géophysique, plus particulièrement la gravimétrie, est la méthode la plus indiquée pour apporter des contraintes sur la structure et les accidents tectoniques profonds de cette entité géologique. C'est dans ce contexte que nous avons initié l'étude gravimétrique de cette région (Abtout et al., 1999). La gravimétrie est une méthode qui consiste à l'aide d'observation des variations de pesanteur à déterminer la densité des formations géologiques en profondeur tout en soulignant dans ce cas, les variations brusques de densité, synonyme de failles ou d'accidents tectoniques.

Les mesures de prospection gravimétrique sont réalisées à l'aide de gravimètres relatifs, elles nécessitent donc un rattachement à des mesures absolues aux alentours de la région à prospector. Plusieurs réseaux de bases gravimétriques ont été établis en Algérie. On peut citer les travaux de Lagrula (1951, 1959), qui a établi plusieurs réseaux de mesures relatives à travers l'Algérie dans le cadre d'un réseau unifié mondial. Ces réseaux ont été réalisés avec des gravimètres relatifs et de faibles précisions, dues à la qualité des instruments de l'époque de mesure et rattaché au réseau international de Postdam (B.G.I., 1977 ; 1978). En 1983, Idres dans le cadre de son magister, a réalisé un réseau de bases gravimétriques d'ordre 1 pour le nord de l'Algérie. Ce réseau est composé de 74 stations de références et de 5 stations auxiliaires est mesuré par des gravimètres relatifs et rattaché au réseau international IGSN71. La précision estimée est de l'ordre du mGal (Idres, 1983). Il a fallu attendre 2001 pour que l'INCT (Institut National de Cartographie et Télédétection) dote l'Algérie d'un réseau de mesures absolues de hautes précisions d'ordre 0. Ce ré-

seau est composé de douze bases gravimétriques et une base d'étalonnage des gravimètres, réparties sur tout le territoire algérien (Olivier, 2002). Depuis, l'INCT a entamé l'établissement d'un réseau d'ordre 2, qui sera l'ossature des réseaux locaux. En l'absence en Algérie de réseaux gravimétriques locaux, toute étude gravimétrique nécessite au préalable l'installation d'un réseau gravimétrique pour rattacher et transformer nos futures mesures relatives en valeurs absolues. C'est ce qui nous a amené à établir un réseau gravimétrique local étendue à tout le bassin de la Mitidja. Ce réseau, objet de ce travail est le premier en Algérie à être rattaché à des mesures gravimétriques absolues.

Le réseau est composé de 26 bases réparties sur toute la plaine de la Mitidja. Il s'étale de Larbaa à l'Ouest, jusqu'à Dellys à l'Est. Le réseau a été rattaché aux valeurs absolues directement via la base absolue de Bouzareah. Les mesures gravimétriques ont été réalisées à l'aide d'un gravimètre terrestre Scintrex CG3 et le réseau a été compensé par deux méthodes ; « coefficients auxiliaires » et « engrenages ».

## 2. Construction du réseau et acquisition des mesures

((La géométrie du réseau est un paramètre important pour assurer des repères de qualité pour tous les travaux futurs concernant les études gravimétriques dans le bassin de la Mitidja. Le réseau est construit sous forme d'un monobloc compact, constitué de stations reliées gravimétriquement entre elles par des liaisons et elles même organisé en mailles fermées de géométrie principalement triangulaires. Les stations sont distribuées régulièrement sur le terrain avec une équidistance moyenne de 20 kilomètres (Fig. 1). Cette distance est suffisante pour un retour rapide à la base de fermeture pour pouvoir considérer l'hypothèse d'une dérive linéaire du gravimètre. Cette configuration permet d'évaluer la qualité des mesures et de minimiser l'erreur sur le calcul de la différence de gravité entre deux stations.

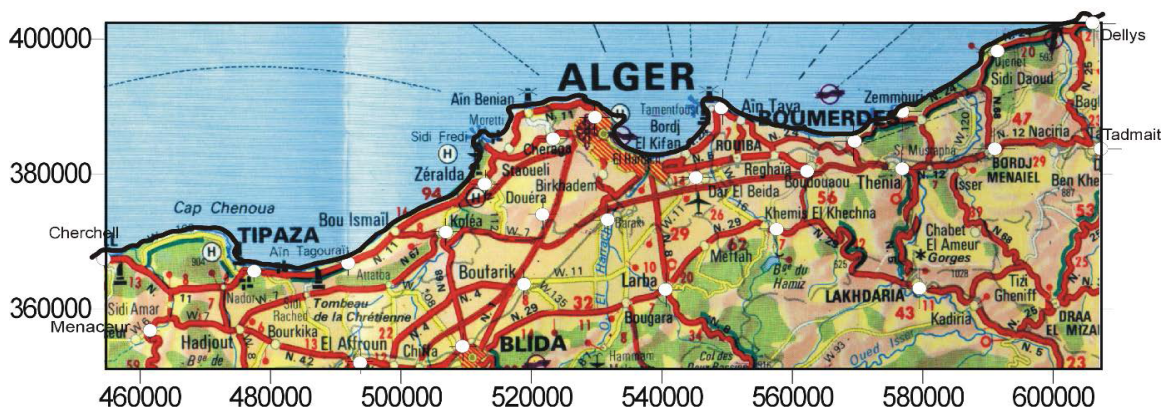


Fig. 1 Répartitions des bases gravimétriques sur une carte routière (cercle blanc représente l'emplacement des bases).

L'emplacement des stations a été choisi dans des lieux facilement accessibles, sécurisés et facilement identifiables tel que les édifices publics, mosquées etc... Dans le cas de l'inexistence d'emplacement pérenne, nous avons construit des dalles de béton ancré dans le sol, de dimension 40\*40\*50 cm et dans laquelle est implantée une tige inoxydable en son centre. Toutes les stations sont repérées par leurs coordonnées géographiques, une description

détaillée de leurs accès et par des photos ; proches et lointaines. En figure 2 est présenté, l'exemple de la station de Boufarik de numéro 24, de coordonnées (36.5736 ; 2.9105), située en plein centre-ville, devant la stèle des Martyres qui se trouve au Nord du centre culturel des sourds et muets et à l'ouest de la mairie (le gravimètre est placé entre les deux dalles en direction du centre culturel). Le réseau en finale est composé de 26 bases.



Fig. 2 Description par Photo de la station de base de Boufarik (à gauche, photo vue lointaine ; à droite photo vue proche).

La campagne de mesures gravimétriques a été réalisée par le gravimètre Scintrex CG3 et les coordonnées topographiques ont été déterminées par le GPS de navigation Garmin. Le protocole de mesure consiste, avant de commencer à lancer la mesure à stationner le gravimètre sur une des stations pendant 5 minutes, pour stabiliser l'instrument, qui peut être source d'erreur (Abtout et al., 2015). La valeur de gravité retenue est la moyenne de quatre séries de lectures successives du gravimètre et chaque série est elle-même la moyenne de 60 lectures, prises à un intervalle d'une seconde chacune. Dans l'ensemble, la différence des lectures entre les valeurs des différentes séries n'a pas dépassé les 5  $\mu$ Gal. Hormis quelques cas isolés (fortes perturbations extérieures), qui nous a contraints à augmenter le nombre de mesures.

La détermination de la différence de gravité entre deux stations successives est obtenue par la différence de leurs lectures. Le protocole de mesure utilisé consiste à suivre un cheminement de la forme A-B-C-A-C-B-A, ou A-B et une liaison entre deux stations A et B et A-B-C est une maille triangulaire (Bouyahiaoui et al., 2011). Les mailles sont reliées les unes aux autres et forment un réseau. La liaison entre chacune des deux boucles successives est assurée par une station de référence commune. Le réseau ainsi installé est rattaché à une base du réseau gravimétrique d'ordre zéro, qui fera partie intégrante de ce réseau. Dans notre cas, le réseau a été rattaché à la base gravimétrique absolue d'Alger, située à Bouzareah, au niveau du siège du CRAAG. Le choix de cette base est lié à sa position centrale dans notre région d'étude.

La valeur de la gravité en une station donnée est basée

sur la lecture du gravimètre corrigée de sa composante variable. Les deux corrections significatives du point de vue précision sont le terme de marée terrestre (effet de l'attraction des astres) et la dérive instrumentale. Le terme de marée terrestre ou correction luni-solaire, est calculée en introduisant le temps de mesure et les coordonnées géographiques de la zone d'étude en se basant sur la formule de Longman (1959). La dérive de gravimètre, résidus de lecture en une station à des époques différentes, est considérée comme linéaire, si les mesures entre les stations sont prises dans la même journée. Ceci, permet de la répartir proportionnellement sur toutes les lectures de l'appareil en fonction du temps d'observation. Cette dérive instrumentale est obtenue par l'équation.

$$D = (L_A2 - L_A1) / (t2 - t1)$$

D: la dérive instrumentale (en  $\mu$ Gal/h),

$L_A2$  : la mesure à la station A, corrigée de la luni-solaire au moment = t2 (en  $\mu$ Gal),

$L_A1$  : la mesure à la station A, corrigée de la luni-solaire au moment = t1 (en  $\mu$ Gal).

La détermination de la dérive instrumentale d'une maille triangulaire A-B-C, consiste à prendre une première lecture à la station A à l'instant t1, puis une deuxième lecture à la station B à l'instant t2 et une troisième à la station C à l'instant t3. Ensuite, retourner à la station A pour effectuer une lecture au temps t4. La différence entre les deux lectures à la station A est la dérive du gravimètre dans l'intervalle de temps (t4-t1), considérée comme linéaire elle est distribuée sur les lectures aux stations B et C proportionnellement aux temps d'observation. Une fois la correction de dérive instrumentale est appliquée aux lectures,

on calcule la différence de gravité entre deux stations successives. Pour chaque liaison, nous déterminons six valeurs de gravité différentielles "delta G". La différence de gravité finale calculée représente une moyenne de "delta G" entre deux stations successives. Une fois que les valeurs de différence de gravité entre les stations relatives du réseau gravimétrique ont été calculées, nous déterminons l'écart de fermeture pour chaque triangle par la somme vectorielle de la différence de gravité de chaque liaison.

Un contrôle de l'écart de fermeture de la maille est effectué avant d'entamer une maille adjacente. Le même procédé est utilisé pour la détermination des liaisons de celle-ci. Une moyenne est alors calculée et attribuée à la liaison commune aux deux mailles. Cette opération se poursuivra jusqu'à la couverture totale du réseau.

Le réseau est composé de 26 stations reliées par 57 liaisons regroupées en 30 mailles triangulaires et une maille carrée (Fig.3).

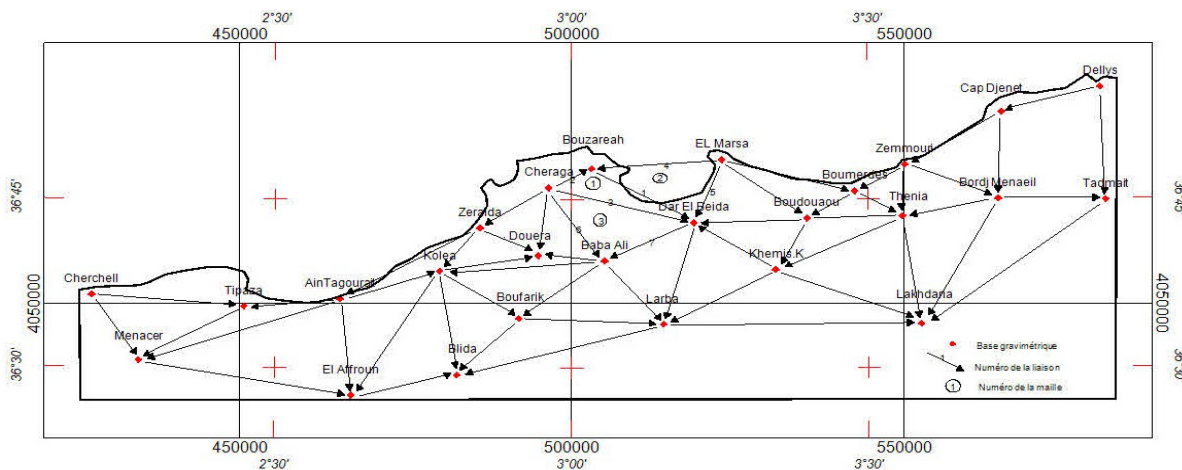


Fig. 3 Géométrie du réseau gravimétrique de la Mitidja.

### 3. Compensation du réseau gravimétrique

Théoriquement, l'écart de fermeture devrait être nul, mais en pratique il reste toujours un résidu dû aux différentes erreurs parasites des mesures. Par conséquent, le réseau de bases gravimétriques établi nécessite une compensation. Cette opération permet de minimiser les erreurs, en distribuant de façon proportionnelle cet écart sur les différentes liaisons et ainsi éviter d'avoir plusieurs valeurs de pesanteur à la même station (Idressand Aifa, 1995). Plusieurs méthodes de compensation ont été développées, chacune à ses avantages et ses inconvénients.

Les méthodes basées sur les moindres carrés sont diverses et variées (Poitevin, 1979). Elles ont l'avantage d'être faciles à transcrire en langage informatique et permettent un calcul rapide dans le cas de la compensation de grands réseaux gravimétriques composés de plusieurs stations gravimétriques, mesurés à partir de plusieurs gravimètres et s'appuyant sur plusieurs bases de référence. Toutes ces méthodes automatiques divisent les écarts obtenus de manière uniforme. Cette redistribution des écarts ne tient pas compte des erreurs accidentelles sur le terrain. Les méthodes manuelles ont l'inconvénient d'une mise en œuvre fastidieuse mais ont l'avantage de prendre en compte les observations de terrain de l'opérateur. Cette méthode est plus recommandée pour la compensation des petits

réseaux. Dans notre cas, nous avons appliqué une méthode automatique ; la méthode des coefficients auxiliaires et une méthode manuelle ; la méthode d'engrenage.

#### 3.1 Méthode de « Engrenage »

Cette méthode, dite manuelle, est basée sur la distribution des écarts de fermeture sur chaque liaison, la somme algébrique de ces liaisons devant être nulle. Ainsi, l'écart de fermeture de chacune des mailles adjacentes change du fait que l'on ait modifié l'une des liaisons. Puis l'opération est répétée jusqu'à ce que le réseau soit compensé. L'opérateur veille à ce que la valeur ajoutée à chaque liaison ne dépasse pas 10  $\mu\text{Gal}$  et une distribution préférentielle des écarts de fermeture doit être adoptée sur chaque liaison en fonction des observations sur le terrain de l'opérateur et de son expérience (Yaghoub, 2010 ; Koleret al., 2012 ; Idreset al., 2013). Pour chaque maille, nous avons pris une moyenne d'ajustement. Cette moyenne représente l'écart de fermeture réparti sur trois liaisons. Ensuite, nous ajoutons cette valeur moyenne à partir des valeurs de différence de gravité calculées.

#### 3.2 Méthode des Coefficients Auxiliaires

Cette méthode numérique est réalisée en deux tapes (IdresM.et al, 2013). La détermination d'un coefficient « L »

correspondant à chaque maille en résolvant le système linéaire (AX=B) établi par la relation (1) :

$$F_{\mu} = P_{\lambda\mu} L_{\mu} - \sum N_{\mu\lambda} L_{\lambda} \dots \dots \dots (1)$$

$F_{\mu}$ ,  $P_{\lambda\mu}$  et  $L_{\mu}$  représentent l'écart de fermeture, le nombre de liaison et le coefficient auxiliaire de la maille ( $\mu$ ).

$N_{\mu\lambda}$  et  $L_{\lambda}$  représentent le nombre de côté commun des mailles ( $\lambda$ ) et ( $\mu$ ) ; et le coefficient auxiliaire du maille ( $\lambda$ ).

Ensuite, on calcule la correction ( $C_k$ ) à restituer à chaque liaison en utilisant la relation suivante (2) :

$$C_k = - \sum_{\lambda} L_{\lambda} \varepsilon_{k\lambda} \dots \dots \dots (2)$$

Avec :

$\varepsilon_{k\lambda} = -1$  si le côté k est traversé dans le sens négatif,

$\varepsilon_{k\lambda} = 0$  si le côté k n'appartient pas à la maille,

$\varepsilon_{k\lambda} = +1$  si le côté k est traversé dans le sens positive.

Dans notre cas, la différence des valeurs de compensation entre les deux méthodes n'est pas significative. Le tableau 1 présente les résultats de la compensation de quelques liaisons par les deux méthodes (voir Fig.3 pour la position des liaisons).

**Tab 1.** Valeur des liaisons avant et après compensation par les deux méthodes.

Liaison	Valeurs brutes (mGal)	Liaisons corrigées par la méthode	
		des engrenages (mGal)	des coefficients auxiliaires (mGal)
1	7,171	7,171	7,172
2	25,440	25,440	25,438
3	32,620	32,611	32,610
4	48,147	48,134	48,144
5	44,573	44,564	44,561
6	18,198	18,204	18,206
7	62,771	62,768	62,766
8	4,607	4,610	4,612
9	58,153	58,158	58,154
10	11,956	11,953	11,952
11	0,703	0,703	0,704
12	55,320	55,305	55,316

#### 4. Calcul de la valeur de la gravité

La valeur finale de 'Delta G' d'une liaison donnée est obtenue en ajoutant au 'Delta G' initial, la valeur de la distribution de l'écart de fermeture assignée cetteliasion. Une fois ses valeurs déterminées, il est calculé de proche

en proche, la valeur de gravité aux différentes stations du réseau à partir de la valeur absolue de la valeur de la gravité de la station de Bouzaréah. Dans le tableau 2 sont présentés quelques exemples de valeurs de g au niveau des bases gravimétriques.

**Tabl 2.** Exemple de valeur de la gravité au niveau des stations de base ( $\lambda, \Phi$  Longitude et latitude de la station).

Numéro de la liaison	Nom de la Base	Coordonnées Géographiques	
		Degré(°)	g (mGal)
2	Dar ElBeida	$\phi = 36,71605$	979893,35
		$\lambda = 3,20581$	
3	Chéraga	$\phi = 36,76791$	979925,96
		$\lambda = 2,96048$	
4	Boudouaou	$\phi = 36,7223$	979907,27
		$\lambda = 3,39596$	
5	EL Marsa	$\phi = 36,80953$	979948,65
		$\lambda = 3,25283$	
7	Thenia	$\phi = 36,72554$	979904,87
		$\lambda = 3,55725$	
8	Zéralda	$\phi = 36,707937$	979921,35
		$\lambda = 2,84475$	
9	Koléa	$\phi = 36,64394$	979872,25
		$\lambda = 2,77650$	



10	Douéra	$\phi = 36,6671$ $\lambda = 2,94356$	979863,19
11	Baba Ali	$\phi = 36,65926$ $\lambda = 3,05486$	979881,39
24	Boufarik	$\phi = 36,57369$ $\lambda = 2,91057$	979856,31

## 5. Estimation de l'erreur

L'analyse des rapports de l'écart de fermeture de chaque maille sur le nombre de ses liaisons indique la qualité des mesures. L'erreur quadratique moyenne est donnée par la relation (3) :

$$E = F/\sqrt{N} \dots\dots\dots (3)$$

F : fermeture de la maille en mGal.

N : nombre de côtés de la maille.

Dans le cas du réseau de bases gravimétrique de la Mitidja, nous disposons de 31 mailles dont les écarts de fermeture sont compris entre 0 et 0.021 mGal. Donc finalement pour donner une erreur unique pour tout le réseau de bases nous avons pris F égal à la valeur la plus élevée (0.021 mGal) et N égal à 3. Ce qui déduit que l'incr le réseau de bases est de  $\pm 0,012$  mGal.

## 6. Conclusion

La plaine de la Mitidja vient d'être dotée d'un réseau de bases de référence qui permettra de réaliser des couvertures gravimétriques de la région et de suivre l'évolution temporelle de la gravité dans la région, par la reprise des mesures à des époques différentes.

Ce réseau de bases gravimétriques est constitué de 26 stations relatives pérennes, reparti de façon régulière avec une couverture totale sur toute la plaine de la Mitidja. Les mesures ont été réalisées à l'aide d'un gravimètre terrestre Scintrex CG3. Le post-traitement des données a été effectué en prenant en compte toutes les réductions nécessaires pour les valeurs de gravité mesurées (corrections luni-solaire et dérive instrumentale).

Deux méthodes ont été utilisées pour la compensation du réseau de bases (ajustement des valeurs), la première subjective (manuelle) et la seconde objective (par moindre carrés). Le résultat de la première a été pris en considération pour la détermination de la pesanteur en chaque base.

La pesanteur en chaque base a été déterminée par liaison directe ou indirecte avec la station de Bouzaréah ; sa

précision est de 0,012mGal.

Pour chaque base établie, nous disposons de leurs coordonnées et d'un schéma avec vue de loin et de près, d'une description et de photos pour aider à retrouver chaque base.

## Références Bibliographiques

- Abtout, A. 1999. Gravimetric study of the Algiers seismic zone, XXII General Assembly of IUGG, Birmingham, UK.
- Abtout, A., Boukerbout, H., Bouyahiaoui, B., & Gibert, D., 2014. Gravimetric evidences of active faults and underground structure of the Cheliff seismogenic basin (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 99, 363–373.
- Ayadi, A., Dorbath, C., Ousadou, F., Maouche, S., Chikh, M., Bounif, M., Meghraoui, M., 2008. Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113.
- Aymé, A. 1955. Contribution à l'étude de la plaine de la Mitidja occidentale et de sa bordure atlasique. *Bull. serv. Carte d'Algérie* N° 8 1955.
- Bonneton, J. R. 1977. Géologie de la zone de contact entre Mitidja et Atlas de Blida au Sud d'Alger. Th. Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- Bureau Gravimétrique International B.G.I., 1977 ; 1978. Transformation du système ORSTOM en IGSN1971 à partir des résultats publiés dans le catalogue : « Etablissement de l'IGN71 ». Cf (4), Univ. P. et M. Curie, Paris (France).
- Bouyahiaoui, B., Djeddi, M., Abtout, A., Boukerbout, H., et Akacem, N., 2011. Etude de la croûte archéenne du môle In Ouzal (Hoggar Occidentale) par la méthode gravimétrique : identification des sources par la transformée en ondelettes continues. *Bulletin du Service Géologique National* Vol. 22, n°2, pp. 259 - 274, 17 fig.

- Djediat, Y., 1997. Etude géologique et géotechnique de la Mitidja Nord Orientale, Thèse de magister, U.S.T.H.B.
- Guemache, M. 2010. Evolution géodynamique des bassins sismogènes de l'Algérois (Algérie) Approche pluridisciplinaire (Méthodes Géologiques et Géophysiques). Thèse Doctorat, FSTGAT USTHB, 294 pages.
- Harbi, A., Maouche, S., Benouar, D., Panza, G.F. And Benhallou, H. 2004. Seismicity and tectonics structures in the site of Algiers and its surroundings: A step towards microzonation. *Pure Appl. Geophys.*, 161, pp. 949-967.
- Idres, M., 1983. Réseau de bases de référence et cartes des anomalies de Bouguer et isostatique de l'Algérie du Nord ; Etude gravimétrique du massif d'Alger. Thèse de Magister, USTHB, Alger (Algérie), 75p.
- Idres, M. and Aïfa, T., 1995. Some parameters to improve gravity network accuracy: application to new reference base station network of North Algeria. *Bulletin de Service Géologique de l'Algérie*, 6, 79-94.
- Idres, M., Bourmatte, A., Ouyed, M., and Boughacha, M. S., 2013. Quelques procédures pouvant améliorer la qualité d'un réseau gravimétrique, *Bulletin des Sciences Géographiques*, 28, 45-50.
- Koler, B., Medved, K; Kuhar, M., 2012. The new fundamental gravimetric network of Slovenia. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, Vol. 47(3), pp. 271-286. DOI: 10.1556/AGeod.47.2012.3.1.
- Lagrula, J., 1951. Etude gravimétrique de l'Algérie-Tunisie. *Bull. Serv. Carte Géol., Algérie*, 4, 2, 114p.
- Lagrula, J., 1959. Nouvelles études gravimétriques, première partie, stations de référence de l'Algérie et du Sahara. *Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, Nouvelle série*, 25, travaux collaborateurs.
- Longman, I. M, 1959. Formulas for computing the tidal acceleration due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, vol. 64, n°. 12, 235 1-2355.
- Maouche, 2010. Tectonique active et géodynamique le long de l'Atlas Tellien Etude des soulèvements côtiers. These de doctorats usthb, 315.
- Maouche, S., A., Harbi ; H., Haddoum., 2004. Sismotectonique dans l'Algérois et zones limitrophes. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n° 12 pp. 81 -92, Mokrane, A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Ayadi, A., and Bezzeghoud, M., 1994. Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah, 277 pp.
- Olivier, F., 2002. Réseau de gravimétrie absolue algérien. *Bulletin des Sciences Géographiques*, 09, 3-9.
- Ouyed, M., Idres, M., Bourmatte, A., Boughacha, M.S., Samai, S., Yelles, A., Haned, A., Aidi, C., 2011. Attempt to identify seismic sources in the eastern Mitidja basin using gravity data and aftershock sequence of the Boumerdes (May 21, 2003; Algeria) earthquake. *Journal of Seismology* 15, 173-189.
- Poitevin C. 1979. Le nouveau réseau gravimétrique belge. *Ciel et Terre, Bull. Soc. Roy Belge Ast. Geod. Phys. Du Globe* : 95 (1).
- Sebaï, A., Bernard, P., 2008. Contribution à la connaissance de la sismicité d'Alger et de ses alentours au XVIII<sup>e</sup> siècle, extraite des archives françaises. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 495-512.
- Yaghoub, H., 2010. Etablissement des nouveaux réseaux multi-observations géodésiques et gravimétriques et détermination du géoïde en Iran. Thèse de doctorat, université de Montpellier II, 193 p.
- Yelles-Chaouche, K., Djellit, H., Hamdache, M., 2003. The Boumerdes-Algiers (Algeria) earthquake of May 21<sup>st</sup>, 2003 (Mw = 6.8). *CSEM/EMSC Newsl.* 20, 3.

# Validation des mesurées gravimétriques terrestres de l'INCT

Benahmed Daho S. A. & <sup>(1)</sup>, Meslem M. A. <sup>(2)</sup>

(1) Centre des Techniques Spatiales, BP 13 – Arzew - 31200– ORAN, Email : d\_benahmed@hotmail.com

(2) Institut National de Cartographie et de Télédétection,  
BP 430 - Hussein-Dey – 16040 - ALGER

**Abstract :** Cet article présente une partie des résultats obtenus dans le cadre du projet de collaboration scientifique entre le Centre des Techniques Spatiales (CTS) et l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT) initié en 2011 et clôturé en 2015 portant sur le développement par voie gravimétrique d'un modèle local du géoïde à l'échelle nationale et visant la modernisation du système de référence altimétrique en Algérie (NGA). Cette recherche a démontré clairement que l'utilisation conjointe des mesures GPS et du modèle préliminaire du géoïde est capable de fournir des altitudes orthométriques avec une précision acceptable et que cette alternative reste le seul moyen à envisager pour couvrir le territoire national en repère de nivellement.

Dans cet article, la technique de validation croisée a été utilisée conjointement avec la méthode de collocation par les moindres carrés pour détecter les mesures aberrantes présentes dans les 1355 mesures de gravité ponctuelles fournies par l'INCT. La validation a été appliquée aux anomalies de gravité à l'air libre résiduelles réduites de l'effet du modèle géopotential de référence EGM2008 développé jusqu'à l'ordre 2190 et de l'effet du terrain estimé selon la réduction RTM (Residual Terrain Model). Le taux d'erreur détecté en utilisant cette procédure est de l'ordre de 7% pour une tolérance fixée à 20 mGals. L'analyse des statistiques montre, que des forts pourcentages des écarts se trouvent situés dans l'intervalle [-10 à +10] mGals. Il permet de conclure que les données gravimétriques INCT sont de bonne qualité, et par conséquent, elles peuvent être combinées avec d'autres données de sources différentes disponibles à l'échelle nationale, à condition de procéder à leur homogénéisation avant leur intégration.

**Mots clés :** Collocation par moindres carrés, anomalies de gravité, modèle géopotential, RTM.

## 1. Introduction

Les valeurs de la gravité jouent un rôle important dans la modélisation du champ de pesanteur terrestre qui est utilisé d'une façon permanente dans le calcul précis des orbites des satellites et dans diverses applications en océanographie et en navigation. Elles contiennent également des informations sur la distribution des masses à l'intérieur de la Terre (applications géophysiques), et dans le cas de mesures répétées au cours du temps, sur les variations temporelles de la Terre (applications géologiques). En outre, les problèmes de géodésie physique relatifs à la détermination par voie gravimétrique de la forme réelle de la terre sont formulés et résolus en termes d'intégrales étendues sur la terre entière. Ceci requiert la connaissance d'une manière continue la valeur de la pesanteur en tout point de la surface de la terre. En pratique, on mesure la pesanteur en quelques points seulement, donc il va falloir prédire sa valeur aux points autres que les points de mesure par le moyen d'interpolation et/ou d'extrapolation en utilisant une technique puissante. La gravité étant une quantité fondamentale en physique de la Terre, les mesures effectuées doivent être analysées et validées avant leur exploitation.

La validation des données est une procédure extrêmement stricte qui garantit la qualité et l'intégrité de la banque de données gravimétriques. Elle est appliquée systématiquement, avant intégration dans la banque, à tout ensemble de données, qu'il provienne de sources extérieures ou de nos propres mesures effectuées sur le terrain. Son principe consiste à faire une comparaison

entre les valeurs observées et prédites, estimées par une technique puissante. Dans cet article, la procédure de validation a été appliquée aux 1355 mesures de gravité ponctuelles fournies par l'INCT en utilisant la Collocation par les moindres carrés. Cette méthode à caractère statistique est considérée comme la seule technique capable de fournir, en plus de la valeur de prédiction, l'erreur sur cette estimation qui constitue une information capitale pour procéder à une analyse fiable et rigoureuse des résultats de prédiction obtenus.

## 2. Principe de la Collocation par les moindres carrés

Les premiers éléments de la théorie des moindres carrés sont dus à Legendre (1752-1833-) qui les a utilisés pour des traitements astronomiques portant sur le calcul des orbites des comètes. En 1809, le mathématicien Allemand Gauss (1777-1855) donne les premières bases probabilistes de cette méthode. Depuis d'autres mathématiciens et scientifiques comme Krüger, Tobey, Laplace et Markov ont essayé de généraliser cette méthode originale de traitement. Les applications de cette méthode en astronomie et géodésie reviennent aux travaux du géodésien allemand F. Helmert (1843- 1917).

L'avancée significative vient de Kalman en 1960, qui a étendu le champ d'application des moindres carrés en introduisant la matrice de variance covariance, en admettant que le vecteur des paramètres varie avec le temps à travers le second membre, et en résolvant le problème par pas. Cette manière de procéder a été utilisée et améliorée par d'autres auteurs tels que Fail, Tapley et Schutz. D'autres comme Uotila, Krakiwsky et Kouba ont montré que tout problème de moindres carrés peut être résolu en parties pour l'amélioration de l'estimation initiale par des termes correctifs.

Finalement les travaux indépendants de Krarup en 1969 et Moritz en 1972 ont joué un rôle important dans la modification et l'élargissement de la méthode initiale des moindres carrés que Moritz a dénommée, par la suite, méthode de collocation. C'est une méthode à caractère probabiliste qui permet d'obtenir les représentations locales les

plus probables du champ de pesanteur à partir d'une part, des données partielles disponibles qui peuvent être hétérogènes et d'autre part, de l'exploitation des propriétés statistiques des mesures et des signaux à estimer. Dans cette méthode, on estimera en plus du vecteur des paramètres, une variable aléatoire modélisable appelée "signal" qui exprime la différence entre la réalité et le modèle qui s'y adapte.

La méthode de la collocation par moindres carrés ne nécessite pas la connaissance d'un modèle mathématique précis auquel le signal obéirait. Cette particularité est intéressante en gravimétrie où les perturbations ( $\zeta$ ,  $T$ ,  $N$ ,  $g$ ,.....) dues aux accidents de relief sont considérées comme des quantités aléatoires.

La méconnaissance du modèle mathématique est palliée par une exploitation des propriétés statistiques du signal. On considère a priori le signal et les mesures  $\mathbf{I}$ , comme des grandeurs aléatoires de valeur moyenne nulle.

Soient  $\mathbf{I} = (I_1, I_2, \dots, I_q)^T$  le vecteur des observations  $\mathbf{s} = (s_1, s_2, \dots, s_m)^T$  et le vecteur des signaux, deux quantités aléatoires centrées.

On considère également, les matrices de covariance suivantes :

$\mathbf{C}_{II} = \text{Cov}(\mathbf{I}, \mathbf{I}) = \mathbf{E}\{\mathbf{I}.\mathbf{I}^T\}$  : Matrice autocovariance des observations, de dimension  $\mathbf{q} \times \mathbf{q}$ ,

$\mathbf{C}_{sI} = \text{Cov}(\mathbf{s}, \mathbf{I}) = \mathbf{E}\{\mathbf{s}.\mathbf{I}^T\}$  : Matrice des covariances croisées entre  $\mathbf{I}$  et  $\mathbf{s}$ , de dimension  $\mathbf{m} \times \mathbf{q}$ ,

$\mathbf{C}_{ss} = \text{Cov}(\mathbf{s}, \mathbf{s}) = \mathbf{E}\{\mathbf{s}.\mathbf{s}^T\}$  : Matrice autocovariance du signal, de dimension  $\mathbf{m} \times \mathbf{m}$

Où  $\mathbf{E}\{\cdot\}$  représente l'espérance mathématique.

Le problème consiste à trouver la meilleure estimation  $\hat{\mathbf{s}}$  du signal  $\mathbf{s}$  sur la base des données disponibles sachant que la dépendance entre  $\mathbf{I}$  et  $\mathbf{s}$  n'est pas exprimée par un modèle fonctionnel, mais uniquement par le biais des matrices de variance-covariance.

Une estimation linéaire du vecteur  $\mathbf{s}$  sera de la forme :

$$\hat{\mathbf{s}} = \mathbf{H}.\mathbf{I} \quad (1)$$

Où  $\mathbf{H}$  est une matrice rectangulaire de dimension

$\mathbf{m} \times \mathbf{q}$  à déterminer de manière à minimiser chacun des termes diagonaux de la matrice de covariance de l'erreur ( $\boldsymbol{\varepsilon} = \hat{\mathbf{s}} - \mathbf{s}$ ), telle que :

$$\mathbf{C}_{\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}} = \text{Cov}(\boldsymbol{\varepsilon}, \boldsymbol{\varepsilon}) = \mathbf{E}\{\boldsymbol{\varepsilon}.\boldsymbol{\varepsilon}^T\} = \mathbf{E}\{(\hat{\mathbf{s}} - \mathbf{s}).(\hat{\mathbf{s}} - \mathbf{s})^T\} .$$

Les termes diagonaux de cette matrice représentent les variances  $\sigma_k^2$  de l'erreur, telle que :

$$\sigma_k^2 = \mathbf{E}\{\boldsymbol{\varepsilon}_k^2\} = \mathbf{E}\{(\hat{s}_k - s_k)^2\} .$$

L'expression du produit  $\boldsymbol{\varepsilon}.\boldsymbol{\varepsilon}^T$  est donnée par :

$$\boldsymbol{\varepsilon}.\boldsymbol{\varepsilon}^T = (\mathbf{H}.\mathbf{l} - \mathbf{s})(\mathbf{H}.\mathbf{l} - \mathbf{s})^T = \mathbf{H}.\mathbf{l}.\mathbf{l}^T.\mathbf{H}^T - \mathbf{s}.\mathbf{l}^T.\mathbf{H}^T - \mathbf{H}.\mathbf{l}.\mathbf{s}^T + \mathbf{s}.\mathbf{s}^T ,$$

dont l'espérance mathématique fournit la matrice de covariance de l'erreur :

$$\begin{aligned} \mathbf{C}_{\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}} &= \mathbf{E}\{\boldsymbol{\varepsilon}.\boldsymbol{\varepsilon}^T\} = \mathbf{H}.\mathbf{E}\{\mathbf{l}.\mathbf{l}^T\}.\mathbf{H}^T - \mathbf{E}\{\mathbf{s}.\mathbf{l}^T\}.\mathbf{H}^T - \mathbf{H}.\mathbf{E}\{\mathbf{l}.\mathbf{s}^T\} + \mathbf{E}\{\mathbf{s}.\mathbf{s}^T\} \\ &= \mathbf{H}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}.\mathbf{H}^T - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{H}^T - \mathbf{H}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{s}} + \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{s}} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\mathbf{C}_{\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}} = \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{s}} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{s}} + (\mathbf{H} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}).\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}.(\mathbf{H} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1})^T \quad (3)$$

ceci depuis la relation :

$$\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{s}} = \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}^T = \mathbf{E}\{\mathbf{l}.\mathbf{s}^T\} .$$

L'expression (3) est constituée d'une partie constante  $\mathbf{A}$  et une partie  $\mathbf{B}$  qui dépend de  $\mathbf{H}$  telles que :

$$\begin{aligned} \mathbf{A} &= \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{s}} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{s}} , \\ \mathbf{B} &= (\mathbf{H} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}).\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}.(\mathbf{H} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1})^T \end{aligned}$$

La matrice  $\mathbf{B}$  est définie positive et par conséquent ses termes diagonaux sont toujours positifs. Pour que la variance de l'erreur de la matrice  $\mathbf{C}_{\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}}$  soit minimale, il faut choisir  $\mathbf{B} = \mathbf{0}$ , et on aura :

$$\mathbf{H} = \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}$$

Sous ces conditions, l'estimation optimale de  $\mathbf{s}$  est donnée par la formule :

$$\hat{\mathbf{s}} = \mathbf{H}.\mathbf{l} = \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}.\mathbf{l} \quad (4)$$

et sa matrice de covariance se réduit à :

$$\mathbf{C}_{\boldsymbol{\varepsilon}\boldsymbol{\varepsilon}} = \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{s}} - \mathbf{C}_{\mathbf{s}\mathbf{l}}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{l}}^{-1}.\mathbf{C}_{\mathbf{l}\mathbf{s}} \quad (5)$$

### 3. Description de données gravimétriques fournies par l'INCT

Les mesures gravimétriques utilisées, dans le cadre de ce travail, ont été exécutées et fournies par l'INCT. Ce réseau dont la précision a priori est de 0.02 mGals, comporte 1355 points matérialisés, distants de 30 Km environ et nivelés par le procédé de nivellement de précision. Dans le calcul des anomalies à l'air libre correspondantes, nous avons appliqué une correction atmosphérique recommandée par l'Association Internationale de Géodésie pour éliminer l'influence des masses atmosphériques (IAG, 1971). La répartition géographique des mesures gravimétriques utilisées, dans le cadre de ce travail, est représentée sur la Figure 1. On notera la présence des vides dans la couverture gravimétrique du pays notamment dans ses parties sud et centrale qu'il conviendrait de les combler aussi bien pour satisfaire les besoins de la géodésie que ceux de la géophysique et de la géologie.

### 4. Procédure de validation

La collocation est en général appliquée localement, et on traite alors des quantités résiduelles (observations et signal) par rapport à une représentation en harmoniques sphériques du potentiel disponible jusqu'à un degré et ordre donnés. Dans ce contexte, et afin d'améliorer l'exactitude de l'interpolation, on peut diminuer la variabilité des anomalies gravimétriques en retranchant des anomalies de pesanteur la composante ver-

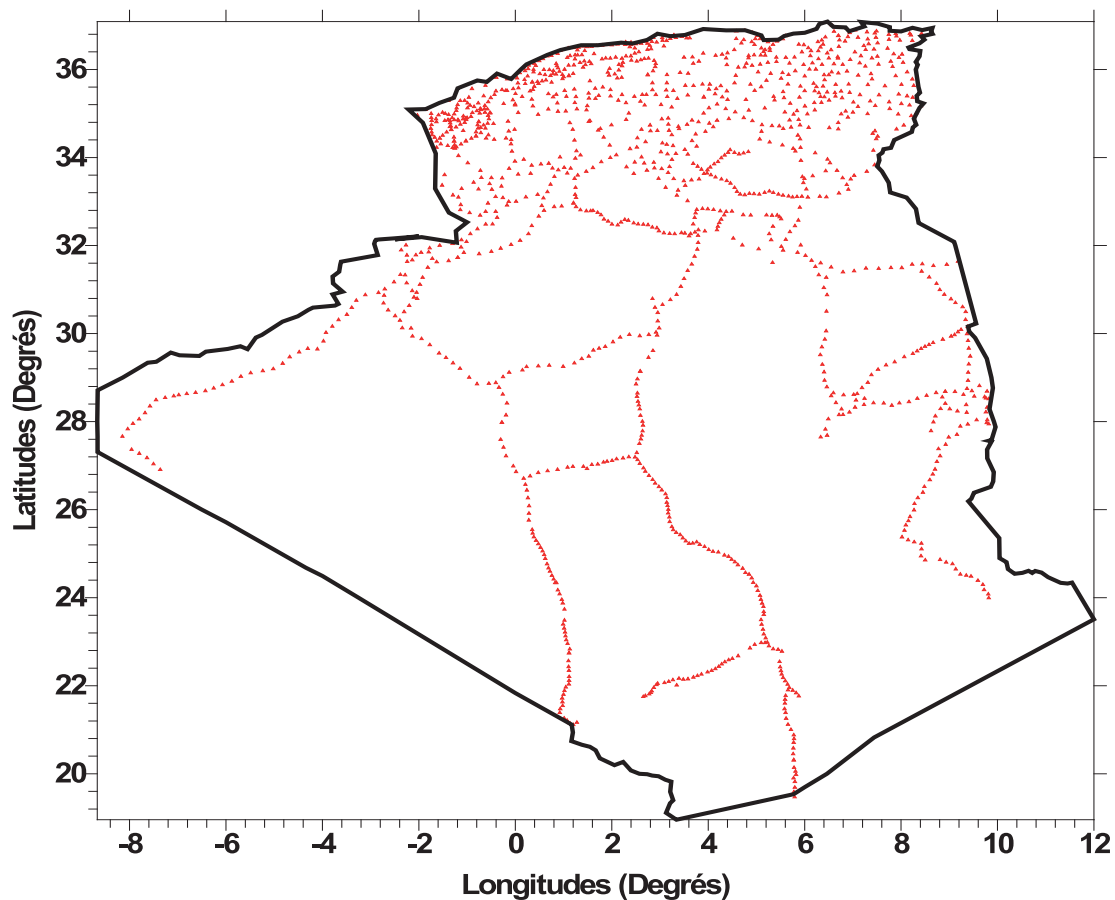


Fig. 1 Répartition géographique des mesures de gravité INCT.

ticale de l'attraction gravitationnelle du terrain. En outre, on peut modéliser les anomalies des zones lointaines et réduire le domaine d'intégration à une calotte de quelques centaines de kilomètres de rayon en utilisant un modèle de champ global à grande longueur d'onde développé en harmoniques sphériques. Au cours du calcul, les trois gammes de longueurs d'ondes (grandes, moyennes et petites) sont traitées séparément. Les grandes longueurs d'ondes, données par le modèle géopotential global, sont notamment soustraites des données locales afin d'isoler leurs composantes aux plus hautes fréquences. De même, les courtes longueurs d'ondes s'obtiennent par intégration numérique à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) dont la finesse du pas influencera la précision des calculs. En fonction de la disponibilité et des variations de la topographie, on choisira un pas de 5 à 1 km, voire mieux, et un débordement du MNT par rapport aux données gravimétriques d'au minimum

une demi-longueur d'onde caractéristique du modèle géopotential utilisé.

La technique utilisée est celle de retrait-restauration. La procédure de retrait consiste à retrancher des anomalies à l'air libre observées  $\Delta g_{FA}$  son contenu basse et haute  $\Delta g_{RTM}$  fréquences pour obtenir des anomalies résiduelles  $\Delta g_{res}$ .

$$\Delta g_{res} = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} - \Delta g_{RTM}$$

Le modèle **EGM2008** développé en harmoniques sphériques jusqu'au degré et ordre 2190, a été adopté comme modèle de référence pour retirer les contributions des grandes longueurs d'onde sur les différents paramètres du champ de gravité Terrestre (Pavlis et al., 2012). Ce modèle est développé jusqu'au degré 2159 et qui contient des coefficients en harmoniques sphériques supplémentaires jusqu'au degré 2190 et ordre 2159 pour transformer les anomalies de hauteur en

ondulations du géoïde. EGM2008 a été obtenu à partir de la combinaison, au sens d'un ajustement par les moindres carrés, du modèle géopotential PGM2007B et d'un ensemble d'anomalies de pesanteur moyennes sur des cellules de 5 minutes d'arc ( $\approx 9$  Km à l'équateur). Les anomalies de pesanteur utilisées sont obtenues à partir des mesures gravimétriques terrestres sur les continents et de mesures d'altimétrie radar sur les satellites (GEOS-3 et SEASAT) au niveau des océans. Sa précision reste tributaire de la qualité des données intégrées dans sa détermination.

Les corrections de terrain ont été calculées selon le modèle résiduel de terrain (RTM) en utilisant deux grilles d'élévations MNE fin et large de résolution 15" x 15" et 30" x 30" ; dérivées à

partir des données SRTM, lesquelles ont été utilisées jusqu'à des distances de 20km et 100 km, respectivement. La surface de référence de résolution 5' x 5'; nécessaire pour la réduction RTM, a été formée à partir du MNE fin en utilisant le programme TCGRID du Logiciel **GRAVSOFT**. Soit  $\Delta g_{\text{pred}}$  l'anomalie prédite par la méthode de Collocation à partir d'un ensemble de valeurs  $\Delta g_{\text{red}}$ . Cette valeur est donnée par (Moritz, 1980) :

$$\Delta g_{\text{pred}} = C_{\Delta g} \cdot C^{-1} \cdot \Delta g_{\text{res}} \quad (6)$$

où  $C_{\Delta g}$  est le vecteur de covariance entre les observations  $\Delta g_{\text{res}}$  et les prédictions  $\Delta g_{\text{pred}}$ ,  $C$  est la somme de la matrice de covariance des quantités  $\Delta g_{\text{res}}$  et de la matrice de variance-covariance du bruit associé.

Les statistiques, en mGals, des données réduites sont résumées dans la Table 1.

**Table 1.** Statistiques des anomalies à l'air libre résiduelles (Processus de retrait).

Anomalies	Minimum	Maximum	Moyenne	$\sigma$
$\Delta g_{\text{FA}}$	-98.65	100.15	12.299	34.309
$\Delta g_{\text{FA}} - \Delta g_{\text{EGM2008}}$	-171.424	90.054	-2.204	20.166
$\Delta g_{\text{res}} = \Delta g_{\text{FA}} - \Delta g_{\text{GM2008}} - \Delta g_{\text{RTM}}$	-116.242	89.756	0.410	18.928

Après l'opération de retrait, on obtient des anomalies résiduelles beaucoup plus lisses que les anomalies gravimétriques observées. Les anomalies résiduelles ainsi obtenues ont une variabilité (déviations standard) atténuée. La déviation standard des données se réduit de 34.309 mGals à 18.928 mGals (une réduction de 45%).

La validation a été appliquée aux anomalies à l'air libre résiduelles de l'INCT en utilisant la méthode de collocation par les moindres carrés dans laquelle, le modèle de Gauss-Markov

avec ses paramètres ajustés a été adopté comme modèle local de covariance pour exprimer la corrélation entre les données utilisées et les signaux à estimer. Les données résiduelles ont été divisées en deux ensembles disjoints A et B, à condition qu'ils aient la même distribution. Pour ce faire, un échantillonnage avec un pas de 15' sur ces données, a été effectué (il ne s'agit pas de valeurs moyennes). La distribution géographique des deux ensembles A et B est représentée sur la Figure 2.

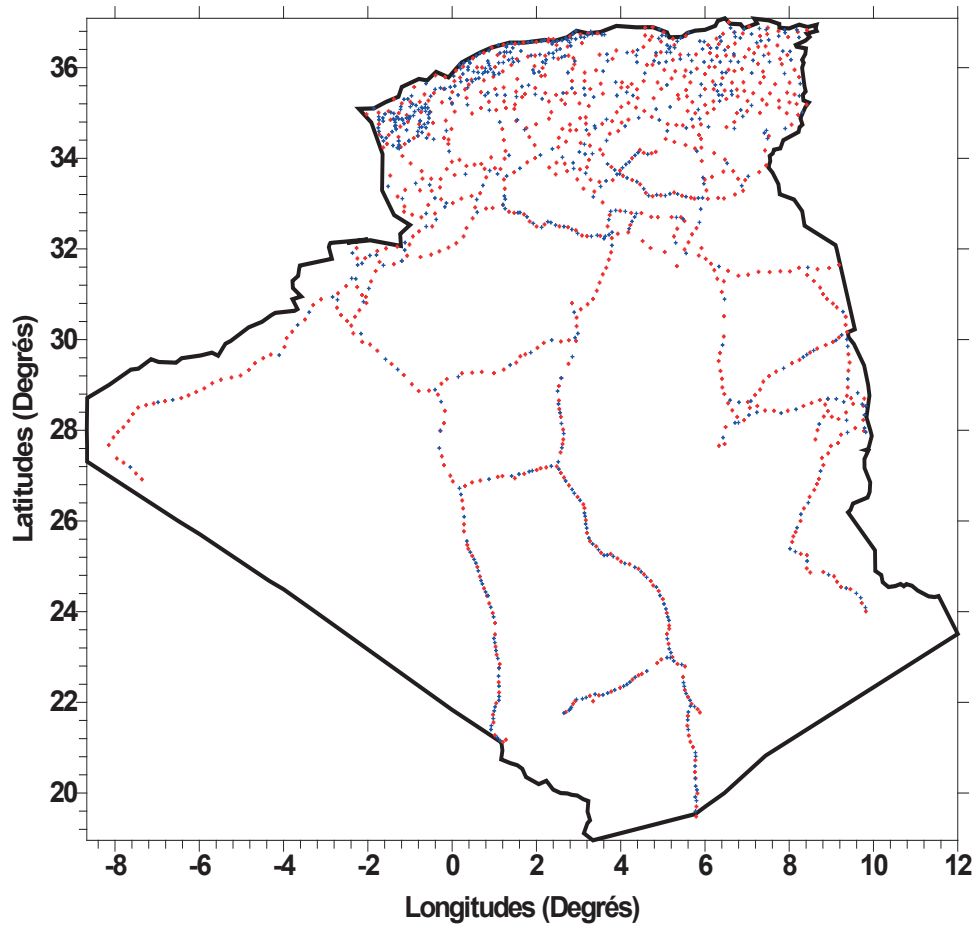


Fig. 2 Distribution géographique des deux ensembles A et B (A en Bleu et B en Rouge).

L'écart type des différences ( $\Delta \mathbf{g}_{\text{res}} - \Delta \mathbf{g}_{\text{pred}}$ ) est donné par :

$$\sigma^2(\Delta \mathbf{g}_{\text{res}} - \Delta \mathbf{g}_{\text{pred}}) = \mathbf{C}_0 - \mathbf{C}_{\Delta \mathbf{g}} \cdot \mathbf{C}^{-1} \cdot \mathbf{C}_{\Delta \mathbf{g}}^T \quad (7)$$

où  $\mathbf{C}_0$  est la variance des anomalies de gravité. L'observation est considérée comme suspecte si (Tscherning, 1994) :

$$|\Delta \mathbf{g}_{\text{res}} - \Delta \mathbf{g}_{\text{pred}}| > k \cdot (\sigma^2(\Delta \mathbf{g}_{\text{res}} - \Delta \mathbf{g}_{\text{pred}}) + \sigma_{\Delta \mathbf{g}}^2)^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

Où  $k$  est une constante, généralement prise égale à 3 et  $\sigma_{\Delta}$  représente la variance des observations. Les valeurs prédites des anomalies de gravité de l'ensemble B ont été estimées à partir des données de l'ensemble A, puis comparées aux observations de l'ensemble B. La valeur de chaque prédiction est calculée à partir des 5 points les plus proches dans chaque quadrant, en utili-

sant le modèle de covariance de Gauss-Markov implémenté dans le programme **GEOGRID** du logiciel **GRAVSOFT** (Tscherning et al., 1992) et en ayant supposé une erreur de mesure de 0.2 mGals. Cependant, si la différence entre  $\Delta \mathbf{g}_{\text{res}}$  et  $\Delta \mathbf{g}_{\text{pred}}$  est supérieure à un seuil calculé pour chaque ensemble a posteriori selon la formule (8), alors, cette observation est rejetée. De même pour les données de l'ensemble A à partir de l'ensemble B. La procédure est répétée sans les observations erronées et sur tous les points des ensembles A et B. Alors, si la même observation est rejetée, on peut affirmer qu'elle est entachée d'erreur et par conséquent, elle sera éliminée automatiquement. Le taux d'erreur détecté en utilisant cette procédure est de l'ordre de 7% pour une tolérance fixée à 20 mGals. Il est de l'ordre de 2% pour une tolérance calculée de 40 mGals sur la base d'une précision de 0.2 mGals de la mesure. Il permet de conclure que les données



gravimétriques INCT sont de bonne qualité, et par conséquent, elles peuvent être combinées avec d'autres données de sources différentes disponibles à l'échelle nationale (à titre d'exemple, BGI, ENAGEO, .....etc.), à condition de procéder à leur homogénéisation avant leur intégration. Les statistiques des 1255 mesures validées sur 1355 mesures fournies par l'INCT, sont regroupées dans la Table 2. Les écarts entre les observations et les prédictions sont maximums, jusqu'au 20 mGals, dans les régions dépourvues de données. Les Figures 3 et 4 illustrent, respectivement, la distribution géographique des données validées et l'histogramme des différences entre les valeurs observées et celles prédites. Les pourcentages des écarts compris dans les intervalles

[-5 à +5] mGals et [-10 à +10] mGals sont de l'ordre de 58% et 83.1%, respectivement. Enfin, il faut noter que les résultats obtenus restent tributaires de la qualité et de la densité des données utilisées.

### 5. Conclusion

La gravité étant une quantité fondamentale en science de la Terre. Elle est utilisée, généralement, dans la modélisation du champ de gravité terrestre et dans diverses applications liées à la géodésie (détermination de la référence altimétrique ; Géoïde) et de géophysique (recherches minière et pétrolière). De ce fait, et avant son exploitation, cette donnée doit être corrigée des variations temporelles du champ de pesanteur Terrestre, ajustée, homogénéisée et validée dans le but de

Table 2. Statistiques des données validées [mGals]

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
$\Delta g_{res}$	-66.193	74.951	0.723	16.589
$\Delta g_{pred}$	-63.010	77.710	-0.422	15.247
<b>Différence</b>	-19.578	19.961	1.145	7.025

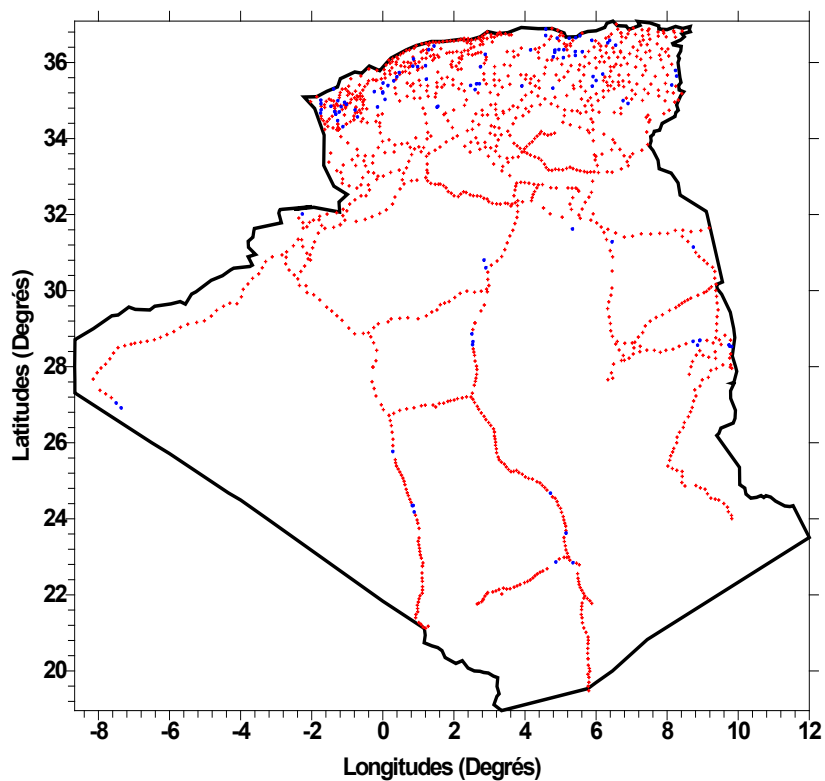
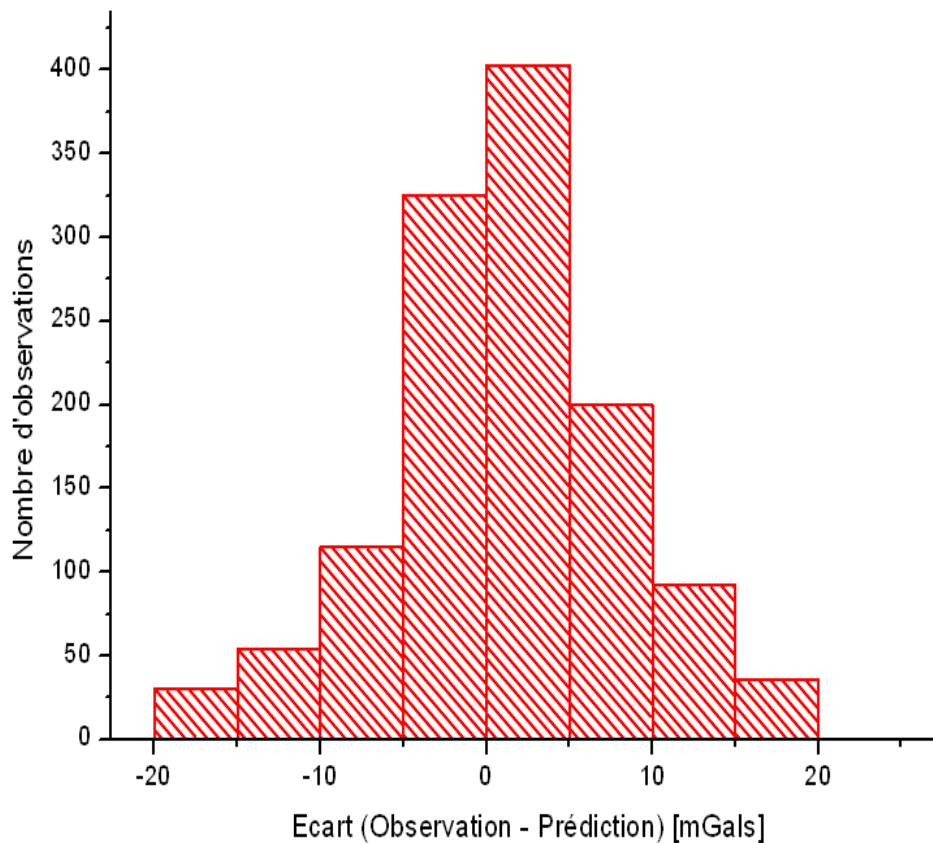


Fig. 3 Distribution géographique des données validées Acceptée (+), Douteuse (●)



**Fig. 4** Histogramme des différences entre observations et prédictions.

fournir un ensemble d'observations cohérentes. Généralement, ces données sont hétérogènes issues de différentes campagnes d'observation et rattachées aux différents réseaux de base et mal géoréférencées, considérant les différentes techniques de détermination des coordonnées planimétrique et de l'altitude. Donc, il va falloir transformer toutes les mesures gravimétriques dans le même système de référence en utilisant des méthodes de transformation globales ou locales déterminées empiriquement.

La technique de validation croisée a été utilisée conjointement avec la méthode de collocation par les moindres carrés pour détecter les mesures aberrantes présentes dans les mesures de gravité ponctuelles fournies par l'INCT. Cependant et afin de réduire la variabilité des données gravimétriques utilisées, nous avons retiré des anomalies gravimétriques observées leurs hautes et basses fréquences. Pour ce faire, le nouveau et révolutionnaire modèle géopotential global

EGM2008 développé jusqu'au ordre et degré 2190 a été utilisé. En outre, et en l'absence d'un MNT réel et fiable et afin d'évaluer les effets de terrain sur les quantités gravimétriques, nous avons généré un MNE de résolution 15" x 15" à partir des données SRTM. Ce modèle a été employé pour retirer les principales irrégularités locales des données afin d'obtenir un champ lisse, homogène et plus approprié pour la modélisation du champ de pesanteur.

Le taux d'erreur détecté en utilisant cette procédure est de l'ordre de 7% pour une tolérance fixée à 20 mGals. Il est de l'ordre de 2% pour une tolérance calculée de 40 mGals sur la base d'une précision de 0.2 mGals de la mesure. L'analyse des statistiques montre, que des forts pourcentages des écarts se trouvent situer dans l'intervalle [-10 à +10] mGals. Il permet de conclure que les données gravimétriques INCT sont de bonne qualité, et par conséquent, elles peuvent être combinées avec d'autres données de sources

différentes disponibles à l'échelle nationale, à condition de procéder à leur homogénéisation avant leur intégration. Enfin, il faut noter que les résultats obtenus restent tributaires de la qualité et de la densité des données utilisées.

En perspective et afin de procéder à une validation rigoureuse de la donnée gravimétrique, nous suggérons quelques recommandations suivantes :

- Définir des critères stricts à des fins de validation,
- Utiliser un MNT digitalisé de haute résolution et de meilleure qualité au lieu du MNE dérivé à partir des données SRTM. Ceci pour contrôler, d'une part, la précision des altitudes des stations gravimétriques, et d'autre part, pour évaluer la correction topographique.
- Utiliser un modèle réel de densité dans les réductions gravimétriques et dans le nivellement au lieu d'une densité moyenne de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ , généralement, employée.

### Références bibliographiques

- IAG, 1971. Geodetic Reference System 1967. Publication spéciale. N° 3 Bulletin Géodésique, Paris.
- Krarup, T., 1969. A Contribution to the Mathematical Foundation of Physical Geodesy. Publication n° 44, Danish Geodetic Institute, Copenhagen.
- Moritz H., 1980. Advanced Physical Geodesy, H. Wichmann-Abazcus Press, Karlsruhe-Tundridge Wells.
- Pavlis, N.K., S.A. Holmes, S.C. Kenyon, and J.K. Factor, 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), J. Geophys. Res., 117, B04406, doi: 10.1029/2011JB008916.
- Tscherning C. C., 1994. Geoid determination by Least Squares Collocation using GRAVSOF. Lecture notes for the international school for the determination and use of the geoid, Milan, October.
- Tscherning, C. C., Forsberg, R., Knudsen, P., 1992. Description of the GRAVSOF package for geoid determination. Proceedings of First Continental Workshop on the Geoid in Europe, Prague, pp327 - 334.
-

# Analyse spatiale de la salinité des sols et sa cartographie par l'application de la géostatistique dans la plaine du Bas-Chélif, Algérie

Abdelkader Douaoui

Laboratory Management and Valorization of Agricultural and Aquatic Ecosystems,  
University Center of Tipaza, Algeria

**ملخص :** لقد اتسعت ملوحة التربة في سهل شلف السفلي، التي كانت في الأصل أولية، بسرعة من حيث المكان والزمان على مدى العقود الأربعة أو الخمسة الماضية. ويرجع هذا التملح بشكل أساسي إلى تغير المناخ، الذي أجبر المزارعين إلى اللجوء بشكل متزايد إلى الري المكثف باستخدام المياه الجوفية، والتي غالباً ما تكون ذات نوعية رديئة. لذلك أصبح رسم خرائط ملوحة تربة السهل باستخدام التقنيات المناسبة على هذا النطاق من المساحة الواسعة ضرورة للتسيير الجيدة لهذه الملوحة. تم استخدام تقنية الجيوإحصاء، الذي يتميز بدراسة بنية التباين المكاني للملوحة وتقديرها، لرسم خريطة ملوحة الطبقة السطحية على مساحة 40,000 هكتار. وللقيام بذلك وبهدف تحسين التقدير المكاني، تم تطبيق تقنية الكريجاج ذات المتغير العام والكريجاج ذات المتغير المحلي. أظهرت النتائج توسعاً كبيراً في ملوحة التربة، حيث أصبحت نسبة 65% تقريباً من التربة مالحة، مقارنة بأقل من 15% في الخمسينيات الماضية. بالإضافة إلى ذلك، أظهر الكريجاج ذات المتغير المحلي تحسناً في التقدير المكاني للملوحة مقارنةً بالكريجاج ذات المتغير العام.

**الكلمات المفتاحية :** الملوحة، الإحصاء الجغرافي، كريجينج، رسم الخرائط.

**Abstract :** Soil salinity in the Bas-Chélif plain, originally primary, has expanded rapidly in space and time over the last four to five decades. This salinisation is essentially due to climate change, which has forced farmers to resort increasingly to intensive irrigation using ground water, which is often of mediocre quality. Mapping the salinity of the plain's soil using an appropriate approach at this scale has therefore become a necessity for good management of this salinity. Geostatistics, which has the advantage of studying the structure of the spatial variability of salinity and its spatial estimation, was used to map the top soil salinity over 40,000 ha. To do this and with the aim of improving spatial estimation, ordinary kriging with global variogram and ordinary kriging with local variogram were applied. The results showed a significant expansion in soil salinity, with almost 65% of soils becoming salty, compared with less than 15% in the 1950. In addition, ordinary kriging with local variogram showed an improvement in the spatial estimation of salinity compared with ordinary kriging with global variogram.

**Key words :** salinity, geostatistics, kriging, mapping.

**Résumé :** La salinité des sols dans la plaine du Bas-Chélif, originellement primaire, a connu une rapide expansion à l'échelle spatiale et temporelle au cours des quatre à cinq dernières décennies. Cette salinisation est due essentiellement aux changements climatiques qui ont contraint les agriculteurs à recourir, de plus en plus, à l'irrigation intensive par les eaux souterraines qui sont souvent de qualité médiocre. La cartographie de la salinité des sols de la plaine par une approche adéquate à cette échelle est devenue donc une nécessité pour une bonne gestion de cette salinité. La géostatistique qui a l'avantage d'étudier la structure de la variabilité spatiale de la salinité et de son estimation spatiale a été utilisée pour la cartographie de la salinité des couches de surface sur 40000 ha. Pour ce faire et dans l'objectif d'améliorer l'estimation spatiale le krigeage ordinaire à variogramme global et le krigeage ordinaire à variogramme local ont été appliqués. Les résultats ont montré une expansion importante de la salinité des sols avec près de 65% des sols qui sont devenus salés alors qu'ils ne dépassaient pas les 15% dans les années 1950. Par ailleurs, le krigeage ordinaire à variogramme local a montré une amélioration dans l'estimation spatiale de la salinité.

**Mots clés :** Salinité, géostatistique, krigeage, cartographie.

## 1. Introduction

La salinisation des sols est un problème qui se pose avec une sévère acuité par son effet sur la dégradation de la qualité des terres, en particulier dans les milieux arides et semi-arides (Rengasamy et al., 2003 ; Douaoui et al., 2004). En Algérie, la salinisation des sols est préoccupante, en particulier dans la région de la plaine du Bas-Chélif où le recours à l'irrigation par les eaux souterraines dont la qualité est souvent médiocre a contribué fortement à l'augmentation de la salinité des sols localement et spatialement (Qadir et Oster, 2004 ; Douaoui et al., 2006). La connaissance de cette salinité, sur les 40000 ha de la plaine, en termes de niveaux et de superficies devient donc indispensable pour sa bonne gestion et une meilleure prise en charge (Odeh et al., 1994 ; Iqbal, 2011 ; Douaoui et Yahiaoui, 2015).

La géostatistique qui est fondée sur l'application de la théorie des variables régionalisées (Matheron, 1965) est l'outil spatial le plus approprié pour décrire la structure spatiale d'une de la salinité et la cartographier à l'échelle de toute la plaine (Walter, 1990 ; Douaoui, 2005 ; Allbed et al., 2014 ; Jianli et Danlin, 2014).

Les objectifs visés par ce travail consiste à :

- Analyser la variabilité spatiale de la salinité des sols à l'échelle de la plaine du Bas-Chélif.
- Cartographier la salinité des couches de surface par krigeage par deux techniques de krigeage à savoir le krigeage ordinaire à variogramme globale (KOVG) et le krigeage ordinaire à variogramme local (KOVL) (Walter et al., 2001)

- Comparer la qualité de l'estimation spatiale entre ces deux types de krigeage.

## 2. Matériel et méthodes

### 1.1 Localisation de la zone d'étude

La plaine du Bas-Chélif se situe à l'ouest de la vallée du Chélif qui est traversée par l'oued Chélif qui est le plus long cours d'eau en Algérie. Elle se trouve à environ 250 km à l'ouest d'Alger et à une cinquantaine de km de la méditerranéenne entre  $0^{\circ} 40'$  et  $1^{\circ} 6' 8''$  de longitude et  $34^{\circ} 3' 12''$  et  $36^{\circ} 5' 57''$  de latitude nord (fig. 1).

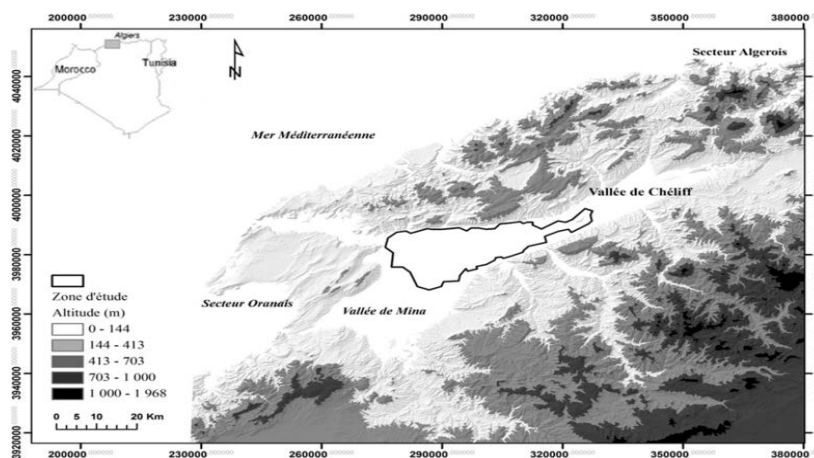


Fig. 1 La zone d'étude.

### 1.2 Plan d'échantillonnage

Un total égal à 3940 échantillons a été prélevé sur une profondeur de 20 cm selon un échantillonnage systématique aux nœuds d'une grille carrée de 250 m de côté (Douaoui, 2005).

La représentation des points échantillonnés a été faite selon les classes habituellement considérées dans le cas de la salinité de la pâte saturée selon la classification USSLS (1954) (fig. 2).

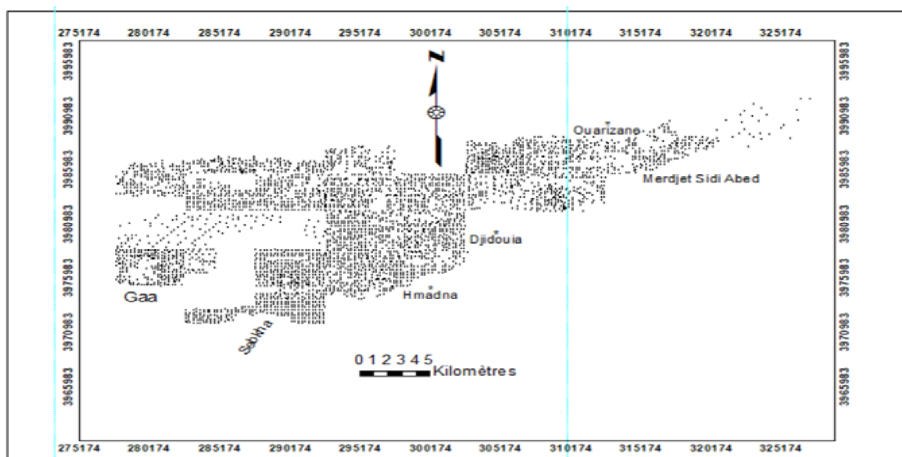


Fig. 2 Plan d'échantillonnage.

### 1.3 Mesures au laboratoire

L'analyse expérimentale de la salinité a été faite au laboratoire pour les 3980 échantillons sur l'extrait dilué au 1/5ème avec, en plus, 450 échantillons qui ont fait l'objet d'une mesure sur l'extrait de la pâte saturée (Douaoui, 2005).

Le coefficient de détermination entre les deux mesures pour les 450 échantillons est égal à 0,97, ce qui nous a permis d'estimer les valeurs de CE des autres échantillons à la pâte saturée par l'équation suivante :

$$CE_{(p\grave{a}te\ satur\acute{e}e)} = 5,98 CE_{(extrait\ dilu\acute{e}\ 1/5)} + 0,52$$

### 1.4 Méthodes Géostatistiques

#### 1.4.1 Etude variographique

L'étude variographique en géostatistique s'effectue grâce à l'outil variogramme dont les paramètres de la structure spatiale de la variable étudiée sont déterminés à partir de l'ajustement du variogramme expérimental à un modèle théorique (sphérique, exponentiel...) qui, dans l'hypothèse intrinsèque, a pour équation :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i+h)]^2 \quad \text{où}$$

- h est le pas de calcul
- $\gamma(h)$  est la semi-variance pour une distance h
- N(h) est le nombre de couples des points de mesures ( $x_i, x_i+h$ ) distants de h.

Le variogramme présente généralement trois paramètres : l'effet de pépite, la portée et le palier.

#### 1.4.2 Estimation spatiale par Krigeage ordinaire

L'estimation spatiale de la salinité a été faite par krigeage ordinaire à variogramme global (KOVG) et krigeage ordinaire à variogramme local (KOVL). Dans les deux cas, le krigeage permet l'estimation d'une propriété Z en un point quelconque de l'espace de coordonnées  $x_0$  selon une combinaison linéaire des observations faites en des points voisins  $x_i$ .

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad \begin{array}{l} \text{où } n \text{ est le nombre de points } x_i \\ \text{et } \lambda_i \text{ est le poids affecté à} \\ \text{chaque voisin} \end{array}$$

La différence entre les deux types de krigeage se situe au niveau du type de variogramme utilisé. Pour le KOVG, le variogramme est calculé sur l'ensemble des points et il est utilisé dans la prédiction de chaque point estimé. Pour le KOVL, le variogramme est calculé localement pour chaque voisinage de krigeage et n'est utilisé que pour ce type de voisinage (Walter et al., 2001).

### 1.5 La validation

La validation de l'estimation spatiale pour les deux types de krigeage a été faite sur un nombre de 597 points aléatoirement choisis parmi les 3980 points échantillonnés, soit 15 % de la totalité des points échantillonnés et mesurés (fig. 3).

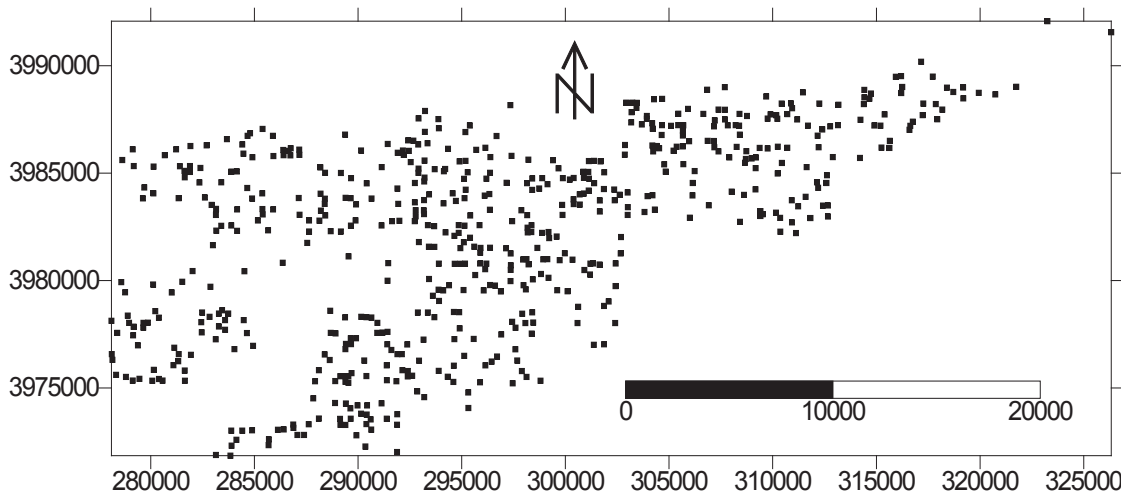


Fig. 3 Localisation des 597 points de validation choisis aléatoirement au sein du jeu de données initial.

Ces points n'ont pas été introduits dans les calculs de variogrammes et d'estimation par krigeage, mais des valeurs de salinité ont été estimées en leur site à partir des autres points mesurés, ce qui permet de comparer les valeurs de CE mesurée (CE) et CE estimée (CE\*)

Les critères retenus pour cette validation sont :

- l'erreur moyenne

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [CE^*(x_i) - CE(x_i)]$$

- l'erreur standardisée moyenne

$$1/n \frac{\sum_{i=1}^n [CE^*(x_i) - CE(x_i)]}{\sigma(x_i)}$$

- la racine carrée de l'erreur standardisée quadratique moyenne.

$$1/n \sqrt{\sum_{i=1}^n [(CE^*(x_i) - CE(x_i))/\sigma(x_i)]^2}$$

## 2. Résultats et discussion

### 2.1 Krigeage ordinaire

#### 2.1.1 Analyse statistique descriptive des données

La valeur moyenne égale à 12,96 dS/m montre une salinité élevée qui exprime l'ampleur de la salinisation des sols dans le Bas-Chélif. Avec une valeur minimale égale à 0,39 dS/m marquant la présence de sols non salés, la valeur maximale atteignant jusqu'à 54,31 dS/m montre, par

ailleurs, l'existence de salinité excessivement élevée. La valeur de la médiane est égale à 7,93dS/m, ce qui montre une dissymétrie dans la distribution des valeurs de la CE (tab. 1).

Tab 1. Statistiques descriptives de la salinité mesurée des sols.

Points	Moyenne (dS/m)	Médiane (dS/m)	Variance (dS/m) <sup>2</sup>	Min. (dS/m)	Max. (dS/m)
3980	12,96	7,93	136,65	0,39	54,7

#### 2.1.2 La variographie

Le variogramme expérimental moyen de la salinité des sols a été calculé sur une distance de 12 km avec des classes de distance égale à 01 km en moyenne. L'ajustement de ce variogramme expérimental a été ajusté par un modèle sphérique avec un effet de pépité de 49 (dS/m)<sup>2</sup>, un palier de 156 (dS/m)<sup>2</sup> et une portée de 9.5 km(fig. 4).

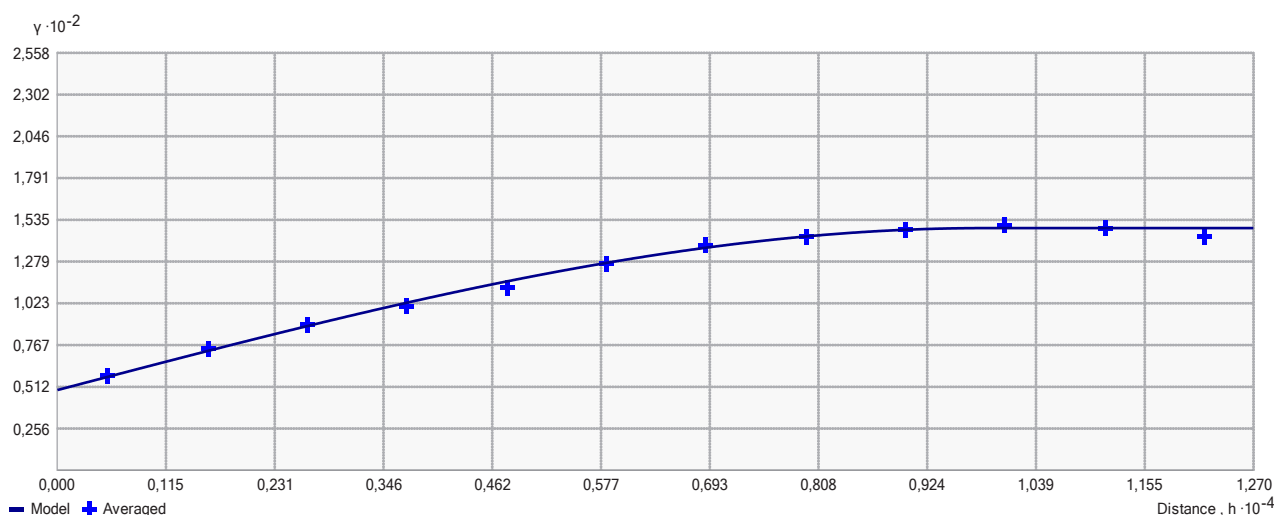


Fig. 4 Ajustement du variogramme moyen de la CE à un modèle exponentiel (pépité = 49 (dS/m)<sup>2</sup> ; palier = 156 (dS/m)<sup>2</sup> ; portée = 9500 m)

Le variogramme surfacique de la salinité (fig. 5) montre l'existence d'une anisotropie égale à 2. Cette anisotropie est déterminée par un rayon majeur égal à 12.7 km qui représente la direction de la plus grande continuité selon un angle de 35° et un rayon mineur égal à 6.35 km

selon un angle dans la direction 125° représentant celle de la plus faible continuité. La détermination de l'anisotropie est importante dont il faut tenir compte lors du krigeage pour améliorer la qualité de l'estimation et minimiser l'erreur d'interpolation.

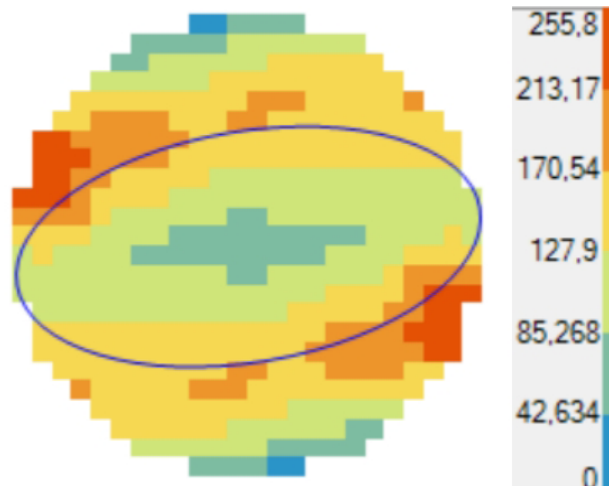


Fig. 5 Variogramme surfacique de la salinité.

### 2.1.3 La cartographie de la salinité par krigeage ordinaire

La cartographie de la salinité des sols de la plaine du Bas-Chélif a été obtenue par krigeage ordinaire à variogramme global et krigeage ordinaire à variogramme local. L'interpolation spatiale surfacique par bloc a été préférée à celle par points pour éliminer l'hétérogénéité à l'échelle de la parcelle. Le nombre total de blocs estimés est de

157856 à raison de 0,25 ha chacun.

L'ajustement par une droite du nuage de points entre la CE mesurée et les résidus obtenus par KOVG montre que la tendance générale de l'estimation est marquée en moyenne par une forte sous-estimation des valeurs de CE > 10 dS/m et qu'à partir de 40 dS/m, toutes les valeurs sont systématiquement sous-estimées. Par ailleurs, les valeurs de CE inférieures en moyenne à 10 dS/m, la tendance est à la surestimation (fig. 6).

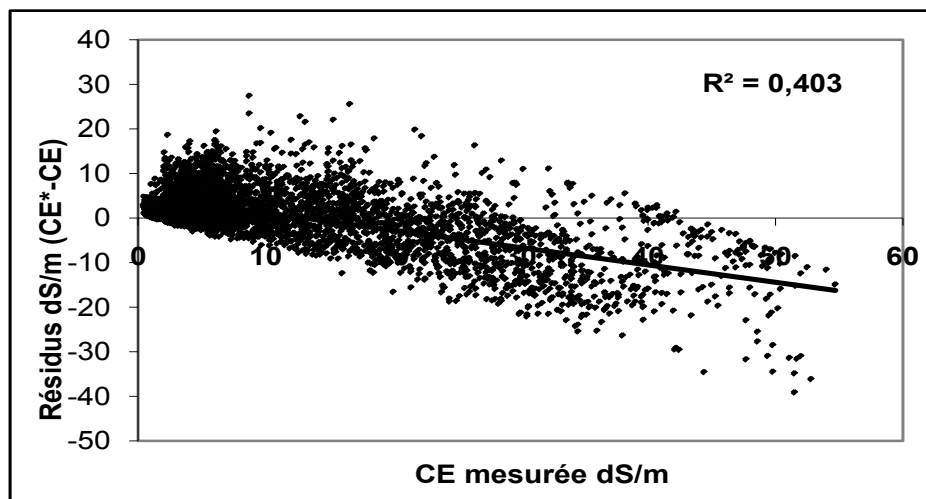


Fig. 6 Relation entre les valeurs de CE mesurée et les résidus du KOVG.

La cartographie de la salinité des sols sur une superficie aussi importante que celle de la plaine du Bas-Chélif est sujette à l'existence de plusieurs structures spatiales de la salinité selon les différentes zones de la plaine, ce qui expliquerait les sous-estimations élevées de valeurs de

salinité prédites.

Contrairement au KOVG, le KOVL dont l'estimation se fait en fonction des variogrammes spécifiques à voisinages limités à des petites zones seraient à même de répondre au mieux à ces insuffisances.



La validation statistique effectuée sur 597 points pris de façon aléatoire confirme ce premier résultat comme le montre la validation statistiques des trois critères retenus pour cette comparaison (tab.2). En effet, ces trois critères (EM, ESM, RESQM) sont favorables au KOVL pour deux critères avec un troisième critère du même niveau d'estimation. (tab.2).

Tab. 2 Validation statistique de la qualité de l'estimation.

	EM	ESM	RESQM
KOVL	0,25	0,07	2,38
KOVL	0,19	0,07	2,28

Erreur moyenne (EM), erreur standardisée moyenne (ESM), racine de l'erreur standardisée quadratique moyenne (RESQM).

Les deux cartes obtenues par le KOVG et le KOVL montrent globalement la même répartition zonale des niveaux de salinité. Les superficies à salinité élevée > 16 dS/m se localisent essentiellement dans la partie ouest de la plaine et particulièrement dans le périmètre de Hmadna et la zone de la Gaa (fig 7 et 8). Les superficies ayant une salinité inférieure à 4 dS/m apparaissent en dominance au niveau du plateau de Benziane et de la colline de partage qui sont des zones à culture pluviale. Les sols qui se trouvent dans les périmètres irrigués comme ceux de l'oued Chlef et de Djédiouia sont dominés par des niveaux de salinité moyenne comprise entre 4 et 8 dS/m, suivie par la classe 8-16 dS/m (fig. 7 et 8)).

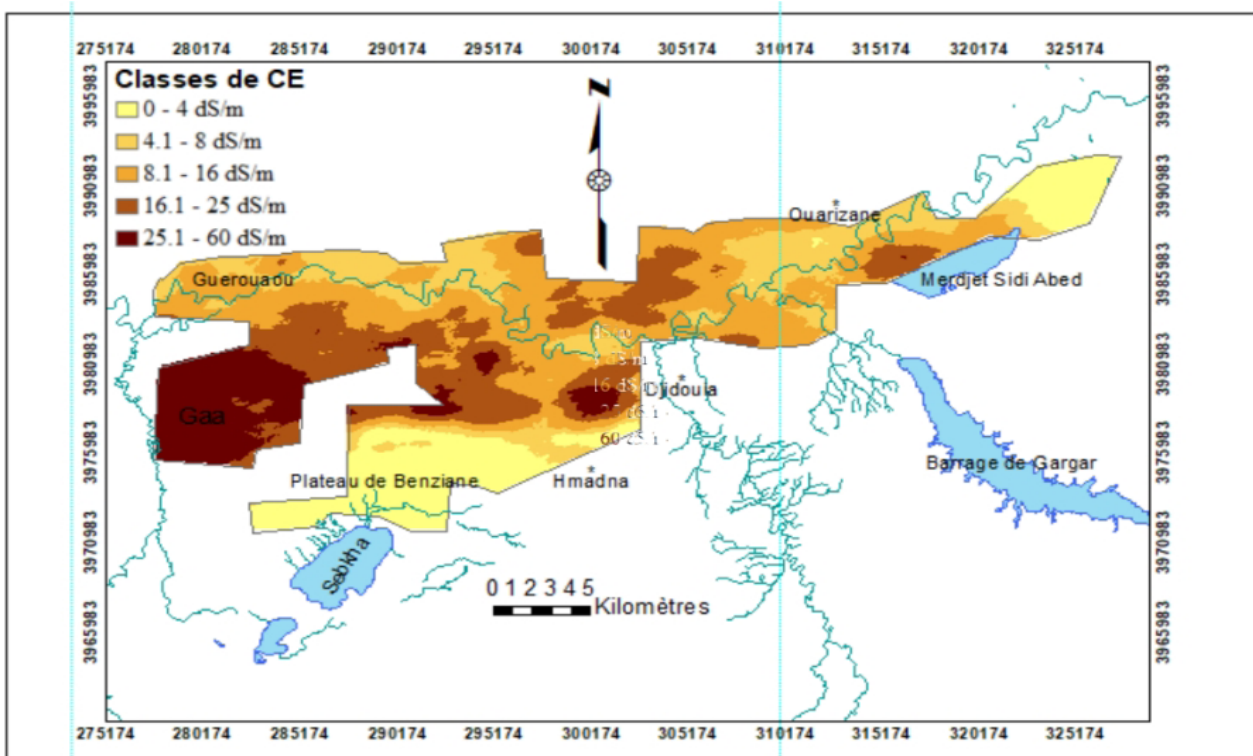


Fig. 7 Carte de la salinité estimée par KOVG.

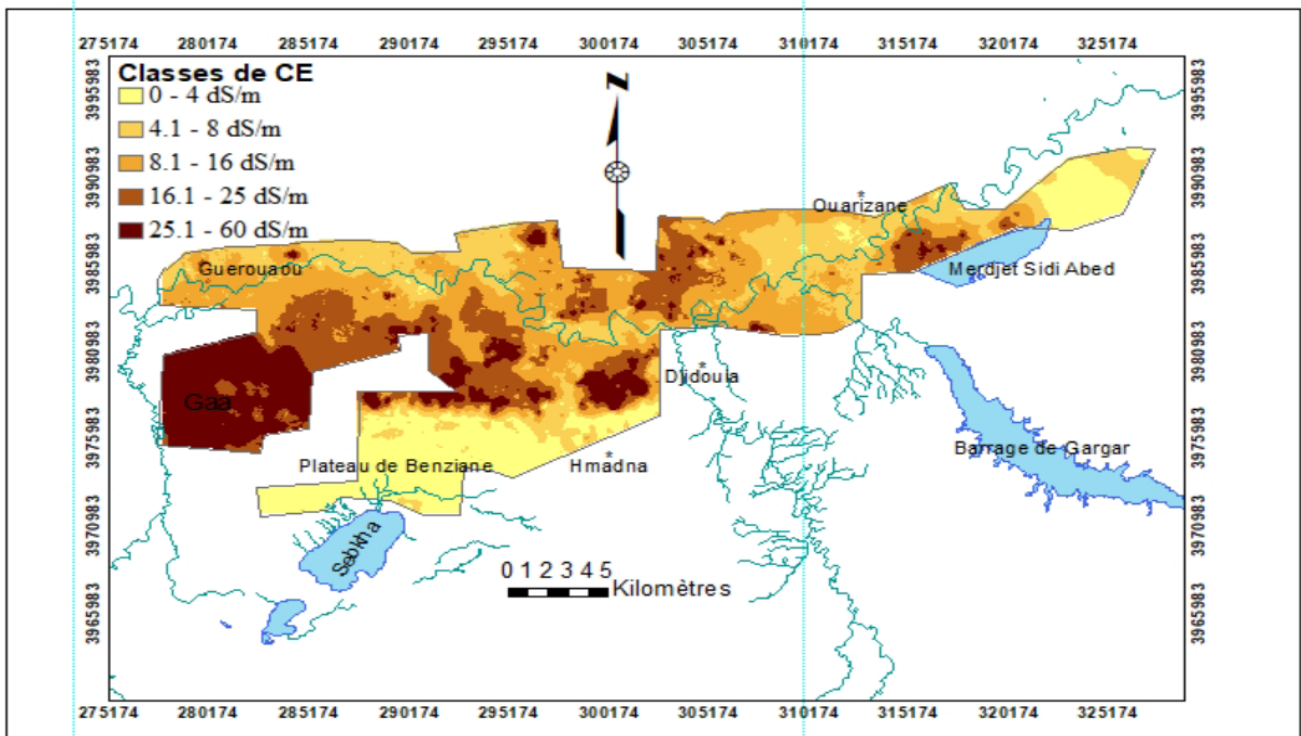


Fig. 8 Carte de la salinité estimée par KOVL.

La carte établie par KOVL montre une plus faible sensibilité de la salinité aux variabilités spatiales locales (fig. 7) par rapport au KOVG (fig. 8), ce qui se traduit par un lissage plus important dans le cas du KOVL. En effet, certaines régions de la plaine qui sont connues par leurs sols très salés mais de faible extension, tels que les sols se trouvant au nord de Merdjet Sidi Abed, ne sont pas mis en évidence par le KOVG contrairement au KOVL où des zones très salées se répartissent sur presque la totalité de la plaine. D'autre part, la multitude de taches parfois très petites de la classe de CE inférieure à 4 dS/m qui apparaît sur la carte établie par le KOVL, exprime bien cette variabilité locale et donc moins de lissage.

Il apparaît aussi que l'irrigation est le principal facteur responsable de la variabilité locale de la salinité dans la mesure où les superficies

irriguées, tels que les périmètres de Ouarizane, de Djédouia et les superficies avoisinant l'oued Chlef montrent des hétérogénéités spatiales élevées contrairement aux zones qui ne le sont pas comme le plateau de Benziane et la colline de partage.

Les superficies des classes de CE obtenues par KOVG et KOVL sont globalement équivalentes (tab.3). En tenant compte des deux types de krigeage, les superficies affectées par classe de salinité montrent que 16 % sont non salées (CE < 4 dS/m), 20 à 22 % moyennement salés (CE comprise entre 4-8 dS/m), 30 à 31 % sont dans la classe des sols salés (CE comprise entre 8-16 dS/m), 18 à 20 % sont très salés (CE comprise entre 16-25 dS/m) et 13 à 14 % sont excessivement salés (CE > 25 dS/m).

**Tabl 3.** Superficies des classes de CE estimées par KOVG et KOVL et pourcentages respectifs.

	0-4	4-8	classes de CE (dS/m)			Total
			8-16	16-25	>25	
ha	6326,25	7876	<b>CE estimée par KOVG</b>			<b>39464</b>
			12370,75	7870,75	5020,25	
%	16	20	31	20	13	<b>100</b>
ha	6455,25	8827,25	<b>CE estimée par KOVL</b>			<b>39464</b>
			11499,25	7214,75	5467,5	
%	16	22	30	18	14	<b>100</b>

Si les superficies par classes de CE sont équivalentes entre le KOVG et le KOVL, il n'en est pas de même pour l'incertitude dans l'estimation de ces superficies. Pour connaître les limites de superficie entre lesquelles se trouvent probablement les valeurs vraies des classes de salinité, les intervalles de confiance des classes de CE ont été calculés. Dans le cas d'un intervalle de confiance bilatéral au risque d'erreur de 5 % correspondant à un niveau de confiance de 95 %, les limites de la fourchette d'estimation sont déterminées pour chaque bloc  $x_0$  par  $[CE^*(x_0) - 2 \sigma (x_0), CE^*(x_0) + 2 \sigma (x_0)]$ . Comme nous nous intéressons surtout au risque d'avoir des sols à CE élevée, le calcul a été fait seulement sur la limite supérieure de l'intervalle de confiance (Douaoui, 2005).

Le tableau 4 montre que l'incertitude pour la CE supérieure à 8 dS/m dans le cas de l'estimation avec le KOVG est telle que 94 % de la superficie totale de la vallée sont susceptibles d'avoir une CE > 8 dS/m. Pour le KOVL, seuls 85 % de la vallée sont susceptibles de dépasser ce seuil.

**Tabl 4.** Limites supérieures de l'intervalle de confiance à 95%.

	classes de CE (dS/m)			Total
	0-4	4-8	> 8	
Intervalle de confiance à 95% (KOVG)				<b>39465</b>
Ha	0	2285,75	37178,25	
%	0	6	94	<b>100</b>
Intervalle de confiance à 95% (KOVL)				<b>39465</b>
Ha	2683,75	3010,75	33769,65	
%	7	8	85	<b>100</b>

### 3. Conclusion

La cartographie de la salinité de la plaine du Bas-Chélif par les KOVG et KOVL a montré l'ampleur de la salinisation des sols qui touche plus de 33500 ha (85 %) sur une superficie totale de 40000 ha dont 15700 ha font partie des sols très salés. Ces résultats montrent à quel point la salinisation secondaire, principalement due au recours de l'irrigation intensive par les eaux souterraines, a contribué à l'expansion des superficies salées qui ne couvraient que 14000 ha (34 %) dans les années 50.

La carte établie par le krigeage ordinaire à variogramme global (KOVG), avec un lissage relativement élevé, montre moins bien la variabilité spatiale de la salinité aux faibles distances que la carte obtenue par le krigeage ordinaire à variogramme local (KOVL) qui a montré une meilleure qualité d'estimation.

### Références bibliographiques

- Allbed, A.; Kumar, L.; Sinha, P. 2014. Mapping and Modelling Spatial Variation in Soil Salinity in the Al Hassa Oasis Based on Remote Sensing Indicators and Regression Techniques. *Remote Sensing*, 6, 1137–1157.
- Douaoui A., 2005. Variabilité Spatiale de la salinité et sa relation avec certaines caractéristiques des sols de la plaine du Bas-Chélif - Apport de la géostatistique et de la télédétection. Thèse Doct. D'Etat, ENSA 'ex. INA), p253.

- Douaoui A., Yahiaoui B. 2015. Combination of remote sensing and kriging to improve soil salinity mapping in the Hmadna plain (Algeria). *Toprak SU Dergis, Soil Water Journal. Special Issue*, 1-5.
- Douaoui A., Hartani T., Lakehal M. 2006). La salinisation dans la plaine du Bas-Cheliff : acquis et perspectives. *Economies d'eau en Systèmes IRigués au Maghreb. Deuxième atelier régional du projet Sirma, Marrakech, Maroc.* ffcirad-00271021f.
- Douaoui A, Gascuel-Oudou Ch., Walter Ch. 2004. Infiltrabilité et érodibilité de sols salinisés de la plaine du Bas Chélif (Algérie). Mesures au laboratoire sous simulation de pluie. *EGS 11 (4)*, 379-392.
- Iqbal F. 2011. Detection of Salt Affected Soil in Rice-Wheat Area Using Satellite Image," *African Journal of Agricultural Research*, Vol. 6, No. 21, pp. 4973-4982.
- Jianli, D. & Danlin, Y. (2014). Monitoring and evaluating spatial variability of soil salinity in dry and wetseasons in the Werigan–Kuqa Oasis, China, using remote sensing and electromagnetic induction instruments. 10.1016/j.geoderma.2014.07.028 *Geoderma* 235–236 : Matheron G., 1965. Les valeurs régionalisées et leurs estimation. Masson, Paris 305 p.
- Odeh I.O.A., Mc Bratney A.B., Chittle borough D.J., 1994. Spatial prediction of soil properties from land format tributes derived from a digital elevation model. *Geo derma* 63, 197-214.
- Qadir M., Oster J.D. 2004. Review Crop and irrigation management strategies for saline-sodic soils and waters aimed at environmental-lysustainable agriculture. *Science of the Total Environment* 323, 1-19.
- Rengasamy P, Chittle borough D, Helyar K. (2003). Root zone constraints and plant-based solutions for dryland salinity. *Plant and Soil* 257: 249–260.
- Walter Ch., 1990. Estimation des propriétés du sol et quantification de leur variabilité à moyenne échelle, *Cartographie pédologique et géostatistique dans le Sud de l'Ille et Vilaine ( France )*. Thèse de doct. De l'université de Paris 6, 172 p.
- Walter Ch., Mc Bratney A. B., Douaoui A., Minasny B., 2001. Spatial prediction of topsoilsalinity in the Cheliff valley, Algeria, using local ordinary kriging with local variograms versus whole-area variogram. *Aust. J. SoilRes.*, 39, 259-272.



Bulletin des Sciences Géographiques  
Institut National de Cartographie et de Télédétection  
**Adresse :** 123, Rue de Tripoli, BP 430, Hussein Dey - 16040 Alger  
**Tél :** (213) 021 49 16 94 - 021 49 16 95 & 021 49 16 97  
**Fax :** (213) 021 49 16 91 & 021 49 16 88  
**E-mail :** [inct99@wissal.dz](mailto:inct99@wissal.dz)  
**Site Web :** [www.inct.mdn.dz](http://www.inct.mdn.dz)