



HAL
open science

Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications.

Delphine Rouby

► **To cite this version:**

Delphine Rouby. Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications.. Tectonique. Université Rennes 1, 1994. Français. NNT: . tel-00675437

HAL Id: tel-00675437

<https://theses.hal.science/tel-00675437>

Submitted on 1 Mar 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

D. ROUBY

ISSN 1240-1498

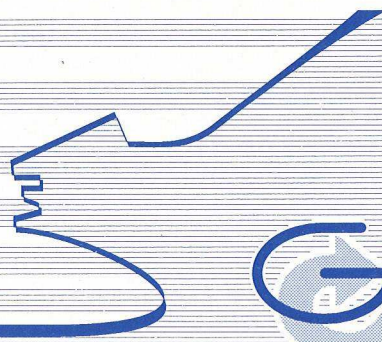
ISBN 2-905532-57-2

**restauration en carte
des domaines
faillés en extension**

METHODE ET APPLICATIONS

MEMOIRES

1994



Géosciences
Rennes

n° 58

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-57-2

1994

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

Delphine ROUBY

**Restauration en carte des domaines failés en extension.
Méthode et applications.**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 58, 230 p.



Résumé

Les méthodes de restauration en coupe ou en carte sont des outils performants pour estimer les déplacements dans les domaines déformés. De plus, elles permettent de tester la cohésion géométrique d'une carte ou d'une coupe, laquelle est considérée comme acceptable d'un point de vue cinématique si son état restauré est géologiquement acceptable. Etant donné que les méthodes de restauration en coupe sont limitées aux domaines de déformation plane, nous avons mis au point une méthode numérique de restauration en carte conçue pour les domaines faillés en extension. Nous utilisons des cartes de niveaux stratigraphiques sur lesquelles sont reportés le champ de failles et la composante horizontale du rejet normal sur chacune de ces failles (carte de rejets horizontaux). Nous considérons que le niveau est restauré lorsque le rejet sur les failles a été inversé. Pour ce faire, nous "découpons" la carte de rejets horizontaux en un ensemble de blocs limités par des failles. Les rejets sur les failles sont inversés en ajustant les blocs les uns par rapport aux autres par une série de rotations et de translations rigides visant à minimiser par moindre carré les vides et les recouvrements entre les blocs. A partir de l'état déformé et de l'état restauré de l'horizon stratigraphique, nous établissons (1) un champ des déplacements finis (2) un champ de rotations finies des blocs et (3) un champ de déformation.

Nous avons appliqué cette méthode à trois exemples: deux bassins sédimentaires (le bassin de Campos sur la marge atlantique brésilienne et le delta du Niger sur la marge atlantique nigériane) et un domaine d'extension à l'échelle de la croûte (la dépression Afar à la jonction de la Mer Rouge, du Golfe D'Aden et du Rift Est Africain). Nous avons choisi d'appliquer notre méthode dans le bassin de Campos parce que le glissement gravitaire divergent de la couverture sédimentaire a produit un étirement affectant plusieurs directions horizontales c'est à dire une déformation non plane. Le jeu de données dans le delta du Niger nous permet de calculer des champs de déplacements et de déformation incrémentaux en restaurant plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un même bassin. Dans les deux cas, les données sont issues d'une couverture sismique. La dépression Afar est un exemple qui nous permet d'illustrer notre méthode lorsqu'elle est appliquée à une échelle différente en utilisant des cartes issues de l'interprétation d'image satellites SPOT.

Dans le bassin de Campos nous avons restauré deux marqueurs stratigraphiques: un marqueur oligocène et un marqueur crétacé supérieur. Dans les deux cas nous obtenons un champ de déplacement avec des vecteurs divergents vers le large. Cependant le champ de déplacement et le champ de failles sont différents d'un horizon à l'autre. Nous suggérons que ce soit le résultat de la mise en place au Tertiaire d'un delta avec un front de propagation triangulaire. La surcharge sédimentaire associée serait le moteur du étalement gravitaire divergent et aurait induit un nouveau champ de failles.

Dans le delta du Niger, nous avons appliqué notre méthode à six marqueurs stratigraphiques au sein d'un système de failles de croissance correspondant à deux failles majeures antithétiques et à un "roll-over" faillé. Nous avons calculé les champs de déplacements correspondant aux incréments de temps entre les dépôts des horizons successifs. Nous montrons que les déplacements horizontaux les plus importants ont lieu au cours des dernières étapes du développement du roll-over, au moment de son effondrement gravitaire.

Deux modèles ont été proposés jusqu'à maintenant pour expliquer la structuration du Sud-Est de la dépression Afar. Soit l'extension est considérée comme le résultat du recouvrement entre deux rifts se propageant dans des directions opposées et est accommodée par un mécanisme de rotations de blocs (bookshelf). Soit elle est produite par la rotation anti-horaire de la bordure Est de la dépression. Nous avons déterminé les champs de déplacements, de rotations et de déformations dans ce secteur. Nous montrons qu'il existe un gradient SW-NE dans l'intensité des rotations de blocs, des déformations et des déplacements. De plus il existe un changement des directions de déformation et de déplacement depuis une direction NNE-SSW dans la partie ouest de la dépression vers une direction NE-SW à l'Est. Ces résultats sont compatibles avec une rotation anti-horaire de la bordure Est mais pas avec un mécanisme de bookshelf qui devrait être associé à une distribution uniforme des intensités de rotations et de déformation ainsi que des directions de déplacement et de déformation.



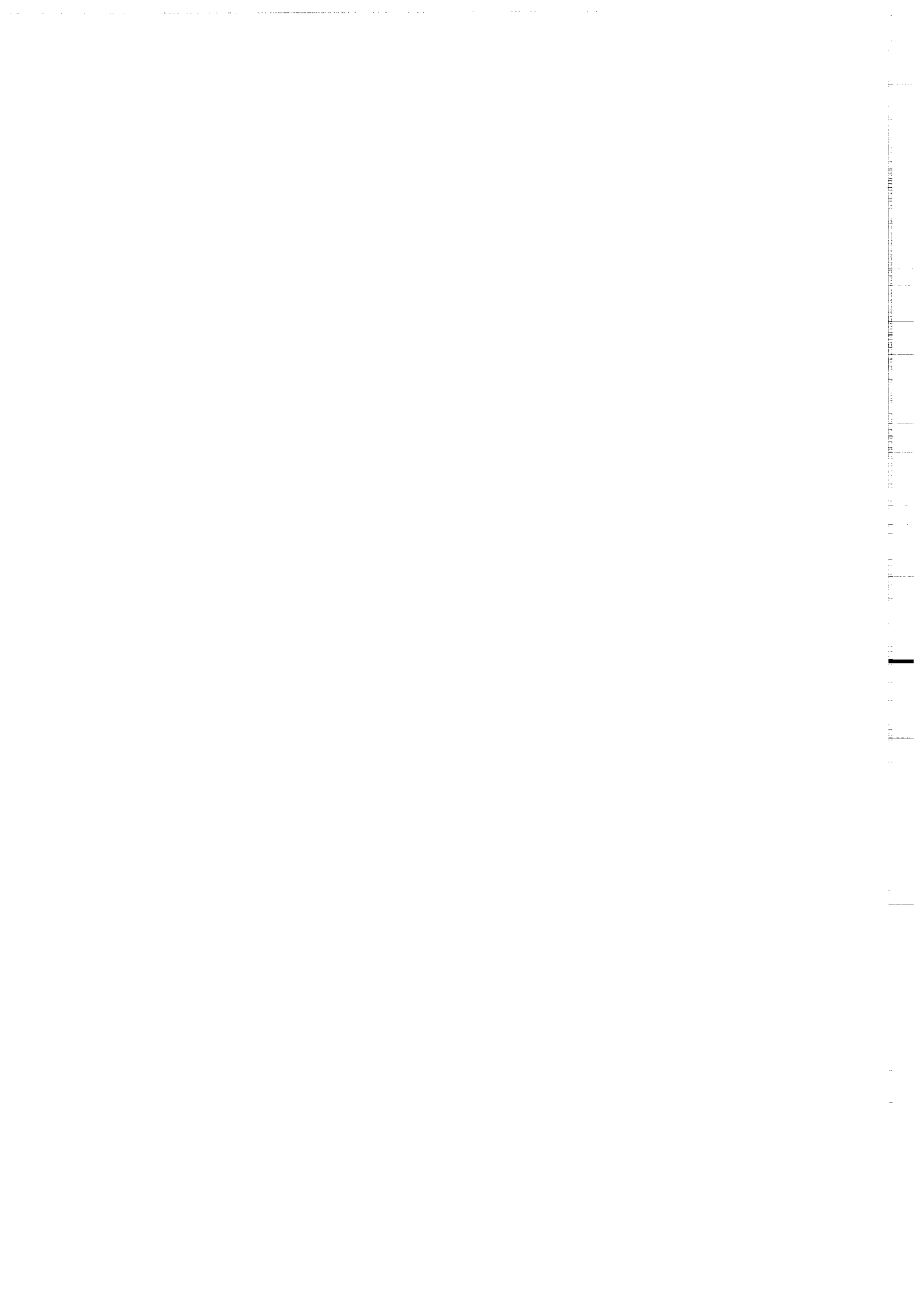
Introduction	p 7
Chapitre I Méthodologie de la restauration	p 13
1. Principes et objectifs	p 13
2. Travaux précédents	p 14
2.1. Coupes équilibrées en contexte compressif	p 14
2.1.1 Conservation de la surface transférée (ou surface en excès)	
2.1.2 Conservation de la surface totale	
2.1.3 Conservation de la longueur et de l'épaisseur des niveaux stratigraphiques	
2.1.4 Autres techniques	
2.2. Coupes équilibrées en contexte extensif	p 17
2.2.1 Les modèles géométriques	
2.2.2 Le "backstripping"	
2.3. Conclusion sur les méthodes de coupes équilibrées	p 23
2.4. Les méthodes de restauration en carte	p 25
2.4.1 Restauration de la déformation continue	
2.4.2 Restauration de la déformation discontinue	
3. Méthodologie	p 35
3.1. Objectifs de la méthode	p 35
3.1.1. Objet de la méthode	
3.1.2. Les données	
3.1.3. Hypothèses d'application de la méthode	
3.1.3. Principe de la méthode	
3.2. Préparation des données	p 39
3.2.1. Découpage et numérotation des blocs	
3.2.2. Débasculément	
3.3. Traitement	p 42
3.3.1. Méthode itérative	
3.3.2. Les différents types d'itérations	
3.3.3. Redécoupage	
3.3.4. Notion de voisins	
3.3.5. Recherche des voisins	
3.3.6. Calcul des déplacements	
3.3.7. Fonctionnelle	
3.4. Les résultats	p 47
3.5. Tests de sensibilité et résolution de la méthode	p 48
3.6. Conclusions	p 49

Chapitre II Les applications	p 53
1. Le bassin de Campos (marge atlantique brésilienne)	p 57
1.1 Introduction : intérêt de la restauration en carte dans Campos	p 57
1.1.1. Contexte géologique et géodynamique	
1.1.2. La tectonique dans le bassin de Campos	
1.1.3. Présentation des données	
1.2 Résultats : Publication 1	p 61
Restoration en plan de deux horizons faillés (Crétacé Supérieur et Oligocène). Conséquence sur l'histoire de la tectonique salifère dans le bassin de Campos	
1.3 Compléments et discussion	p 75
1.3.1. Restauration du niveau albien	
1.3.2. Discussion sur les mécanismes du glissement gravitaire divergent	
1.4 Discussion méthodologique	p 80
2. Le champ pétrolier de Nun River, delta du Niger	p 83
2.1 Présentation et objectifs	p 83
2.2 Résultats : Publication 2	p 89
Analyse cinématique d'un système de failles de croissance dans le delta du Niger à partir de la restauration en plan	
2.3 Analyse des rejets par la méthode de "strike projection"	p 123
2.4 Synthèse des résultats de Nun River field	p 131
2.5 Discussion méthodologique	p 133
3. La dépression Afar, Djibouti	p 137
3.1. Présentation et objectifs	p 137
3.2 Résultats : Publication 3	p 141
Déplacements, rotations et déformations dans la dépression Afar à partir de la restauration en plan	
3.3 Compléments : restauration d'un modèle analogique	p 173
3.4 Discussion et conclusion	p 180
Conclusions	p 185

Annexes

Annexe 1. Publication 4 : Restauration palinspastique par moindres carrés des domaines faillés en extension. -Application au bassin de Campos (Brésil)	p 197
Annexe 2. Description de l'algorithme et de la procédure de restauration ...	p 213
Annexe 3. Analyse en éléments finis : calcul des caractéristiques de l'ellipse de déformation	p 215
Annexe 4. Description mathématique de la procédure de calcul de la rotation d'un bloc	p 217
Annexe 5. Tests d'évaluation de la sensibilité de la méthode	p 221

Introduction



Introduction

L'un des objectifs de la géologie structurale est de caractériser et de quantifier la déformation d'un système géologique. La reconnaissance de cette déformation permet d'en tirer des informations concernant la cinématique et les mécanismes de la déformation. Par exemple, la cartographie du champ de faille d'un bassin sédimentaire et la caractérisation des rejets le long de ces failles permettent de déterminer la direction et la quantité des déplacements au sein et aux limites du bassin. Ces informations permettront ensuite d'intégrer le bassin dans un contexte géodynamique plus général, afin de déterminer par exemple si la déformation observée est reliée à des paramètres internes ou externes au bassin.

L'histoire d'un système géologique correspond à la somme des étapes de la déformation progressive depuis un état initial vers un état final. Les marqueurs de la déformation progressive sont difficilement observables sur le terrain. Aussi, utilise-t-on fréquemment une approche ne tenant compte que des états initial et final du système : l'analyse de la **déformation finie**. La déformation finie d'un objet est la différence entre son état final et son état initial et elle est par définition indépendante du chemin parcouru. Sur le terrain, on mesure l'état déformé d'un objet géologique mais il n'est pas toujours possible d'y observer sa géométrie initiale. Cette dernière est généralement déterminée par analogie avec d'autres sites : on supposera, par exemple, qu'un marqueur stratigraphique était horizontal et d'épaisseur constante avant d'être plissé. On utilisera ensuite des méthodes de **déformation inverse** (ou **de restauration**) pour calculer l'état non déformé puis les déplacements ou la déformation associés. **Pour ces méthodes, l'obtention de l'état initial n'est pas une finalité, c'est un préalable pour l'estimation de la déformation finie.**

Restaurer, c'est retrouver manuellement ou numériquement, la géométrie initiale d'un objet en émettant des hypothèses sur le mode de déformation. On peut, par exemple, calculer l'état non déformé d'un marqueur elliptique en lui appliquant une déformation inverse qui correspond à un cisaillement simple d'angle γ donné. Si l'état restauré calculé est un état non déformé possible pour l'objet (un cercle en l'occurrence), on en déduit que ce cisaillement simple rend compte de la déformation de l'objet. On pourra donc en calculer les caractéristiques et l'utiliser pour décrire la déformation de l'objet. Il apparaît

sur cet exemple qu'il n'y a pas nécessairement unicité de la solution pour le mode de déformation qui peut rendre compte de la déformation de cet objet, même pour un seul état initial supposé. **La restauration permet donc au mieux de calculer une solution possible pour un état non déformé.**

Elle permet également de déterminer si un mécanisme donné peut ou non rendre compte de la déformation de l'objet considéré. En effet, il arrive fréquemment que le mode de déformation soit mieux connu que l'état déformé. C'est le cas par exemple pour une carte ou une coupe géologique établie à partir d'une série d'affleurements ou de données sismiques : la représentation de l'état déformé est une interprétation. La restauration devient alors un outil de test et de **validation géométrique de l'interprétation**. En effet, en restaurant la coupe ou la carte selon un mode connu par ailleurs, si l'on obtient un état restauré géométriquement ou géologiquement incohérent, on peut alors en déduire que l'interprétation de l'état déformé n'était pas géométriquement réaliste.

Historiquement, les premières méthodes fondées ces principes sont les méthodes de **coupes équilibrées** (balanced cross-sections ; Dahlstrom, 1969) qui considèrent que le volume de roche se conserve au cours de la déformation (Goguel, 1952). Le problème se ramène à une conservation des surfaces en coupe si le plan de coupe contient tous les déplacements. En d'autres termes, il faut travailler dans un domaine de déformation plane et restaurer des coupes perpendiculaires aux structures. Ainsi, il n'est pas possible d'équilibrer des coupes dans les domaines en décrochement ou au sein desquels la déformation montre une tendance à la constriction ou à l'aplatissement. Aussi, les méthodes de restauration en plan ont-elles été développées. Contrairement aux coupes équilibrées, elles ne traitent qu'un niveau stratigraphique à la fois, mais elles présentent l'avantage de pouvoir considérer la déformation non plane. Des méthodes de restauration en carte basées sur des principes d'ajustement de blocs et adaptées à la déformation continue (Schwerdtner, 1977 ; Cobbold, 1977, 1979 ; Percevault et Cobbold, 1982 ; Percevault, 1983 ; Cobbold et Percevault, 1983 ; Schultz-Ela, 1988) et la déformation discontinue dans les domaines en décrochement (Audibert, 1991) ont été proposées.

Sur le même principe d'ajustement de blocs, nous avons conçu un algorithme original adapté à la déformation discontinue dans les domaines faillés en extension. Il traite un seul niveau stratigraphique à la fois, à partir de cartes du champ de failles et des rejets de chacune d'elles. Ces cartes sont en général issues de l'interprétation d'une couverture sismique, mais peuvent également être obtenues à partir d'autres types de données (coupes sériées, images satellites...). Notre méthode permet d'établir un champ des déplacements horizontaux liés aux failles normales. Il s'agit d'un élément important pour la caractérisation des mécanismes de la déformation d'un bassin sédimentaire puisqu'il donne accès à la cinématique du système faillé. L'emploi de notre méthode sur plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un même bassin permet de calculer des

champs de déplacements successifs au cours du temps et ainsi d'accéder à la dynamique de ce bassin.

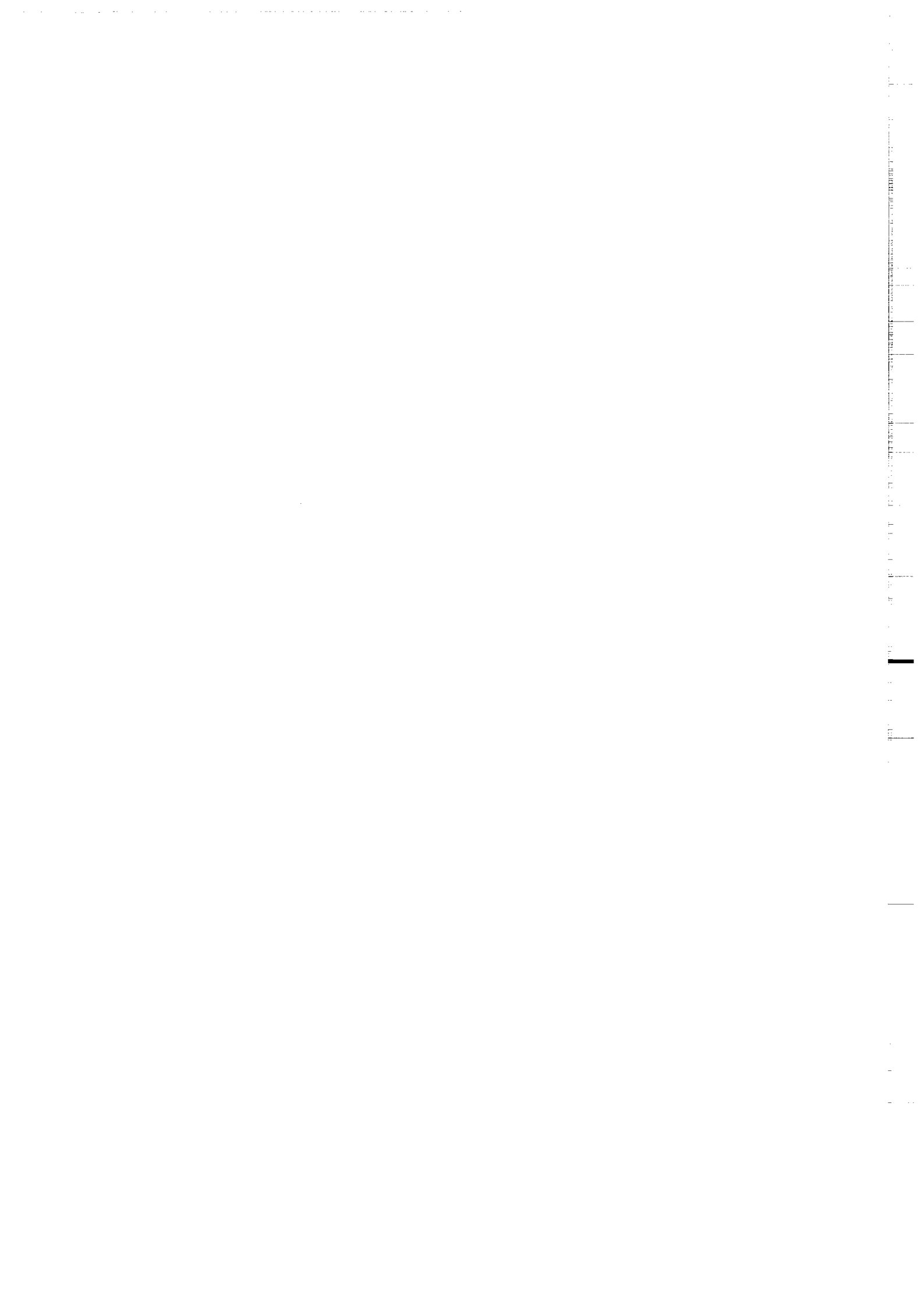
Nous l'avons appliquée à des données provenant de trois sites d'échelles différentes et à partir de données différentes. Il s'agit de deux bassins sédimentaires de marges passives pour lesquels les cartes étaient issues de l'interprétation d'une couverture sismique : le Bassin de Campos sur la marge brésilienne et le Nun River field dans le Delta du Niger. Ensuite nous avons restauré un domaine d'extension à l'échelle crustale, la dépression Afar à la jonction du Golf d'Aden, de la Mer Rouge et du Rift Est Africain. Pour ce site, nous avons utilisé des cartes issues de l'interprétation d'imagerie satellitaire SPOT.

Nous avons choisi le bassin de Campos car Cobbold et Szatmari (1991) ont montré qu'au sein de ce bassin le glissement gravitaire des sédiments mésozoïques et cénozoïques présentait un caractère divergent. Ces auteurs montrent que l'extension associée à un tel glissement présente une composante en aplatissement. L'utilisation de coupes équilibrées dans ce secteur n'était donc pas appropriée. Notre objectif était de tester notre méthode dans un contexte de déformation non plane et de vérifier l'hypothèse du glissement divergent. Le champ pétrolifère de Nun River a permis de tester la méthode lorsqu'elle est appliquée à plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un bassin et d'analyser l'évolution dans le temps d'une faille de croissance majeure. Enfin la dépression Afar nous a fourni un site d'extension au moins à l'échelle de la croûte. La surface structurale que nous avons restaurée dans ce cas est la topographie.

Ce mémoire est constitué de deux parties. Une première partie présente la restauration en général et notre méthode en particulier. Dans la seconde partie, sont rassemblés les résultats que nous avons obtenus sur les trois sites d'application.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Chapitre 1:
Méthodologie de la
restauration



Chapitre I. Méthodologie de la restauration

Nous allons débiter ce chapitre par une rapide revue bibliographique des travaux sur la restauration afin de mieux illustrer les principes de notre méthode et de la replacer dans le contexte des travaux précédents. Nous résumerons d'abord les traits communs à toutes les méthodes de restauration, puis nous décrirons les différentes techniques existantes.

1. Principes et objectifs.

Par mesure de simplification, la représentation des objets géologiques est souvent ramenée en 2 dimensions. Ainsi les deux principaux modes de représentation des structures géologiques sont elles les cartes et les coupes. Elles sont établies par compilation de données d'observation de la géologie de surface, de la géophysique, de forages, etc.. Ces observations sont interprétées et intégrées ensuite à un modèle structural. Les deux types de représentation définissent deux grands ensembles de méthodes de restauration : les techniques conçues pour restaurer les coupes ("les méthodes de coupes équilibrées") et celles conçues pour les cartes.

Dans les deux cas, la restauration a deux objectifs.

- Le premier est de **quantifier la déformation finie** du système restauré (par exemple le raccourcissement d'une chaîne plissée ou l'extension dans un bassin) en caractérisant les **déplacements** au sein de ce système. A partir d'une carte (ou d'une coupe) et en choisissant un mode de déformation donné, on restitue un état non déformé qui servira ensuite d'état de référence pour le calcul des déplacements.

Le deuxième objectif, est de **vérifier la cohérence géométrique** de la carte (ou la coupe) de départ. On considère en effet, qu'une carte (ou une coupe) qui n'est pas "rétro-déformable" (c'est à dire pour laquelle on calcule un état restauré géométriquement ou géologiquement incohérent) n'est pas géométriquement acceptable. Par exemple l'apparition d'un vide entre deux unités séparées par une faille montre qu'il existe une incompatibilité géométrique dans le tracé de la faille.

Ces deux objectifs de la restauration seront illustrés dans la synthèse bibliographique qui va suivre. Il est cependant important de noter que le résultat de la restauration n'est pas une solution unique, c'est une vérification de la cohérence géométrique d'une interprétation et la validation d'un mécanisme de déformation supposé.

Historiquement, les premières restaurations en coupe ont été mises au point pour les domaines en compression (Chamberlin, 1910, 1919 ; Dahlstrom, 1969 ; Hossack, 1979). Elles ont ensuite été adaptées aux domaines en extension (Gibbs, 1983). Dans le même temps, les méthodes de restauration en carte ont vu le jour, d'abord pour traiter la déformation continue (Schwerdtner, 1977 ; Cobbold, 1977, 1979 ; Percevault et Cobbold, 1982 ; Percevault, 1983 ; Cobbold et Percevault, 1983 ; Schultz-Ela, 1988) puis la déformation discontinue en compression (Davy et Cobbold, 1988, Thomas, 1994, Bourgeois, 1994), en décrochement (Audibert, 1991) et en extension (Barr, 1985 ; Mc Coss, 1988 ; Guillier, 1991 ; Gratier et Guillier, 1993 ; Rouby et al., 1993ab). Nous allons faire un rapide bilan de ces techniques selon cet ordre, en décrivant à chaque fois leurs principes et leurs conditions d'applications.

2. Travaux précédents

2.1. Coupes équilibrées en contexte compressif

Le terme "coupe équilibrée" est l'équivalent français proposé par Mugnier (1984) pour le terme anglais "balanced cross section" de Dahlstrom (1969). Les principes des coupes équilibrées sont utilisés dans les parties externes des chaînes depuis très longtemps : les premières références citées dans la littérature sont les travaux de Chamberlin (1910, 1919). Ce n'est que plus tard que Dahlstrom (1969) et Hossack (1979) les ont formalisés. Les méthodes de coupes équilibrées reposent sur trois ensembles d'hypothèses.

(1) Premièrement on suppose que les volumes se conservent au cours de la déformation (Goguel, 1952). On peut se ramener à une **conservation des surfaces en coupe** en se plaçant dans le cas d'une déformation plane avec un plan de coupe qui contient tous les déplacements (le plan (λ_1, λ_3) de l'ellipsoïde de déformation). Si l'on admet qu'un niveau stratigraphique se déforme par glissement fléxural, il conserve à la fois son épaisseur et sa longueur au cours de la déformation. On se ramène alors à une conservation des longueurs de niveaux repères ("bed-length balance").

(2) Le deuxième ensemble d'hypothèses concerne le contexte structural. On suppose que les niveaux repères étaient initialement horizontaux et d'épaisseurs constantes ; qu'ils sont déformés après le dépôt de toute la colonne sédimentaire ; que les chevauchements se font à la faveur d'un niveau de décollement.

(3) On suppose finalement qu'une des bordures de la coupe porte une ligne verticale qui demeure fixe au cours de la déformation ("pin line"). Elle définit ainsi une condition sur les déplacements aux limites du système (déplacement nul).

Les techniques de coupes équilibrées montrent plusieurs variantes basées sur trois critères géométriques différents : la conservation de la surface transférée au cours de la déformation, la conservation de la surface totale de la coupe ou la conservation de la longueur des niveaux stratigraphiques.

2.1.1 Conservation de la surface transférée (ou surface en excès).

La méthode de la surface transférée (Chamberlin, 1910, 1919 ; Dahlstrom, 1969 ; Hossack, 1979 ; Fig. 1a) a été initialement utilisée pour estimer la profondeur du niveau de décollement des nappes (Chamberlin, 1910, 1919). On suppose qu'une coupe de longueur l avait une longueur initiale l_0 . Pendant la déformation, le niveau de référence est soulevé par rapport à sa position initiale et définit ainsi une surface (A) en excès par rapport à l'épaisseur initiale de la coupe (z). Le principe de conservation des surfaces implique que la surface "perdue" (définie par le raccourcissement (l_0-l) et la profondeur du niveau de décollement (z)) est égale à la surface transférée (A). On établit la relation suivante :

$$z=A/(l_0-l)$$

On peut inverser la logique de la méthode et estimer le raccourcissement si l'on connaît la profondeur du niveau de décollement (Dennison and Woodward, 1963 ; Gwinn, 1970 ; Elliot, 1977) en utilisant la relation :

$$l_0= (A/z)+ l$$

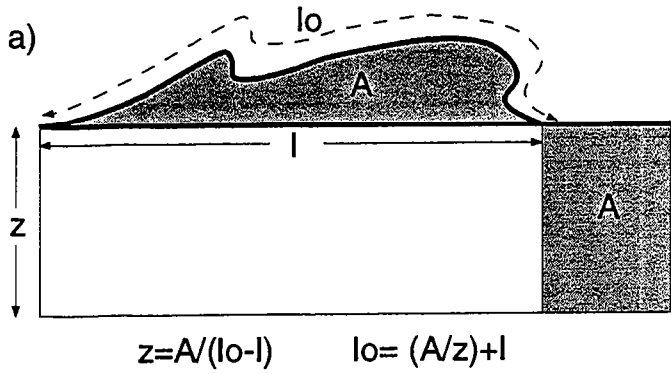
Notons qu'il est souvent facile de connaître la profondeur du niveau de décollement par des forages, la sismique ou les affleurements.

2.1.2 Conservation de la surface totale

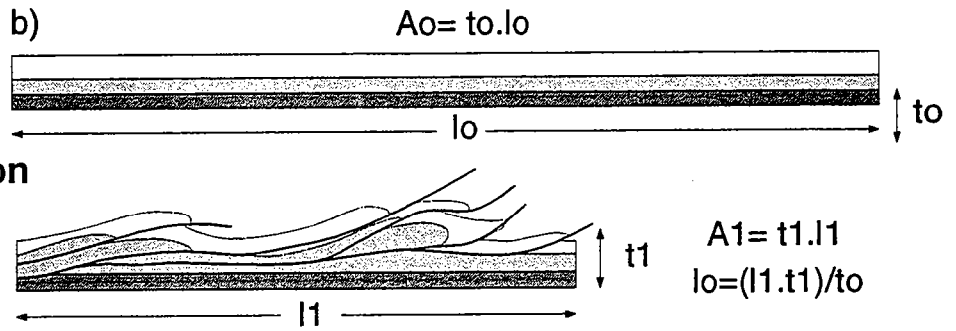
On estime la longueur initiale l_0 d'une coupe de longueur l_1 en utilisant le principe de conservation de la surface totale de la coupe (Dennison et Woodward, 1963 ; Kiefer et Dennison, 1972 ; Hossack, 1979 ; Fig 1b). Si la profondeur initiale du niveau de décollement est t_0 et que l'épaisseur moyenne de la coupe après déformation est t_1 , la conservation de la surface ($l_1.t_1= l_0.t_0$) donne :

$$l_0= (l_1.t_1)/t_0$$

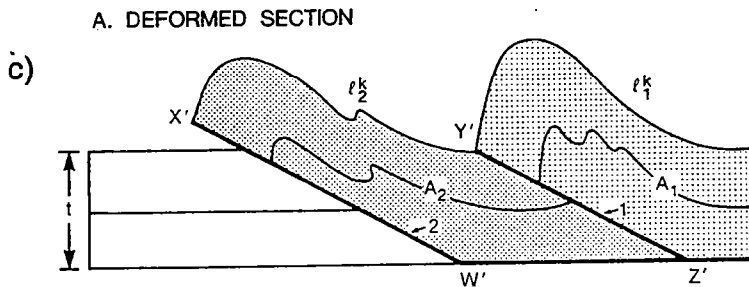
Plusieurs auteurs (e.g.: Ménard, 1988 ; Mitra et Namson, 1989) ont jugé plus approprié de combiner cette méthode à celle de la conservation des longueurs de certains niveaux marqueurs, décrite plus bas. La conservation des longueurs est utilisée pour des niveaux compétents susceptibles de se déformer par glissement fléxural (Fig 1c). La conservation des surfaces est maintenue pour les unités moins compétentes comme des marnes ou pour les parties moins bien contraintes de la coupe.



Méthode de la surface transférée



Méthode de la conservation de la surface totale



Combinaison de la conservation de surface et de longueur

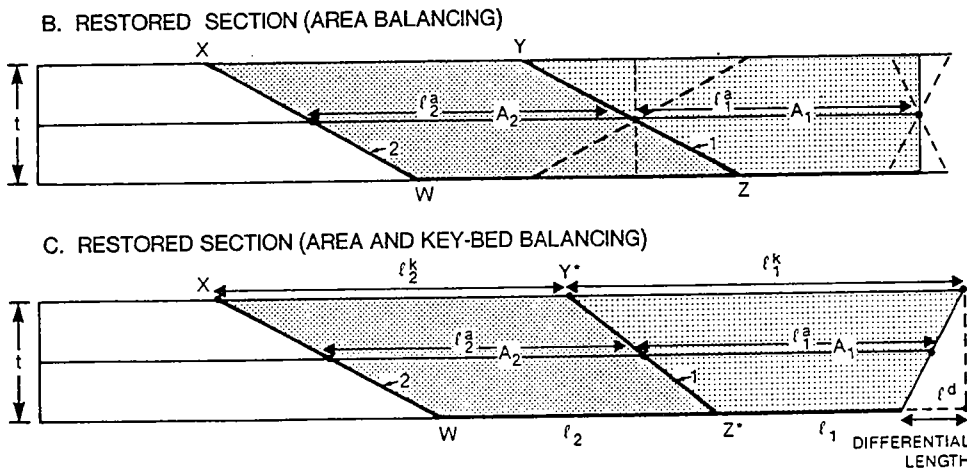


Figure 1: Différentes méthodes de coupes équilibrées en contexte compressif. (a) Méthode de la surface transférée pour la détermination de la profondeur du niveau de décollement (d'après Chamberlin 1910). (b) Méthode de conservation de la surface totale (Hossack, 1979). Une coupe de longueur et d'épaisseur initiale l_0 et t_0 est déformée jusqu'à une longueur l_1 et une épaisseur moyenne t_1 . Si la déformation est plane: $A_0 = A_1$ et donc $l_0 = A_1/t_0$. (c) Restauration d'une coupe (A) par la méthode de conservation de la surface totale (B) et par une combinaison de la méthode de conservation de la surface totale et de la méthode de conservation des longueurs (C). La restauration des surfaces par la méthode de conservation de la surface totale ne fournit pas une solution unique pour la position des rampes (lignes en pointillés). L'utilisation d'un niveau repère dont on conserve la longueur (l_1^k et l_2^k) contraindre la position des rampes.

2.1.3 Conservation de la longueur et de l'épaisseur des niveaux stratigraphiques

Les techniques les plus simples de coupes équilibrées sont celles qui ramènent le problème à la conservation de la longueur et de l'épaisseur des niveaux stratigraphiques : on restaure alors simplement en dépliant les structures. On mesure avec un curvimètre la longueur des couches repères après et avant plissement pour estimer le raccourcissement :

$$R = (l_0 - l) / l_0.$$

2.1.4 Autres techniques

Les trois approches que nous avons présentées ne prennent pas en compte la déformation interne des roches, paramètre susceptible de changer la longueur et la surface des formations. Certains auteurs proposent d'inclure la restauration de la déformation interne aux procédures d'équilibrage (Woodward et al., 1986). Il est cependant nécessaire d'avoir des marqueurs de la déformation interne répartis sur toute la coupe (ce qui n'est pas toujours facile). De plus, il est important de savoir si l'amplitude des modifications produites n'est pas négligeable par rapport à la résolution de la coupe.

Les coupes équilibrées sont des outils importants qui permettent d'estimer de manière simple les déplacements le long d'une coupe. De nombreux auteurs ont proposé des **méthodes de construction** de coupes équilibrées (e.g. De Paor, 1988 ; Suppe, 1983 ; Jones et Linser, 1986 ; Kligfield et al., 1986 ; Groshong and Usdansky, 1986). Citons par exemple le modèle géométrique de Suppe (1983) qui estime la déformation des couches liée au fonctionnement d'une faille en utilisant le critère de la conservation des longueurs et des épaisseurs des couches ("kink model", Fig 2a). Il permet de construire, lors de l'interprétation de données, des coupes directement équilibrées (Fig 2b). Appliqué en modélisation directe, ce critère devient une aide pour la restauration et l'interprétation. En effet, il permet une évaluation des hypothèses structurales pas à pas sans résoudre complètement la structure étudiée (Mount et al., 1990).

2.2 Les coupes équilibrées en contexte extensif

Remarque : Nous envisagerons essentiellement la restauration en coupe dans les bassins sédimentaires.

En 1983, Gibbs suggère que les concepts des coupes équilibrées puissent être utilisés dans les domaines en extension. Cependant Gibbs (1983) et Rowan et Kligfield (1989) soulignent la nécessité d'adapter les procédures à certaines différences importantes entre les domaines compressifs et extensifs.

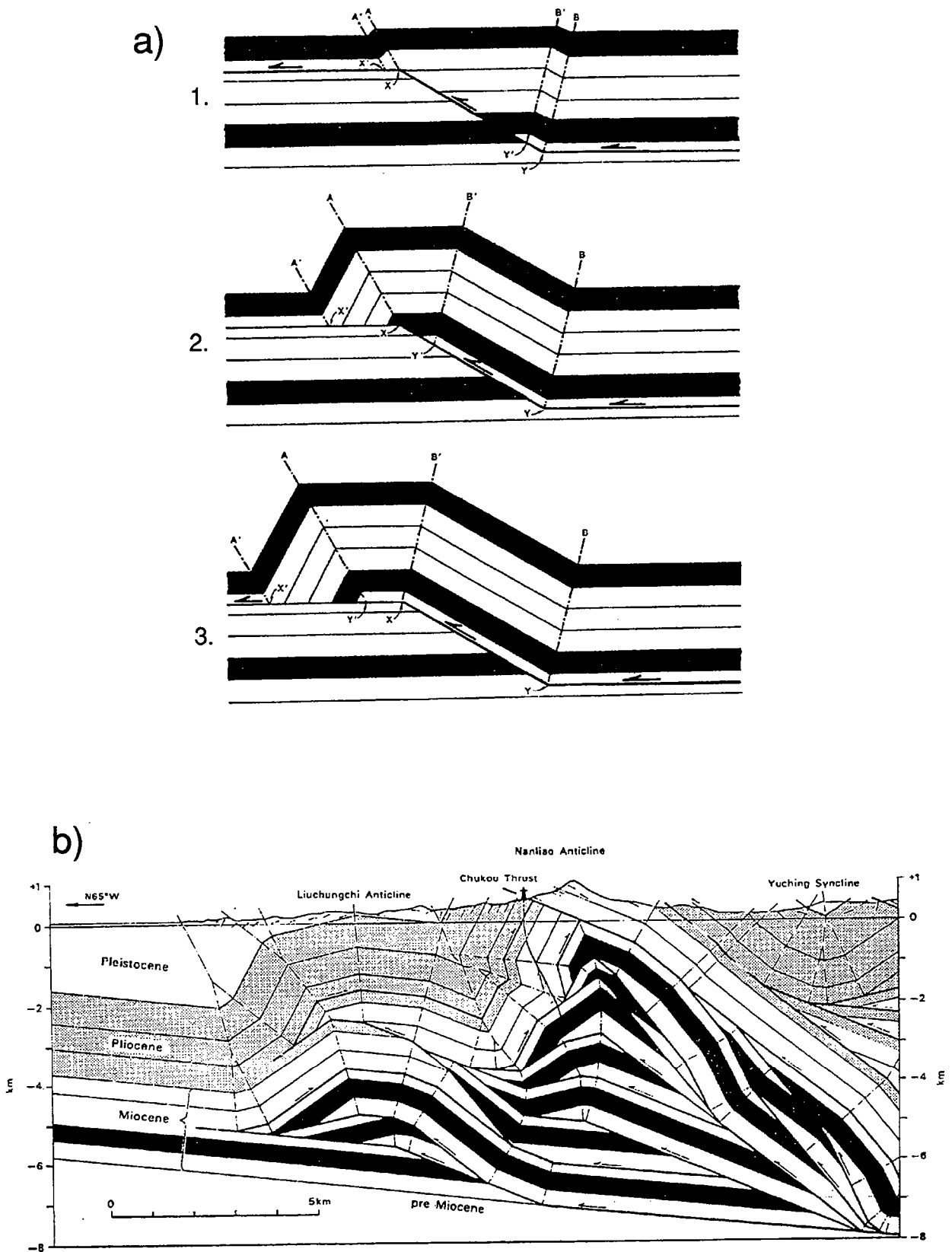


Figure 2: (a) Modèle cinématique du développement d'un anticlinal de rampe basé sur les principes de coupes équilibrées: "kink method" (d'après Suppe et Namson, 1979). Les niveaux stratigraphiques gardent une épaisseur constante et se déforment en "kink" (b) Utilisation de la méthode du "kink" pour l'interprétation structurale de l'anticlinal Nanliao, Taiwan (d'après Suppe, 1980). Lors de l'équilibrage, l'auteur met en évidence des structures cachées: des "duplexes".

(1) Les bassins affleurent beaucoup moins bien qu'une chaîne plissée parce que l'extension s'accompagne d'une subsidence et par conséquent d'un enfouissement. Les données disponibles sont le plus souvent issues de l'exploration sismique. La restauration devient alors plus que jamais une aide à l'interprétation des données sismiques pour valider les modèles proposés. L'énorme investissement des entreprises pétrolières sur les campagnes d'exploration par sismique réflexion au cours des dernières années s'est accompagné d'une importante production scientifique concernant la méthodologie des coupes équilibrées dans les bassins sédimentaires. Il est important de noter que ces méthodes ne peuvent être appliquées que sur des coupes converties en profondeur car les coupes acquises en temps double ne respectent pas les principes de conservation de surface.

(2) La deuxième différence résulte également de la subsidence associée à l'extension car la plupart des bassins présente une extension syn-sédimentaire. C'est à dire qu'au moment du dépôt d'un horizon, les niveaux sous-jacents sont déjà déformés. Ceci a deux conséquences importantes du point de vue de la restauration. Premièrement, les horizons présentent une topographie au moment du dépôt de l'horizon suivant. Ce dernier va donc montrer des hétérogénéités d'épaisseur dans son état non déformé. Deuxièmement, l'état initial de la coupe n'est plus une pile sédimentaire, il faut donc traiter les horizons stratigraphiques successivement.

(3) La troisième différence réside dans le fait que les phénomènes de compaction accompagnant l'enfouissement des sédiments au cours de l'extension ne peuvent pas être négligés. Pour restaurer la part de la déformation liée à la compaction, on utilise des équations empiriques (e.g. Sclater et Christie, 1980 ; Baldwin et Butler, 1985) : les formations sont étirées verticalement en fonction de la porosité initiale et de la profondeur d'enfouissement.

(4) Les bassins en extension présentent parfois un type de tectonique particulier lié à la présence de niveau(x) d'évaporites au sein de la série sédimentaire. Le comportement rhéologique particulier de ces roches (résistance très faible et très forte capacité au fluage) peut contrôler totalement le style et la cinématique de la déformation. Notons que des argiles sous-compactées peuvent également avoir un tel comportement. La très grande mobilité du sel pose des problèmes quant à l'utilisation des coupes équilibrées à cause du principe de conservation de surface. La tendance générale des auteurs est de considérer que cela ne doit pas empêcher la restauration. Soit on suppose que la somme des déplacements des évaporites dans toutes les directions de l'espace se ramène toujours à une conservation des surfaces en coupe (Jenyon, 1988). Soit on ne tient compte que des sédiments ayant un comportement fragile et on traite le sel comme un vide dont la surface peut changer au cours de la restauration (Hossack, 1994).

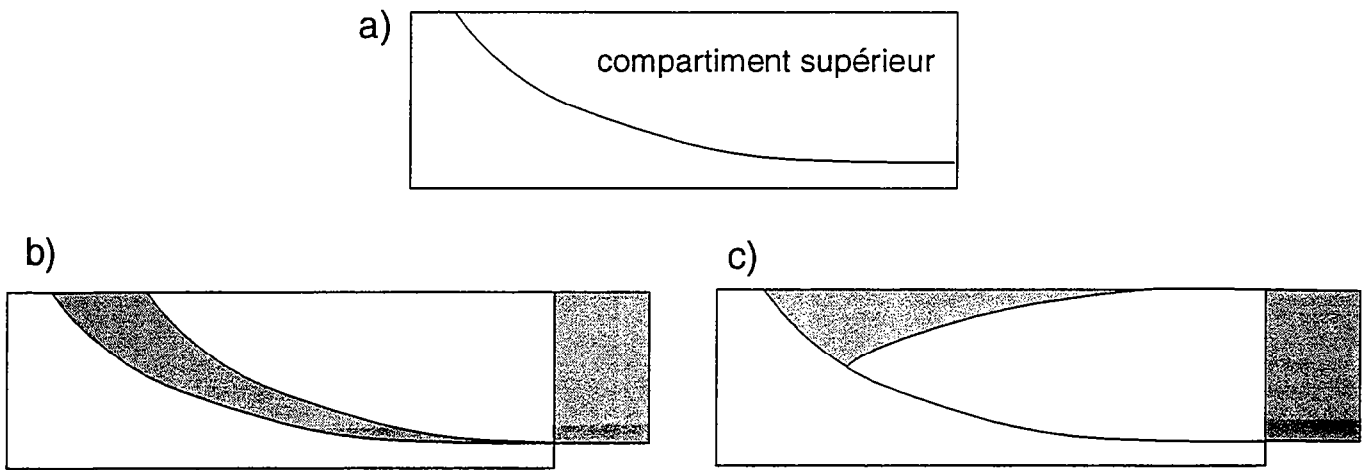
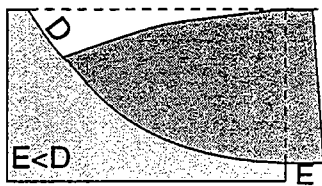


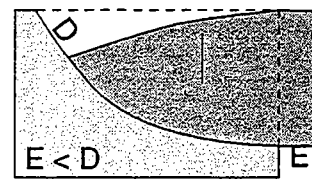
Figure 3: Schémas illustrant le développement d'un roll over. Le déplacement du compartiment supérieur le long de la faille courbe (a) produit un vide théorique (b). Ce vide est accomodé par le développement d'un roll over (c).

a) Conservation de la longueur des bancs



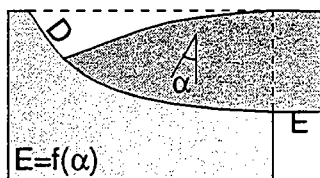
pli parallèle
Davison (1986)

b) Cisaillement simple vertical



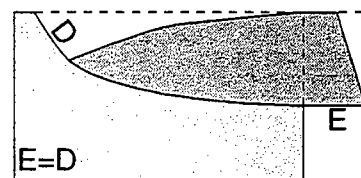
pli similaire
Verral (1981)
Gibbs (1983)

c) Cisaillement simple incliné



pli similaire
White et al. (1986)
White (1987)

d) Déplacement constant



Williams et Vann (1987)

Figure 4: Résumé des modèles géométriques de roll over (modifié d'après Dula, 1991) voir explications dans le texte.

(5) La cinquième différence concerne les modes de déformation et les structures qui ne sont pas les mêmes qu'en contexte compressif. Les failles normales dans les bassins sédimentaires sont souvent des failles listriques. Pour ce type de failles, c'est souvent le compartiment supérieur (toit de la faille ou "hanging wall" ; Fig 3a) qui est le plus déformé. En effet, le glissement le long d'une faille non plane s'accompagne de la création d'un vide théorique (Fig.3b). Ce vide est en réalité accommodé par un effondrement gravitaire du compartiment supérieur ("roll-over" ou reverse drag ; Hamblin, 1965 ; Fig 3c). La restauration en contexte extensif nécessite de choisir un modèle géométrique qui décrit la déformation du roll-over et les déplacements au cours du fonctionnement des failles pour calculer l'état non déformé des niveaux stratigraphiques.

2.2.1. Les modèles géométriques.

De nombreux modèles décrivent d'un point de vue géométrique la déformation de ce compartiment supérieur. Groshong (1989) a adapté le modèle de "kink" de Suppe (1983) au cas d'un demi-graben et Moretti et al. (1988) proposent un modèle de rotation rigide autour d'une faille courbe. D'autres modèles décrivent la formation du roll over (Davison, 1986 ; Verrall, 1981 ; Gibbs, 1983 ; White et al., 1986 ; White, 1987 ; Williams et Vann, 1987). Ces modèles géométriques ont été initialement conçus pour estimer le profil de la faille et la profondeur à laquelle elle s'horizontalise à partir de la déformation des niveaux stratigraphiques dans le compartiment supérieur. Pour la restauration, ils sont utilisés en sens inverse : connaissant la géométrie de la faille, on retrouve l'état non déformé d'un horizon et on en déduit les déplacements associés.

Davison (1986) décrit la déformation dans le compartiment supérieur selon le même principe que Dahlstrom (1969), c'est à dire en terme de glissement fléxural (conservation de la longueur du niveau repère, Fig 4a). Verrall (1981) et Gibbs (1983) proposent que le roll-over soit le résultat d'un cisaillement simple le long de lignes verticales (construction de Chevron), ce qui correspond à un pli similaire (Fig 4b). White et al. (1986) et White (1987) reprennent ce modèle mais proposent des équations pour un cisaillement simple le long de lignes inclinées (à 60° de l'horizontale ; Fig 4c). Les conséquences de ces modèles en terme d'équilibrage des surfaces en coupe sont assez variables, mais dans aucun de ces trois modèles, la valeur du déplacement le long de la faille n'est conservée. Ceci a amené Williams et Vann (1987) à proposer une variante de la construction de Chevron qui permet de conserver le déplacement le long de la faille (Fig 4d).

Notons que ces modèles traitent la déformation dans le compartiment supérieur en terme de déformation continue (sauf Williams et Vann (1987) qui ont adapté leur modèle à des failles antithétiques dans le roll over). Le compartiment inférieur est considéré comme peu ou pas déformé et les modèles ne prennent en compte qu'un seul mécanisme de déformation à la fois. Notons également que les modèles de cisaillement vertical ou

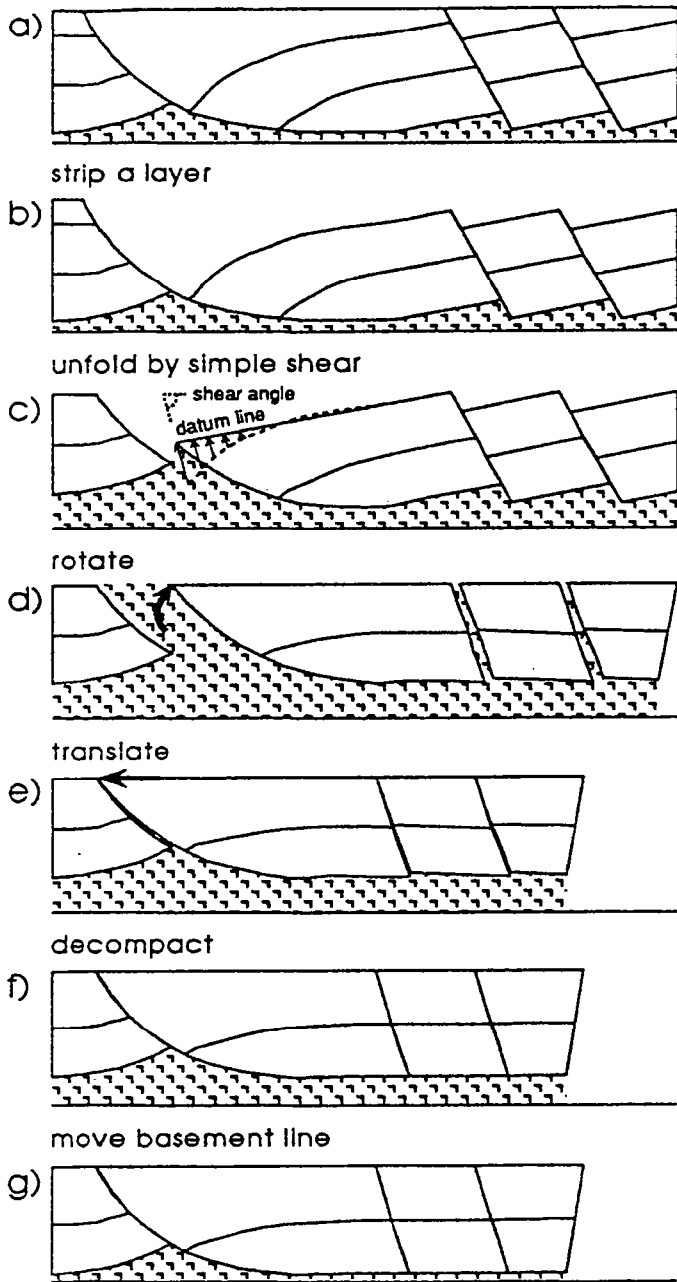


Figure 5: Etapes (b à g) de la restauration d'un horizon pour une coupe en extension (a). Le figuré sous les niveaux stratigraphiques représente les zones de sel, d'argiles ou toute autre roche ductile. Le tout repose sur un substratum rigide. Le schéma représente une seule étape du "back stripping" (d'après Schultz-Ela, 1992)

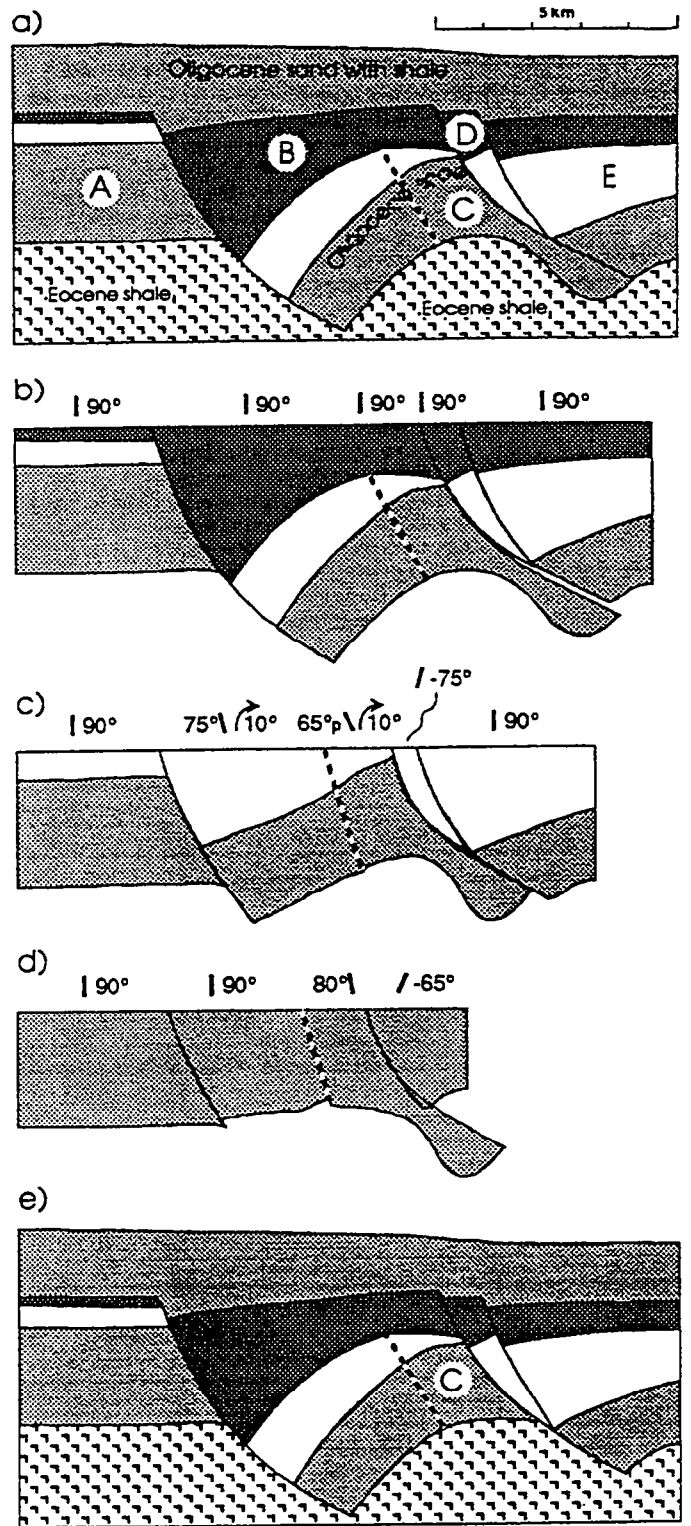


Figure 6: Utilisation de la restauration pour tester la validité d'une coupe interprétée et la mise en évidence d'incohérences géométriques dans l'interprétation (d'après Schultz-Ela, 1992). La ligne sismique interprétée a été publiée par Shelton (1984). Les chiffres indiquent l'orientation du cisaillement utilisé pour déplisser chaque horizon dans chaque bloc. Le résultat de la restauration (d) indique une incohérence dans la coupe initiale (a) liée à la forme du bloc (C). L'auteur suggère des modifications de la géométrie du bloc C qui permettent d'arriver à une coupe rétro-déformable (d).

incliné (Verrall, 1981 ; Gibbs, 1983 ; White et al., 1986 ; White, 1987) ne nécessitent pas de définir une ligne verticale fixe (pin-line).

Après avoir choisi un des modèles de déformation, on peut ensuite restaurer la coupe. Nous avons vu que l'extension syn-sédimentaire nécessite de traiter les niveaux stratigraphiques séparément, les uns après les autres (en anglais : "back-stripping").

2.2.2 Le "back-stripping".

La procédure se déroule de la façon suivante (Fig 5) :

- (a) le point de départ est une coupe interprétée ;
- (b) on retire d'abord le niveau supérieur (0) ;
- (c) on déplisse ensuite les compartiments limités par des failles, le critère étant de ramener le niveau (1) à une ligne droite ; pour ce faire on utilise les lois d'un des modèles géométriques décrits plus haut ;
- (d) le compartiment subit ensuite une rotation rigide qui ramène le niveau (1) à l'horizontale ;
- (e) puis on translate les compartiments jusqu'à mettre en contact les segments de l'horizon (1) ;
- (f) on décompacte les compartiments ;
- (g) puis on passe au niveau suivant (2).

Cette procédure correspond à une seule étape du "back-stripping", elle peut varier légèrement en fonction du contexte tectonique, du modèle de déformation choisi, etc...

De nombreux auteurs ont utilisé avec succès la restauration comme une aide à l'interprétation de profils sismiques (e.g. Rowan et Kliegfield, 1989 ; Beach et Rowan, 1992 ; Schultz-Ela, 1992). Par exemple, Schultz-Ela (1992) démontre par la restauration l'incompatibilité géométrique de l'interprétation d'une ligne sismique et suggère une modification de cette interprétation (Fig 6).

2.3. Conclusions sur les méthodes de coupes équilibrées

Les méthodes de coupes équilibrées sont des outils performants pour estimer les déplacements et pour construire des coupes géométriquement cohérentes. Il faut les utiliser dans des domaines où les séries sédimentaires sont bien identifiables, et où l'on est certain que les conditions d'utilisation de ces méthodes soient respectées (en particulier pour la déformation plane). Pour un meilleur résultat dans un même site, il faut restaurer des coupes sériées, en tenant compte au cours de la restauration des coupes adjacentes.

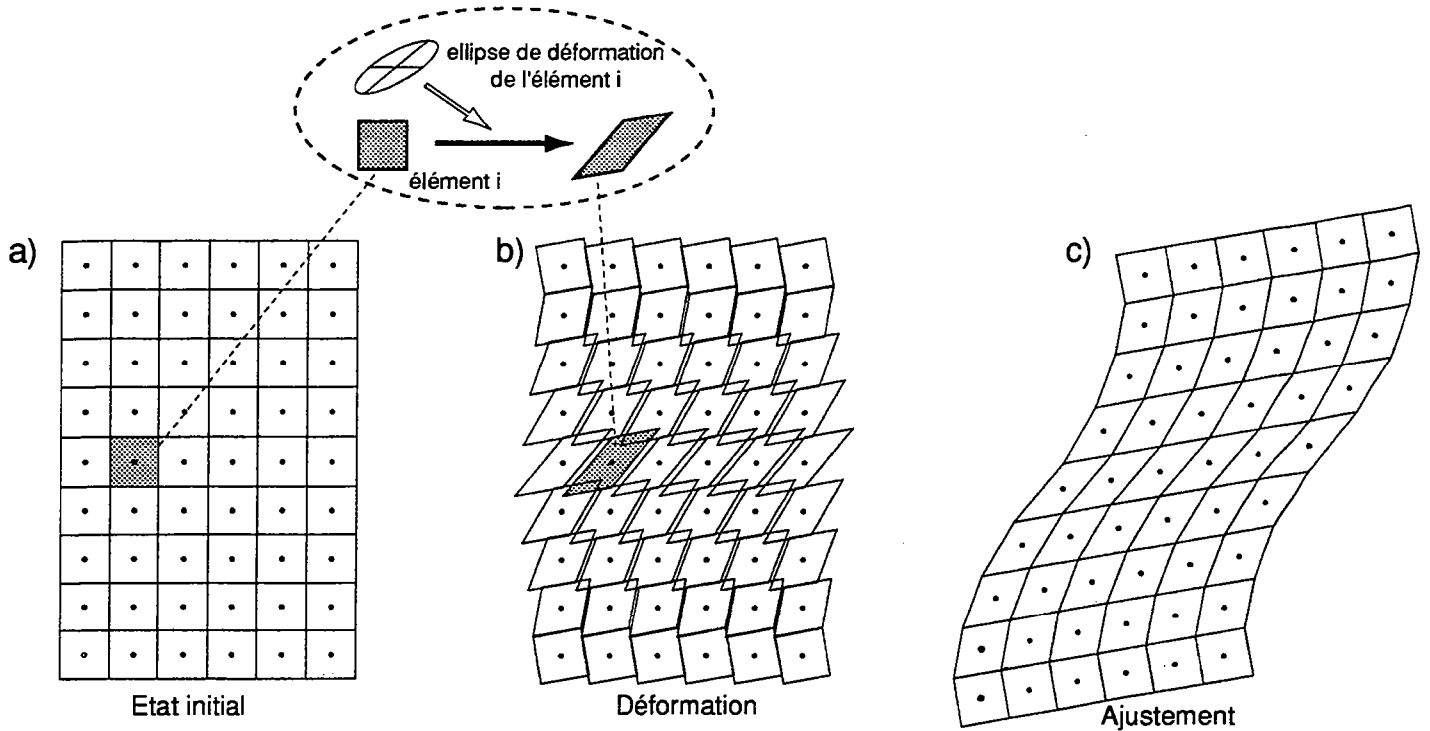


Figure 7: Principe des méthodes de restauration en plan (modifié d'après Schultz-Ela, 1988). L'état déformé est subdivisé en éléments polygonaux (ici des carrés) au sein desquels on considère la déformation comme homogène. Chaque élément est restauré en fonction des mesures de déformation faites sur le terrain. Les carrés deviennent des parallélogrammes qui sont ensuite ajustés par minimisation des vides et des recouvrements.

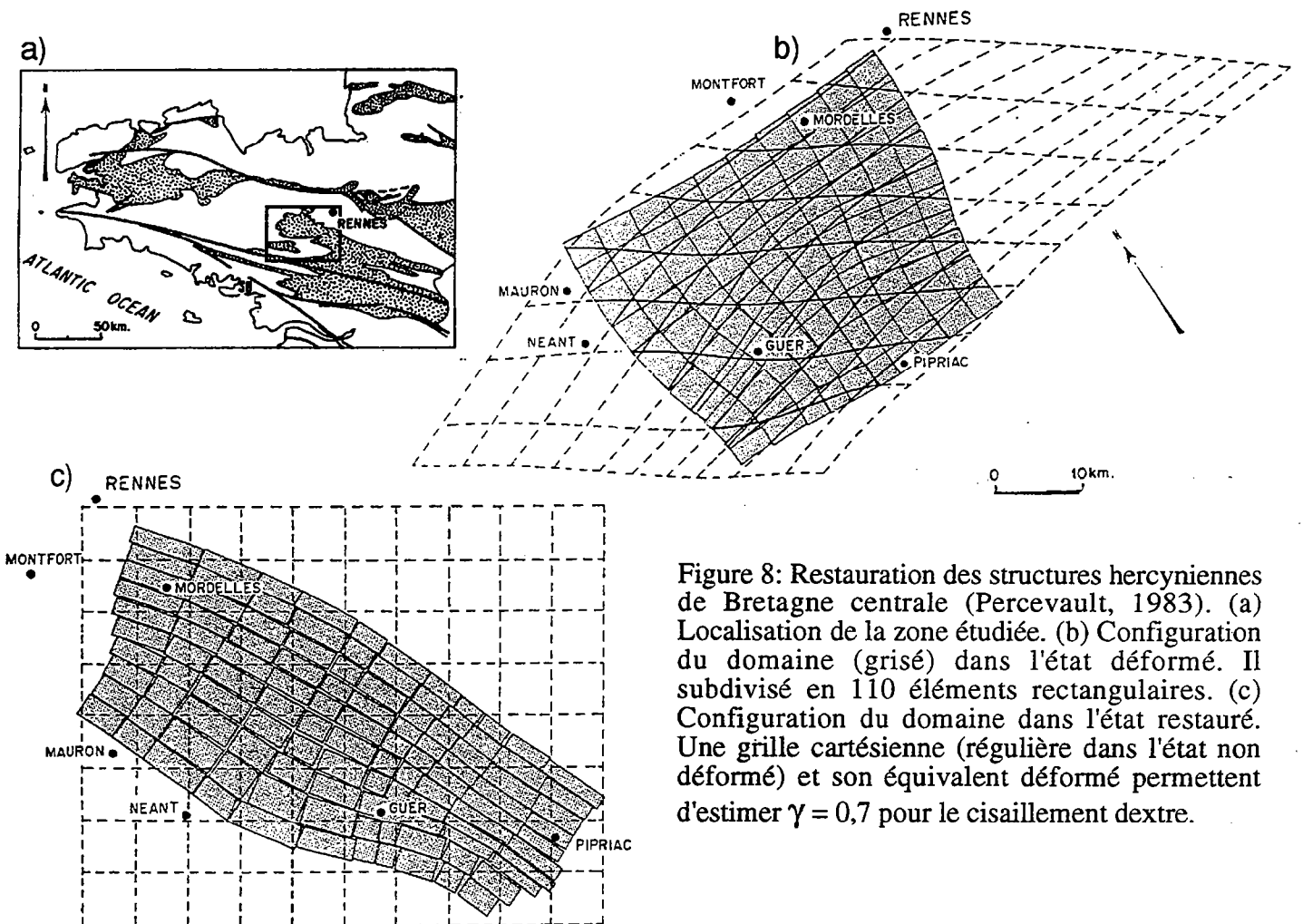


Figure 8: Restauration des structures hercyniennes de Bretagne centrale (Percevault, 1983). (a) Localisation de la zone étudiée. (b) Configuration du domaine (grisé) dans l'état déformé. Il est subdivisé en 110 éléments rectangulaires. (c) Configuration du domaine dans l'état restauré. Une grille cartésienne (régulière dans l'état non déformé) et son équivalent déformé permettent d'estimer $\gamma = 0,7$ pour le cisaillement dextre.

Les méthodes de coupes équilibrées ont été rapidement informatisées (GEOSEC : Kligfield et al. 1986 ; LOCACE : Moretti et al., 1990 ; RESTORE, Schultz-Ela et Duncan, 1991 etc...). Ceci permet un aller-retour plus rapide entre l'interprétation des données et l'équilibrage et également de tester de nombreuses hypothèses structurales. D'une manière générale, il est conseillé de tester plusieurs hypothèses structurales mais également plusieurs types de restauration, voire même plusieurs logiciels pour une même coupe. Il s'agit cependant de définir une stratégie régulant le temps consacré à améliorer une interprétation en fonction du gain réel en qualité. Cette remarque est d'ailleurs valable pour les méthodes de restauration en général.

2.4. Les méthodes de restauration en carte

Les méthodes de restauration en coupe restent cependant mal adaptées à certains problèmes. D'abord elles sont inapplicables dans les domaines où la déformation n'est pas plane. Ainsi, dès que le déplacement sur les failles (normales ou inverses) s'accompagne de mouvement décrochant et a fortiori dans les contextes purement décrochants, on ne peut les utiliser. C'est pour palier ces problèmes qu'une autre approche a été développée : la restauration en carte. Par mesure de simplification, nous nommerons ces techniques en cartes "méthodes de restauration" par opposition aux méthodes de restauration en coupe que nous nommerons "coupes équilibrées".

Nous distinguerons les méthodes de restauration conçues pour la déformation continue qui sont les premières à avoir été mises au point et celles adaptées à la déformation discontinue, qui ont été développées par la suite.

2.4.1 Restauration de la déformation continue

Une méthode de restauration en carte, de la déformation continue, doit être capable d'aborder le problème de la déformation continue non uniforme. On utilise en général des techniques basées sur le principe des éléments finis, c'est à dire sur la discrétisation de la zone en éléments de petite taille, au sein desquels on peut considérer la déformation comme homogène (Etchecopar, 1974 ; Schwerdtner, 1977 ; Cobbold, 1977, 1979 ; Percevault et Cobbold, 1982 ; Percevault, 1983 ; Cobbold et Percevault, 1983 ; Schultz-Ela, 1988).

La procédure est la suivante (Fig 7). On découpe la zone à traiter en éléments rectangulaires. On restaure ensuite chaque élément en fonction d'une mesure de la déformation faite sur le terrain (ou de l'interpolation entre deux mesures). On ajuste finalement au mieux les éléments (devenus des parallélogrammes) pour retrouver l'état non déformé de la zone. On doit donc travailler dans un domaine où les marqueurs de la déformation finie sont abondants et bien répartis. L'ajustement est réalisé manuellement

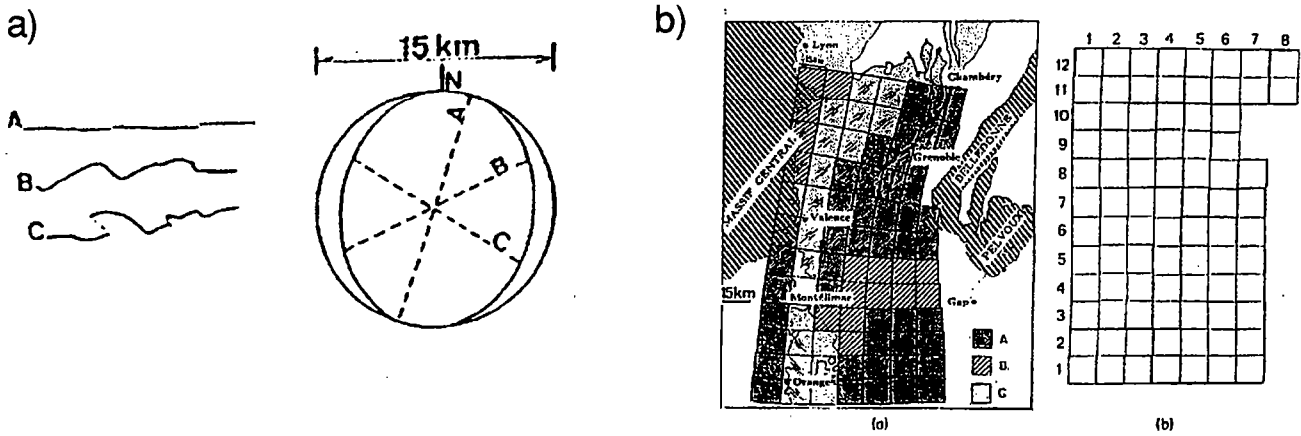


Figure 9: Construction du champ de déformation dans les Chaînes Subalpines (Gratier et al., 1989). (a) Détermination des trajectoires et des valeurs de déformation par la mesure du raccourcissement ($\Delta l/l$) le long de coupes d'un niveau repère (calcaire Tithonique) selon trois directions pour un site. (b) Grille de déformation à partir de 84 éléments finis. Les éléments A, avec une bonne estimation à la fois des directions principales et des valeurs de déformation, sont les premiers à être représentés. Ensuite, sont établis les éléments B avec de bonnes estimation des valeurs de déformation mais avec directions principales moins bien contraintes. Finalement les éléments C sont construits par interpolations. Les flèches indiquent que des failles décrochantes ont été prises en compte pour estimer les valeurs de déformation. En grisé les terrains tertiaires et en hachuré le sous-bassement cristallin. La grille numérotée correspond à la grille non déformée après restauration et ajustement des éléments.

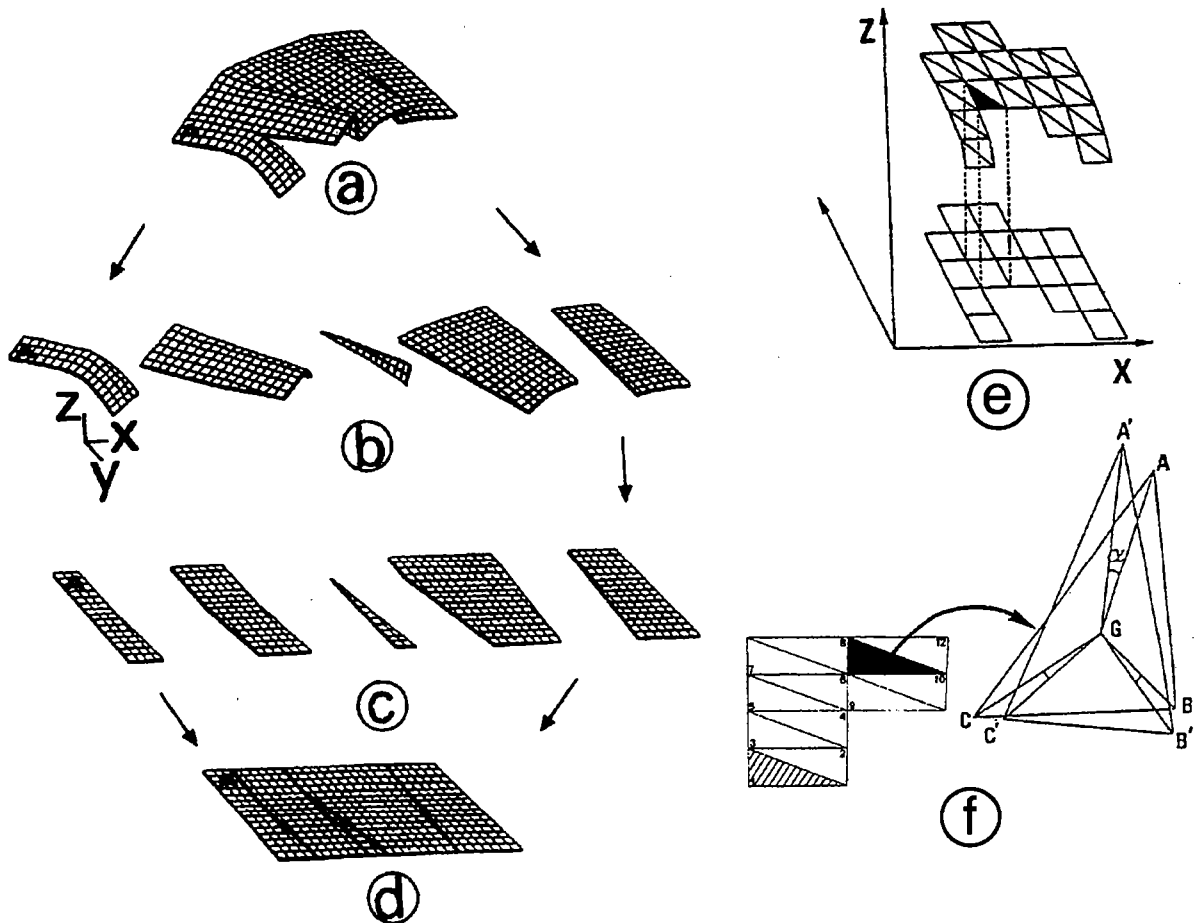


Figure 10: Schéma de la procédure de restauration par déplissage (Gratier et al., 1991). L'état déformé (a) est découpé en blocs limités par les failles (b), qui sont déplissés séparément (c) puis ajustés manuellement (d). Pour déplisser, on projette les triangles sur un plan horizontal (e) puis on les ajuste (f).

(Schwerdtner, 1977) ou numériquement (Etchecopar, 1974 ; Cobbold, 1977, 1979 ; Percevault et Cobbold, 1982 ; Percevault, 1983 ; Cobbold et Percevault, 1983 ; Schultz-Ela, 1988). Dans ce dernier cas, la procédure itérative alterne translations et rotations rigides des éléments jusqu'à minimisation (par la méthode des moindres carrés) des vides et des recouvrements entre éléments. Percevault et Cobbold (1982), Percevault (1983) et Cobbold et Percevault (1983) ont utilisé cette méthode pour restaurer le cisaillement Sud-Armoricain (Fig 8) et estimer le déplacement associé. Gratier et al. (1989) et Gratier (1988) proposent un champ de déformation des chaînes subalpines construit sur ce principe. Pour déterminer une ellipse de déformation au sein de chaque élément carré d'une carte, ils mesurent le raccourcissement le long de trois coupes d'orientations différentes (Fig 9).

Plus récemment, Guillier (1991), Gratier et al. (1991), Gratier et Guillier (1993) et Gratier (1993) ont mis au point un logiciel de déplissage de surfaces définies en 3 dimensions (Fig 10). La surface est découpée en éléments triangulaires puis ramenée à une position horizontale en projetant les éléments sur un plan horizontal et les ajustant ensuite les uns par rapport aux autres. Cette méthode permet de restaurer tous les types de surfaces, même celles qui ne sont pas parfaitement cylindriques et développables (c'est à dire que l'on ne peut déplisser sans les déformer).

2.4.2. Restauration de la déformation discontinue

Données

L'intérêt d'une approche en carte a mené au développement de méthodes de restauration capables de traiter la déformation discontinue. Dans ce cas, le document de départ porte les informations suivantes : le réseau de failles et la composante transverse du rejet horizontal sur les failles (composante purement normale ou inverse du rejet horizontal). Nous les appellerons "cartes de rejets horizontaux", en anglais on utilise les termes de "cut off lens maps" (Mc Coss, 1988). La carte des rejets horizontaux d'un horizon stratigraphique est établie en projetant sur un plan horizontal les intersections entre l'horizon et chaque faille ("cut off" ; Fig 11). On définit ainsi un vide (pour une faille normale) ou un recouvrement (pour une faille inverse) entre les compartiments de la faille, dont la largeur est proportionnelle au rejet de la faille. Ainsi, en contexte décrochant, la carte correspond seulement au tracé des failles. Des restaurations manuelles et numériques ont été réalisées dans chacun de ces trois contextes : compressif, décrochant et extensif.

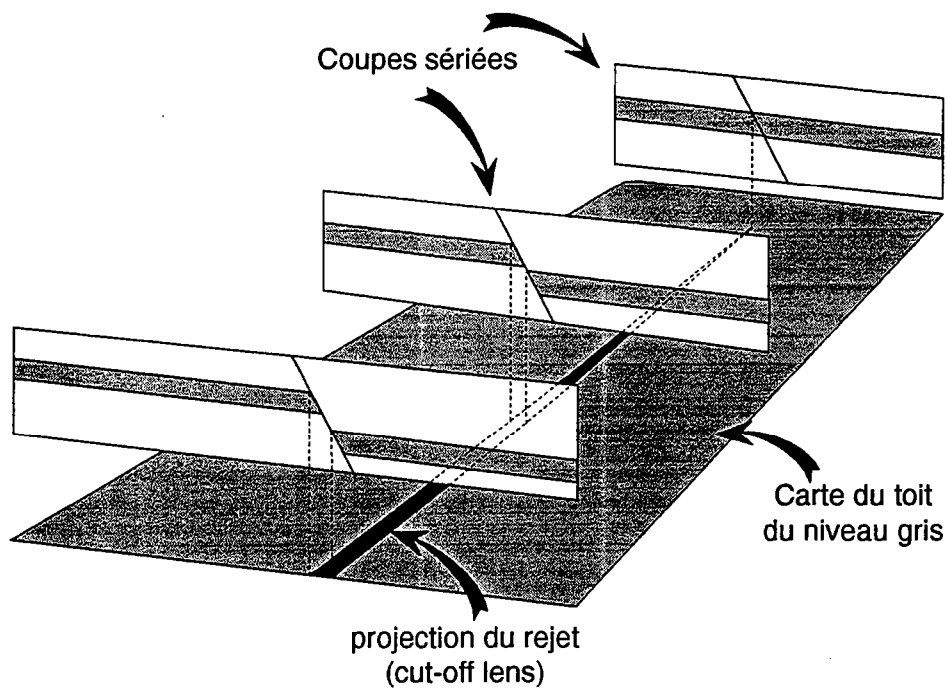


Figure 11: Construction de la carte de rejet d'un horizon donn\u00e9 (le sommet du niveau stratigraphique gris).

On projette sur un plan horizontal les intersections entre l'horizon et chaque faille. On d\u00e9finit ainsi un vide (pour une faille normale) ou un recouvrement (pour une faille inverse). La largeur du vide est \u00e9gal \u00e0 la composante horizontale du rejet sur la faille.

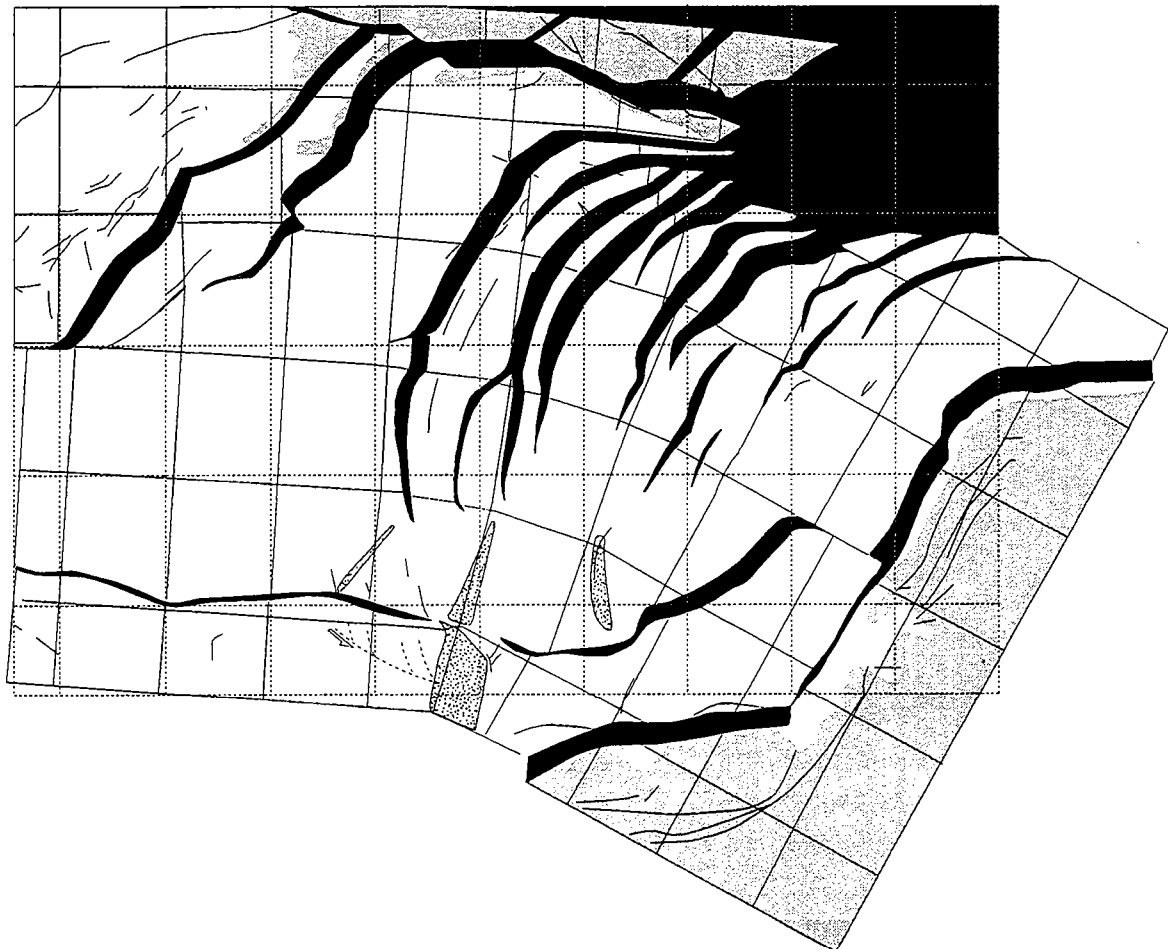


Figure 12: Restauration manuelle de la d\u00e9pression Tadjik (Thomas, 1994; Thomas et al., 1994). Le fond noir montre les limites du syst\u00e8me avant restauration et indique la quantit\u00e9 de raccourcissement. Les lignes en pointill\u00e9s correspondent \u00e0 des lignes tourn\u00e9es lors de la restauration et deviennent les lignes pleines dans l'\u00e9tat restaur\u00e9. Elles indiquent la rotation des blocs. La rotation et le raccourcissement estim\u00e9s sont comparables aux donn\u00e9es de la litt\u00e9rature et aux mesures pal\u00e9omagn\u00e9tiques.

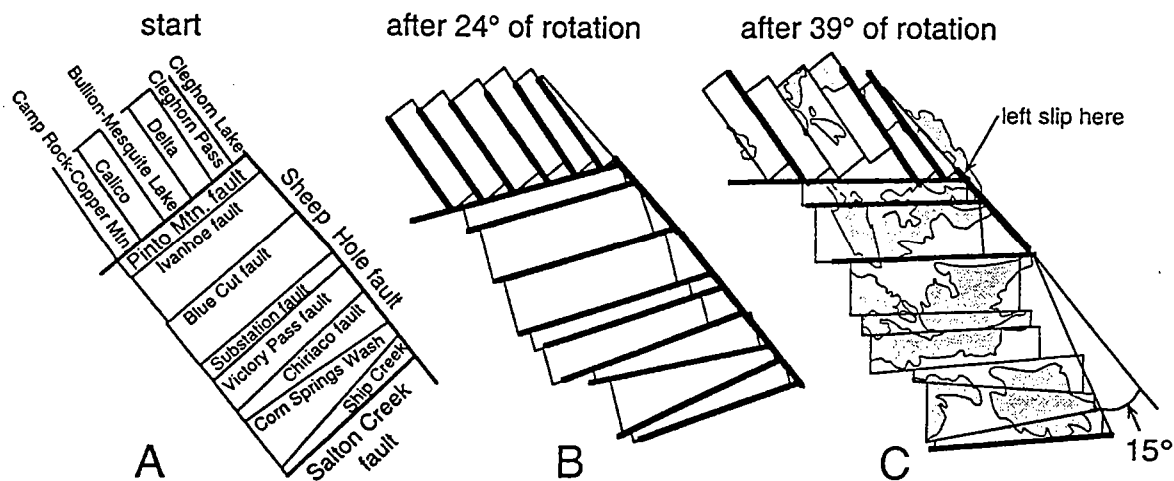


Figure 13: Restauration manuelle d'une carte schématique des Transverse Ranges orientales, Californie (Richard, 1993). Les blocs définis dans l'état actuel (A) sont tournés en deux étapes (B et C). Les failles représentées en gras sont les failles actives lors des deux étapes de restauration.

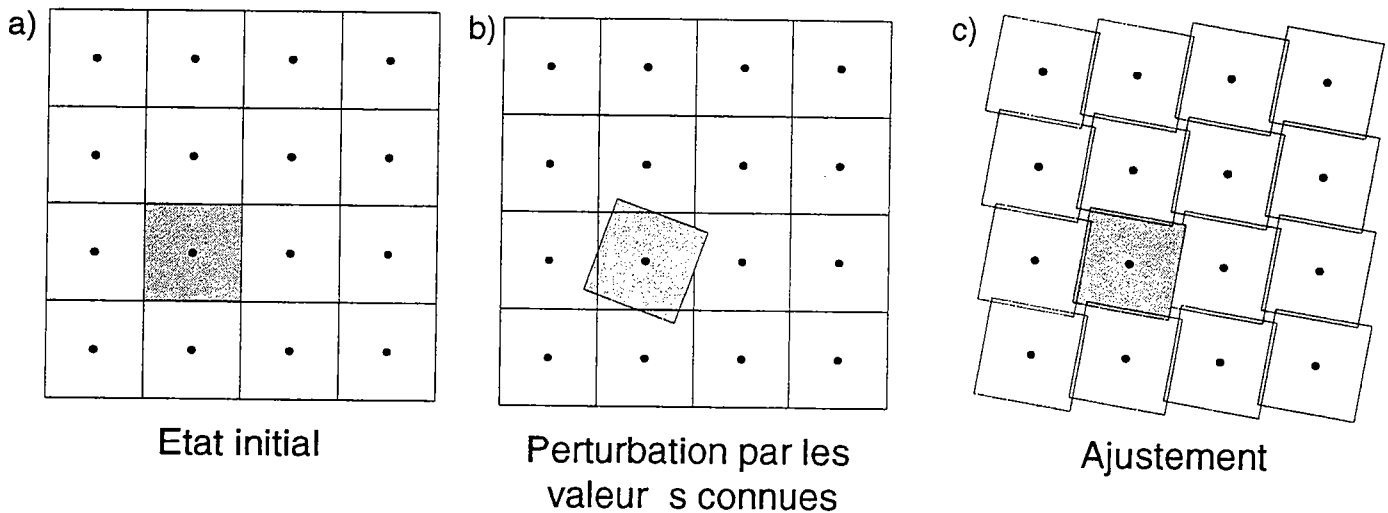


Figure 14: Principe de la restauration en contexte décrochant (modifié d'après Audibert, 1991). L'état initial (a) est modifié en tournant le (ou les blocs) dont on connaît la rotation par mesure paléomagnétique (b). Les autres blocs sont ensuite ajustés par itérations successives de rotations et de translations. Ici la perturbation initiale correspond à la totalité de la rotation observée. Cependant la rotation observée peut être appliquée en plusieurs incréments et, après chaque incréments, les autres blocs sont ajustés.

Contexte compressif

Davy et Cobbold (1988) proposent une restauration manuelle en contexte compressif à l'échelle de la collision Inde-Asie et Thomas (1994) une restauration manuelle de la dépression Tadjik en Asie centrale (Fig 12). Ces restaurations sont faites simplement avec une carte et une paire de ciseaux en découpant des blocs limités par les chevauchements et en séparant les blocs d'une distance égale à la quantité de chevauchement. Bourgeois (1994) a informatisé cette procédure en se basant sur notre méthode.

Contexte décrochant

Dokka et Travis (1990) et Richard (1993) ont également réalisé des restaurations manuelles en système décrochant (Fig 13). Audibert (1991) propose une méthode numérique utilisant des mesures paléomagnétiques et basée sur les modèles de rotation de blocs (Freund, 1974 ; Ron et al., 1984 ; Garfunkel, 1989). La zone est préalablement découpée en blocs limités par des failles, ces blocs peuvent être des polygones irréguliers (Fig 14a). Connaissant la rotation rigide de certains blocs par mesure paléomagnétique, on applique cette quantité de rotation en un ou plusieurs incréments (Fig 14b). Après chaque incrément, les autres blocs sont ajustés par itérations successives de rotations et translations rigides jusqu'à minimisation des vides et recouvrements (Fig 14c). Du point de vue méthodologique, un des principaux apports des travaux de Audibert (1991) est la mise au point des principes d'ajustement de polygones irréguliers (jusque là les éléments étaient des parallélogrammes ou des octaèdres). Audibert (1991) a appliqué sa méthode en Galilée (Fig 15).

Contexte extensif

Nous avons vu auparavant qu'en carte, une faille normale peut être représentée par un vide entre ses compartiments. La restauration en contexte extensif a pour objet de ramener le niveau stratigraphique dans son état non déformé en inversant le mouvement sur les failles, c'est à dire en "refermant" les vides entre les compartiments. Il y a deux manières de procéder, soit en utilisant des techniques d'éléments finis, soit en découpant la carte en blocs limités par des failles (selon la technique employée par Audibert, 1991).

La première approche a été développée par Barr (1985) et appliquée sur des données de sismique réflexion en Mer du Nord. Sur une carte de rejets, on trace une grille de points. Les rejets sur les failles sont inversés (c'est à dire les vides correspondant aux failles fermés) en déplaçant les points de la grille suivant la direction du rejet sur la faille (Fig 16). Cette direction est fixée par l'utilisateur. On peut ensuite visualiser le champ de déplacement en montrant le déplacement fini de chaque point de la grille. Le défaut de cette méthode est qu'elle nécessite de connaître (ou de fixer) une direction de glissement sur chacune des failles. Ce genre d'information est très difficile,

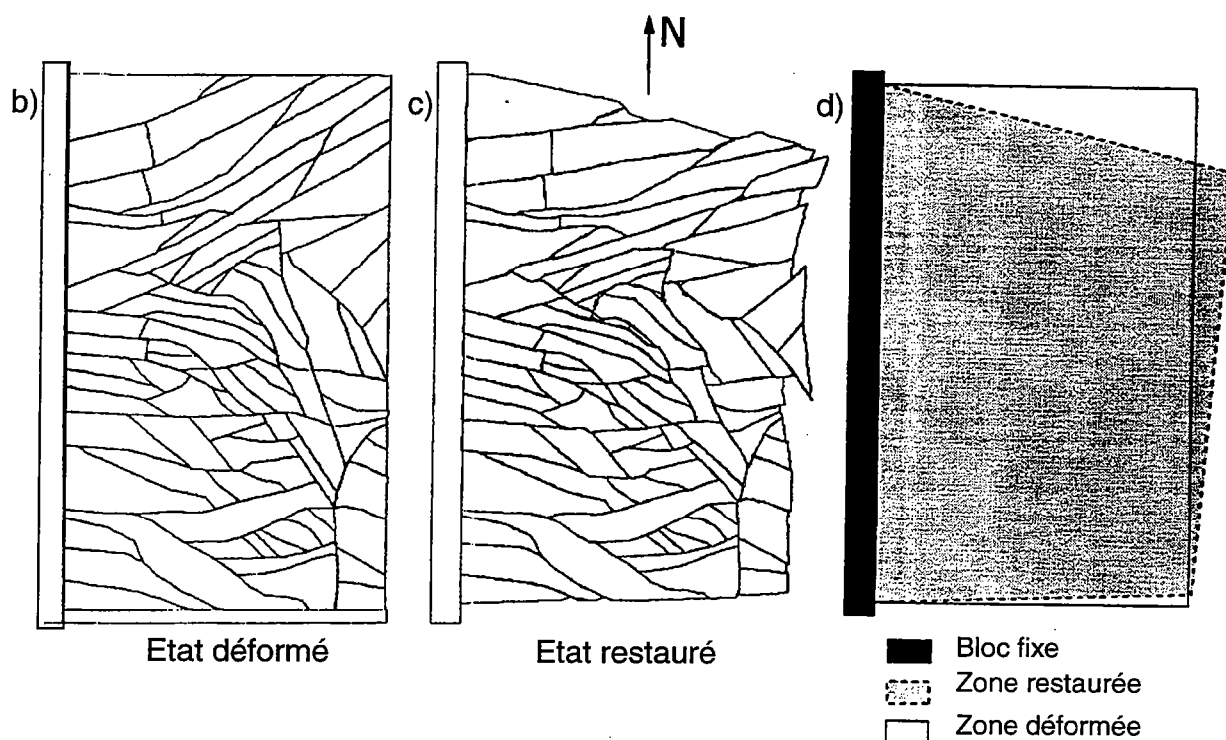
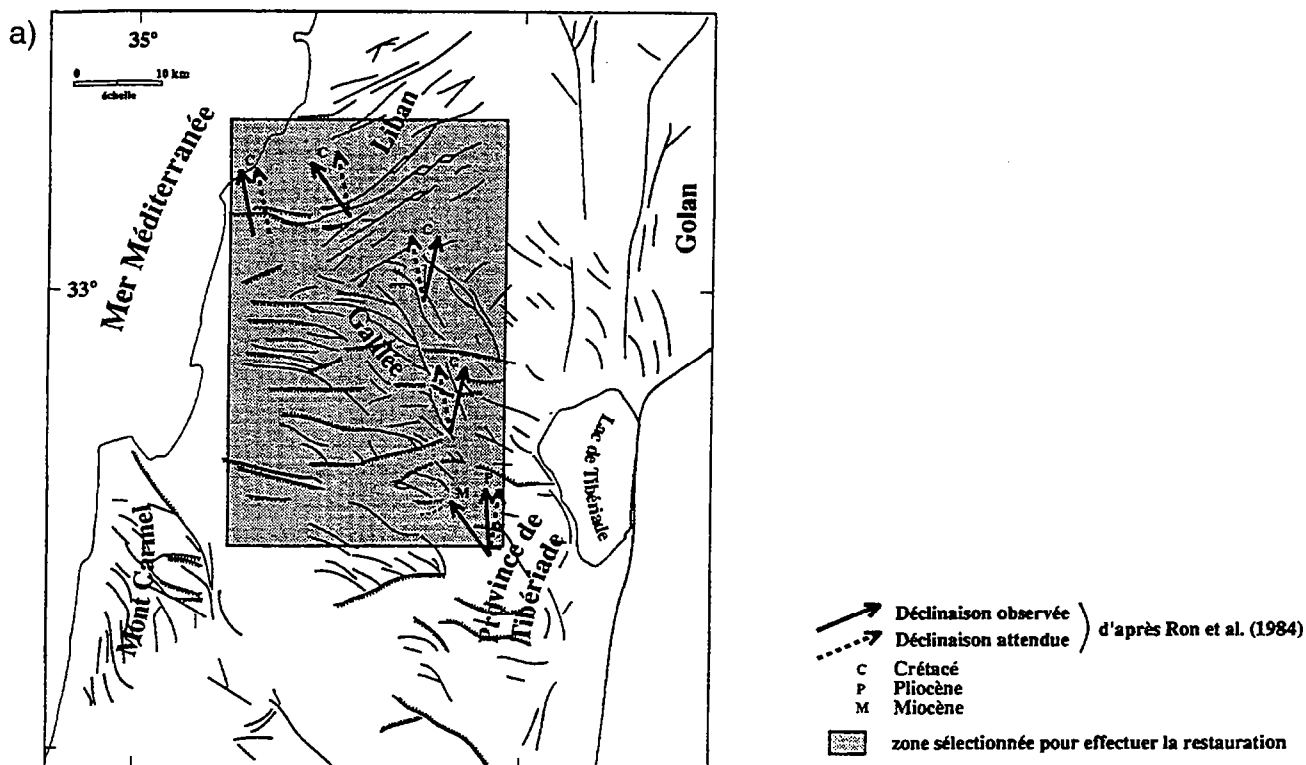


Figure 15 : Restauration numérique de la Galilée (Audibert, 1991).

A partir de la carte structurale (a), on dessine une carte modifiée qui correspond à un ensemble de blocs limités par des failles (b). La carte est ensuite restaurée en utilisant les mesures de rotation de blocs effectuées par paléomagnétisme (c) et selon la procédure de la Fig.14. Les conditions aux limites sont les suivantes: seule la bordure ouest reste fixe (bloc gris). L'évolution des limites du système avant et après restauration (d) montre la composante sénestre du décrochement régional.

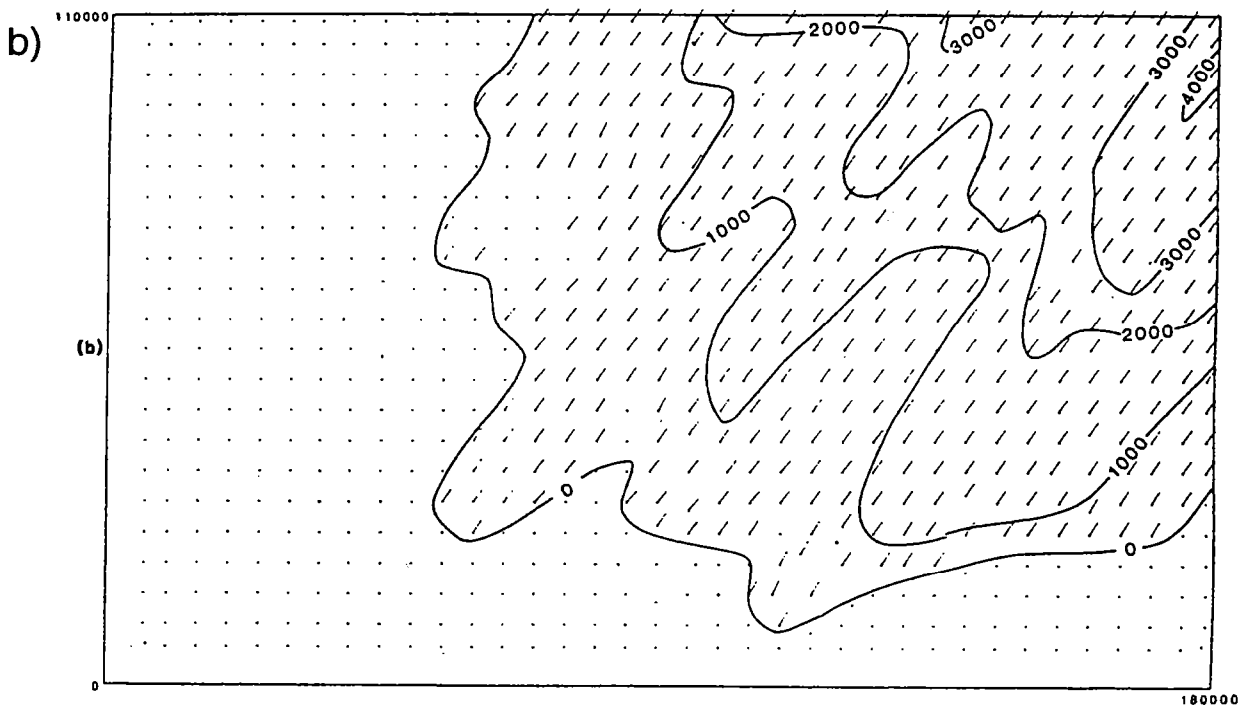
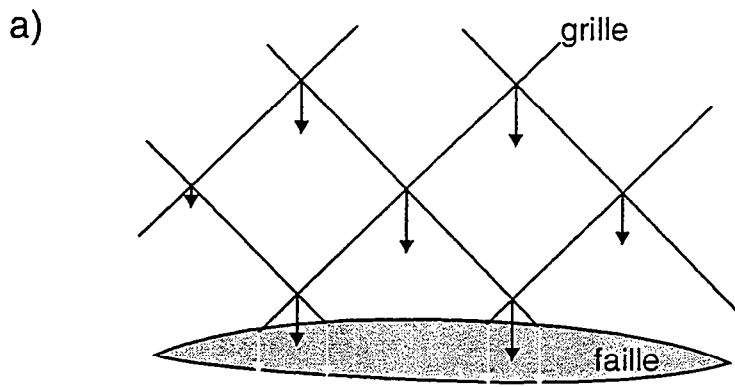


Figure 16 : Restauration numérique d'une faille normale en carte (Barr, 1985).
Le vide correspondant à la faille est refermé en déplaçant la grille d'éléments finis et en fixant une direction de glissement sur la faille.

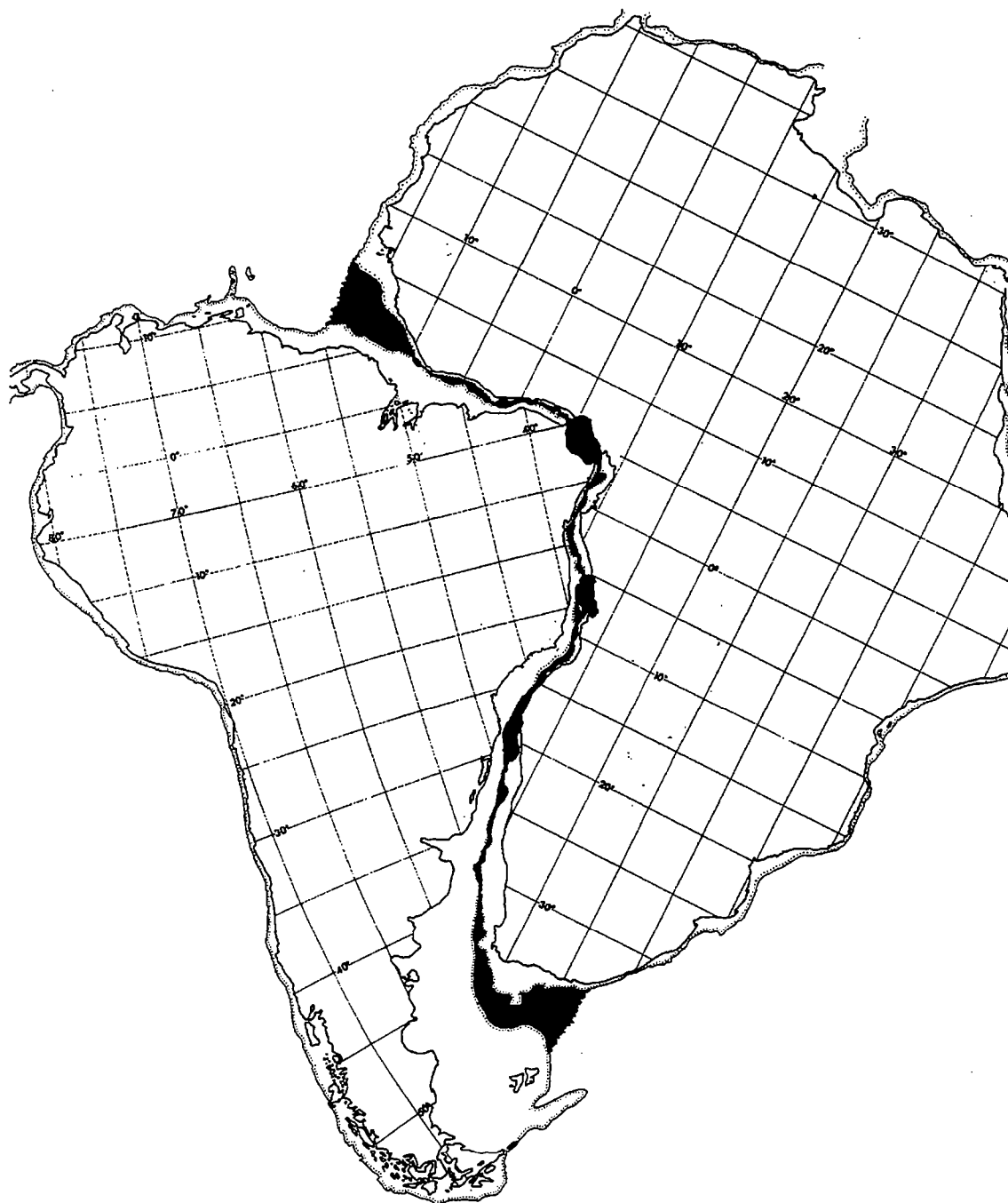


Figure 17: Ajustement des lignes de côtes (bathymétrie: 500m) de l'Afrique et de l'Amerique du Sud (Bullard et al., 1965). Projection de Mercator. Les vides et les recouvrements sont représentés en noir.

voire impossible, à obtenir à partir d'une couverture sismique. Pour définir une direction de glissement, on doit donc se baser soit sur une direction régionale d'extension, soit sur la direction de la faille et supposer alors que le mouvement est purement normal.

La deuxième approche ne nécessite pas de faire ce type d'hypothèses. Elle consiste à ramener la carte de rejet à un ensemble de blocs limités par des failles (des vides) et à les ajuster en minimisant les vides et les recouvrements. La direction d'extension devient alors un résultat de la restauration et non pas une hypothèse. Ce type de restauration a été réalisé manuellement, par Guillier (1991), Gratier et al. (1991), Gratier et Guillier (1993) à partir de données sismiques en Mer de Chine et par Thoué (1993ab) sur des données satellitaires au Yemen.

Il n'existait pas jusqu'à ce jour de procédure numérique réalisant ce type d'ajustement, aussi c'est ce que nous avons entrepris de faire.

Remarque : Notons toutefois qu'une méthode d'ajustement a été proposée par Bullard et al. dès 1965 pour une reconstitution paléogéographique (Fig 17). Ces auteurs ont ajusté les masses continentales de part et d'autre des océans. Ils calculent des déplacements sur une sphère c'est à dire des rotations autour de pôles eulériens qui minimisent les vides et les recouvrement entre les limites continentales.

3. Méthodologie

Dans cette partie, nous allons présenter en détail notre méthode. Nous décrivons les objectifs méthodologiques que nous nous sommes fixés, les hypothèses et les données nécessaires à l'utilisation de notre logiciel, la préparation et le traitement de ces dernières, puis nous présenterons le type de résultats que nous obtenons.

Remarque : Nous décrivons notre méthode plus succinctement dans la publication présentée en annexe 2, cependant une modification de l'algorithme a été réalisée depuis la parution de cet article.

3.1 Objectifs et principe de la méthode

3.1.1 Objet de la méthode.

Notre objectif est de concevoir, de développer et de tester une méthode numérique de restauration de la déformation discontinue adaptée aux contextes extensifs. Elle vise à quantifier les déplacements horizontaux liés aux failles normales qui affectent un niveau stratigraphique donné. Elle consiste à ramener la carte de rejets horizontaux à un ensemble de blocs limités par des failles (des vides) en ajustant les blocs par des translations et des rotations successives qui minimisent les vides et les recouvrements.

Nous avons développé pour cela un programme en langage C fonctionnant sous un environnement UNIX (Stations IBM, Risc 6000).

3.1.2. Les données.

Les données nécessaires à l'utilisation de cette restauration sont (1) le champ de failles, (2) les rejets horizontaux sur ces dernières et (3) les conditions de déplacement aux limites du système. Les cartes de rejets fournissent les deux premières informations.

Type des données

Une grande partie des données accessibles dans les domaines en extension provient d'une exploration par la sismique réflexion. Les compagnies pétrolières, en particulier, utilisent beaucoup cette technique d'investigation dans les bassins sédimentaires. Les logiciels d'aide à l'interprétation de la sismique produisent en routine des cartes de rejets. De plus, la couverture sismique 3D permet d'obtenir une très grande précision. Nous avons donc adapté notre méthode à ce type de cartes.

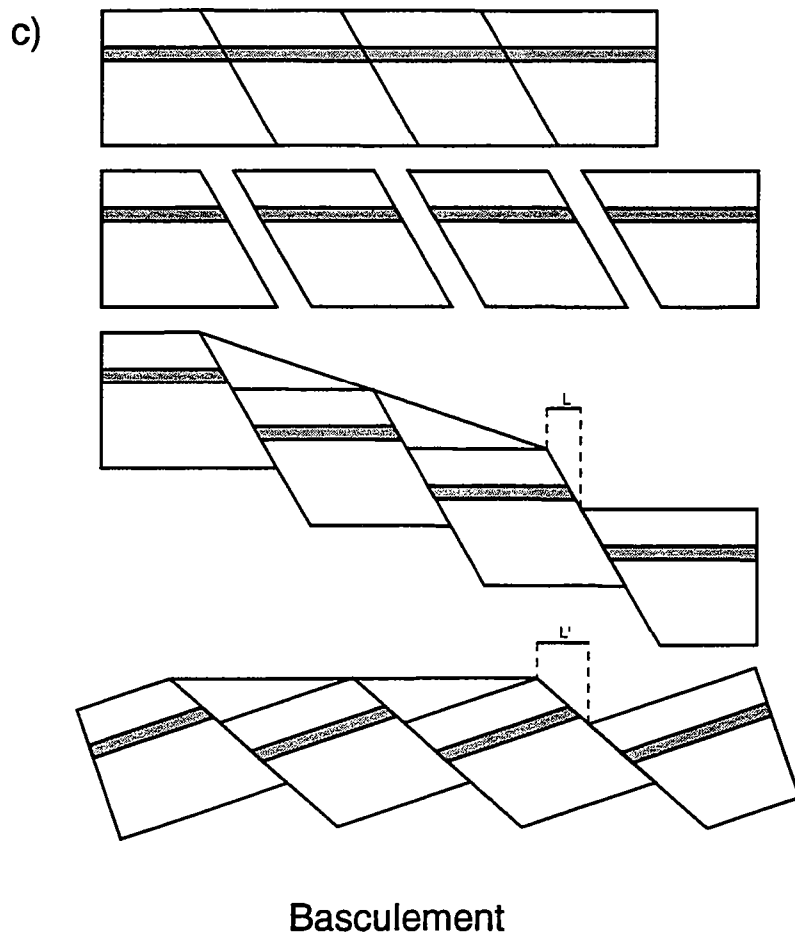
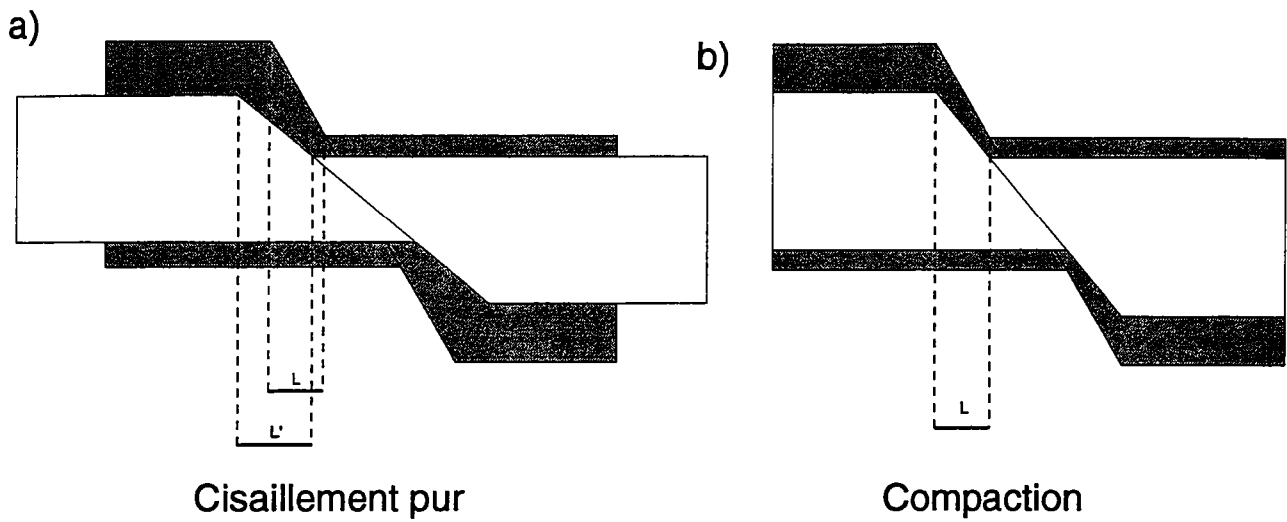


Figure 18: Effets d'une déformation sur la projection en carte du rejet horizontal d'une faille normale

a) L'application d'un cisaillement pur augmente le rejet apparent sur la faille. b) La compaction, qui correspond à un raccourcissement le long de l'axe vertical, ne modifie pas la trace en carte de la faille. c) Le basculement des blocs augmente le rejet apparent.

Son utilisation n'en est pas pour autant limitée aux bassins sédimentaires ni aux cartes issues de la sismique réflexion. Notre algorithme est applicable à toutes les échelles et les cartes de rejets peuvent être construites à partir de différents types de données. Par exemple, nous verrons dans la troisième partie du chapitre II comment utiliser des cartes de rejets établies à partir d'images satellitaires.

Notre méthode traite un seul niveau stratigraphique à la fois. Cependant, on peut l'appliquer successivement à plusieurs horizons au sein d'un même bassin afin de suivre l'évolution des déplacements au cours de son histoire.

Paramètres influant sur la trace cartographique des failles

La largeur de la trace d'une faille normale sur une carte de rejets correspond à la composante purement normale de son rejet horizontal. Cependant certains paramètres peuvent modifier la largeur de cette trace. Par exemple, une déformation interne ou un basculement des compartiments peuvent induire une augmentation ou une diminution du rejet apparent (Fig 18ac). Ce n'est pas le cas d'une déformation liée à la compaction qui correspond à un raccourcissement le long d'un axe vertical et qui par conséquent ne change pas le rejet apparent (Fig 18b). Ainsi un basculement et une déformation interne importante des compartiments doivent être pris en compte avant la restauration. La compaction, par contre, peut être négligée.

3.1.3 Hypothèses d'application de la méthode

Notre méthode repose sur trois hypothèses.

(1) Nous supposons d'abord que l'on peut diviser la zone étudiée en un nombre fini de blocs limités par des failles. Nous discuterons plus loin de la signification géologique d'une telle hypothèse (§3.2.1).

(2) Les blocs ainsi définis sont considérés comme étant rigides. L'ajustement peut donc être réalisé simplement par translations et rotations rigides des blocs dans le plan horizontal.

(3) On considère que le niveau stratigraphique est horizontal entre les failles. On peut exécuter la restauration sans traitement supplémentaire si le pendage des blocs est inférieur à 15° (pendage du bloc au delà duquel la forme en carte est modifiée de manière significative par le débasculement, autour de 3% environ). Sinon, les blocs doivent être préalablement débasculés et/ou déplissés (voir §3.2.2).

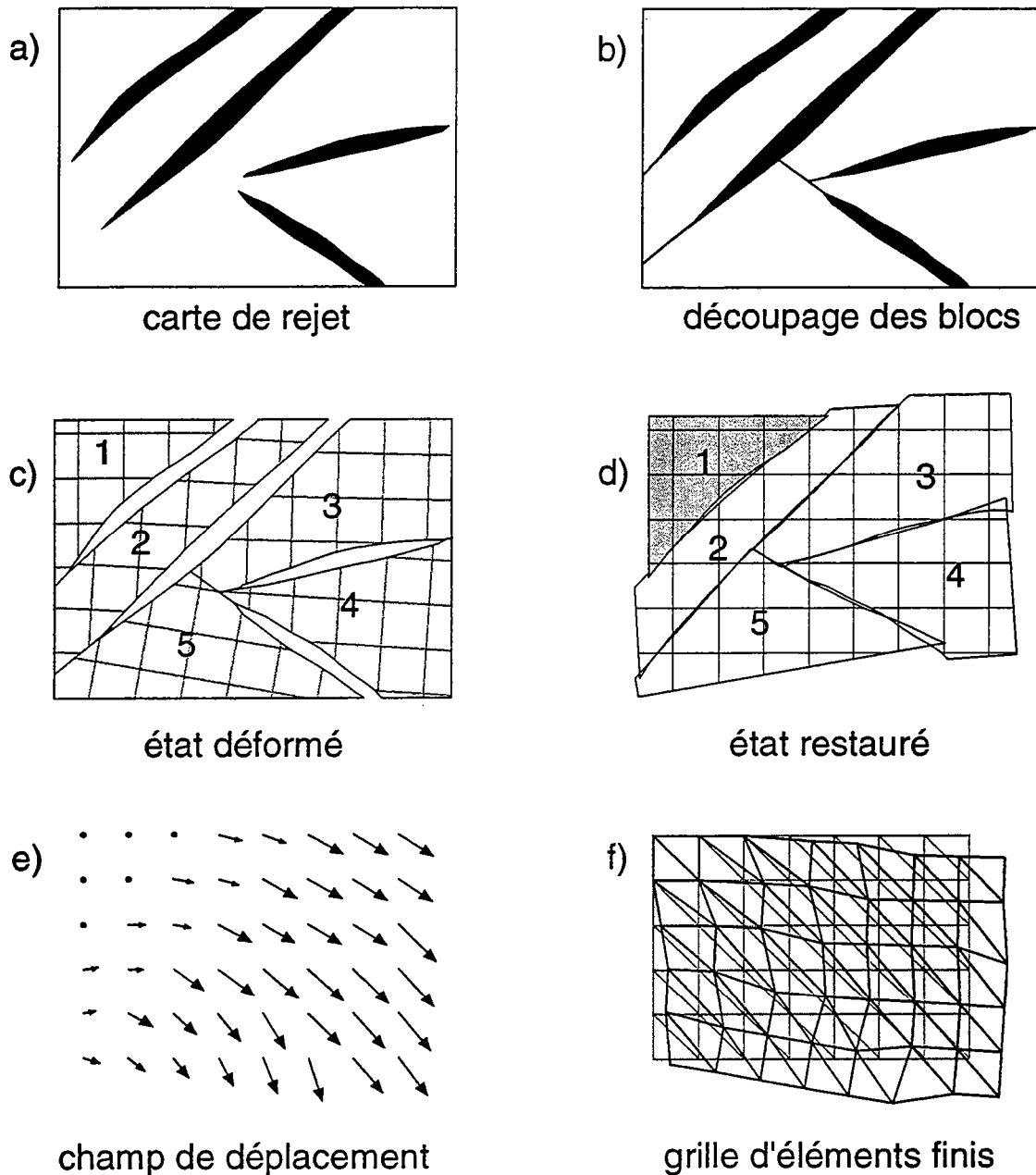


Figure 19: Principe de la méthode de restauration

A partir de la carte des rejets (a), on dessine une carte de blocs limitée par des failles (b). Pour ce faire, on extrapole le tracé des failles en donnant priorité aux failles les plus grandes. On digitalise en suite les blocs, pour obtenir une carte de polygones séparés par des vides correspondant aux failles (c). Les cotés des polygones sont découpés en éléments de longueurs unitaires. Les blocs sont ensuite ajustés contre les blocs fixes qui déterminent les conditions de déplacement aux limites du système. L'ajustement est réalisé par des rotations et des translations rigides des blocs. On obtient une carte pour laquelle les vides et les recouvrements entre les polygones ont été minimisés (d). Afin de mieux visualiser les résultats, on trace une grille cartésienne sur l'état restauré (d). Son équivalent déformé est calculé pour l'état déformé (c). On trace le champs de déplacements en représentant les vecteurs joignant les positions des points de la grille dans l'état déformé et déformé (e). A partir de la grille cartésienne on peut calculer deux grilles d'éléments finis triangulaires, une pour l'état non déformé et une pour l'état déformé (f).

3.1.4 Principe de la méthode.

Le principe de notre méthode est de ramener le problème de l'inversion du rejet de failles normales à celui de l'ajustement d'éléments polygonaux irréguliers. On doit donc avant toute chose passer d'une carte de rejets à une carte de blocs (Fig 19ab) en définissant des blocs limités par les failles (nous détaillerons dans le paragraphe suivant comment construire la carte des blocs).

On numérise ensuite la carte des blocs pour obtenir un ensemble de polygones séparés par des vides (Fig 19c). Toutes les procédures suivantes se font numériquement.

Nous considérons que l'horizon est restauré lorsque tous les vides sont fermés. Nous utilisons une méthode itérative qui applique des translations et des rotations rigides aux blocs afin de les ajuster. Les conditions sur les déplacements aux limites du système sont déterminées par des blocs considérés fixes au cours de la restauration. Les autres blocs sont regroupés et ajustés contre les blocs fixes (Fig 19d). Le critère d'ajustement est la minimisation des vides et des recouvrements entre blocs voisins par une méthode de moindres carrés.

Par la suite, nous considérerons que l'état restauré correspond à l'état non déformé, afin de calculer les déplacements finis entre l'état restauré et l'état déformé et de déterminer les caractéristiques de la déformation finie associée.

3.2 Préparation des données

A partir de la carte de rejets, un certain nombre de modifications et de préparations doit être réalisé: le découpage en blocs limités par des failles, et le débasculement si le pendage du niveau traité est trop important.

3.2.1. Découpage et numérotation des blocs

Limites artificielles

La première étape de définition des blocs est l'extrapolation des tracés de failles en ligne droite (Fig 19b et 20a). Au cours de cette procédure, on donne priorité aux failles les plus longues. Il s'avère ensuite souvent nécessaire de définir des limites de blocs qui ne correspondent pas à des failles (que nous appellerons "limites artificielles") dans la mesure où un champ de failles en extension définit rarement un réseau coalescent. Deux possibilités se présentent. Un premier type de limites artificielles sera utilisé pour matérialiser des zones de déformation qui n'ont pas été interprétées mais dont on suppose l'existence et/ou qui sont visibles dans la topographie. En effet, des zones de déformation peu ou pas visibles en sismique peuvent se matérialiser par des anomalies de la topographie. Les structures qui sont ajoutées correspondent à plusieurs types (Fig 20b) :

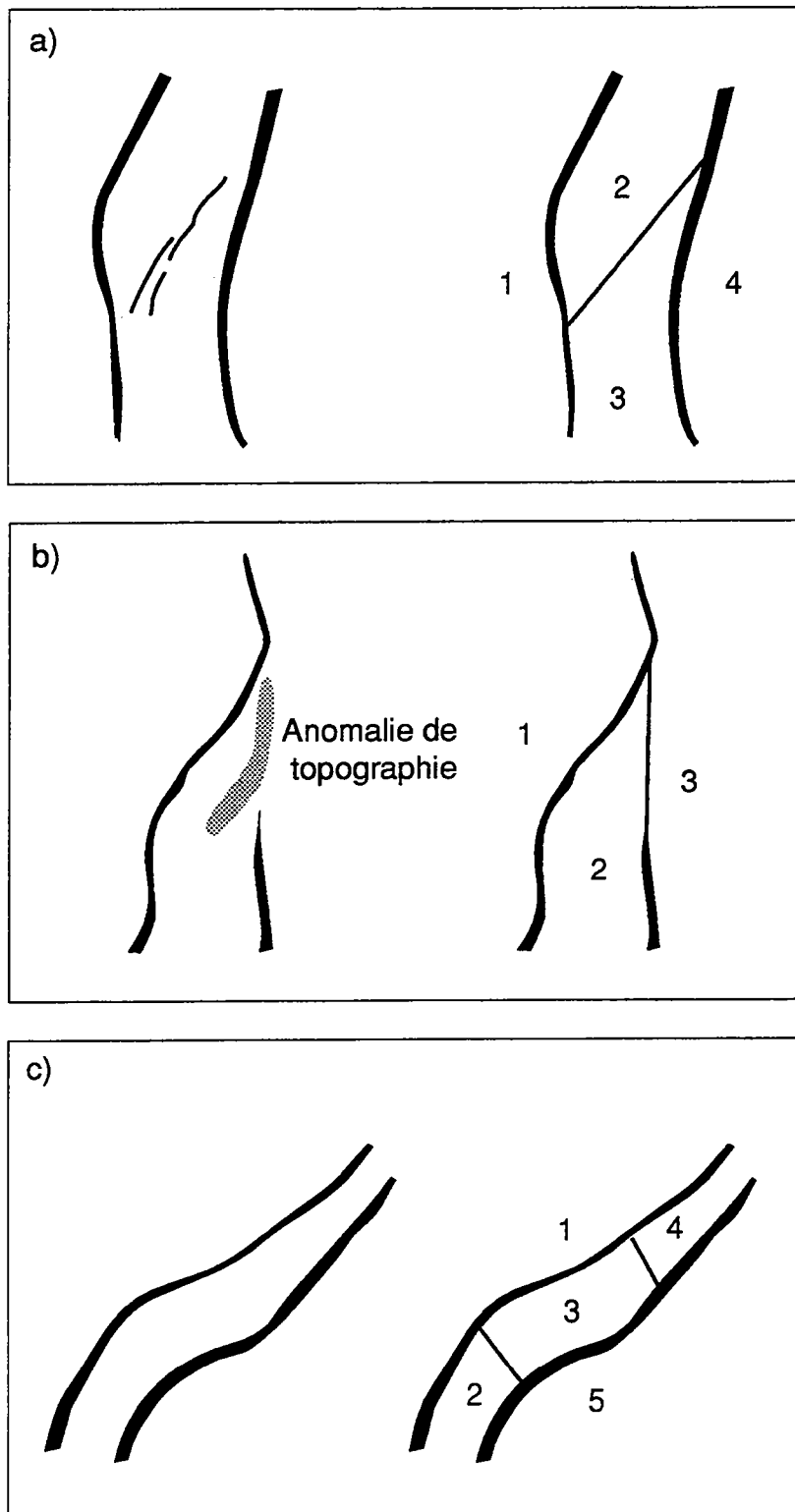


Figure 20: Différentes configurations de failles (à gauche) dans lesquelles des limites artificielles de blocs sont ajoutées au moment du découpage (à droite). On trace une limite artificielle en ligne droite selon la direction de petites failles (a) ou de zone de déformation visible par une anomalie de topographie (b). On subdivise les blocs allongés (c).

(1) soit à des zones (ou failles) de transfert qui ne sont pas aisément visibles sur une ligne sismique, (2) soit à des zones de déformation composées de structures de taille inférieure à la limite de la résolution sismique.

On utilise un deuxième type de limites artificielles, ne reposant pas cette fois sur des observations géologiques, pour subdiviser les blocs de dimension trop importante (Fig 20c), ceci parce que de grands blocs allongés ne permettent que rarement une bonne convergence de la restauration. En effet, sur de tels blocs, une petite rotation rigide induit des déplacements très importants aux extrémités empêchant l'ajustement. Un tel découpage est géologiquement réaliste : il y a très peu de chance qu'un bloc allongé ne subisse aucune déformation interne au cours du fonctionnement de la faille.

Dans tous les cas, les limites artificielles seront tracées en ligne droite et de préférence perpendiculairement aux failles afin de ne pas perturber la cinématique du champ de failles.

Signification du découpage

L'étape du découpage se fait manuellement. Dans la mesure où on "ajoute" des failles et où l'on donne priorité à certaines d'entre elles, cette procédure implique une part d'interprétation géologique. Ainsi, la restauration d'une carte de blocs est la vérification de la compatibilité géométrique d'un découpage donné, de même que nous avons vu en début de chapitre que l'équilibrage d'une coupe teste son admissibilité géométrique.

Le découpage en blocs ne signifie pas que nous postulons que l'extension se fait uniquement selon une tectonique impliquant des blocs rigides. Il faut bien garder à l'esprit qu'une restauration est une méthode d'analyse de la déformation finie. Par conséquent, les étapes intermédiaires d'ajustement des blocs n'ont aucune réalité géologique et seul le résultat final peut être interprété et discuté. Ce découpage en blocs implique tout de même que l'extension s'accommode principalement le long des failles normales et que la déformation interne des blocs est la plupart du temps négligeable ou prise en compte par les limites artificielles de blocs.

Numérotation des blocs

La restauration repose sur un algorithme traitant les blocs successivement par numéro d'ordre croissant. On attribue un numéro d'ordre à chaque bloc. Des tests ont montré que l'ordre de numérotation avait une influence très faible sur l'ajustement mais que les résultats sont meilleurs lorsque l'on affecte un numéro d'ordre croissant par "tranches successives" en s'éloignant de la bordure fixe (voir annexe 5).

3.2.2. Débasquement

Notre méthode ne permet pas de traiter le basculement des blocs (rotations autour d'axes horizontaux). S'il n'est pas négligeable, il doit être supprimé avant la restauration. Pour ce faire, on débasque les blocs soit en coupe (2D) soit en trois dimensions. (1) En coupe, il faut se replacer dans les conditions d'applications des coupes équilibrées, c'est à dire en déformation plane afin de préserver la longueur du niveau marqueur. Cependant, si la déformation globale n'est pas trop éloignée d'une déformation plane, on peut effectuer ce débasquement le long de coupes localement perpendiculaires aux structures. Pour obtenir des résultats plus précis, il faut effectuer un débasquement en 3D. Dans ce cas, il y a deux possibilités. (2) On modélise la topographie du bloc par un plan dont on détermine la direction et le pendage. On débasque ensuite le bloc par une rotation autour de l'axe horizontal du plan et d'un angle correspondant au pendage. (3) Les blocs basculés présentent souvent une flexuration (plutôt qu'un basculement simple). Dans ce cas, l'approximation par un plan peut induire des erreurs importantes et on obtient de meilleurs résultats en déplissant. Les techniques les plus sophistiquées de déplissage de surfaces sont celles proposées par Guillier (1991), Gratier et al. (1991), Gratier et Guillier (1993) et Gratier (1993).

Thoué (1993) a comparé ces deux méthodes de débasquement en 3D et a montré que des écarts importants pouvaient apparaître selon la méthode utilisée (jusqu'à 20% d'écart pour la variation de surface du bloc en plan au cours du débasquement).

Ces trois méthodes permettent de réaliser un débasquement de plus en plus précis mais d'autant plus coûteux en temps. Il s'agit donc non seulement de choisir la méthode la mieux adaptée au type de déformation affectant le bloc et à sa géométrie, mais également à la résolution des données afin d'équilibrer le temps passé à traiter les blocs et le gain réel en précision.

Dans les trois applications que nous avons réalisées, c'est seulement pour les données du Nun River (delta du Niger, §2.2) que nous avons dû débasquer les blocs préalablement à la restauration. Nous avons choisi la solution de déplissage le long de coupes perpendiculaires aux structures (n°1), car ces dernières sont relativement cylindriques.

3.3 Traitement

Nous allons maintenant détailler la partie numérique de notre méthode en décrivant le type et la structure de l'algorithme, les procédures de rotation et de translation, la notion de "voisinage" sur laquelle reposent les critères d'ajustement.

Les détails concernant la structure de l'algorithme sont présentés en annexe 2.

3.3.1. Méthode itérative

On peut décrire l'algorithme réalisant l'ajustement des blocs comme la résolution par itérations successives d'une série d'équations non linéaires et non indépendantes dont les inconnues sont la translation et la rotation rigides finies de chaque bloc.

L'algorithme est composé de **cycles** alternant des séries de **translations** et de **rotations**. Chaque série de translations ou de rotations comprend plusieurs itérations. Au sein de chaque itération, on traite les blocs par numéro d'ordre croissant, en calculant une valeur de déplacement (rotation ou translation) qui est une fonction de la position des blocs adjacents (voir annexe 2). Il existe deux manières d'effectuer ces calculs itératifs, dérivant des méthodes de suites mathématiques.

(1) Soit on calcule un déplacement (rotation ou translation) pour chaque bloc et on attend l'itération suivante pour prendre en compte les modifications sur la position des blocs.

(2) Soit on prend en compte, au sein de la même itération le déplacement d'un bloc pour calculer celui du bloc suivant.

Nous avons adopté cette seconde méthode suite aux tests effectués par Audibert (1991). Elle permet une convergence de la restauration beaucoup plus rapide, c'est à dire un gain de temps de calcul très important. En revanche, on prend le risque d'amplifier des erreurs, qui auraient été atténuées par la première méthode.

3.3.2 Les différents types d'itérations

Cobbold et Percevault (1983) ont montré que l'on obtenait un meilleur ajustement et une convergence plus rapide en introduisant au début de la restauration des cycles de rotation et de translation d'un type particulier : les cycles en mode "fast-pack". Au cours d'un cycle "normal", on tient compte de tous les blocs adjacents lorsqu'on calcule le déplacement. Au cours d'une itération "fast-pack", on ne tient compte que des blocs de numéro inférieur. Ceci permet un premier ajustement rapide, les itérations "normales" affineront par la suite. On constate qu'en général 50 à 70% de l'ajustement sont réalisés au cours des itérations "fast-pack".

3.3.3. Re-découpage

Il est plus facile de manipuler des points que des polygones irréguliers, aussi une procédure numérique segmente-t-elle les cotés de polygones pour définir des segments de longueur unitaire. Ceci permet également d'avoir plus de points que les seuls sommets des polygones. C'est l'utilisateur qui détermine la longueur et le nombre des éléments.

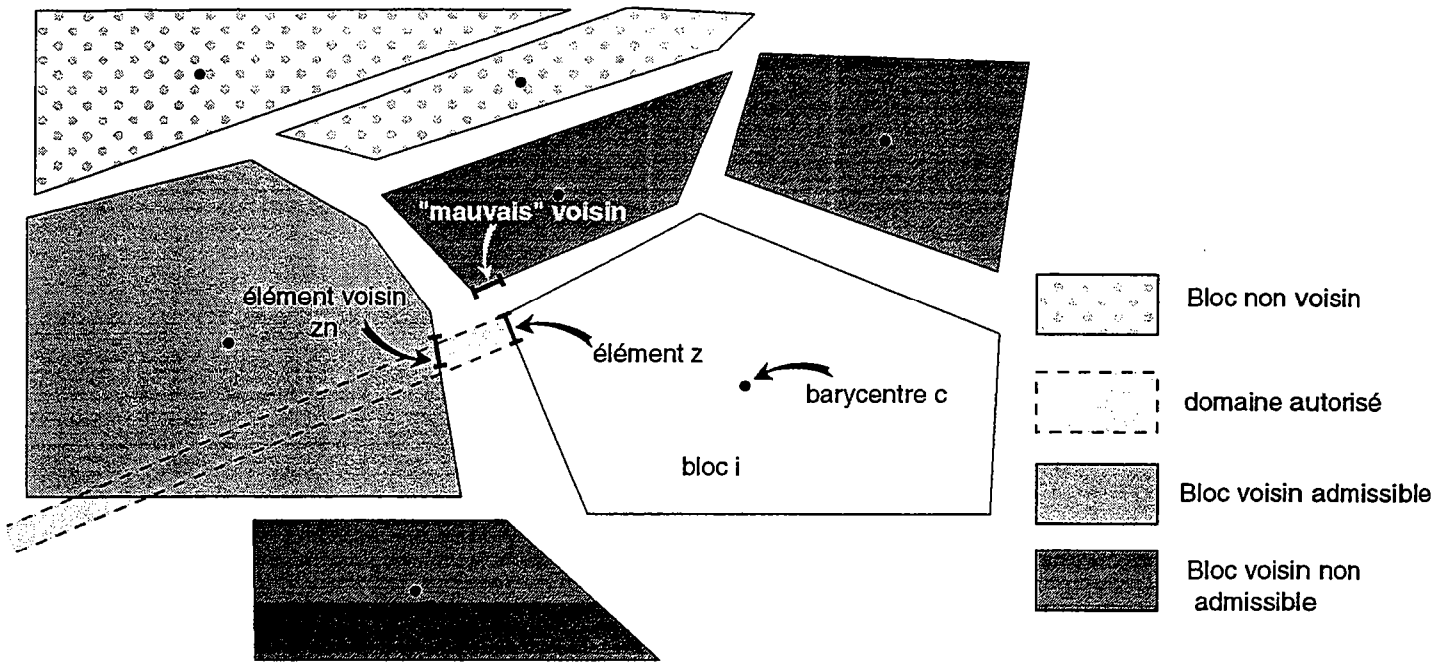


Figure 21: Procédure de recherche des éléments voisins.

On cherche le plus proche voisin (zn) de l'élément (z). On définit les blocs voisins du bloc (i) dans lesquels on pourra rechercher (zn). On définit un domaine de recherche limité par la droite portante (z) et deux droites perpendiculaires passant par les extrémités de (z). Le domaine autorisé est celui situé de l'autre côté du barycentre de (i) par rapport à (z). On autorise la recherche de (zn) parmi les éléments de blocs voisins ayant au moins un point dans le domaine autorisé.

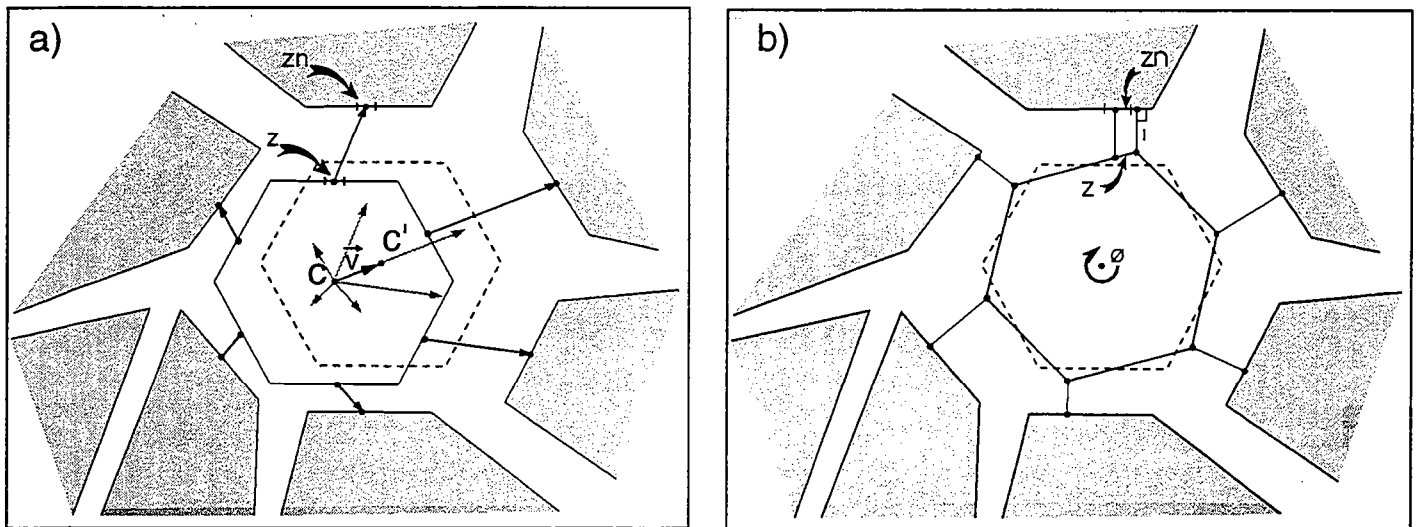


Figure 22: Procédures de calcul des déplacements des blocs.

(a) Evaluation de la translation à appliquer au barycentre (c) d'un bloc (i) pour l'ajuster au mieux dans le vide défini par ces voisins. Soient les vecteurs (v) joignant chaque milieu d'élément (z) et le milieu de son élément voisin (zn). Le vecteur translation est la somme des n vecteur (v).

(b) Evaluation de la rotation à appliquer autour du barycentre (c) d'un bloc (i) pour l'ajuster au mieux dans le vide défini par ces voisins. Soit la projection perpendiculaire des extrémités de l'élément (z) sur la droite portant son voisin (zn). On calcule la valeur (θ) telle qu'elle minimise la somme de carrés des distances (l) ainsi définies. On répète l'opération en redéfinissant les projections à chaque fois. On atteint ainsi par itérations successives la valeur de rotation minimisant la somme des carrés des distances entre éléments voisins.

Un grand nombre de points donnera un meilleur ajustement de blocs, mais le temps de calcul en sera d'autant plus long (voir annexe 5). Nous appellerons les segments composant les cotés des polygones des "éléments".

3.3.4. Notion de voisin

Le calcul de la translation (ou de la rotation) d'un bloc au cours d'un cycle se fait en fonction de la position des blocs (et donc des points) qui lui sont adjacents : ses voisins. On utilise la notion de voisinage qui existe à deux niveaux : entre blocs et entre éléments.

Blocs voisins

Chaque polygone est associé à un certain nombre de blocs qui lui sont contigus à un moment donné de la restauration (Fig 21). Audibert (1991) redéfinit à la fin de chaque cycle les blocs voisins. Cependant, en contexte extensif, on peut supposer que les mouvements décrochants sur les failles ne sont pas assez importants pour amener côte à côte deux blocs qui n'étaient pas voisins au départ. Aussi, au début de la restauration, l'utilisateur attribue à chaque bloc des voisins qui ne seront plus modifiés jusqu'à la fin de la restauration.

Eléments voisins.

Chaque élément (z) est associé à un élément (zn) d'un autre bloc (bloc voisin du bloc qui porte z ; Fig 21). Cet élément est celui qui est le plus proche de (z). Contrairement au voisinage entre blocs, on redéfinit l'élément voisin de chaque élément au début de chaque cycle.

3.3.5. Recherche des voisins

Le critère principal de recherche du voisin d'un élément est que la distance qui sépare les deux éléments doit être la plus petite possible. Pour Audibert (1991) ce critère est suffisant car les blocs sont contigus pendant la restauration. Dans notre cas, il s'est avéré nécessaire d'ajouter des critères afin de "diriger" la recherche. En effet, nous nous sommes rendus compte que fréquemment, ce n'était pas l'élément le plus proche qui était le "meilleur" voisin, c'est à dire celui qui permet de calculer le meilleur déplacement (rotation ou translation minimisant au mieux les vides et les recouvrement entre le bloc portant l'élément et ses voisins). Un bon voisin pour (z) est un point se trouvant "en face de lui" de part et d'autre du vide séparant les blocs (Fig 21). Si le rejet est important, le point le plus proche n'a aucune raison de se trouver "en face". Nous avons donc cherché à ajouter un critère d'orientation au critère de distance jusqu'ici utilisé.

Ainsi, notre procédure de recherche de voisin vise à limiter le nombre de blocs voisins dans lesquels la recherche de l'élément voisin doit être faite. On définit les blocs voisins admissibles et non admissibles pour chaque élément (z) du bloc (i) en cherchant les blocs voisins de (i) ayant des points dans un "domaine autorisé" défini pour chaque élément(z) (Fig 21). Ce domaine est limité par trois droites et la position du barycentre (c) du bloc (i). La première droite porte l'élément(z), les deux autres lui sont perpendiculaires et passent par les extrémités de l'élément(z). Le domaine autorisé est la surface limitée par ces trois droites et ne contenant pas (c). On autorise la recherche de (zn) parmi les points des blocs voisins ayant au moins un élément dans le domaine autorisé.

Cette procédure présente plusieurs intérêts. (1) Elle diminue de manière significative le nombre d'éléments à tester et donc le temps de calcul. (2) Les éléments à la bordure du système ne trouvent pas de voisin. Ils n'interviennent donc pas dans la convergence et ne nécessitent pas qu'on les traite séparément. Ceci est un gain important pour la simplicité de l'algorithme. (3) La procédure permet finalement d'empêcher l'amplification de recouvrements trop importants entre les blocs car elle limite la recherche vers "l'extérieur" du bloc.

3.3.6. Calcul des déplacements

Pour réaliser l'ajustement, nous appliquons des rotations et des translations rigides aux blocs telles qu'elles ont été définies par Audibert (1991). Ces deux types de déplacements sont indépendants si les rotations sont appliquées au barycentre du bloc (Cobbold, 1979). Ils minimisent la grandeur (D) qui correspond, pour tous les points, à la somme des carrés des distances entre éléments voisins.

Evaluation des translations

Le principe de translation d'un bloc est celui défini par Etchecopar (1974). Soit un bloc (i) portant (n) éléments (Fig 22a). Soient les vecteurs (v) joignant le milieu de chaque élément (z) et celui de son voisin (zn). On cherche le vecteur translation à appliquer au barycentre du bloc pour minimiser (D). Il s'agit de la somme des n vecteurs (v) et un seul calcul permet d'atteindre la valeur requise.

Evaluation des rotations

Pour l'évaluation des rotations, le principe est légèrement plus complexe. A chaque itération, on cherche la valeur de rotation rigide (θ) qui permet de minimiser (D). Cependant, de très petites rotations peuvent provoquer de grands déplacements aux extrémités du bloc. La rotation ainsi calculée est très sensible à la position et au parallélisme des éléments voisins. Pour éviter ces problèmes, nous utilisons le principe

défini par Audibert (1991 ; Fig 22b). On définit la projection perpendiculaire des extrémités de l'élément (z) sur la droite portant son voisin (zn). On calcule (\emptyset) telle que la rotation appliquée au bloc minimise la somme des carrés des distances (l) (l est la distance entre le sommet de (z) et sa projection orthogonale). On répète l'opération en redéfinissant les projections à chaque fois. On approche par itérations successives, la valeur de rotation minimisant (D). On arrête la procédure lorsque la valeur (\emptyset) calculée à chaque itération passe en dessous d'un seuil fixé par l'utilisateur.

3.3.7. La fonctionnelle.

Afin de suivre l'évolution de la restauration, on calcule, pas à pas, la valeur (D) qui reflète l'état des écarts entre les éléments voisins et que l'on cherche à minimiser. Habituellement, les méthodes numériques de minimisation utilisent le "gradient de la fonctionnelle" comme critère de fin de calcul. On suit d'un cycle à l'autre la pente de la fonctionnelle et on arrête les calculs dès qu'elle s'inverse. Pour que cette méthode donne de bons résultats il faut que la fonctionnelle ait la forme d'une parabole, c'est à dire avec un seul minimum. C'est sur ce minimum que le gradient s'inverse et que l'on arrête donc le calcul.

Nous nous sommes rapidement rendus compte que notre fonctionnelle n'était pas adaptée à l'utilisation d'une telle méthode. En effet, elle présente des minima locaux avant d'atteindre son vrai minimum. Aussi, la méthode du gradient, en s'arrêtant sur le premier minimum rencontré ne nous garantit pas que nous ayons atteint le meilleur résultat que peut fournir la restauration. Nous avons donc choisi une autre technique. Nous effectuons la restauration une première fois sur un grand nombre d'itérations (300 par exemple) et on choisit le nombre d'itérations(N) pour lequel on obtient le minimum.

3.4. Les résultats.

Le résultat de la restauration est une carte des blocs sur laquelle les vides et les recouvrements sont minimisés, c'est à dire que leur surface est négligeable par rapport à celle des blocs. Si on ne parvient pas à calculer une solution stable ou s'il reste des vides et des recouvrements non négligeables, il faut alors vérifier le découpage et éventuellement les données initiales qui peuvent être porteurs d'incompatibilités géométriques. En supposant que cet état restauré correspond à l'état non déformé du système, on calcule pour chaque bloc une rotation et une translation finies qui définissent son déplacement. Nous pouvons ensuite calculer le champ de déplacements finis.

Champ de déplacements finis

On calcule le champ de déplacements finis à partir d'une grille cartésienne tracée sur l'état restauré (Fig. 19d). On calcule son équivalent déformé sur l'état initial (Fig 19c). Le champ de déplacements correspond aux vecteurs reliant les points de la grille dans l'état déformé et restauré (Fig 19e).

Champs incrémentaux

Si on restaure plusieurs niveaux stratigraphiques dans un même bassin sédimentaire, on obtient plusieurs champs de déplacements finis. Chaque champ représente le déplacement fini de l'horizon entre le moment où il s'est déposé et l'actuel. Nous appelons ce champ "champ de déplacements finis total". Prenons les champs de déplacements totaux de deux horizons ($h1$) et ($h2$) successifs, déposés respectivement à des temps ($t1$) et ($t2$). On peut connaître le champ de déplacements pour la période de temps entre ($t1$) et ($t2$) en soustrayant le champ de ($h2$) à celui de ($h1$). La soustraction se fait vecteur à vecteur. Nous appelons ce type de champ "champ de déplacements finis incrémental". Il permet de suivre les incréments de déplacement au cours de l'histoire d'un bassin.

Eléments finis

Les grilles cartésiennes décrites plus haut (construites à partir des champs totaux ou incrémentaux), peuvent être utilisées pour une analyse du champ de déplacements en éléments finis (Davy, programme non publié). Le principe est le suivant : la grille cartésienne est ramenée à un ensemble de triangles au sein desquels on suppose que la déformation est homogène (Fig 19f). Le déplacement des trois points de chaque triangle nous permet de calculer les gradients de déplacement et la déformation (voir annexe 3).

3.5 Tests de sensibilité et résolution de la méthode

Nous avons effectué plusieurs tests visant à évaluer l'influence de la variation d'un certain nombre de paramètres de la carte des blocs, tels le découpage, la numérotation ou le débasculement. Nous avons aussi cherché à évaluer la sensibilité et la résolution de la méthode. Dans la mesure où ces tests ont été réalisés à partir des différentes données que nous avons traitées en application (ch. II), nous avons jugé préférable de présenter ces tests en annexe 5 après les chapitres de présentation des applications.

3.6 Conclusion

Nous avons mis au point une méthode capable d'évaluer les déplacements horizontaux associés à un réseau de failles normales affectant un niveau stratigraphique donné. Une procédure d'analyse en éléments finis permet ensuite d'évaluer le champ de déformation associé. Ces informations sont très importantes pour comprendre la structure et la cinématique et quantifier la déformation d'un bassin sédimentaire. Afin de valider notre méthodologie nous l'avons appliquée à plusieurs exemples qui seront présentés dans la deuxième partie du mémoire. Il s'est avéré même si la mise en oeuvre de notre méthode numérique est plus longue qu'une restauration manuelle (digitalisation, temps de calcul etc.), la voie numérique est beaucoup plus rentable. En effet, on peut tester plus rapidement des conditions aux limites, des découpages et des numérotations différents, c'est à dire des géométries initiales différentes. De plus, lors de la restauration manuelle, l'utilisateur a tendance à introduire des conditions aux limites dont il n'a pas forcément conscience. La restauration numérique permet de tester de manière très précise et objective quelles sont les conditions aux limites nécessaires en définissant des blocs fixes.



Chapitre 2:

Applications



Chapitre II : Applications de la méthode.

Nous avons appliqué notre méthode à plusieurs exemples qui nous ont permis de développer ses différents aspects (champ de déplacements totaux et incrémentaux, analyse en éléments finis, etc...). Ces applications que nous présentons maintenant illustrent la polyvalence de la méthode, tant du point de vue de l'échelle d'utilisation et du type de données que des mécanismes de déformation qu'elle permet d'aborder. Il s'agit de deux bassins sédimentaires (le bassin de Campos sur la marge brésilienne et le champ pétrolier de Nun River dans le delta du Niger) et d'un domaine d'extension à l'échelle de la croûte (la dépression Afar, Djibouti).

Le bassin de Campos est un bassin marginal dont l'histoire a débuté lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique. Des travaux dans ce bassin (Cobbold et Szatmari, 1991) ont suggéré que le **glissement gravitaire divergent** affectant la couverture sédimentaire induit une **déformation globale qui n'est pas plane**. Notre méthode de restauration est donc parfaitement adaptée à ce cas puisque les restaurations en coupe ne sont pas utilisables. De plus, le calcul du champ de déplacement est un bon moyen de tester l'hypothèse de glissement gravitaire divergent. Les cartes des trois niveaux stratigraphiques que nous avons traitées dans le bassin de Campos sont issues d'une couverture sismique 2D et nous ont été fournies par la compagnie PETROBRAS.

Le delta du Niger est un important système progradant qui s'est développé au Tertiaire sur la marge passive atlantique du Nigeria. Les données du delta du Niger correspondent à plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un roll-over qui se développe à l'aplomb d'une faille de croissance majeure. A partir des champs de déplacements finis calculés pour plusieurs niveaux stratigraphiques successifs, nous avons estimé les **champs de déplacements incrémentaux** correspondant aux intervalles de temps entre le dépôt des horizons traités. **L'analyse en éléments finis** des champs de déplacements nous permet d'étudier la cinématique et le développement de la faille majeure et du roll-over associé. Les cartes des six niveaux stratigraphiques que nous traitons dans le delta du Niger sont issues d'une couverture sismique 3D fournie par Shell Research (Rijswijk).

La dépression Afar située à la jonction des rifts de la Mer Rouge, du Golf d'Aden et du Rift Est Africain correspond à un domaine d'extension récente (13 Ma) à l'échelle de la croûte. Elle implique donc des mécanismes de déformation radicalement différents de ceux que nous avons abordés sur les exemples précédents. La surface structurale que

nous restaurons est la **topographie** qui correspond à un ensemble de coulées de laves qui a enregistré l'extension la plus récente. Nous établissons un champ de déplacements, de rotations de blocs et de déformations. Nous les confrontons ensuite aux données disponibles dans ce secteur ainsi qu'aux deux principaux modèles cinématiques. Les cartes sont produites à partir de l'interprétation structurale d'images SPOT réalisée par Souriot (1993) dans le cadre du programme TECTOSCOPE (I.N.S.U).

Nous présentons dans ce chapitre les résultats que nous avons obtenus sur ces trois exemples sous la forme de trois publications. Préalablement, nous explicitons à chaque fois le choix du site d'un point de vue méthodologique et géologique. Nous apportons ensuite des compléments et nous concluons chacune de ces parties par une discussion des résultats d'un point de vue méthodologique.

Le Bassin de Campos

(marge Atlantique Brésilienne)



1. Le bassin de Campos (marge atlantique brésilienne)

1.1 Introduction : intérêt de la restauration en plan dans Campos.

1.1.1. Contexte géologique et géodynamique

Le bassin de Campos est un bassin sédimentaire de la marge passive atlantique brésilienne. Il est situé au large d'un coude formé par la marge continentale (Fig 23) et se poursuit vers le Sud par le bassin de Santos, localisé lui au niveau d'un rentrant de la marge. L'intérêt pétrolier du bassin de Campos fait qu'il est très étudié (forages et couverture sismique) : la géologie et la stratigraphie de ce site sont donc particulièrement bien déterminées (voir par exemple : Asmus et Ponte, 1973 ; Ojeda, 1982 ; Morhiak et al. 1987, 1989, 1990 ; Chang et al., 1988 ; Guardado et al., 1989 ; Figueriedo et Martins, 1990 ; Peres, 1993).

Le bassin s'est développé à la faveur du rifting précédant l'ouverture de l'Océan Atlantique. La phase de rifting affecte le socle précambrien, elle est associée au dépôt d'un ensemble volcano-sédimentaire du Crétacé Inférieur. La fin de l'épisode de rifting proprement dit correspond à la production de la croûte océanique et au dépôt en discordance d'une **séquence évaporitique aptienne** connue tout le long de la marge brésilienne (Fig 24). Les sédiments marins du Crétacé Supérieur enregistrent un approfondissement du niveau marin relatif jusqu'au début du Tertiaire. Les formations cénozoïques sont essentiellement détritiques, il s'agit de grands ensembles turbiditiques progradant soulignant le démantèlement des reliefs continentaux adjacents. Le front du delta a une forme en coude, comme le montre par exemple la répartition des turbidites oligocènes (Fig 25)

1.1.2. L'extension dans le bassin de Campos.

Les formations évaporitiques aptiennes jouent un rôle fondamental dans la structuration du bassin. En raison de leur faible résistance mécanique, elles permettent un découplage presque complet entre les ensembles sédimentaires anté et post-aptiens. Elles forment un niveau de décollement qui permet le **glissement gravitaire** des sédiments post-aptiens le long du talus continental dans les bassins de Campos et de Santos (PETROBRAS, 1983 ; Dias et al., 1990 ; Figueiredo et Martins, 1990 ; Cobbold et Szatmari, 1991 ; Demercian et al., 1993). Le glissement gravitaire définit un domaine amont en extension, un domaine médian de glissement rigide et un domaine aval en compression (Cobbold et Szatmari, 1991 ; Demercian et al., 1993).

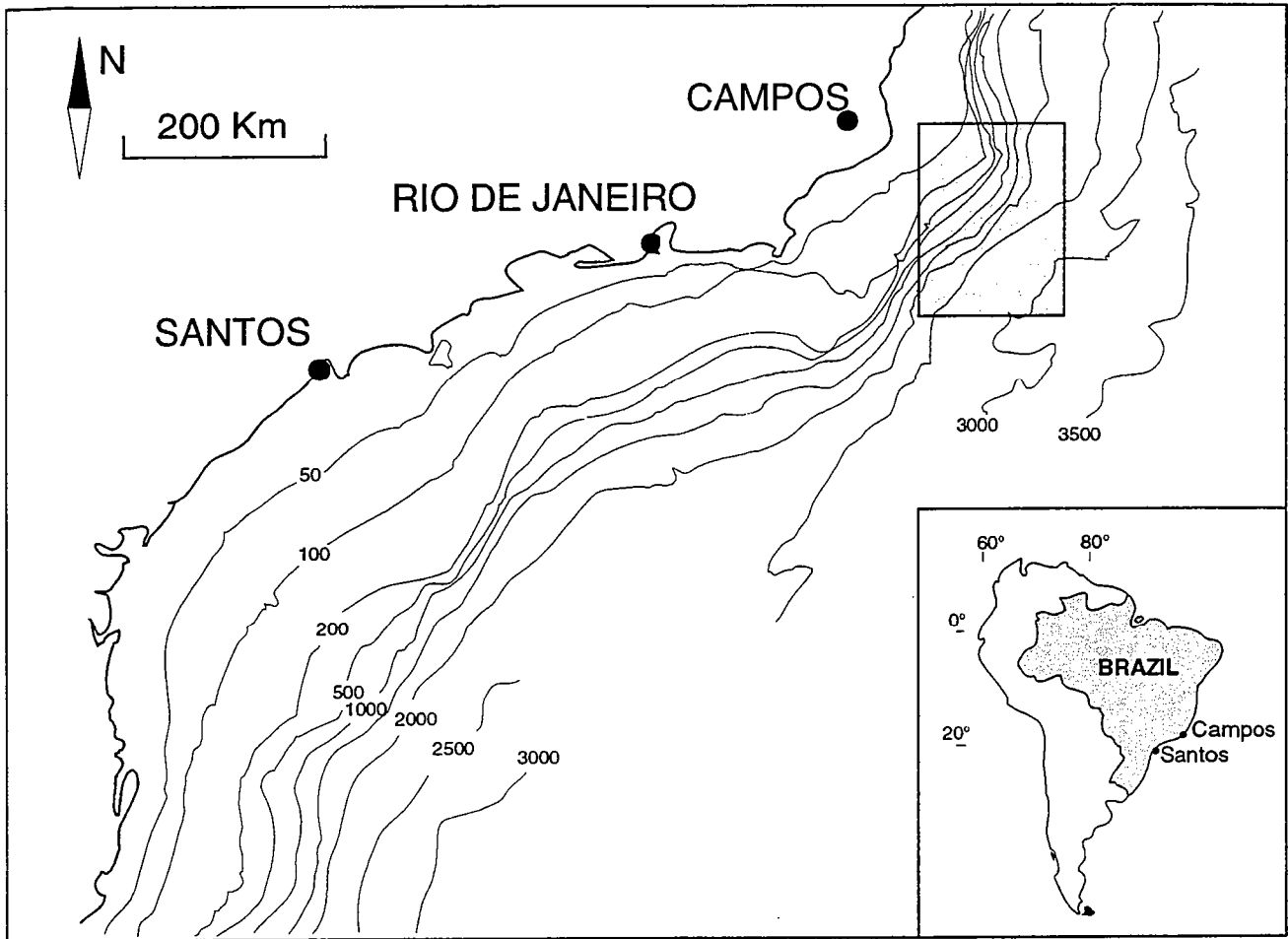


Figure 23: Localisation du bassin de Campos et de la zone étudiée.

		AGE		
TERTIARY		Pleistocene	SHALLOWING OCEANIC SEQUENCE	
		Pliocene		
		Miocene		
		Oligocene		← T horiz.
		Eocene		
		Paleocene		
CRETACEOUS	UPPER	Maastrichtian	DEEPENING OCEANIC SEQUENCE	
		Campanian		← K horiz.
		Santonian		
		Coniacian		
		Turonian		
		Cenomanian	HEMIPELAGIC	
		Albian	CARBONATE	
	LOWER	Alagoas	EVAPORITES	
		Jiquia	NON MARINE	
		Buracica		
	Aratu			
P		PreC	IGNEOUS BASEMENT	

Figure 24: Colonne stratigraphique simplifiée du bassin de Campos (d'après Guardado et al., 1989).

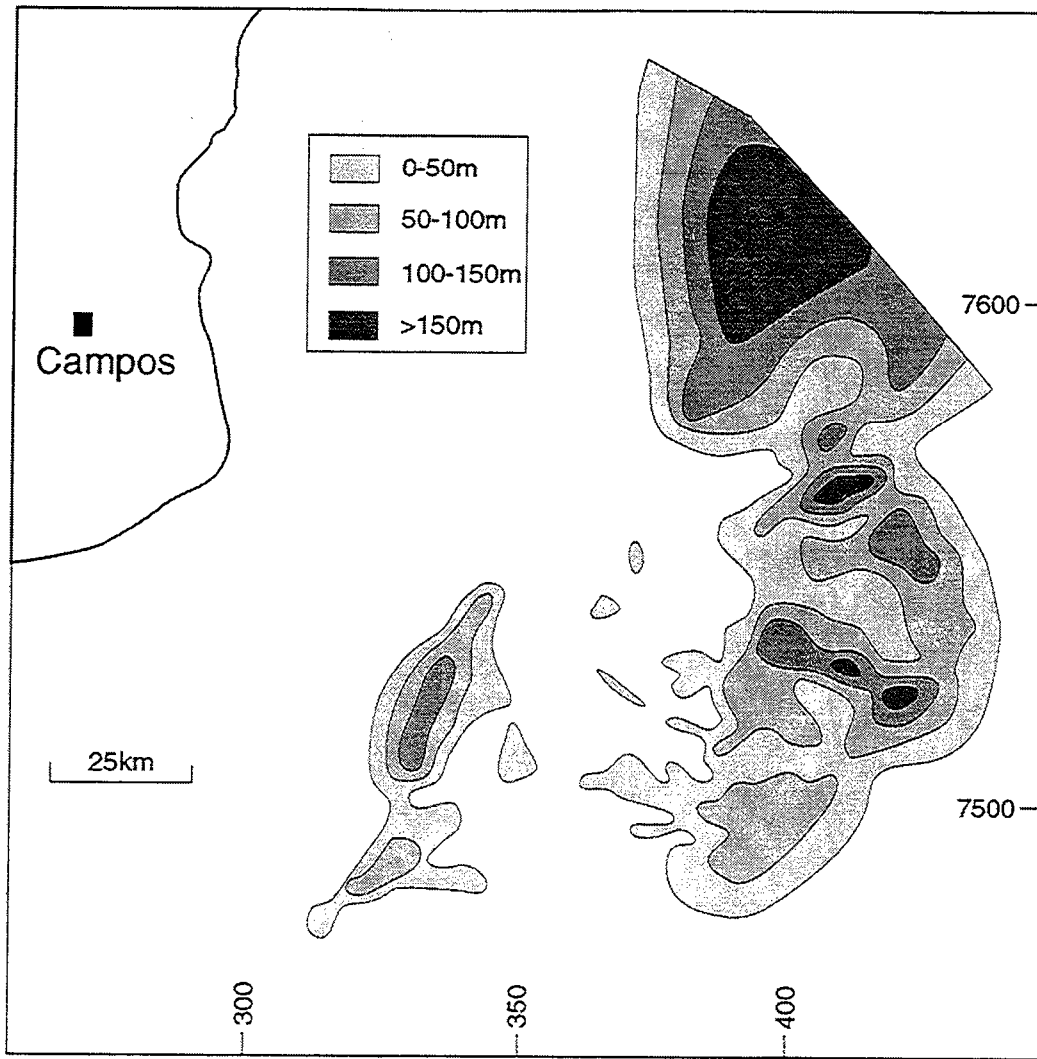


Figure 25: Carte des isopaques des grès turbiditiques oligocènes (d'après Péres, 1993)

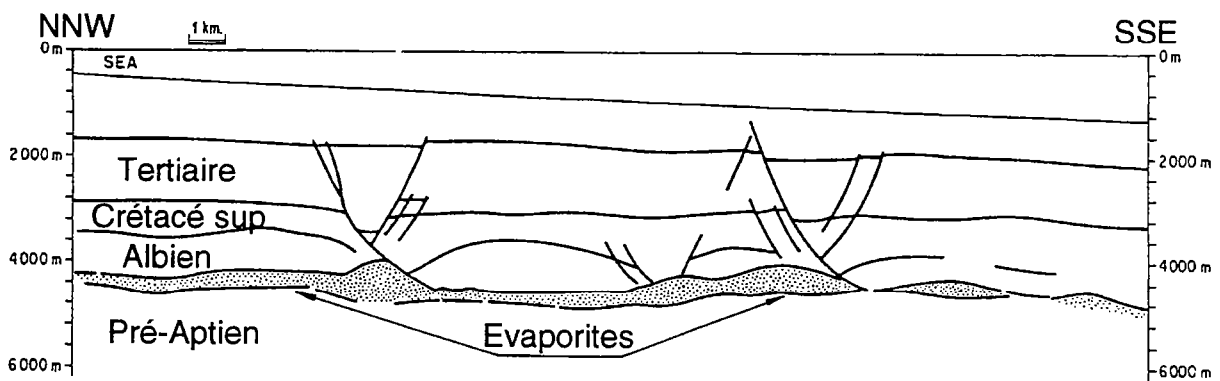


Figure 26: Interprétation d'une ligne sismique à travers le domaine en extension du bassin de Campos (PETROBRAS, 1983). Les sédiments post aptiens ont glissé sur le niveau d'évaporites. Les failles normales listriques sont synsédimentaires et s'enracinent dans le niveau d'évaporites. Des rouleaux de sel se développent à leur base.

Les lignes sismiques réalisées dans le domaine amont montrent principalement des failles normales listriques, enracinées dans le niveau d'évaporites et associées à des rouleaux de sel (Fig 26). Notons que les failles normales situées en amont du front progradant traversent toute la pile sédimentaire, alors qu'en aval du front, elles n'atteignent que rarement les sédiments tertiaires (voir figure 3, publication 1).

Les études de profils sismiques dans le bassin de Campos préliminaires à notre travail suggèrent que, dans le domaine amont, l'extension affectant les sédiments post aptiens présentent des caractéristiques d'une déformation non plane (Cobbold et Szatmari, 1991). De nombreuses failles ont en effet des directions obliques voire parallèles à la direction attendue du glissement (vers le large). Ces auteurs proposent que ceci soit le résultat d'un glissement gravitaire le long d'un talus continental convexe montrant donc des trajectoires de particules divergentes. Un tel mécanisme induit dans le domaine amont un étirement dans plusieurs directions de l'horizontal, c'est à dire une déformation non plane. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les coupes équilibrées ne peuvent pas être utilisées dans un contexte de déformation non plane. Aussi était-il très intéressant pour nous d'appliquer notre méthode sur cet exemple particulier. Notre objectif était d'estimer le champ de déplacements horizontaux du bassin de Campos afin de tester l'hypothèse du glissement gravitaire divergent de Cobbold et Szatmari (1991).

1.1.3. Présentation des données

Nous disposons de trois cartes de rejets (issues d'une sismique 2D, localement 3D), toutes trois pour des sédiments post-aptiens. Une carte correspond à un niveau marqueur important dans l'Oligocène : le Marco Azul. Une seconde carte correspond au sommet du Crétacé. La dernière, couvrant une surface moindre que les deux précédentes, montre la structure de l'Albien, c'est à dire juste au-dessus des évaporites. La restauration des deux premières cartes est présentée dans la publication 1, la troisième en complément de la publication.

1.2. Publication : Restauration en plan de deux horizons faillés (Crétacé Supérieur et Oligocène). Conséquences sur l'histoire de la tectonique salifère dans le bassin de Campos (Brésil).

Résumé : Les sédiments crétacés et tertiaires du bassin de Campos (marge atlantique brésilienne) montrent de nombreuses structures caractéristiques d'une tectonique de couverture au dessus d'un niveau d'évaporites aptiennes. Depuis la côte vers le large, on distingue un domaine en extension et un domaine en compression. Nous attribuons cette configuration à un glissement gravitaire sur un niveau de décollement évaporitique. Le facteur principal régulant le glissement gravitaire est la pente. Chaque particule matérielle tend à se déplacer selon la ligne de plus grande pente. Si la topographie est irrégulière, les trajectoires peuvent converger ou diverger. La déformation n'est alors plus plane et les coupes dans de tels domaines ne peuvent plus être équilibrées ou restaurées. Nous avons donc mis au point une méthode capable de restaurer une déformation non plane dans les domaines en extension. En partant de l'hypothèse que les compartiments entre les failles se comportent de manière rigide, nous restaurons des cartes d'horizons stratigraphiques. Pour ce faire, nous réalisons une minimisation par moindres carrés des distances correspondant aux rejets horizontaux des failles. Nous obtenons un champ des déplacements finis horizontaux.

Nous avons restauré deux marqueurs stratigraphiques (Crétacé Supérieur et Oligocène) dans une zone du domaine en extension du bassin de Campos, au sein de laquelle le glissement gravitaire divergent produit un étirement affectant plusieurs directions du plan horizontal. Les deux horizons présentent des vecteurs déplacements divergents vers la mer formant un éventail avec un élément de symétrie axiale. Cependant, il existe des différences importantes entre l'organisation des champs de déplacements et de failles du Crétacé supérieur et de l'Oligocène. Nous suggérons que ceci résulte de la formation au Tertiaire d'un front deltaïque progradant, en amont duquel la surcharge sédimentaire provoque un glissement gravitaire divergent et un nouveau champ de failles.

Article publié dans "Tectonophysics", 228, 435-445, 1993.

Reproduit avec l'aimable autorisation de Elsevier Science Publisher B.V.



Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil)

D. Rouby ^a, P.R. Cobbold ^a, P. Szatmari ^b, S. Demercian ^b, D. Coelho ^c and J.A. Rici ^c

^a *Géosciences Rennes (CNRS), Université de Rennes, 35042 Rennes Cédex, France*

^b *PETROBRAS Research Centre, Cidade Universitaria, 21910 Rio de Janeiro, Brazil*

^c *PETROBRAS Exploration Department, Avenida Chile 65, 20035 Rio de Janeiro, Brazil*

(Received January 31, 1993; revised version accepted April 22, 1993)

ABSTRACT

In the Campos Basin (Atlantic margin of Brazil), Cretaceous and Tertiary sediments show abundant evidence for thin-skinned deformation, above a layer of Aptian salt. Near the coast, there is a domain of downslope extension; further offshore, a domain of downslope contraction. Thus we attribute the domainal pattern to gravitational gliding on the salt layer. Gravitational gliding appears to be driven primarily by surface slopes. Each material particle tends to move in the direction of steepest slope. If topography is irregular, particle paths diverge or converge. Deformation then differs from a plane strain and vertical cross sections cannot be individually balanced or restored. We have therefore developed a method for restoring non-plane deformation in extensional domains. Assuming that blocks between faults are rigid, we restore stratigraphic horizons in plan view by least-squares minimization of distances across fault separations (cut-off lenses), obtaining fields of finite horizontal displacements.

For selected areas in the extensional domain of the Campos Basin, where divergent gravitational gliding has led to extension in various horizontal directions, we have restored two stratigraphic markers: an Upper Cretaceous and an Oligocene horizon. For each horizon, displacement vectors diverge seawards, forming a fanlike pattern with a degree of mirror symmetry. Nevertheless, there are major differences between the Upper Cretaceous and Oligocene patterns, both for faults and for displacements. We infer that this resulted from the development during the Tertiary of a propagating deltaic front, whose sediment load drove the divergent gravitational gliding and induced a new fault pattern.

Introduction

Thin-skinned extension and salt tectonics are common on passive margins, well-known examples being the Gulf of Mexico, the Kwanza Basin (Angola), and the Campos and Santos basins (Brazil). A ductile evaporite formation acts as a décollement layer, allowing overlying sediments to glide and spread downslope under their own weight. Sedimentation during extension increases the load. Gliding and spreading of sedimentary sequences produce various strain domains, including an upslope domain of horizontal extension. Overlying sediments show listric normal faults and associated salt rollers where extension is small, and rafts and salt walls where extension is large (Jackson and Talbot, 1991).

For thin-skinned gravitational gliding, particle paths are controlled by the topography of the upper surface, whether it be in contact with air (Elliot, 1976) or water. If the surface topography is irregular, particle paths may not be parallel and resulting bulk strain may differ from a plane strain. Under such conditions, cross-section balancing (Gibbs, 1983; Schultz-Ela, 1992, and references therein) is not accurate, because of material movement out of, or into, the plane of section. Ideally, what is required is a fully three-dimensional method of restoring volumes. In practice, this is difficult to programme, but it can be replaced by a method that restores stratigraphic surfaces in plan view (Rouby et al., 1993).

Palinspastic methods have already been suggested or used to restore regions of ductile defor-

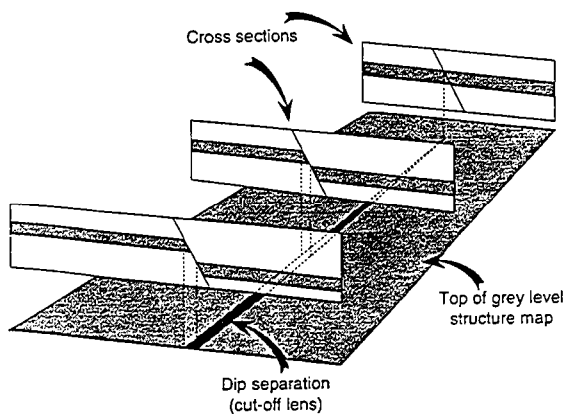


Fig. 1. Construction of a cut-off lens on a structure map. Sections show the stratigraphic layer (stippled), offset across normal faults. The map is constructed for a single surface (top of layer). Vertical projection of footwall and hanging-wall cut-offs defines dip separation. The cut-off lens is the area containing all separations. The width of lens is therefore equal to the horizontal component of the dip slip along the fault surface.

mation in section or in plan view (Cobbold, 1977, 1979, 1980; Schwerdtner, 1977; Percevault and Cobbold, 1982; Cobbold and Percevault, 1983; Percevault, 1983; Schultz-Ela, 1988; McCoss, 1988; Gratier, 1988; Gratier et al., 1989, 1991; Guillier, 1991; Gratier and Guillier, 1993). Least-squares fitting of rigid blocks in two dimensions has been used to restore regions of dominantly strike-slip deformation (Audibert, 1991). Barr (1985) has restored regions of normal faulting using structure-contour maps. Our method is applicable to individual faulted strata and it reconstructs the original undeformed shapes of the strata in a horizontal plane.

The data we start with are structure maps for stratigraphic surfaces that display (1) the fault network and (2) the cut-off lens of each normal fault (McCoss, 1988), obtained by vertical projection of hanging-wall and footwall cut-offs (Fig. 1). The width of a cut-off lens can vary. At each point it is equal to the horizontal dip separation, or horizontal component of dip slip within the fault surface (Fig. 1). This horizontal component is a function of the angle of fault dip and the amount of dip-slip displacement. If the dip-slip displacement varies horizontally along the fault trace, it implies a relative rotation of hanging wall

and footwall about an axis normal to the fault surface. This rotation can be split into components about vertical and horizontal axes. Only the component about a vertical axis is obtainable from the varying width of a cut-off lens. Other data necessary for restoration of the studied area are (3) displacements over parts of its external boundary.

We consider that a horizon is restored when all cut-off lenses are closed. To close them, our method relies on three assumptions.

(1) The fault pattern is divided into a finite number of fault-bounded blocks. Cut-off lenses appear as separations between blocks and are closed by least-squares fitting of the blocks.

(2) Blocks are assumed to be rigid, so that fitting involves block translations and rotations about vertical axes.

(3) The horizon to be restored is horizontal between each fault. Restoration in plan view does not restore components of rotation about horizontal axes (i.e. block tilting). If the horizon dips at less than 15° , this assumption is reasonable; otherwise, the block should be untilted before restoration. This can be done using numerical methods (Gratier, 1988; Gratier et al., 1989; Guillier, 1991; Gratier and Guillier, 1993). Untilting leads to a change in the shape and area of blocks in plan view.

In contrast with Barr (1985), we do not assume a uniform direction of regional extension. Displacement directions along faults are not assumed, but result from restoration.

The restoration procedure generates a restored map, showing minimal gaps and overlaps between the fitted blocks. From the current and restored maps, we compute a field of finite translation vectors and a map of block rotations. For details of the numerical procedure, we refer the reader to our previous publication (Rouby et al., 1993).

We have applied the method to an area of the Campos Basin (off-shore Brazil), where Upper Cretaceous and Cenozoic sediments have glided downslope over an Aptian evaporite horizon. Cobbold and Szatmari (1991) and Rouby et al. (1993) have inferred this gliding to be locally divergent, in response to bottom contours con-

vex towards the open sea. In the area structure-contour maps of two seismic horizons were available to us, one uppermost Cretaceous, the other Oligocene. We have processed both maps to gain partial insight into the history of deformation.

Salt tectonics in the Campos Basin

The Campos basin of offshore Brazil (Fig. 2) was formed during the breakup of Gondwana and the drifting apart of South America and Africa. Sedimentary sequences mark the successive stages of development. Early Cretaceous sediments were deposited in a rift environment. Unconformable Aptian evaporites are overlain by Upper Cretaceous marine carbonates and Cenozoic clastic turbidites (Asmus and Ponte, 1973; Ojeda, 1982; Mohriak et al., 1987, 1989; Figueiredo and Martins, 1990). Upper Cretaceous and Cenozoic sediments have glided and spread downslope on the décollement layer of evaporites (PETROBRAS, 1983; Dias et al., 1990; Figueiredo and Martins, 1990; Cobbold and Szatmari, 1991). There are three main structural domains: (1) an uppermost

domain of downdip extension; (2) an intermediate domain of rigid gliding; and (3) a lowermost domain of downdip contraction (Cobbold and Szatmari, 1991). The studied area is located in the uppermost extensional domain, near the costal salient of Campos (Fig. 2).

Seismic lines show normal faults (Fig. 3) with strikes ranging from perpendicular to parallel to the NE-SW trend of the coast line. This implies bulk extension in more than one horizontal direction. Cobbold and Szatmari (1991) and Rouby et al. (1993) have suggested that this non-plane bulk strain resulted from radially divergent gravitational gliding and spreading.

Downslope from a front of propagating Tertiary sediments, normal faults have reached upwards no further than the base of the Tertiary, whereas, upslope from the front, listric faults cut through the entire sedimentary sequence (Fig. 3; Cobbold and Szatmari, 1991). This suggests that a locally steep surface slope at the prograding front has been a major factor in promoting gliding and spreading in the Tertiary. In plan view, the prograding front has a triangular shape, with the

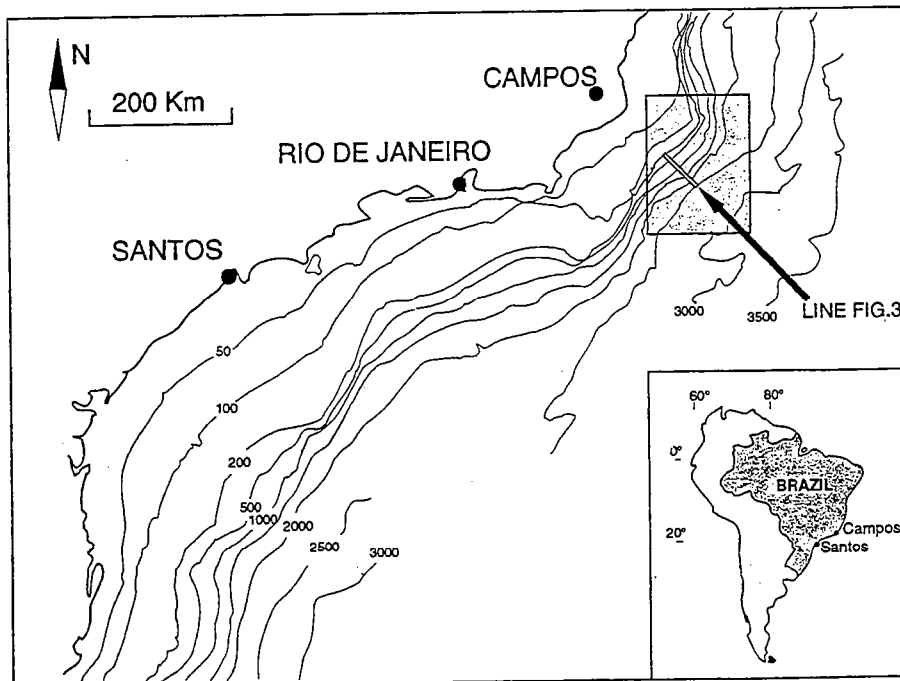


Fig. 2. Map of Brazilian Atlantic coast between Campos and Santos, showing contours of sea bottom in metres (after Cobbold and Szatmari, 1991) and the approximate location of the area of restoration (stippled box) and the representative seismic section (Fig. 3).

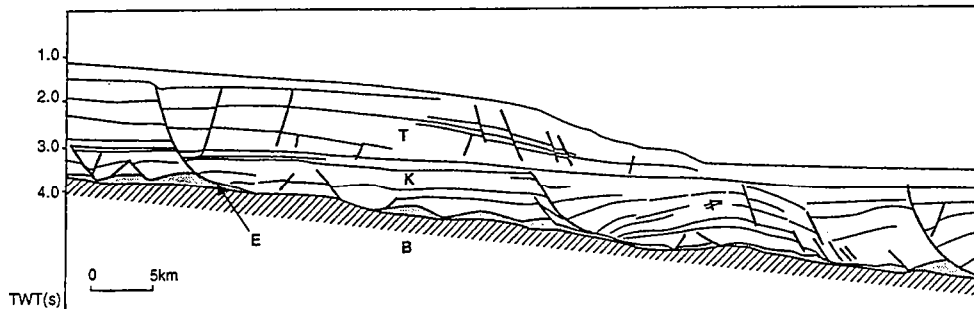


Fig. 3. Interpreted seismic line through Campos area (after Cobbold and Szatmari, 1991, fig. 12). Line runs NW-SE, approximately perpendicular to the coastline. For approximate location, see Fig. 2. Vertical scale is in seconds (two-way travel time). Section shows normal growth faults in Tertiary sediments (*T*) and Upper Cretaceous sediments (*K*), with associated salt rollers (*E*), all overlying rigid basement (*B*). About halfway down the line, the steep slope of sea bottom is a front of propagating Tertiary sediments.

apex pointing eastward (De Souza Cruz et al., 1987; Dias et al., 1990; Figueiredo and Martins, 1990). The pattern of Tertiary normal faults is upslope from this front.

Using seismic data, PETROBRAS has produced maps of cut-off lenses for two stratigraphic horizons, one near the top of the Cretaceous sequence, the other of Oligocene age.

Maps of horizontal cut-off lenses

Both lens maps (Fig. 4) are located upslope from the front of prograding Tertiary sediments. The Oligocene map (Fig. 4a) displays all known Oligocene normal faults; whereas the top Cretaceous map (Fig. 4b) displays only a part of the known pattern of normal faults, other faults oc-

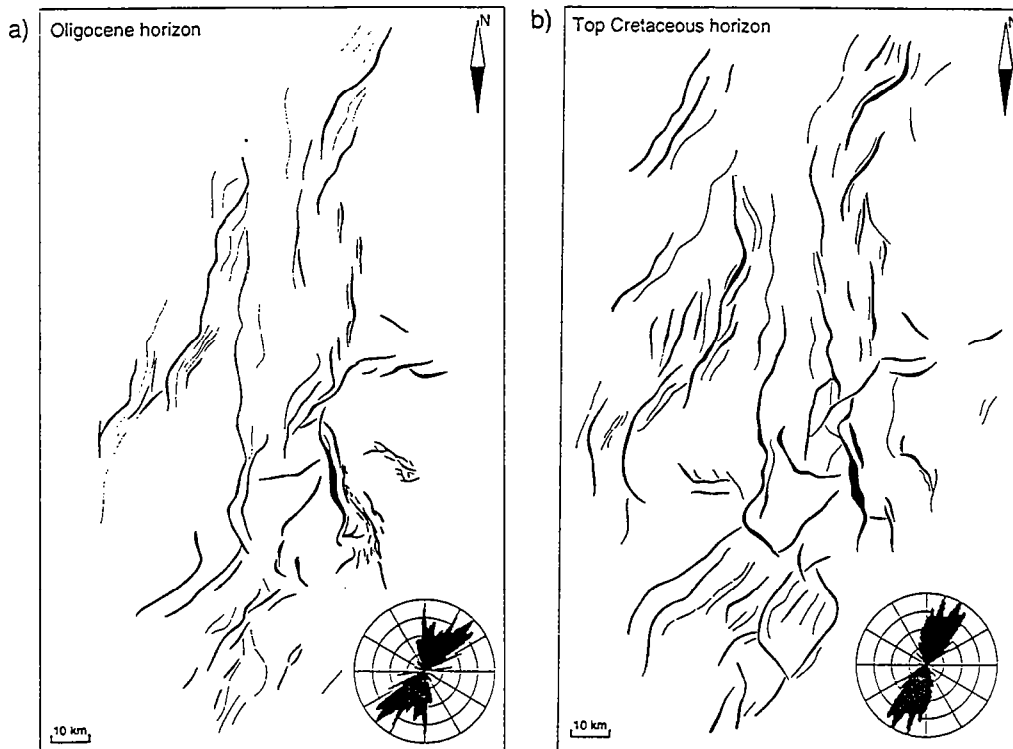


Fig. 4. Maps of cut-off lenses for an Oligocene horizon (a) and an Upper (Top) Cretaceous horizon (b). For approximate location, see Fig. 2. Rose diagrams are for strikes of fault segments, weighted by their lengths.

curing further east (see Cobbold and Szatmari, 1991, fig. 12).

On both lens maps, fault strikes cover a range in orientations. From rose diagrams, two families appear to be dominant, one nearly N–S trending and located in the central part of the area, the other almost NE–SW trending and located in the the northwestern and southwestern parts of the area (Fig. 4). Some easterly and southeasterly strikes are also visible in the central part of the area. Nevertheless, there are differences between the Cretaceous and Tertiary patterns. For the Cretaceous, faults appear to be more evenly spaced and more evenly oriented.

Block maps

Our method of restoration requires some preliminary processing of data. From given lens maps (Figs. 4 and 5a), we generate modified maps showing fault-bounded blocks (Fig. 5b). To do so, (1) we extend real fault traces as straight lines until they meet other fault traces, and (2) we invoke artificial straight faults where a block is large and elongate (to allow for some internal strains), or where real faults are suspected but not mapped. The fault block map is then digitized and blocks are sequentially numbered (Fig. 5c). Block sides are segmented into line elements of equal unit length, specified by the user (Fig. 5d). Smaller line elements will provide a better fit, but they do increase the computing time. In the block map, cut-off lenses have become complete gaps between blocks. The restoration procedure closes the gaps by packing the blocks (Fig. 5e). As boundary conditions, one or more blocks are assumed to be stationary (e.g. block 1, Fig. 5e).

For our area of the Campos basin (Fig. 6), a few artificial faults have been invoked. For example, in the southern parts of both Upper Cretaceous and Oligocene maps, we assumed a long strike-slip fault, trending about N120°. This artificial fault separates a northern domain of dominantly N–S faulting, from a southern domain of NE–SW faulting (Figs. 4 and 6). We suspect the transition to be a zone of displacement transfer. In various places, where real faults are small and

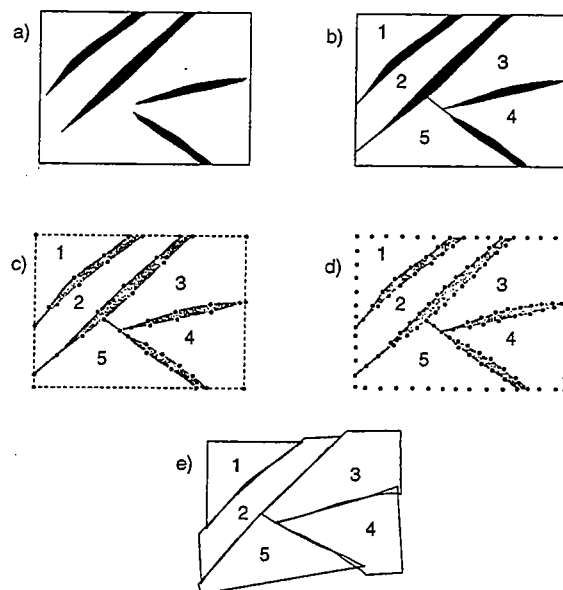


Fig. 5. Preliminary data processing (modified after Audibert, 1991). From the original lens map (a), fault traces are extrapolated to construct fault-bounded blocks, numbered sequentially (b). Priority is given to the longest faults, on the assumption that they are the most active. Boundaries of blocks are digitized (c). Sides of polygons are subdivided into line elements of equal length (d). During restoration, blocks undergo translations and rotations, becoming packed (e). Stationary block (1) represents a boundary condition on displacements.

closely spaced, we replaced them by a single long gap of cumulative width (for example, around block 68, Fig. 6a).

Finally, for Campos we define conditions on displacements over parts of the external boundary. To the west of both maps, no faults have been detected so far. Hence we assume the western boundary (blocks 1 to 4) to be rigid and stationary, as a reference. All other external boundaries are free.

Restored block maps

Application of the numerical procedure to the original block maps (Figs. 5 and 6) yields restored block maps (Figs. 7a and 8a). For both restored horizons, the fit is satisfactory, that is, the areas of gaps and overlaps are negligible with respect to the total area of all blocks. Displacements along artificial faults are mostly small and mostly strike slip (Figs. 7b and 8b), with some local

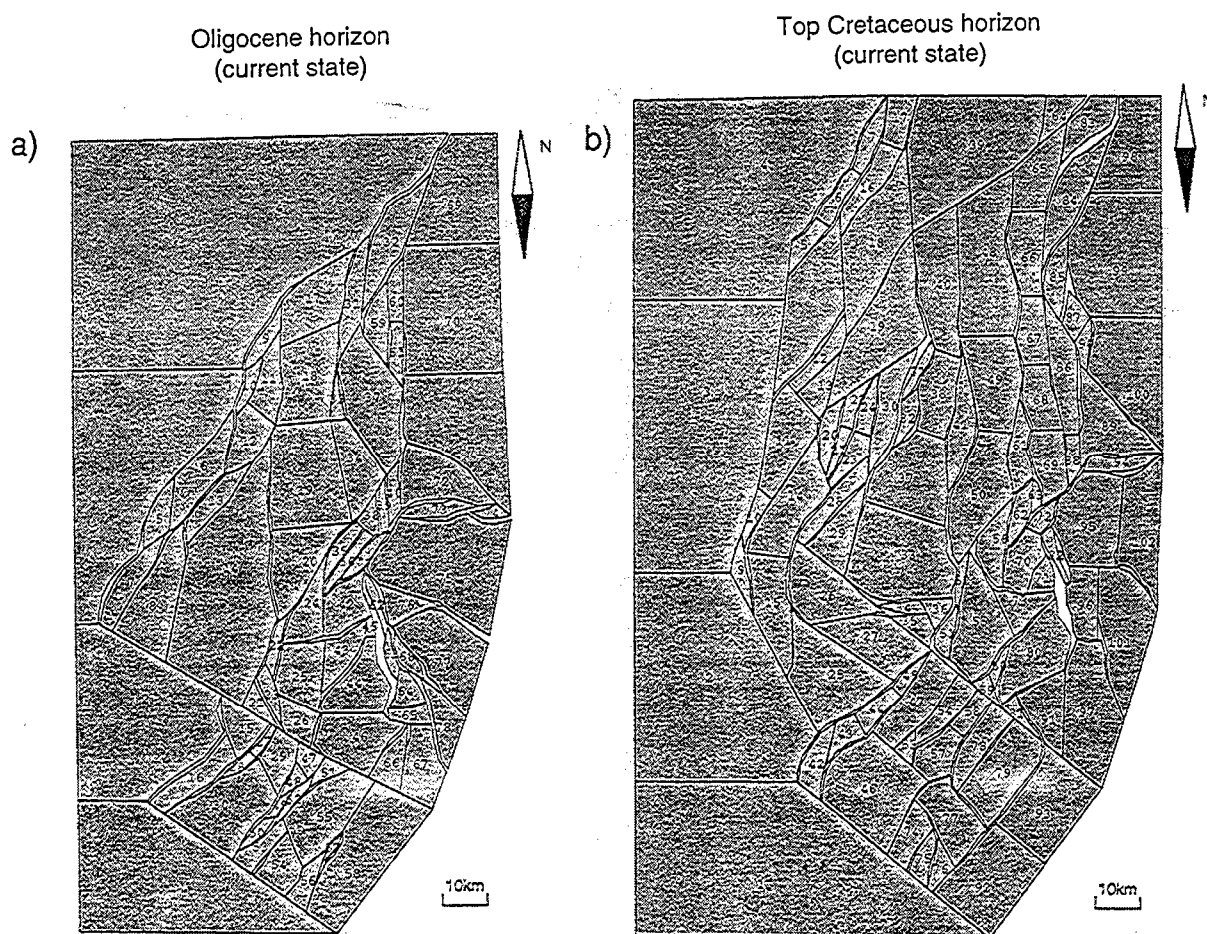


Fig. 6. Fault block maps for an Oligocene horizon (a) and an Upper (Top) Cretaceous horizon (b), both in current state. Cut-off lenses appear as gaps between blocks. Artificial faults appear as straight lines without gaps.

exceptions. For example, a significant amount of strike slip has occurred on the long NW-SE-trending artificial fault in the south of the area. We suggest this fault represents a real zone of displacement transfer, between a northern domain of dominantly N-S faulting and a southern domain of NE-SW faulting (Fig. 4).

In some areas, motion along artificial faults probably implies small strains within original elongate blocks (for example, blocks 69, 70 and 71 of the Oligocene horizon Fig. 7).

Locally, significant gaps and overlaps remain after restoration, even where there are no artificial faults. For both Oligocene and Upper Cretaceous restored maps, most of the remaining gaps and overlaps can be attributed to small internal block strains. Locally (for example, around block 64 of the Oligocene map, or around 82 of the

Upper Cretaceous map), remaining gaps and overlaps are more likely to result from our oversimplification of the fault pattern. In some places, we would recommend checking the original data for possible errors in interpretation.

Displacement field

For easier interpretation of the displacements, we have drawn a Cartesian material grid on the restored states (Figs. 7a and 8a) and displayed its deformed equivalent on the current states (Figs. 7b and 8b). Grid lines become offset across faults and rotated within blocks. Using grid points in both restored and current states, we have computed fields of finite horizontal displacements (Fig. 9). Throughout the area, the amount of displacement increases seaward, because the

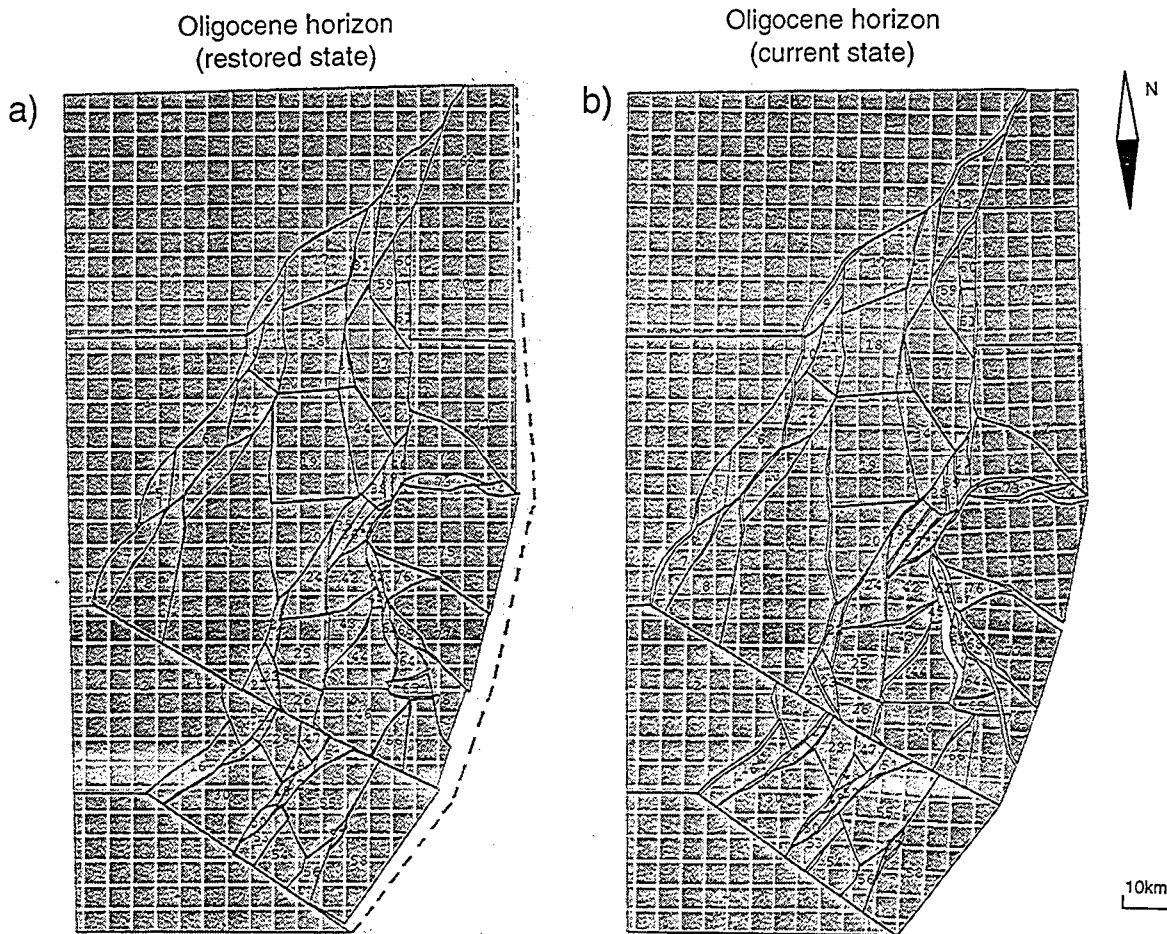


Fig. 7. Fault block maps of Oligocene horizon in restored state (a) and current state (b). For easier interpretation of displacements, a Cartesian material grid has been drawn on the restored state (a). Its deformed equivalent in the current state is offset across faults and rotated within blocks (b). Between some blocks in the restored state are remaining gaps (blank) or overlaps (black). Overall extension of area is indicated by dashed line (a).

western boundary is stationary and serves as a reference. For both Oligocene and Upper Cretaceous fields, vectors form a fanlike pattern.

For the Oligocene horizon, the displacement field shows three domains, between which vectors differ in both direction and magnitude (Fig. 9a). In the north, vectors lie along nearly circular arcs; in the south, vectors are all almost northwest-southeast in orientation; and, in between, an apical domain displays diverging vectors with the largest displacements (Rouby et al., 1993). The whole displacement field appears to have a degree of bilateral symmetry about a line (L_T , Fig. 9a) running northwest-southeast through the apical domain.

For the Upper Cretaceous horizon, the displacement vectors fan regularly, from roughly ENE-WSW orientations in the northern part of the area, to SE-NW orientations in the southern part of the area (Fig. 9b). There is a degree of bilateral symmetry about a line (L_K , Fig. 9b) running east-west through the centre of the area.

On comparing the two displacement fields (Fig. 9a and b), we notice that, in general, displacements for the Cretaceous horizon are greater in magnitude than for the Tertiary horizon. This is to be expected for a history of progressive extension, where the largest magnitudes accumulate at the deepest levels. There is however, a surprising exception to this general rule. In the southern

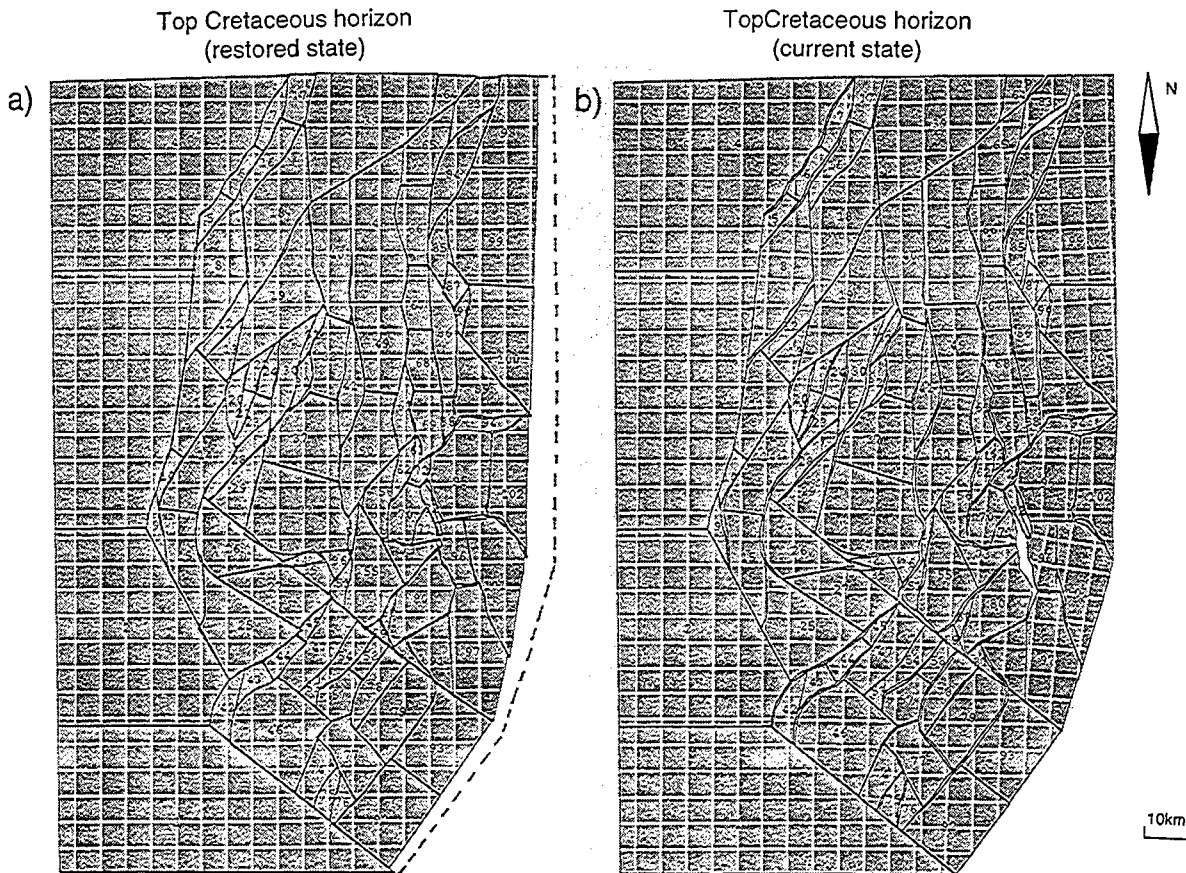


Fig. 8. Fault block maps of the Upper (Top) Cretaceous horizon in restored state (a) and current state (b). For easier interpretation of displacements, a Cartesian material grid has been drawn on the restored state (a). Its deformed equivalent in the current state is offset across faults and rotated within blocks (b). Between some blocks in restored state are remaining gaps (blank) or overlaps (black). Overall extension of area is indicated by dashed line (a).

part of the area, computed displacements are slightly smaller for the Upper Cretaceous horizon than they are for the Oligocene. This may indicate errors or missing data in the lens map for the Cretaceous. Initial seismic data should be reinvestigated and if necessary reinterpreted in this area.

Block rotations

To ensure the best fit during restoration, significant rotations about vertical axes were found to be necessary. This is consistent with the initial data, because on dip separation maps, lenses do not always have parallel sides (Fig. 4).

We show maps of block rotations for both stratigraphic horizons, distinguishing clockwise

from counterclockwise rotations, with values in three categories: negligible, moderate and large (Fig. 10). The maps reveal domains, each covering many fault blocks, where rotations tend to be systematically uniform in sense and magnitude.

For both horizons, southern domains have undergone dominantly clockwise rotations; northern domains, counterclockwise rotations. The boundaries between these domains coincide with the lines of symmetry of the displacement fields previously discussed.

For both fields, there are some local exceptions to the general pattern. Thus narrow domains (trending north-south) of clockwise rotation, with faults distributed en-échelon, occur in areas of dominantly counterclockwise rotation. Examples are the domain containing blocks 83 to

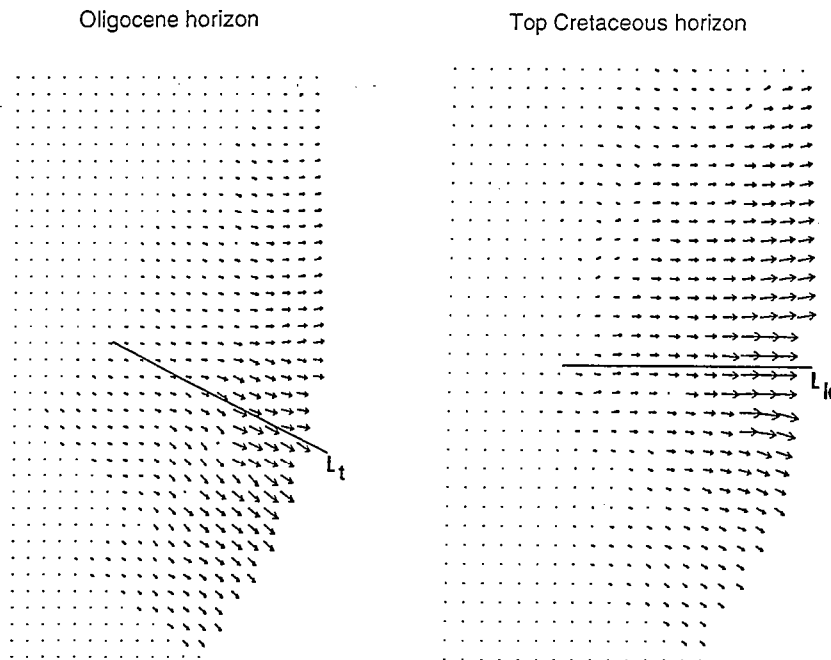


Fig. 9. Vector fields of block displacements for an Oligocene horizon (a) and an Upper (Top) Cretaceous horizon (b). Each vector spans the distance between grid points in the restored and current state. Vectors are null within stationary blocks (1 to 4) and undefined within fault gaps. Vector fields have degrees of mirror symmetry about lines L_T or L_K .

85 of the Upper Cretaceous horizon (Fig. 10b) and the domain containing blocks 35, 36, 41, 42, 43 and 45 of the Oligocene horizon (Fig. 10a). These domains are divergent wrench zones, where internal clockwise block rotations have occurred in domino style.

Discussion and conclusions

For both stratigraphic horizons, the fan-like displacement fields and the general patterns of block rotation are consistent with divergent gravitational gliding of post-Aptian sediments off a sea bottom salient. Each field has a degree of mirror symmetry, with displacements reaching maximal values in an apical region and decaying to north and south. This mirror symmetry was not present in the kinematic models of Cobbold and Szatmari (1991), which were axisymmetric; but it can be identified in one of their physical models (fig. 8), where sediments accumulated in a triangular area. In this model, each side of the triangle moved in a direction normal to its strike. The resulting

divergence of the two sides produced an apical region, with a horseshoe-shaped fault pattern similar to that observed in the Campos area for the Oligocene (Fig. 4). This leads us to suspect a strong relationship between displacement pattern and the shape of an area of accumulating sediments in plan.

There are some significant differences between the Cretaceous and Oligocene fields. First, the apical domain is better defined and more pronounced for the Oligocene horizon than it is for the Upper Cretaceous horizon. Second, the line of symmetry is further south for the Oligocene than it is for the Upper Cretaceous. This could be explained in various ways, one being a progressive migration towards the south (between the Eocene and the Miocene), of the apex of a triangular deltaic front, with its depocentre of clastic sediments. This possibility could be checked by a careful examination of isopachs. Possibly, gliding was not divergent in the Upper Cretaceous, but became so when the Tertiary deltaic front modified the sediment load over the area. Whatever

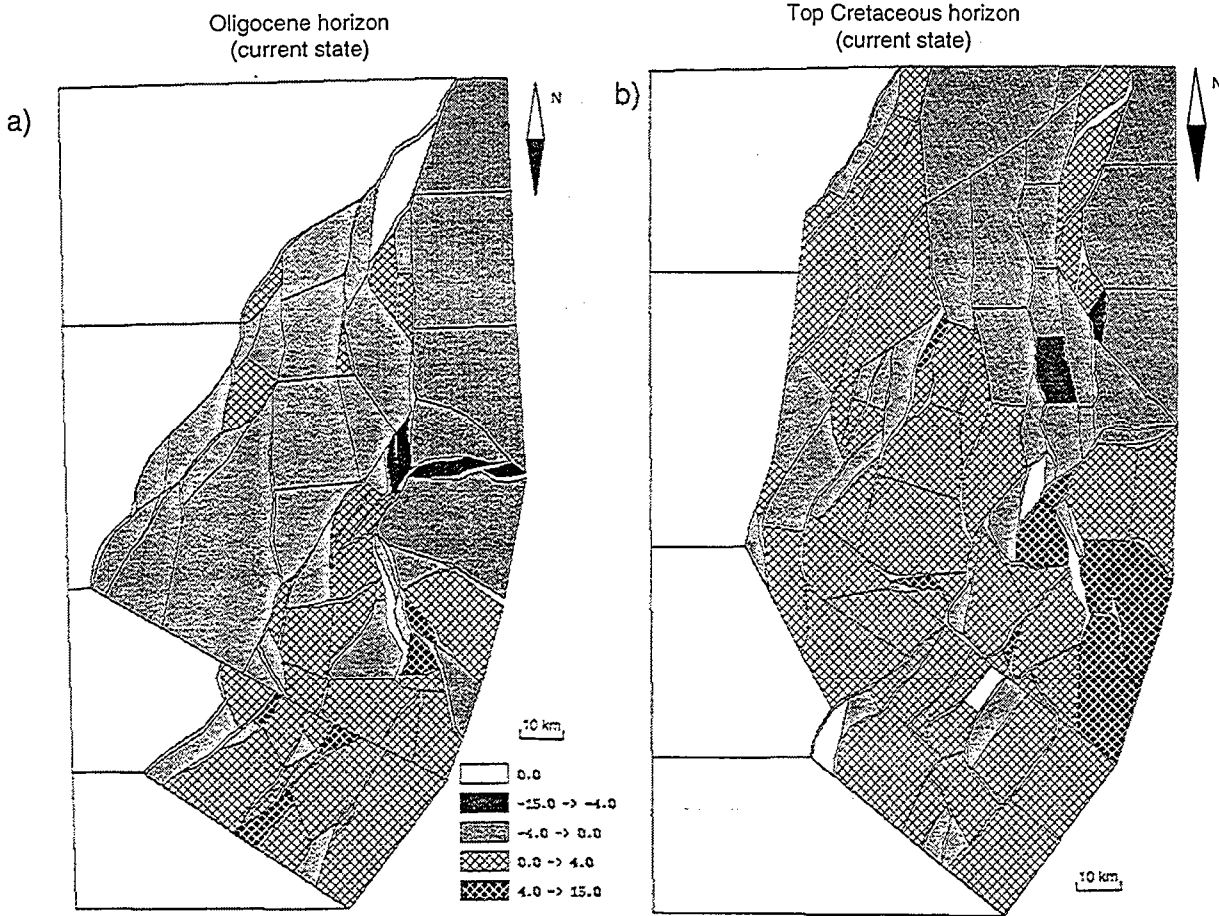


Fig. 10. Fields of block rotations for an Oligocene horizon (a) and an Upper (Top) Cretaceous horizon (b). Each block is shaded (in the current state) according to sense and amount of rigid rotation. Key shows magnitude (in degrees). Sense is positive clockwise, negative counterclockwise.

the details, there was a major change in deformation style between the Cretaceous and the Tertiary.

We believe that it will be possible to improve our restoration method and its application to the Campos area. The first step might be to subtract the displacement vectors for the Oligocene horizon from those of the Cretaceous to obtain a field of Paleogene incremental displacements. A second step might be to restore a larger number of stratigraphic horizons, between the Albian and the Present, using further lens maps. Each restoration could be attempted independently; alternatively, the restoration of younger horizons could be used to better constrain the fit of older horizons, provided there were some spatial corre-

lation between them. This would amount to a kind of backstripping, but in plan. Finally, the ultimate goal would be to restore in fully three dimensions, using data in both plan and section. Such an application is easiest to envisage for areas where there is 3-D seismic coverage.

Acknowledgements

This work is part of a PETROBRAS project on salt tectonics and is published with kind permission of the Exploration Department. We are especially grateful to Manuel Figueiredo for his interest and support.

References

- Asmus, H.E. and Ponte, F.C., 1973. The Brazilian marginal basins. In: A.E.M. Nairn and F.C. Stehli (Editors), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, NY, 1, pp. 87-132.
- Audibert, M., 1991. Déformation discontinue et rotation de blocs: méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. *Mém. Doc. Cent. Armoricaïn Etud. Struct. Socles Rennes*, 40, 239 pp.
- Barr, D., 1985. 3-D Palinspastic restoration of normal faults in the Inner Moray Firth: implications for extensional basin development. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 191-203.
- Cobbold, P.R., 1977. Compatibility equations and the integration of finite strains in two dimensions. *Tectonophysics*, 39: T1-T6.
- Cobbold, P.R., 1979. Removal of finite deformation using strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, 1: 62-72.
- Cobbold, P.R., 1980. Compatibility of two dimensional strains and rotations along strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, 2: 379-382.
- Cobbold, P.R. and Percevault, M.N., 1983. Spatial integration of strain using finite elements. *J. Struct. Geol.*, 5: 299-305.
- Cobbold, P.R. and Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 187: 249-289.
- De Souza Cruz, C.E., Sobral Barrocas, S.L. and Appi, C.J., 1987. Modelo deposicional dos reservatórios turbidíticos oligocênicos/eomiocênicos do Campo de Alacora, Bacia de Campos, Brasil. *Bol. Geociênc. PETROBRAS*, 1(2): 215-223.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M. and Guardado, L.R., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na bacia de Campos. In: G.P.R. Gabaglia and E.J. Milani (Editors), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp. 333-360.
- Elliot, D., 1976. The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.*, 81: 949-963.
- Figueiredo, A.M.F. and Martins, C.C., 1990. 20 anos de exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. *Bol. Geociênc. PETROBRAS*, 4: 105-123.
- Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 5: 153-160.
- Gratier, J.P., 1988. L'équilibrage et la restauration en carte des couches plissées et faillées. In: J.P. Gratier (Editor), *L'équilibrage des Coupes Géologiques*. *Mém. Doc. Cent. Armoricaïn Etud. Struct. Socles Rennes*, 20: 145-157.
- Gratier, J.P. and Guillier, B., 1993. Restoration and strain displacement compatibility of folded and faulted layers by best-fitting of finite elements. *J. Struct. Geol.*, 15: 391-402.
- Gratier, J.P., Ménard, G. and Arpin, R., 1989. Strain-displacement, compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the Western Alps. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 45: 65-81.
- Gratier, J.P., Guillier, B., Delorme, A. and Odonne, F., 1991. Restoration and balanced cross section of a folded and faulted surface by computer program: principle and application. *J. Struct. Geol.*, 13: 11-115.
- Guillier, B., 1991. Dépliage automatique de strates plissées et faillées: application à l'équilibrage des structures naturelles. Thèse, Univ. Grenoble, Grenoble, 160 pp. (unpubl.).
- Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J., 1991. A glossary of salt tectonics. *Bur. Econ. Geol., Univ. Tex. Austin, Geol. Circ.* 91-4, 44 pp.
- McCoss, A.M., 1988. Restoration of transpression/trans-tension by generating the three-dimensional segmented helical loci of deformed lines across structure contour maps. *J. Struct. Geol.*, 10: 109-120.
- Mohriak, W.U., Karner, G.D. and Dewey, J.F., 1987. Subsidence history and tectonic evolution of the Campos basin, offshore Brazil. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 71: 594 (abstr.).
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Karner, G.B., Dewey, J.F. and Maxwell, J.R., 1989. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. In: A.J. Tankard and H.R. Balkwill (Editors), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 46: 577-598.
- Ojeda, H.A.O., 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66: 732-749.
- Percevault, M.N., 1983. Problème inverse en déformation finie: application au segment hercynien de Bretagne Centrale. Thèse, Univ. Rennes, Rennes, 141 pp. (unpubl.).
- Percevault, M.N. and Cobbold, P.R., 1982. Mathematical removal of regional ductile strain in central Brittany: evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics*, 82: 317-328.
- PETROBAS, 1983. Campos and Espirito Santo Basins, offshore Brazil. In: A.W. Bally (Editor), *Seismic Expression of Structural Style*. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, 15(2): 2.3.51-2.3.58.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A., 1993. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophysics*, 221: 439-452.
- Schultz-Ela, D.D., 1988. Application of three-dimensional finite-element method to strain field analysis. *J. Struct. Geol.*, 10: 263-272.
- Schultz-Ela, D.D., 1992. Restoration of cross sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Mar. Pet. Geol.*, 9: 372-388.
- Schwerdtner, W.M., 1977. Geometric interpretation of regional strain analyses. *Tectonophysics*, 39: 515-531.

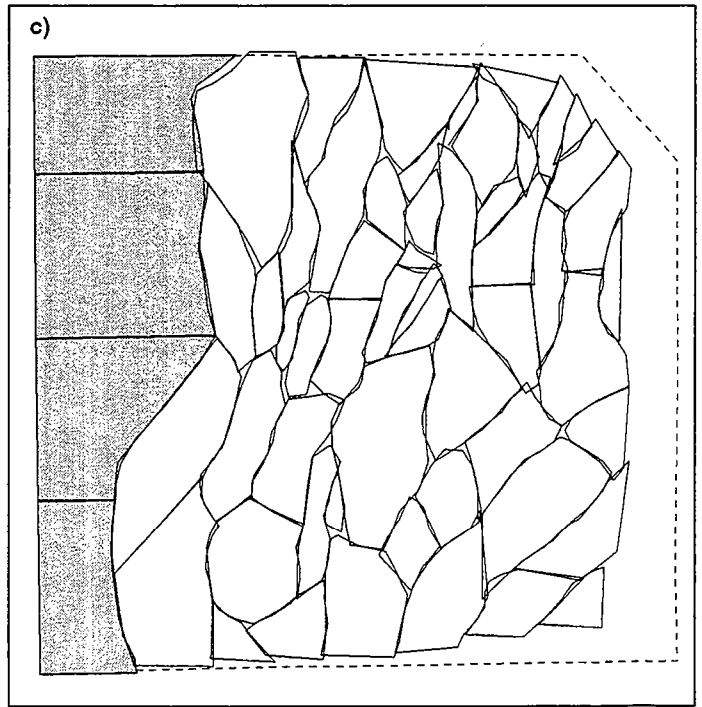
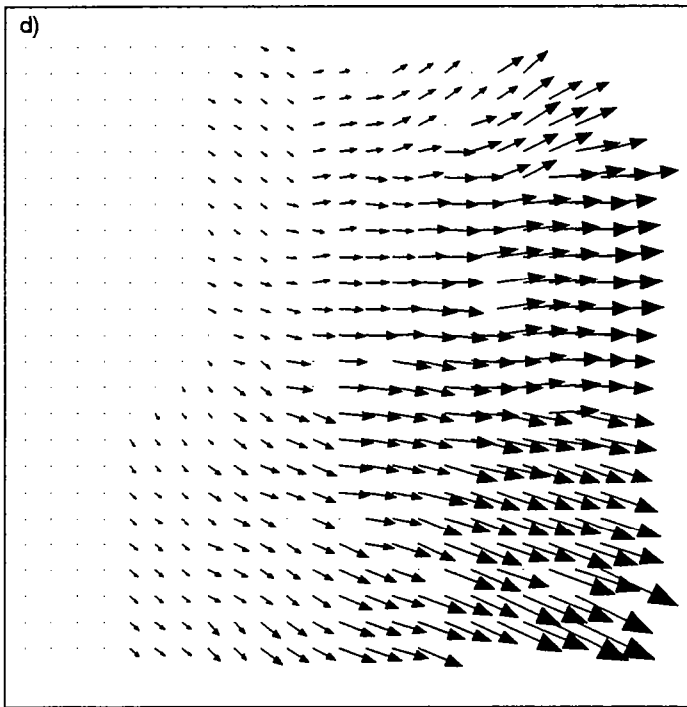
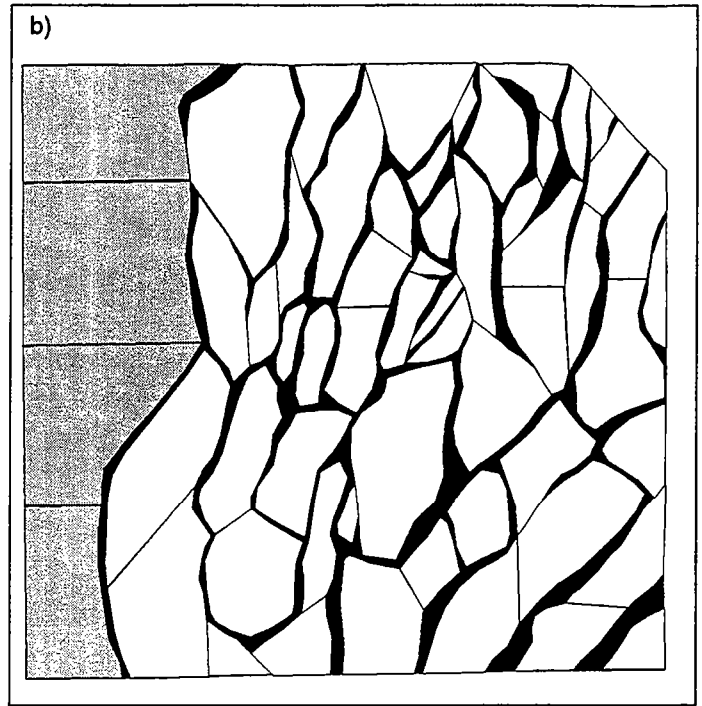
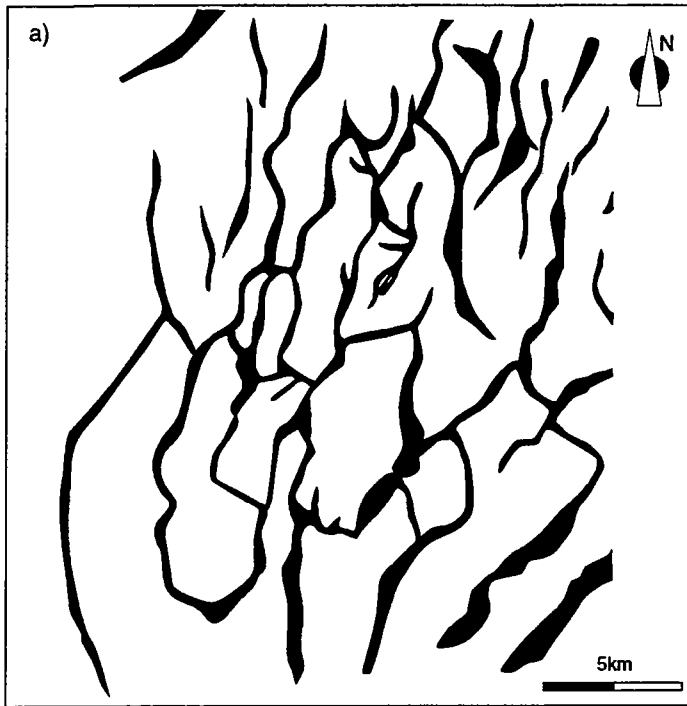


Figure 27: Restauration de l'horizon albien. (a) Carte de rejet. (b) Carte des blocs. (c) Etat restauré. (d) Champ de déplacements La variation de surface est de 10 % environ.

1.3 Compléments et discussion.

En compléments à la publication, nous présentons maintenant les résultats que nous avons obtenus sur la troisième carte dont nous disposons dans le bassin de Campos : l'horizon albien, situé juste au-dessus des évaporites. Nous reprendrons ensuite les résultats obtenus sur les trois cartes et discuterons davantage l'interprétation proposée dans la publication.

1.3.1. Restauration du niveau albien

Carte de rejets horizontaux

La carte des rejets horizontaux de l'horizon albien a l'intérêt d'être très précise car elle est issue d'une sismique 3D. En revanche, elle couvre une surface moindre que les deux cartes de l'Oligocène et du sommet du Crétacé, ce qui limite les comparaisons avec les deux autres horizons. Elle se situe dans le secteur sud-ouest des deux autres cartes. Pour l'horizon albien, les failles ont des directions très variables, certaines forment même des boucles complètes (Fig. 27a). On note cependant une direction dominante des segments de failles NNE-SSW. Par comparaison aux cartes précédentes, les rejets par rapport à la taille des blocs sont plus importants.

Résultats de la restauration de l'Albien

Nous avons dessiné une carte de 58 blocs (Fig. 27b) en utilisant les mêmes principes de découpage que pour les deux autres cartes (voir la publication 1). La bordure ouest est ici aussi considérée comme fixe au cours de la déformation.

L'ajustement obtenu (Fig 27c) est satisfaisant car la surface des vides et des recouvrements est négligeable par rapport à la surface cumulée des blocs mais elle reste plus importante que pour les autres cartes. Ceci suggère une déformation interne des blocs plus importante pour l'horizon albien. L'extension horizontale, estimée par la variation de surface entre l'état déformé et l'état restauré, correspond à 12% de la surface actuelle.

Les vecteurs de déplacements finis ont une norme plus importante lorsque l'on s'éloigne de la bordure fixe et présentent ici aussi une distribution en éventail (Fig 27d). Le Nord de la zone montre des directions de déplacement passant de NW-SE à SW-NE lorsque l'on s'éloigne de la bordure fixe. Dans le centre de la zone, les vecteurs sont orientés EW et dans le Sud NNW-SSE. Ce champ de déplacements finis indique que, même à cette échelle, le glissement gravitaire dans le bassin de Campos est divergent et que par conséquent la déformation ne peut pas être considérée comme plane.

1.3.2. Discussion sur les mécanismes du glissement gravitaire divergent

Le caractère divergent du champ de déplacements horizontaux pour les trois cartes restaurées dans le bassin de Campos confirme l'analyse de Cobbold et Szatmari (1991) qui interprètent les directions de failles variables comme résultant d'un glissement de type radial divergent. Nous avons également pu montrer un problème de compatibilité géométrique entre les deux cartes restaurées. En effet, dans le secteur sud de la région restaurée, nous obtenons des déplacements plus importants à l'Oligocène qu'au Crétacé supérieur. Il nous paraît donc important de vérifier les lignes sismiques dans ce secteur.

A la lumière de ces résultats nous pouvons aborder le problème du mécanisme ayant produit ce glissement gravitaire particulier et voir dans quelle mesure la restauration nous permet (ou pas) de résoudre ce problème. Pour expliquer toutes les caractéristiques du glissement gravitaire dans le bassin de Campos, nous devons chercher un mécanisme influant sur les forces de volume du système. C'est la **pen**te (ou la **topographie**) du **substratum sous le niveau de décollement** qui régit le glissement gravitaire. Des modélisations analogiques ont été réalisées dans lesquelles on provoque un glissement gravitaire en basculant la base du modèle sous le niveau ductile (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987). On induit ainsi un glissement de type parallèle avec un champ de failles montrant des directions homogènes, perpendiculaires au glissement. Si on donne une topographie à ce substratum, on peut produire un champ de failles montrant des directions autres que perpendiculaires au glissement (Gauillier et al., 1993). Ainsi des modèles analogiques ont montré qu'une base conique convexe produit un glissement radial divergent (Cobbold et Szatmari, 1991).

Cependant, Elliot (1977) a montré qu'un facteur important régissant le déplacement des nappes par gravité est la topographie de la surface de la nappe (interface de plus fort contraste de densité). Dans ce cas on parlera plutôt d'étalement gravitaire. Dans le cas d'un étalement gravitaire sous marin, c'est la **topographie de la surface de la masse glissante** qui doit être le facteur déterminant. Certains modèles analogiques reproduisent un mouvement gravitaire avec des pentes extrêmement faibles voire même sans pente du substratum s'il existe une topographie non plane au sommet du modèle (Vendeville, 1987 ; Vendeville et Cobbold, 1987 ; Merle, 1989 ; Cobbold et Szatmari, 1991). Cobbold et Szatmari (1991) ont réalisé un modèle analogique reproduisant un étalement gravitaire divergent sur une base de modèle plane (Fig 28). Ce modèle est constitué au départ d'un niveau de silicone (analogue du comportement ductile des évaporites) sous un niveau de sable (analogue du comportement fragile des sédiments), le tout reposant sur un fond plat. Au cours de l'expérience, on sédimente du sable uniquement au sein d'un domaine triangulaire. La surcharge sédimentaire au niveau du triangle induit une instabilité gravitaire. La topographie va tendre à se régulariser pour stabiliser le système et on observe donc un étalement des sédiments depuis les hauts

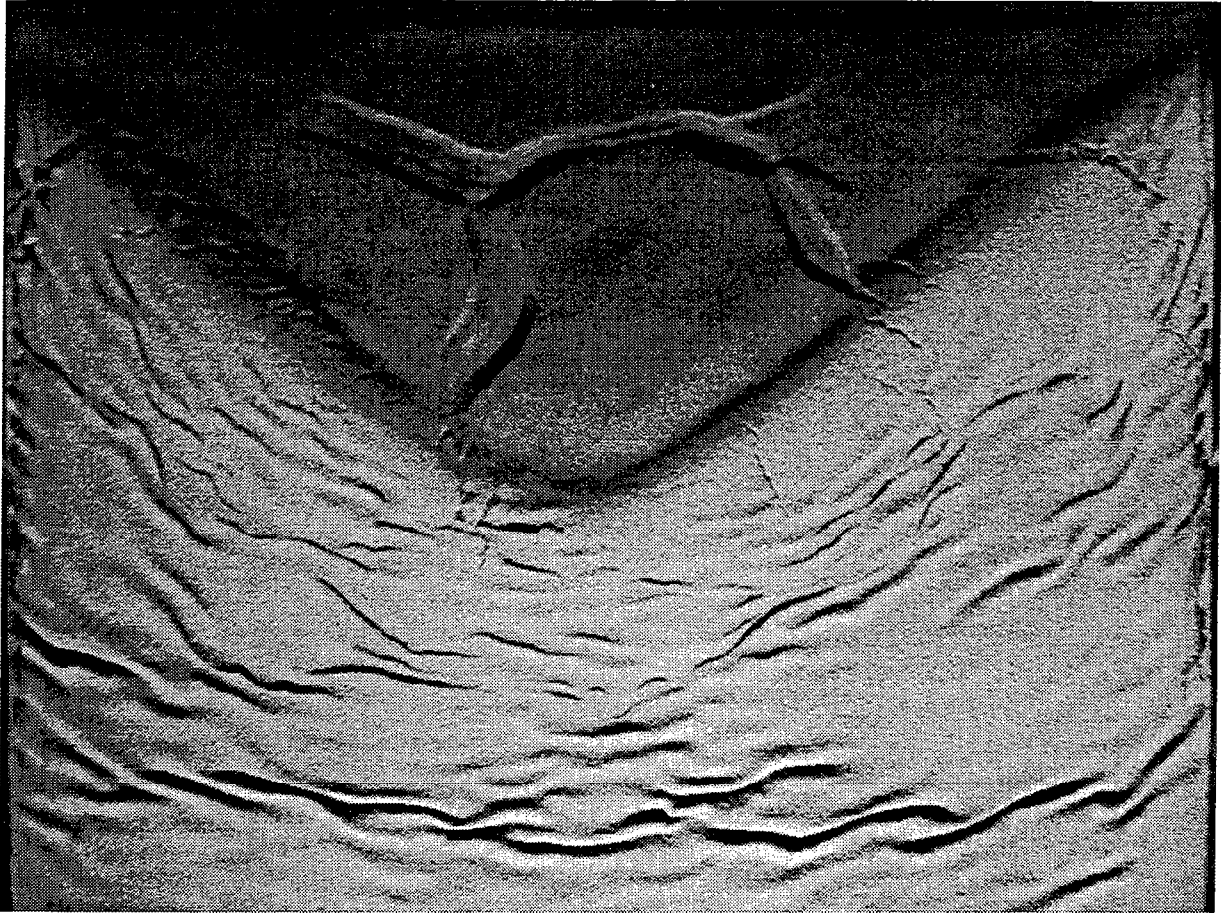
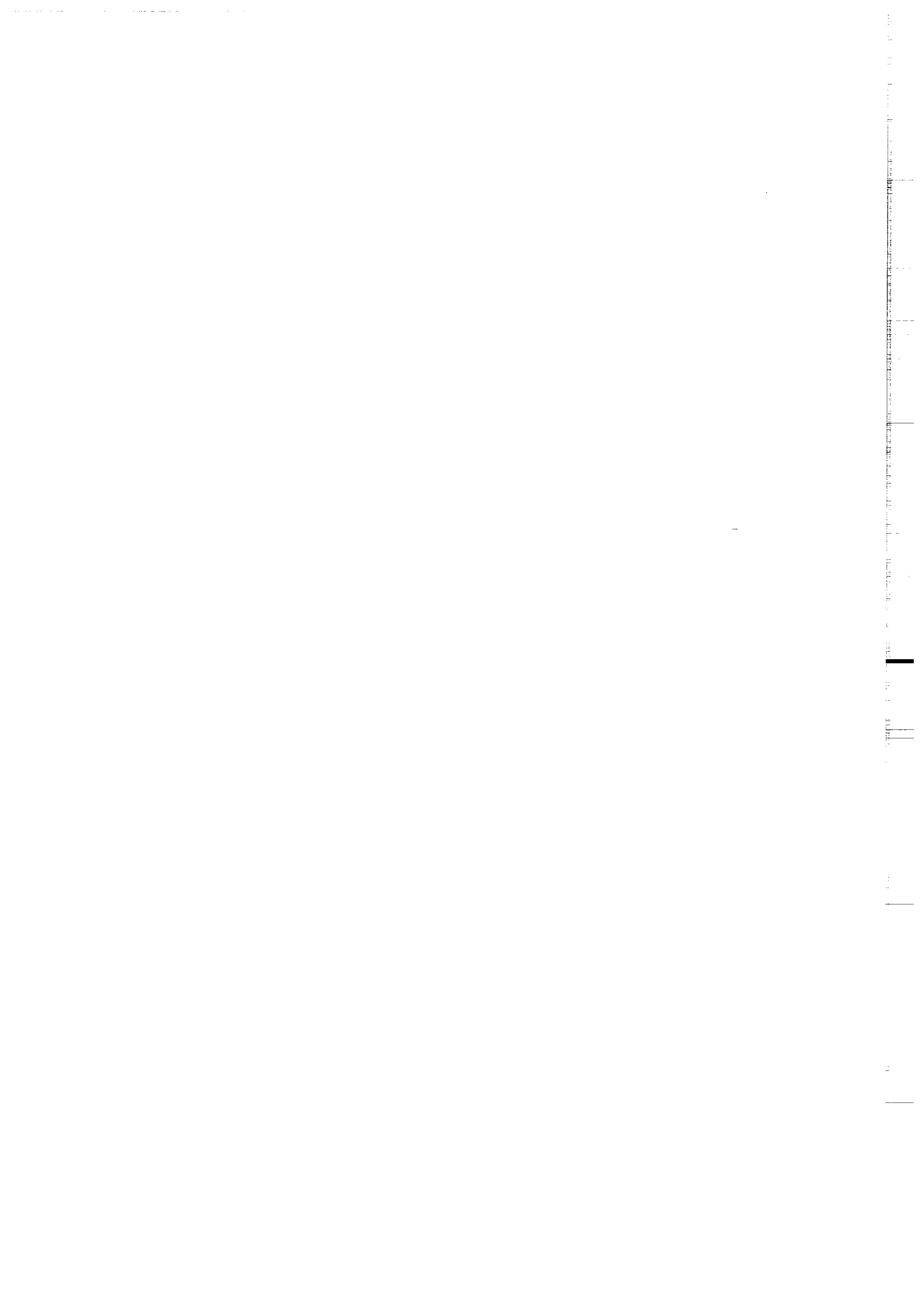


Figure 28: Modèle analogique d'un glissement gravitaire de type divergent (Cobbold et Szatmari, 1991). Vue de surface de l'état final de l'expérience. La zone triangulaire ayant une épaisseur de sable importante présente des grabens, le reste de l'expérience avec peu de sable montre des plis. Le modèle a été construit initialement dans une boîte rigide à bords et base fixes. La base est plane tout au long de l'expérience. Le niveau inférieur du modèle est constitué de silicone, les niveaux sus-jacents sont constitués de sable. Au cours de l'expérience, la zone épaisse triangulaire subit un étalement gravitaire sous son propre poids, produisant une contraction dans le plan horizontal du reste du modèle.



topographiques vers le bas. A cause de la forme de la surcharge, à droite du modèle, le sable glisse vers la droite (perpendiculairement au coté du triangle) et, à gauche, le sable glisse vers la gauche. Le sommet du triangle présente également un déplacement important. Notons que le glissement est accommodé dans le reste du modèle par des figures compressives (plissements).

Dans le bassin de Campos, on peut donc également chercher l'origine du glissement divergent auprès de la forme de la topographie du fond marin. Pour rendre compte des déplacements observés, cette forme doit donc être **convexe vers le large**. Les dépôts détritiques du Tertiaire ont une forme triangulaire en carte comparable à celle du modèle de Cobbold et Szatmari (1991), comme le montre la répartition des turbidites oligocènes (Fig 25). **On peut donc interpréter le glissement gravitaire divergent dans le bassin de Campos comme le résultat de la mise en place à l'Oligocène d'un front de delta progradant de forme triangulaire.** Si la forme de l'interface eau-sédiments est le seul facteur déterminant l'aspect divergent du glissement, ce dernier, avant l'Oligocène, pouvait être de type parallèle. L'apparition du delta aurait réorganisé un champ de failles montrant préalablement des directions homogènes, principalement orientées perpendiculairement à la direction du glissement. En revanche, si la topographie du substratum sous le niveau de décollement est elle aussi susceptible d'induire le glissement divergent, l'apparition du delta n'aurait fait qu'accentuer ce caractère. Pour répondre à cette question, il faut évaluer le champ de déplacements incrémental entre le sommet du Crétacé et l'Oligocène. Ceci peut être fait en soustrayant vecteurs à vecteurs les champs de déplacements finis du sommet du Crétacé et de l'Oligocène. Nous n'avons pas pu réaliser un calcul assez précis pour trancher entre les deux hypothèses dans la mesure où nous ne disposons pas d'un bon repérage horizontal des deux cartes.

La restauration peut permettre d'aborder d'autres problèmes dans le bassin de Campos, en particulier la répartition des déplacements horizontaux liés à l'extension anté-aptienne. A priori la structuration des sédiments post-aptiens est indépendante de celle du substratum sous les évaporites c'est à dire Crétacé Inférieur. Cependant, la restauration de niveau(x) anté-aptien(s) permettrait de le vérifier et de connaître plus précisément les modalités de la phase de rifting dans ce secteur de l'Océan Atlantique. Pour obtenir des cartes de ces niveaux, on se heurte au problème de la mauvaise qualité des données sismiques lorsque les ondes traversent des niveaux salifères. Cependant, il existe des niveaux basaltiques dans la séquence du Crétacé Inférieur qui donnent une bonne résolution en sismique et qui sont probablement de bons niveaux marqueurs pour l'analyse de la déformation liée à l'extension avant l'Aptien.

1.4. Discussion méthodologique

Les données du bassin de Campos de l'Oligocène et du Crétacé Supérieur nous ont permis d'illustrer les potentialités de notre méthode lorsqu'on l'applique dans les domaines de déformation non plane. De plus, la restauration du niveau albien a été un apport méthodologique important. En effet, elle nous a amenés à modifier notre méthode pour qu'elle puisse traiter des rejets de failles importants par rapport à la taille des blocs. Une procédure de recherche de voisins performante lorsque les écarts entre les blocs sont faibles (par rapport à la taille des blocs), ne l'est pas forcément lorsqu'ils sont importants. Nous avons dû apporter des modifications à la procédure de recherche des voisins. Ainsi, en introduisant des contraintes en direction pour la sélection des blocs voisins dans lesquels la recherche des éléments voisins est autorisée, on peut gérer des rejets plus importants (voir chapitre 1, §3.3.5). Ceci explique les modifications apportées à la méthode depuis la publication présentée en annexe 1.

Nous avons vu également que le champ des déplacements horizontaux était une information très importante pour la compréhension de la cinématique et des modalités de l'extension dans un bassin sédimentaire. Cependant, nous nous sommes rendus compte que le calcul de champ de déplacements incrémentaux pouvait apporter des informations complémentaires très importantes sur les mécanismes de déformation. De plus, il apparaît qu'un champ de déplacements ne permet pas de visualiser facilement certaines informations comme les gradients de déplacement et la déformation associée. C'est pourquoi nous avons développé ces deux aspects de la méthode dans les chapitres suivants.

Le Nun River Field

(Delta du Niger, Nigeria)



2. Le champ pétrolier de Nun River, delta du Niger.

L'application présentée ici permet d'aborder tout un aspect de la méthode qui permet de suivre pas à pas l'histoire d'un bassin sédimentaire en évaluant les champs de déplacements incrémentaux. Pour ce faire, nous devons disposer d'une base de données comprenant plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un même bassin, pour lesquels nous connaissons parfaitement la position d'un horizon par rapport l'autre. Le jeu de données que nous a fourni Shell pour le champ pétrolifère de Nun River dans le delta du Niger répond à ces conditions.

Après une présentation géologique de ce site, nous présentons les résultats que nous avons obtenus sous la forme d'une publication (n°2). Nous avons ensuite réalisé une analyse des rejets purement normaux des failles selon la méthode de "strike projection" proposée par Childs et al. (1993) afin de contrôler nos résultats. Nous établirons enfin un bilan méthodologique de cette restauration.

2.1 Présentation et objectifs

Le delta du Niger

Le delta du Niger est un important système progradant situé sur la marge passive du Golf de Guinée au Nigeria (Fig 29). Il comprend une épaisse séquence de sédiments clastiques qui se déposent sur un ensemble d'argiles sous compactées (Fig 30).

Le système deltaïque est constitué par de nombreuses failles de croissance organisées en ensembles comprenant deux failles majeures antithétiques et des failles secondaires affectant soit les flancs soit le sommet du roll-over (Fig 33). Nous appellerons ces ensembles "**systèmes de failles de croissance**" par analogie avec le terme anglais de "growth fault systems". Ces systèmes sont économiquement importants car ils correspondent à des sites privilégiés de piégeage des hydrocarbures. Les failles sont des chemins de migrations pour les huiles et les alternances argilo-sableuses permettent leur piégeage et leur stockage (Fig 31). Caractériser dans le détail la structure et la mise en place d'un tel ensemble permet d'apporter des contraintes importantes sur la connaissance des sites de réservoirs. Le delta du Niger est particulièrement bien étudié en ces termes depuis plus de vingt ans (voir Merki, 1972 ; Weber et Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978). A l'échelle du delta, les failles de croissance ont des directions variables. Orientées WNW-ESE au Nord, les failles se parallélisent aux limites sud du delta : NW-SW au Sud-Ouest et EW au Sud (Fig 32).

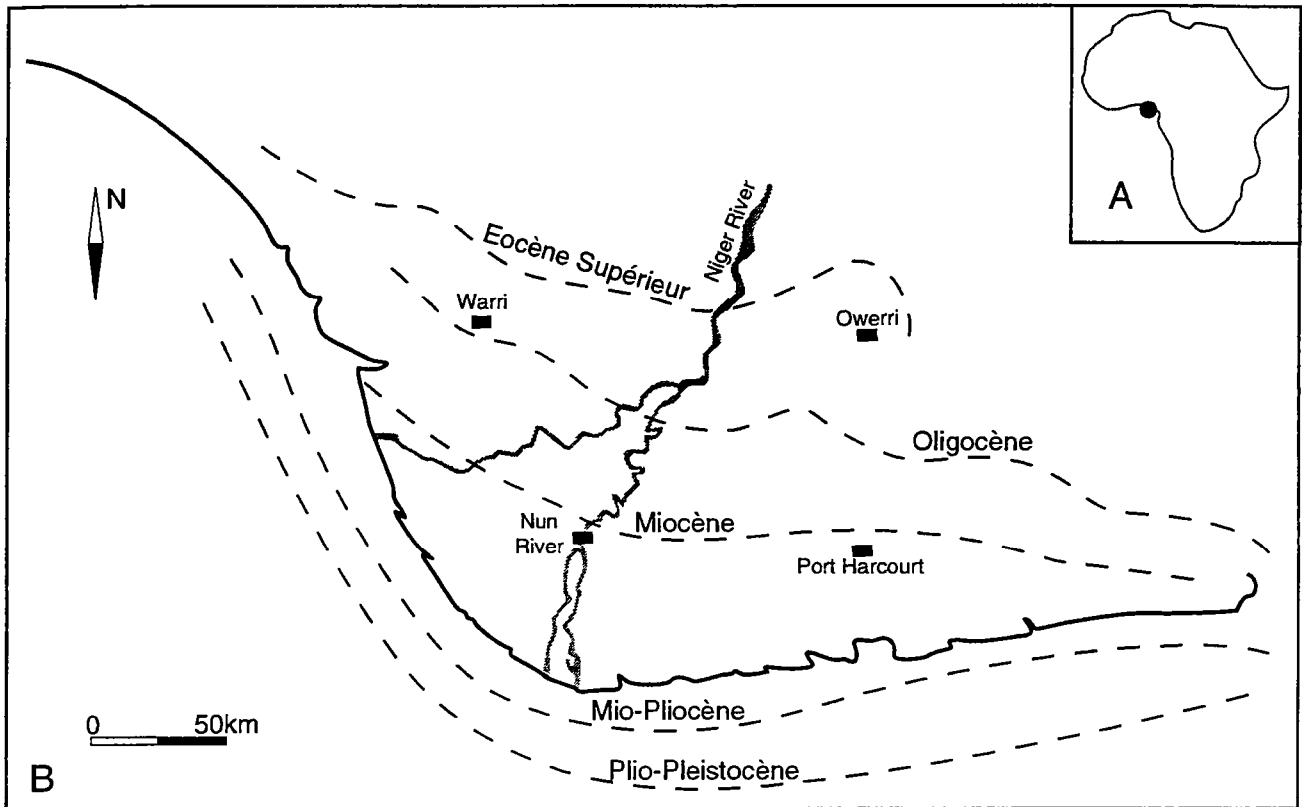


Figure 29: Carte du delta du Niger. Les limites successives du delta au cours du temps sont représentées en pointillés.

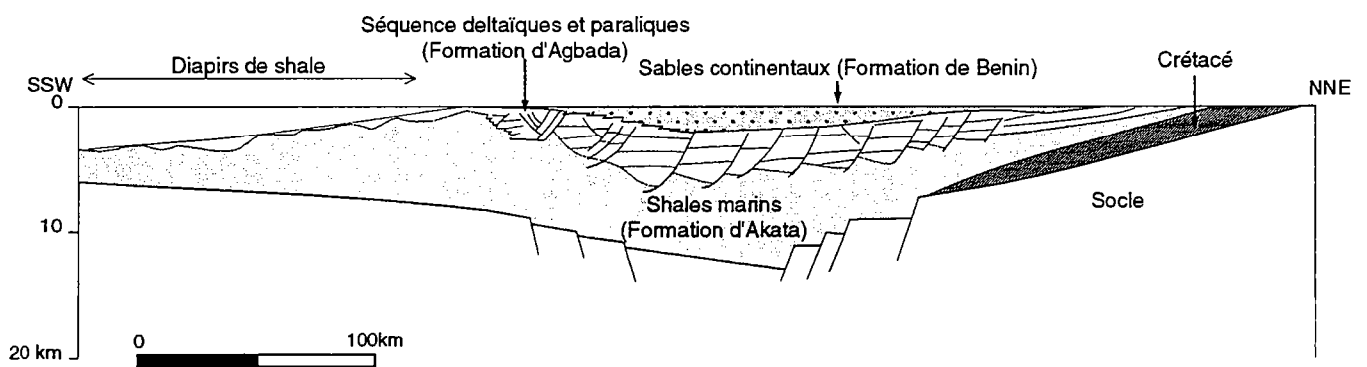
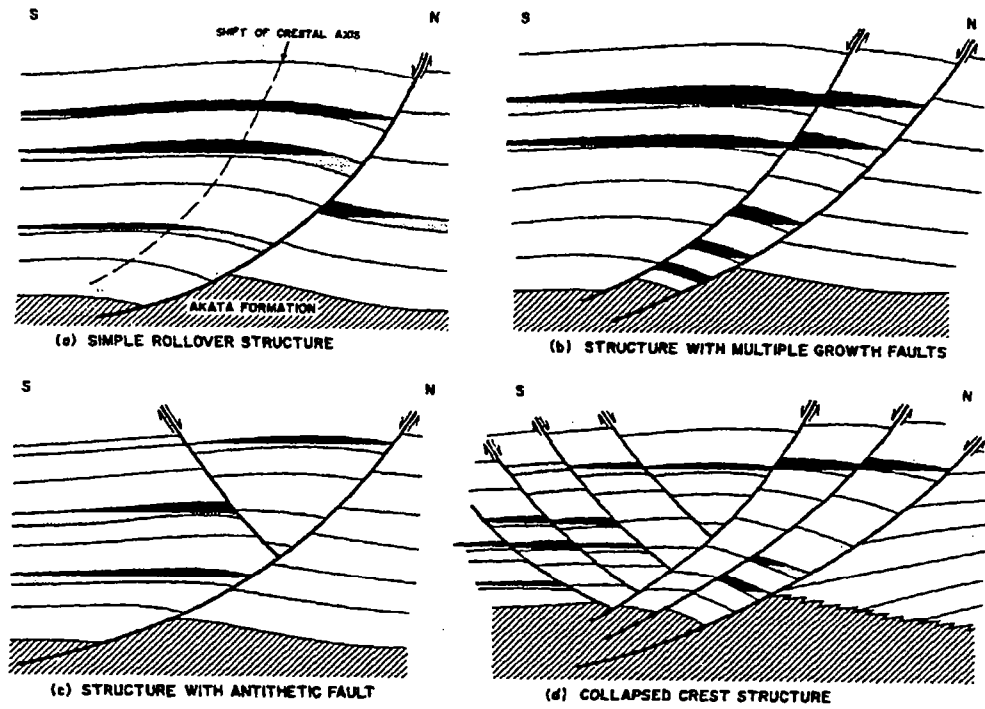


Figure 30: Coupe schématique à travers le delta montrant la progradation des sédiments détritiques sur les shales marins (modifiée d'après Merki, 1972; Evamy et al., 1978; Doust et Omastola, 1988).

a)



b)

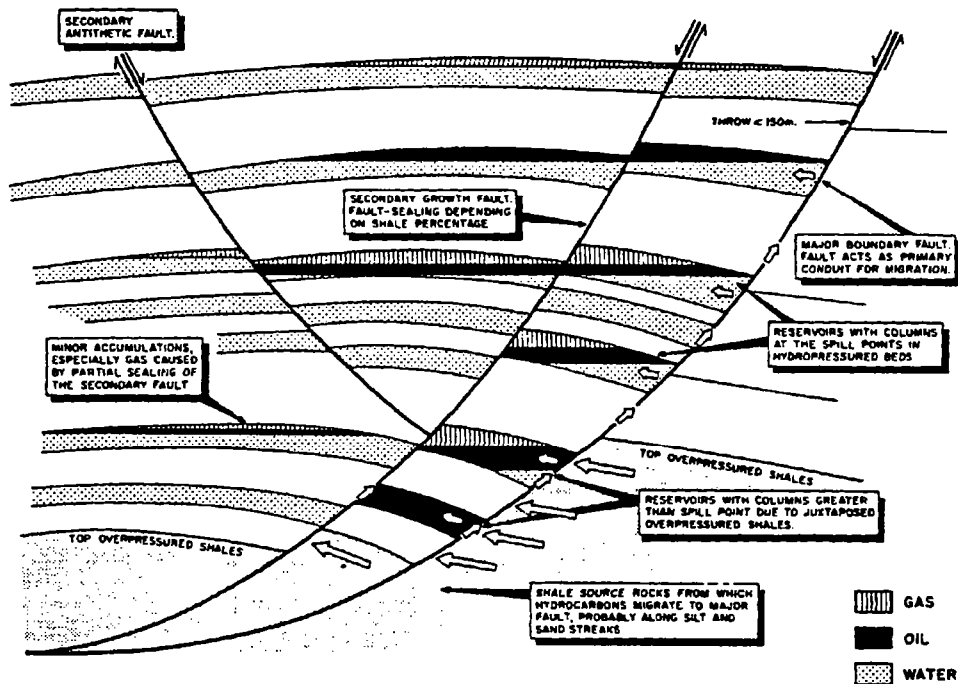


Figure 31: (a) Schémas des principaux types de pièges à hydrocarbures dans le delta du Niger (Weber et Daukoru, 1975). (b) Coupe dans un champ pétrolier dans le delta du Niger avec les principales caractéristiques du modèle d'accumulation des hydrocarbures (Weber et Daukoru, 1975).

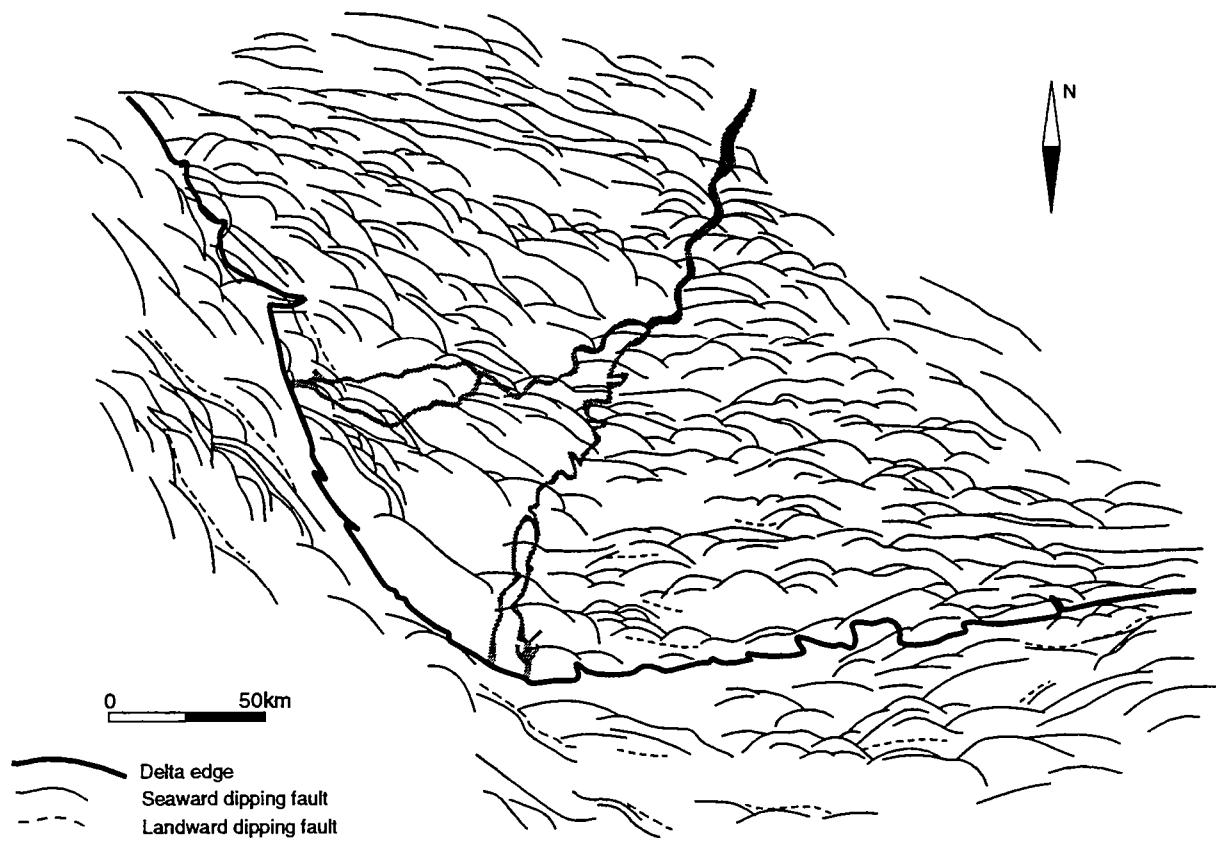


Figure 32: Carte des failles de croissance dans le delta du Niger (modifiée d'après Weber et Daukoru, 1975).

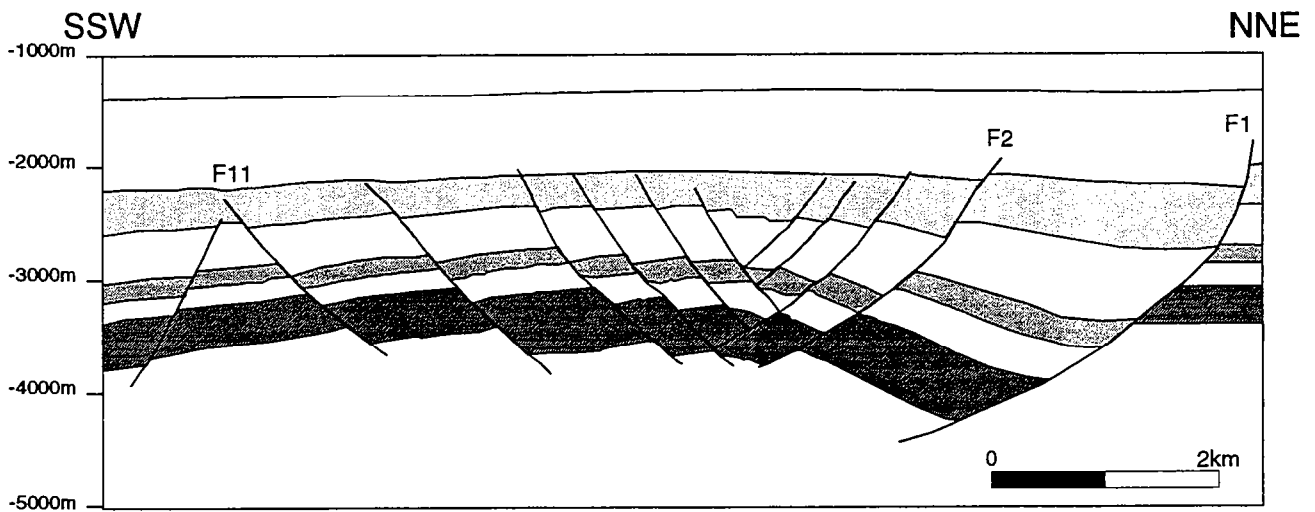


Figure 33: Interprétation d'une des 18 lignes sismiques du jeu de données. Six horizons faillés sont interprétés. Les failles F1 et F11 limitent le système de failles de croissance au sein duquel se développe le roll-over. F2 est une synthétique de F1.

Les données du Nun River

Les données qui ont été mises à notre disposition couvrent le système de failles de croissance de Nun River, situé près du fleuve Niger, dans la partie sud du Delta (Fig 29). Il s'agit de 18 lignes sismiques interprétées, tirées d'une couverture 3D, montrant 6 horizons faillés (Fig 33). La première étape de notre travail est de traduire ces données en cartes de rejets. Nous réalisons la restauration des 6 horizons individuellement en calculant pour chacun d'eux un champ de déplacements horizontaux. Puis nous calculons les champs de déplacements incrémentaux (entre les différents horizons) sur lesquels nous réalisons une analyse en éléments finis. Ceci nous permet d'analyser l'évolution de ce système de failles de croissance et d'apporter des contraintes sur la **cinématique et les mécanismes de fonctionnement et l'évolution** de cet ensemble.

2.2 Résultats. Publication 2 : Analyse cinématique d'un système de failles de croissance dans le delta du Niger à partir de la restauration en plan.

Résumé : Afin d'effectuer une analyse de la cinématique d'un système de failles de croissance (comprenant deux failles majeures antithétiques et un roll-over faillé) situé dans le delta du Niger (au large du Nigeria), nous avons restauré en plan six horizons stratigraphiques. Nous calculons, pour chaque horizon, les déplacements horizontaux liés au réseau de failles normales afin de déterminer les champs de déplacements, rotations et déformation associés. Nous quantifions le taux d'extension de chaque horizon. Ce taux augmente avec la profondeur, ce qui est compatible avec un contexte d'extension syn-sédimentaire. Les champs de déplacements, de rotations de blocs et de déformations des différents horizons indiquent que l'extension est associée à un cisaillement sénestre de l'ensemble. Ce cisaillement est accommodé par des rotations anti-horaires des blocs et des déplacements dextres sur les failles. Nous avons amélioré la méthode afin de calculer les champs de déplacements incrémentaux pour les intervalles de temps entre les dépôts des horizons successifs. Nous montrons que pendant les premières étapes de l'histoire du système de failles de croissance, seules les failles majeures sont actives. Ensuite, les déplacements horizontaux sont accommodés par les nombreuses failles de plus petite taille affectant le roll-over. Nous montrons également que les déplacements horizontaux les plus importants ont lieu lors des deux dernières étapes de la croissance du système. Nous relierons cette évolution des déplacements horizontaux au cours du temps au fonctionnement de la faille majeure initialement rectiligne, qui acquiert progressivement sa forme listrique par interaction entre la sédimentation et le basculement des niveaux stratigraphiques inférieurs. Ceci se traduit par le développement progressif du roll-over puis par son effondrement gravitaire au fur et à mesure que les déplacements horizontaux deviennent importants.

Kinematic analysis of a growth fault system in the Niger Delta from restoration in map view.

D. Rouby, P.R. Cobbold

Géosciences Rennes (CNRS), Université de Rennes, 35042 Rennes Cédex, France.

September 1994

Abstract

In order to study the kinematics of a growth fault system (involving a major fault, its antithetic and a faulted roll-over) located within the Niger Delta (offshore Nigeria), we have restored in map view six stratigraphic horizons. We computed, for each horizon, the horizontal displacements due to normal faulting in order to determine the associated displacement, rotations and strain fields. The extension computed for each horizon increases with depth, as expected for a continuous extension history. From the fields of finite displacement, block rotation and strain, we infer that the horizontal extension mainly perpendicular to fault traces is associated with a bulk sinistral shear accommodated by counterclockwise rotation of blocks and dextral displacement on faults. The overall strain thus differs from a plane strain. Balancing of cross sections alone in this area would have led to some errors. We improved the method in order to compute incremental displacement fields between times of deposition of successive horizons. During the first stages of development of the growth fault system, displacement occurs only on the major faults. During later stages, larger horizontal displacements are accommodated by numerous small faults probably responsible for the roll over collapse.

Introduction

The Niger delta, located on the passive margin of the Gulf of Guinea, is an intensively explored deltaic system with a regressive wedge of Tertiary clastic sediments 9 km to 12 km thick. The subsidence rate of the delta is variable through time and is mostly controlled by syn-sedimentary faults (Merki, 1972 ; Weber and Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978). Syn-sedimentary fault systems involve a major growth fault, its associated rollover and secondary faults (crestal collapse and flank faults). These growth fault systems control the progradation history of the delta and the distribution of hydrocarbons, many of which are trapped in rollovers (Weber and Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978 ; Doust and Omatsola, 1990).

Using 3D seismic data provided by Shell, we have studied the structural history of one growth fault system in the Nun River oil field. We used a map view method of restoration (Rouby et al., 1993ab) to obtain the horizontal displacements due to normal faulting for given stratigraphic horizons. We applied the method to 6 stratigraphic horizons within the same area. We improved the method in order to process increment of horizontal displacement between times of deposition of the successive horizons in order to follow the development of the growth fault structure through time.

Geological setting

The Niger delta

The Niger delta has built out over the triple junction of the Gulf of Guinea, the South Atlantic Ocean and the Benue depression. At this point was initiated the separation of South America from Africa in the Upper Cretaceous (Burke et al., 1971, 1972 ; Fig 1). The delta plain has prograded southward since the Eocene, gradually becoming convex seaward (Short and Stauble, 1967 ; Fig 1c). Deltaic sediments range from Eocene to Quaternary. The stratigraphic sequence is an accumulation of clastic sediments (Benin and Abgada Formations) that prograded over marine shales (Fig 2). The shales (Akata Formation) are undercompacted and overpressured (Merki, 1972) with a bulk density lower than the overlying sand and compacted shales of the Benin and Agbada Formation (Merki, 1972).

Major growth faults define "depobelts", transient subsiding areas succeeding one another in space and time as the delta prograded southward (Evamy et al., 1978 ; Doust and Omatsola, 1990). Each depobelt is associated with a seaward shift of the depocentre, following the end of subsidence of the previously formed depobelt (Fig 3b). The belts range from late Eocene, in the northern delta, to Quaternary, offshore.

Growth faults

Normal faulting has been described mainly in the Agbada Formation and also in the Akata formation. Faults die out in the Benin Formation which appears to be undisturbed (Merki, 1972 ; Weber and Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978 ; Fig 2). In map view, arcuate faults trend WNW-ESE in the northern part of the delta (Fig 3a). To the South, the fault pattern tends to parallel the delta edges that is : NNW-SSE along the eastern edge and EW along southern edge. Normal faults of the Niger delta have been described by Merki (1972) as characteristic of growth fault systems involving syn-sedimentary listric faults decoupled from the basement. Each major growth fault dips seawards and is associated with a large antithetic fault (counter-regional fault). A rollover anticline with secondary faulting develops between the two main faults (Weber and Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978 ; Doust and Omatsola, 1990 ; Fig 3b). The rollover is commonly interpreted as resulting from accommodation of slip along a listric fault (Hamblin, 1965 ; Gibbs, 1983). Many authors have suggested that growth faulting in the Niger delta is associated with seaward movements of underlying overpressured shales, resulting in shale diapirism along the continental slope (Merki, 1972 ; Weber and Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978 ; Doust and Omatsola, 1990).

Dynamics of growth faulting

Growth faulting is common in areas with high rates of sedimentation : it is controlled by interaction between faulting and sedimentation. On the one hand, growth faults control the location of depocentres because they create space to be filled by sediments (Weber and Daukoru, 1975 ; Evamy et al., 1978). On the other hand, growth fault shape and spacing are dependent on the type and the thickness of sediments (Vendeville, 1987 ; Vendeville and Cobbold, 1988).

Growth faulting in sedimentary basins is usually assumed to be driven, either by differential compaction, or by gravity.

Differential compaction. Early models suggested that differential compaction of overpressured shales induces shear failure in sediments as a result of differential loading and shale diagenesis (Carver, 1968 ; Bruce, 1973). An objection to this model is that the magnitude of compaction for overpressured shales is too small to produce major growth faults (see for example Worrall and Snelson, 1989).

Gravity gliding. Rettger (1935, in Crans et al., 1980) and Diebold (1962, in Crans et al., 1980) suggested that local sediment loading above a weak layer could induce gravitational instability and faulting within the brittle sediments. For Crans et al. (1980), following the work of Terzaghi (1950) and Hubbert and Rubey (1959), gravitational sliding of sediments is allowed by a basal layer of abnormal fluid pressure. In this model, normal faults initiate with a listric profile because of the overpressure profile between the sediment surface and the décollement layer. Other authors suggested that gravity gliding

is allowed by a viscous layer of salt or shale (see, for example, Hubbert and Rubey, 1959 ; Cloos, 1968 ; Bruce, 1973, 1983 ; Woodbury et al., 1973 ; Exrlegen and Carnaghan, 1983 ; Petrobras 1983 ; Vendeville, 1987 ; Vendeville and Cobbold, 1988). In this case, faults do not necessarily initiate with a listric profile. Fault curvature can result either from compaction of the hangingwall and footwall (Jones and Addis, 1984 ; Xiao and Suppe, 1989), or from rotation of fault blocks during progressive syn-sedimentary extension and burial (Vendeville, 1987 ; Vendeville and Cobbold, 1988). In this latter model, faults initiate with a domino style (i.e. without curvature). Upward propagation of faults into newly deposited sediments, associated with progressive tilting of the underlying fault blocks, produce, step by step, the listric profile of the fault. Growth faults are thus spaced proportionally to the stratigraphic thickness involved in the extension : the thicker is the sedimentary cover, the larger is the spacing between faults. Therefore, the width of the fault blocks increases upwards (Vendeville, 1987 ; Vendeville and Cobbold, 1988).

The Nun River field

The Nun River field is located in the southern part of the delta, along the Niger River (Fig 1) within a depobelt with Middle to Late Miocene sediments. For this study, Shell provided 18 depth converted seismic lines extracted from a 3D seismic survey. The data set covered an area of 10 x 10 km and included 6 faulted stratigraphic horizons.

We show on figure 4, three of the 18 depth-converted lines. A major growth fault (F1), dipping seaward, is associated with a smaller synthetic fault (F2). To the South of the rollover is an antithetic fault (F11). The rollover itself is offset by numerous synthetic and antithetic faults. They have been interpreted as resulting from collapse of the rollover crest (Bouvier et al., 1989).

The angle between horizons and faults remains approximately constant along small faults but not along major faults. This can be attributed to some internal strain of fault blocks, probably due to compaction or bending.

The width of fault blocks increases upwards. This records the progressive increase in the sedimentary cover involved in the deformation (Vendeville, 1987 ; Vendeville and Cobbold, 1987). Also, the dips of horizons increase with depth. These two aspects could be the result of synchronous tilting and sedimentation producing the listric profile of the fault (Vendeville, 1987 ; Vendeville and Cobbold, 1988).

Method of restoration

Principle

We used a method of restoration in map view in order to estimate the horizontal displacements due to normal faulting. A full description of the restoration method can be found in Rouby et al. (1993a). Here we briefly describe the objectives, the principle and the main assumptions. Our method is purely geometric and seeks to reconstruct the original undeformed state of a given horizon, currently offset across a population of normal faults. To do so, we attempt to reverse the offsets on the faults.

The input data are maps of stratigraphic horizons displaying (1) the fault network and (2) the horizontal component of dip slip along each fault (cut-off lenses ; McCoss, 1988) obtained by vertical projection of hangingwall and footwall cut-offs on a horizontal plane.

Assumptions

We consider that a horizon is restored when all cut-off lenses are closed. To close them, our method relies on three assumptions

- (1) The fault pattern is divided into a finite number of fault bounded blocks. Cut-off lenses appears in map view as gaps between blocks, which are closed by least-squares fitting of the blocks.
- (2) Blocks are assumed to be rigid, so that fitting involves only block rotations and translations.
- (3) The horizon to be restored is horizontal between each fault. Restoration in plan view does not restore components of rotation about horizontal axes (i.e. block tilting). A consequence of this assumption is that, if the horizon to be restored shows non negligible dip (i.e. $>15^\circ$), it has to be brought back to a horizontal position before restoration. This leads to a change in the shape of the blocks in map view.

Internal deformation due to compaction does not affect the horizontal component of dip slip, because it affect only the vertical axis. Furthermore we process single horizons, therefore only the vertical location of the horizon is modified by compaction. In contrast, in cross section balancing, compaction affects the thicknesses of the layers. We assume that compaction effects are negligible for horizontal displacements and thus for our restoration.

Data

We first construct cut-off lens maps. From each interpreted seismic section (Fig 5a), we extracted data for one horizon and we produce a simplified section displaying segments of a single horizon. Segments are limited by faults (Fig 5b). Using simplified lines, we untilted and unfolded the horizon. To do so, horizon segments are brought back

to a horizontal position preserving their length (Fig 5c). Faults become separations between segments, the width of each separation being the horizontal component of dip slip on the fault (Fig 5c). After untilting, simplified sections are used to produce the cut-off lens map (Fig 5d).

Preliminary data processing

From structure maps (Fig 6a), we produce modified maps showing an assembly of fault bounded blocks. To do so, we extrapolate fault traces until they intersect (Fig 6b). The final result was a map where blocks are entirely surrounded by faults and separated by gaps (Fig 6c).

Numerical procedure

We assume that the horizon is restored when cut-off lenses are closed. Displacement conditions over parts of the boundaries are ensured by stationary blocks (gray, Fig 6d). The numerical procedure closes the gaps by packing blocks against stationary ones. The best fit is assumed to be provided by minimization of distances between neighbouring blocks (least mean squares). This generates a set of equations to be solved for unknown block rotations and translations

The end result of the packing is a new block map for the restored state where gaps and overlaps between neighbouring blocks have been minimized (Fig 6d).

Finite deformation

From the deformed and the restored states, we calculate the finite deformation of each horizon. The data are displayed in two maps: a map of block rotations and a field of finite displacements. The latter shows the finite displacement of points of a material Cartesian grid drawn on the undeformed state. The displacement is the vector spanning the distance between material grid points in the restored and the deformed states (Fig 6e).

Finite element analysis

From the material grid, we build a regular mesh of finite elements of triangular shape (Fig 6f). Assuming that deformation is homogeneous within each triangle, the displacement gradients between triangle vertices yield a finite strain ellipse for each triangle. We calculate maps of strain intensity and maps of orientation of the principal axis of the strain ellipses.

Incremental displacement fields

A finite displacement field for a given horizon represents the total deformation accumulated between its time of deposition and the current time. It is also possible to calculate the displacement field for the time interval between the deposition of two

successive horizons. To do so, we subtract displacement field for the overlying horizon from the displacement field of the underlying horizon using a common material grid.

Cut-off lens maps

Normal faults in the Nun River Field are well organized along a NNW-SSE trend (Fig 7). The fact that they are nearly parallel to each other, suggesting an approximately plane strain. However, some faults strike NS. The major growth fault (F1) is associated with a synthetic fault (F2). The large antithetic fault (F11) defines the southwestern boundary of the rollover (except for horizon h1). The horizontal component of dip slip (cut-off lens width) on F2 decreases to the South-East whereas it increases on F11. In the South-East, the fault F11 shows a large offset and a NS strike. Synthetic faults are located in the southwestern part of the map and antithetic ones on the northeastern side. The number of small faults within the rollover decreases with depth. In contrast, the horizontal displacement on faults and the total amount of horizontal extension increase with depth. Some faults show left-stepping overlaps, suggesting a dextral shear.

Block maps for the deformed and the restored states

From the cut-off lens maps, we produce block maps for the six horizons (Fig 8 a,c,e,g,i,k). To allow some internal deformation of large and elongate blocks, we subdivide them, using artificial block boundaries which are not real faults. Some artificial boundaries were inferred from structure contour maps (not reproduced here). Indeed, deformation zones not visible (or not interpreted) on seismic data are often associated with anomalies on structure contour maps. We use these anomalies to draw most of the artificial boundaries which always were straight lines. We obtain six maps, each with about 50 blocks.

The northeastern (i.e. the footwall) boundary of F1 are assumed to remain stationary during restoration. We also add a stationary block along the northwestern boundary, without this block, the numerical procedure does not find coherent solutions from one horizon to the other. We will discuss this point in detail further in the text.

The end result of the packing is a new block map for the restored state (Fig 8b,d,f,h,j,l) where gaps and overlaps between neighbouring blocks are minimized. Generally, the fit is satisfactory, that is, the area of gaps and overlaps is negligible with respect to the area of blocks. Locally significant gaps and overlaps do remain but we attribute them to internal strain of some blocks leading to small errors in the fitting.

Finite deformation

Boundary displacement

The dashed line (Fig 8) indicates the overall extension of each horizon (1.5, 7.6, 14, 16.3, 19.1, 23.4 percent of present day area for horizon 1 to 6 respectively). From the overall change in shape of the area, we infer that most of the displacement occurs perpendicularly to the faults. However, some displacements parallel to the faults appears for horizons h2 to h6. This displacement of the southwestern boundary to the restored area toward the North-East is 120m, 155m, 130m, 175m and 341m for horizon h2 to h6 respectively. To this extent, the bulk strain differs from plane strain.

We measured the displacement of boundaries of the restored area along lines perpendicular to the faults (along seismic lines traces, Fig 9). The horizontal displacement increases with the age of the horizon, as expected for syn-sedimentary faulting. Displacements amount are uniform across the area for horizons h1 to h4 (about 100m, 600m, 1300m and 1600m for horizons h1 to h4 respectively)but not for horizons h5 and h6. From 2000m and 2600m in most of the area, displacement amount decrease toward the South-East (increasing line numbers).

Map of block rotations

The block rotation map shows the amount of rigid rotation of each block (rotation about a vertical axis through the centroid of the block). We have distinguished clockwise and counterclockwise rotations, with values in three categories : negligible, moderate and large (Fig 10).

Rotations are mostly small: the maximum is 15° and most are smaller than 4°. Also most rotations are counterclockwise, except near the northeastern stationary blocks where some are clockwise and moderate. Small rotations does not have geological significant. They result from gradients of slip of faults along strike (for example if slip is larger from north to south along a NS trending fault, this result in a counterclockwise rotation of the hagingwall about a vertical axis). As a result of these slip variation along strike some blocks can show differing rotation sense from one horizon to the other.

Significant counterclockwise rotations appear in the South for horizon 5 and 6.

Finite displacement fields

For all the six horizons, displacement vectors increases in length seaward, because the northwestern boundary is stationary (Fig 11). Displacements also increase with depth. This is consistent with syn-sedimentary faulting.

The displacement directions are perpendicular to faults (NNW-SSE) near the northwestern boundary. To the South-East, vectors trend more to the South as a result of the counterclockwise block rotations previously described.

Strain ellipses orientation

The orientation of the major axis of the strain (Fig 12) indicates displacement directions on faults calculated from restoration. The slip on the main fault (F1) appears to be mostly down dip. Dextral strike slip motion appears on some faults. For example, the southeastern part of F11 (for horizons h5 and h6) shows dextral strike slip. This is consistent with the counterclockwise block rotations in this domain. For F2 fault, dextral and sinistral component alternates along strike resulting in a overall down dip slip.

Incremental displacement fields

For steps 1 to 3 the amount of displacement are uniform across the area (Fig 13). This can be attributed to rigid motion of the hangingwall as a result of slip on the main growth fault. In contrast, for steps 4 and 5, horizontal displacements increase away from the stationary boundary. This can be attributed to slip on numerous small faults within the hangingwall.

From incremental displacement fields we also calculated the dilation area change: 4.3, 2.8, 2.3, 6.4, 6 percent of present day area for step 1 to 5 respectively. This suggest that the largest amount of horizontal extension occurs during the last steps of the fault history.

There is a dispersion of the vector orientations in the incremental fields because the fault pattern is different from one horizon to another and because faults are listric. The same node of the material grid can be located in a different block from one horizon to the other resulting in a dispersion of vectors orientation and length.

Strain intensity for incremental displacement

Displacement on the main fault (F1) occurs during the five time steps (Fig14). It should be noticed that steps 4 and 5 show relatively small amounts of strain but uniformly distributed within the hangingwall. Thus, although the largest horizontal expansion occurs for these steps, the displacement accumulates via small amount of slip of numerous small faults.

Effects of displacement conditions over restored area boundaries

The assumed condition on boundary displacement are that the northeastern (i.e. footwall) and the northwestern boundaries remain stationary during restoration. The stationary northwestern boundary is added because restoration without this condition we does not yield coherent results for one horizon to another. Without this northwestern

block and for all six horizons large southwards component of displacement are computed. But the northwards component of displacement is too different between horizons to be acceptable in our view. Adding the northwestern boundary provides coherent displacement direction for all six horizons.

The results obtained without the northwestern block seem to be compatible with results obtained by Kerr and White (1994) on the same dataset. These authors computed, from inversion of three dimensional deformation within the hangingwall, horizontal slip vectors at 35° to the normal to the fault direction. However, this slip vector is poorly resolved and the obliquity could be much smaller. The fact that restoration yields no coherent results without the northwestern displacement condition also suggest that displacements within the area are poorly constrained. To obtain better results, a larger area should be restored.

The northwestern stationary block inhibits transverse (northwards) displacements but does not East-West extension. Indeed, the amount of East-West horizontal displacement does not decrease near toward this boundary (Fig 9).

Discussion and conclusions

By restoration and analysis of finite deformation of six horizons in the Nun River field we have quantified the temporal and spatial distribution of horizontal extension due to normal faulting. We have shown that horizontal displacements increase with depth. This is consistent with a continuous history of extension. The largest amount of horizontal displacement occurs during the last steps of the fault history. During the first three steps, horizontal displacement result from slip along the main faults. During the last two steps it results mostly from slip along numerous small faults within the hangingwall. This can be interpreted as the collapse of the rollover due to accommodation of slip on a listric shaped fault during the final stages of the fault history.

The geometry of the growth fault system records the progressive increase in the sedimentary cover and also the progressive tilting of horizons synchronous with sedimentation. These observations are consistent with the model of Vendeville (1987) and Vendeville and Cobbold (1988) where sedimentation and faulting interact to generate curvature of normal faults. Our kinematic history for the growth fault system of the Nun River Field is based on this model.

(1) During the first stage (including deposition of horizon 1), only the main faults develop (the major faults, F1, its synthetic F2 and the antithetic F11). They are not curved. (2) During the deposition of horizons h2 and h3, the curvature is progressively acquired by interaction between fault propagation in a straight line in newly deposited sediments and progressive rotation of underlying horizons. Displacement on curved

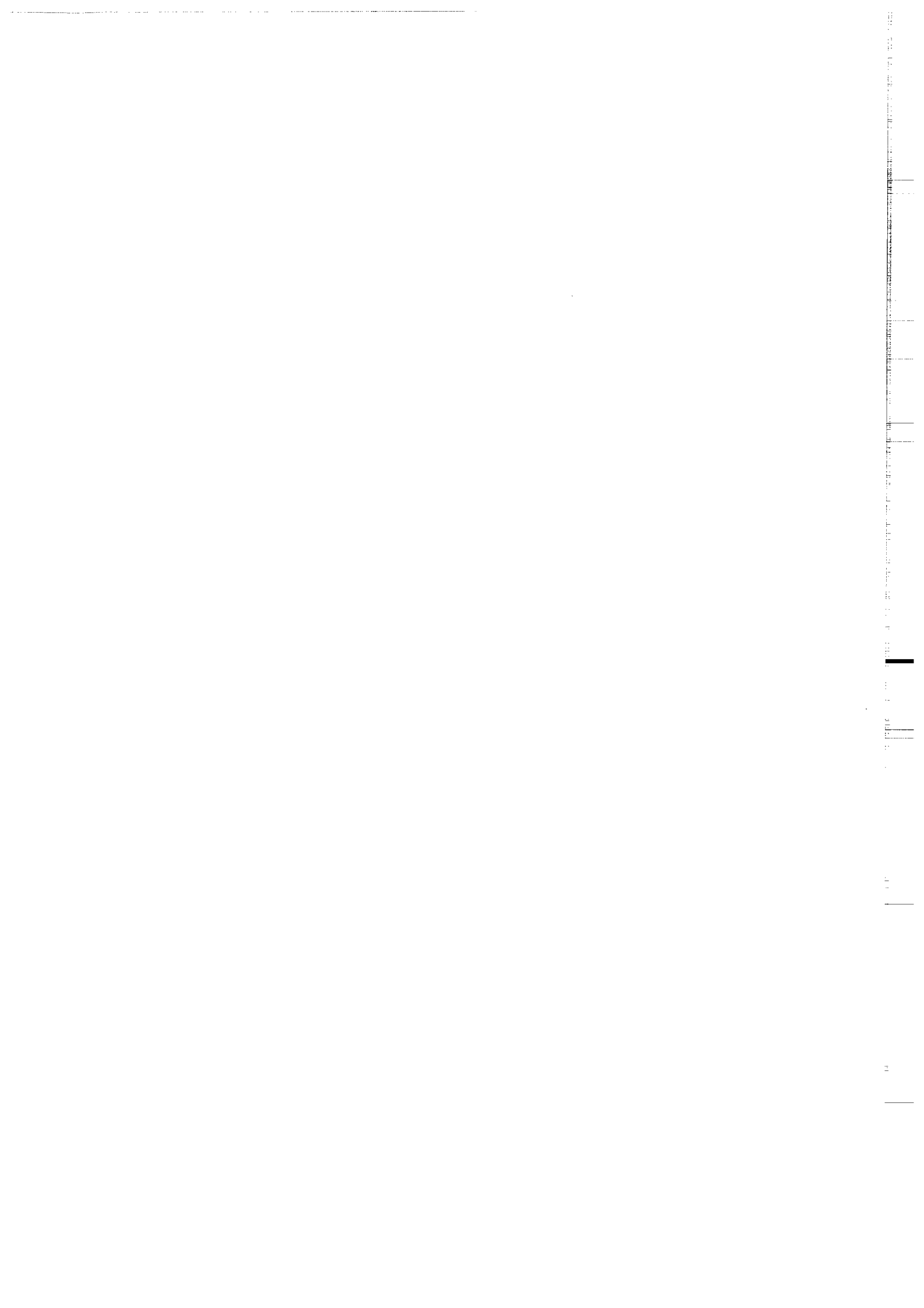
faults induces the development of the roll-over. (3) During the last stages (including deposition of horizons h5 and h6), further displacement on curved main faults results in the collapse of the rollover accommodated by numerous small faults. The largest amount of horizontal displacement occurs at that time.

In our view, fault curvature does not result from fluid pressure in the sedimentary cover (as suggested by Crans et al., 1980). However, fluid overpressure does have however an important role within shales underlying brittle sediments. It allows them to have ductile behaviour and to act as décollement layers. This model also implies that gravity is drives the development of the fault system.

Restoration provides insights into kinematics in map view. It suggests that the overall sinistral shear of the area is accommodated by counterclockwise rotation of blocks and dextral displacements on faults.

Acknowledgments

We thank Shell Research (Rijswijk) and the Shell Petroleum Development Company of Nigeria for both providing the Nun River dataset and he permission to publish these results. The interpretations remain those of the authors.



BIBLIOGRAPHY

- Bouvier, J.D., Kaars-Sijpesteijn, C.H., Kluesner, D.F., Onyejekwe, C.C. and Van Der Pal, R.C. (1989). Three-dimensional seismic interpretation and fault sealing investigations, Nun River field, Nigeria. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **73**, 1397-1414
- Bruce, C.H. (1973). Pressured shale and related sediment deformation: mechanism for development of regional contemporaneous faults. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **57**, 878-886
- Bruce, C.H. (1983). Shale tectonics, coastal area growth faults. In *Seismic expression of structural style*. (Eds A.W. Bally), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, Tulsa, Oklahoma, pp. 2.3.1-2.3.7.
- Burke, K.C., Dessauvage, T.F. and Whiteman, A.J. (1971). The opening of the Gulf of Guinea and the geological history of the Benue depression and Niger delta. *Nature* **233**, 51-55
- Burke, K.C., Dessauvage, T.F. and Whiteman, A.J. (1972). Geological history of the Benue Valley and adjacent areas. In *African Geology*. (Eds T.F. Dessauvage and A.J. Whiteman), University Ibadan, Nigeria, pp. 187-206.
- Carver, R.E. (1968). Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.* **52**, 414-419
- Cloos, E. (1968). Experimental studies of Gulf Coast fracture patterns. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **52**, 420-444
- Crans, W., Mandl, G. and Haremboure J.(1980). On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding *J. Petrol. Geol.* **2**, 265-307
- Doust, H. and Omatsola, E. (1990). Niger Delta. In *Divergent/passive margins*. (Eds J.D. Edwards and P.A. Santogrossi), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., pp. 201-238.
- Erxeleben, A.W. and Carnaghan, G. (1983). Shale tectonics, coastal area growth faults. In *Seismic expression of structural style*. (Eds A.W. Bally), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, Tulsa, Oklahoma, pp. 2.3.22-2.3.26.
- Evamy, B.D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knaap, W.A., Molloy, F.A. and Rowlands, P.H. (1978). Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. *A.A.P.G. Bull* **62**, 1-39
- Gibbs, A.D. (1983). Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.* **5**, 153-160
- Hamblin, W.K. (1965). Origin of "reverse drag" on the dowthorn side of normal faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **76**, 1145-1164
- Hubbert, M.K. and Rubey, W.W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. mechanics of fluid filled porous solid and its applicatio to overthrust faulting. *G.S.A. Bull.* **70**, 115-166
- Jones, M.E. and Addis, M.A. (1984). Volume change during sediment diagenesis and the development of growth faults. *Marine and Petroleum Geology* **1**, 118-122

Kerr, H.G. and White, N. (1994). Application of an inverse method for calculating three-dimensional fault geometries and horizontal slip vectors: the Nun River field, Nigeria. *Submitted to Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*

Merki, P. (1972). Structural geology of the Cenozoic Niger delta. *In African Geology*. (Eds T.F. Dessauvage and A.J. Whiteman), University Ibadan, Nigeria, pp. 635-646.

Petrobras (1983). Campos and Espirito Santo Basins, offshore Brazil. *In Seismic expression of structural style*. (Ed A.W. Bally), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, Tulsa, Oklahoma, pp. 2.3.51-2.3.58.

Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A. (1993a). Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophys.* **221**, 439-452

Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A. (1993b). Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophys.* **228**, 435-445

Short, K.C. and Stauble, A.J. (1967). Outline of geology of Niger delta. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **15**, 761-779

Terzaghi, K. (1950). Mechanism of landslides. Application of geology to engineering practice. Berkey Volume. *Geol. Soc. America* 83-123

Vendeville, B. (1987) Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. In: (Eds), *Mém. Doc. Cent. Armoricaïn. Etud. Struct. Socles.*, **15** 395.

Vendeville, B. and Cobbold, P.R. (1988). How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.* **10**, 649-659

Weber, K.J. and Daukoru, E. (1975). Petroleum geology of the Niger Delta. *Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress, Tokyo* **2**, 209-221

Woodbury, H.O., Murray, I.B., Pikford, P.J. and Akers, W.H. (1973). Pliocene and Pleistocene depocenters, outer continental shelf, Louisiana and Texas. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **57**, 2428-2439

Worrall, D.M. and Snelson, S. (1989). Evolution of the northern Gulf of Mexico with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. *In The Geology of North America: an overview*. (Eds A.W. Bally and A.R. Palmer), Geol. Soc. America, Boulder, Colorado, pp. 97-137.

Xiao, H.B. and Suppe, J. (1989). Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* **73**, 777-786

Figure 1: (A) Location of Niger delta. (B) Early Cretaceous separation of Africa and South America showing the triple junction between South Atlantic, Gulf of Guinea and Benue depression (modified after Burke et al., 1971). (C) Map of the Niger delta showing the current coast (full line) and earlier stages of delta growth (dashed lines) according to Short and Stauble (1967).

Figure 2 : Schematic section through the Niger delta showing the structural position of the three main sedimentary units (modified after Merki, 1971 ; Evamy et al., 1978 ; Doust and Omastola, 1988).

Figure 3 : (a) Growth faults in the Niger Delta. Seaward dipping faults are shown with full lines, landward dipping faults with dashed lines (modified after Weber and Daukoru, 1975). (b) Schematic diagram illustrating the development of successive depobelts with active growth faults (modified after Doust and Omastola, 1990).

Figure 4: Line drawing of three seismic sections (lines 1, 9 and 18) showing 6 faulted horizons . Horizons h1 and h2 are top and bottom of the light gray stratum, horizons h3 and h4 are top and bottom of the medium gray stratum, horizons h5 and h6 are top and bottom of the dark gray stratum. Notice the major growth fault at the extreme right and the collapsed crest of the rollover.

Figure 5 : Construction of cut-off lens maps (see text for explanation).

Figure 6 : Method of restoration. From initial structure map (a), fault traces are extrapolated to construct fault-bounded blocks (b). Priority is given to longest faults, on the assumption that they are most active. A block map is then drawn where faults become gaps separating blocks (c). Restoration is achieved (d) by packing blocks against stationary ones (gray). From the deformed and restored states, we calculate the finite displacements (e). Each displacement vector spans the distance between corresponding points of a cartesian material grid in the restored and deformed states. From the material grid, we build a regular mesh of finite elements of triangular shape (f). Assuming that strain is homogeneous within each triangle, we calculate the finite strain ellipse within each triangle.

Figure 7: Maps of cut-off lenses for the six horizons. Seaward dipping faults are shown in black, landward dipping faults in gray.

Figure 8 : Fault block maps in the current state (left) and restored state (right) for the six horizons. Blocks figured in gray are stationary blocks representing displacement conditions over parts of the boundaries. Blocks figured in white are packed against stationary ones. In the current state, faults appear as gaps between blocks. Artificial boundaries of blocks appears as straight lines without gaps. In the restored state, gaps and overlaps have been minimized. Dashed line indicates overall extension of area (dilation area changes are 6, 13.5, 20, 21.5, 24.2, 27 percent of total area for horizon 1 to 6 respectively).

Figure 8 : end.

Figure 9: Amount of displacement of boundaries of the restored area measured along lines perpendicular to faults (seismic lines).

Figure 10 : Fields of block rotations. Each block is shaded (in the current state) according to sense and amount of rigid rotation. Key shows magnitude (in degrees). Sense is positive counterclockwise, negative clockwise.

Figure 11 : Field of finite displacements. A regular grid has been drawn on the restored state and its deformed equivalent on the current state (see Fig 11). Each vector spans the distance between corresponding material grid points in the restored and deformed states. Vectors are null within stationary blocks and undefined within fault gaps. The vectors represents the total deformation of the horizon since its deposition.

Figure 12: Orientation of principal axis of the strain for finite element mesh . The length of the axis is proportional to the intensity of the strain (the second invariant of the strain matrix).

Figure 13 : Fields of finite displacement for increments of time. Vectors represent differences in displacement for two successive horizons.

Figure 14 : Strain intensity of finite element mesh for increments of time. Key shows the value of strain (six categories has been defined from negligible to large).

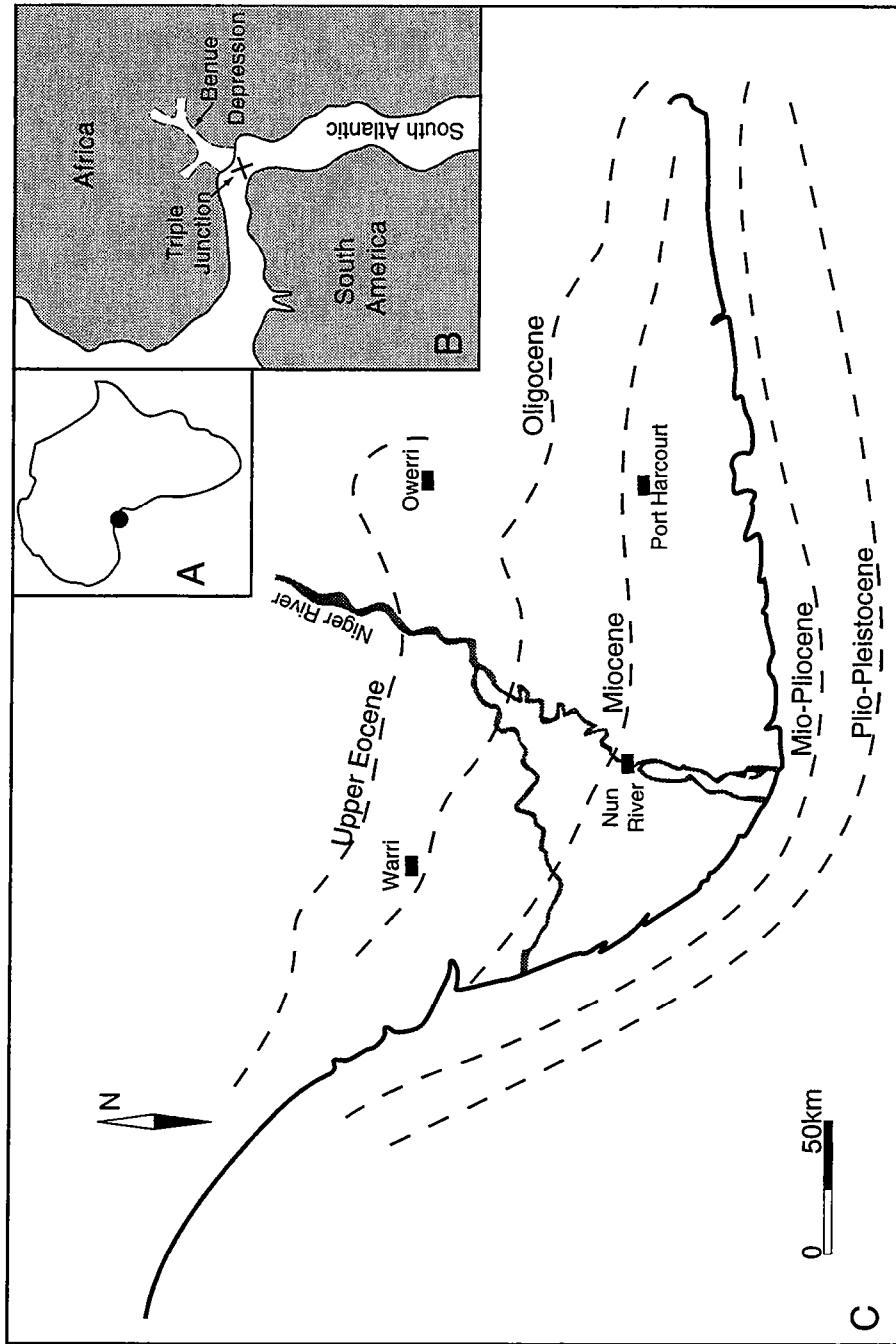


Fig. 1

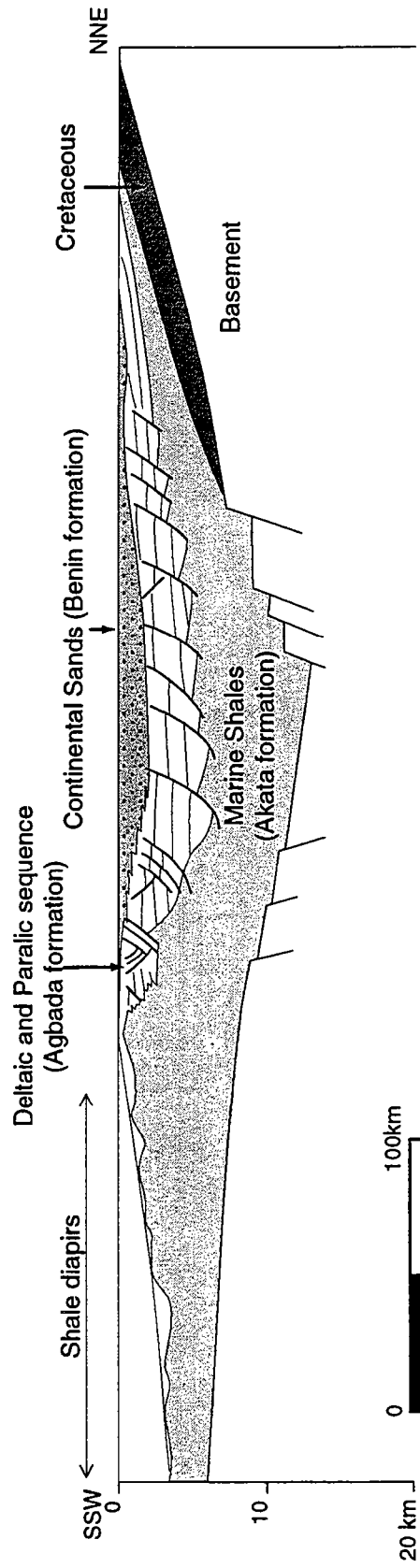


Fig. 2

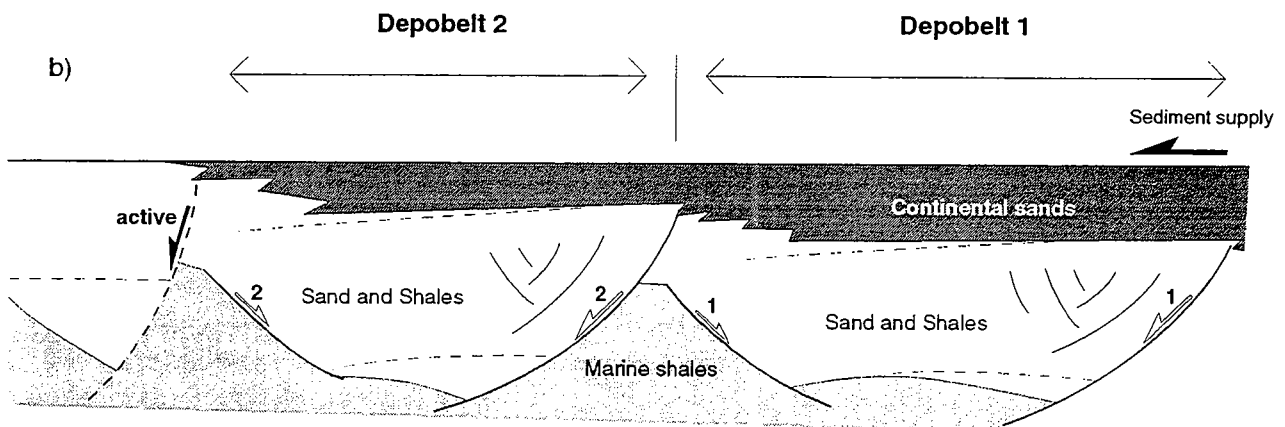
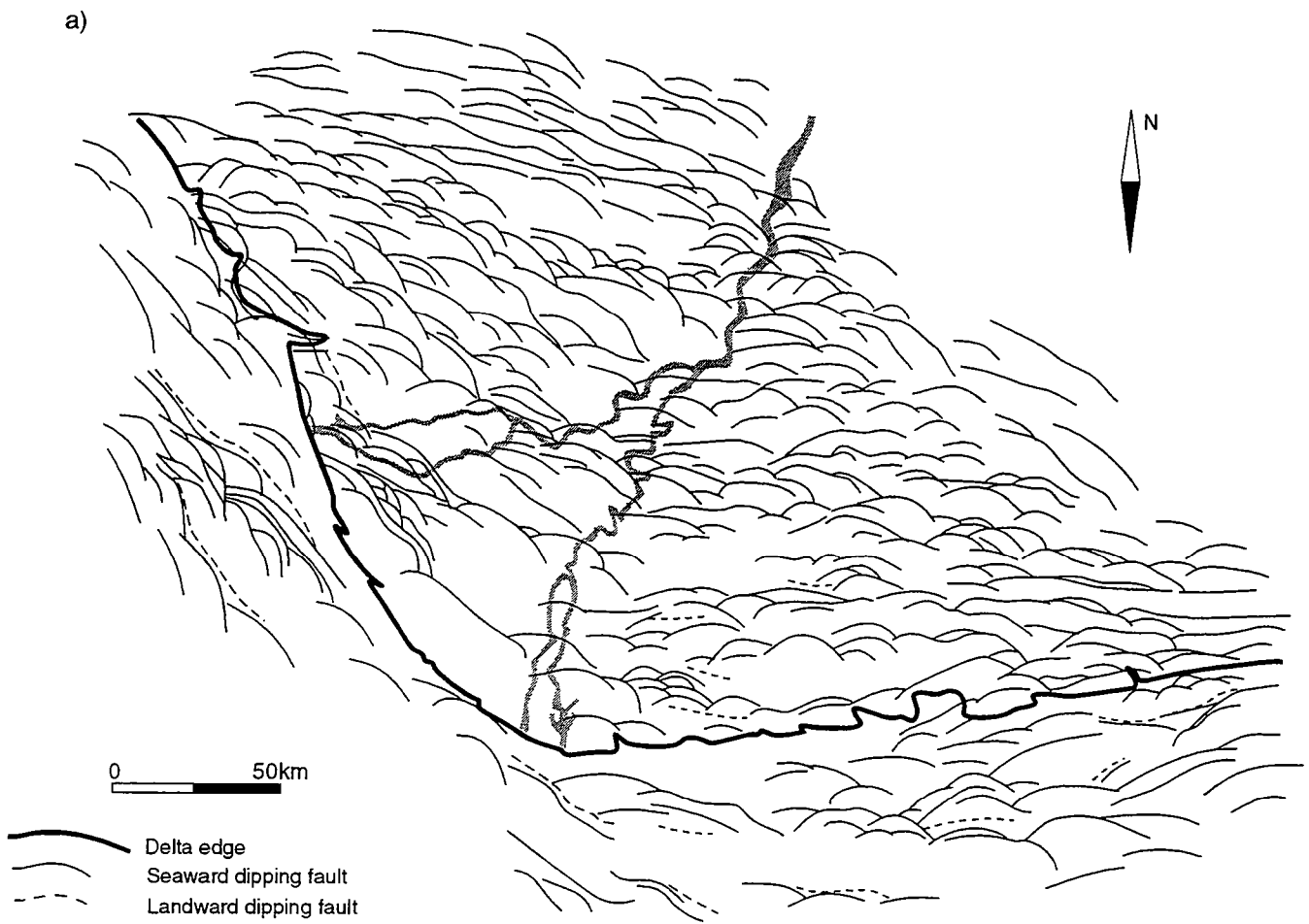


Fig. 3

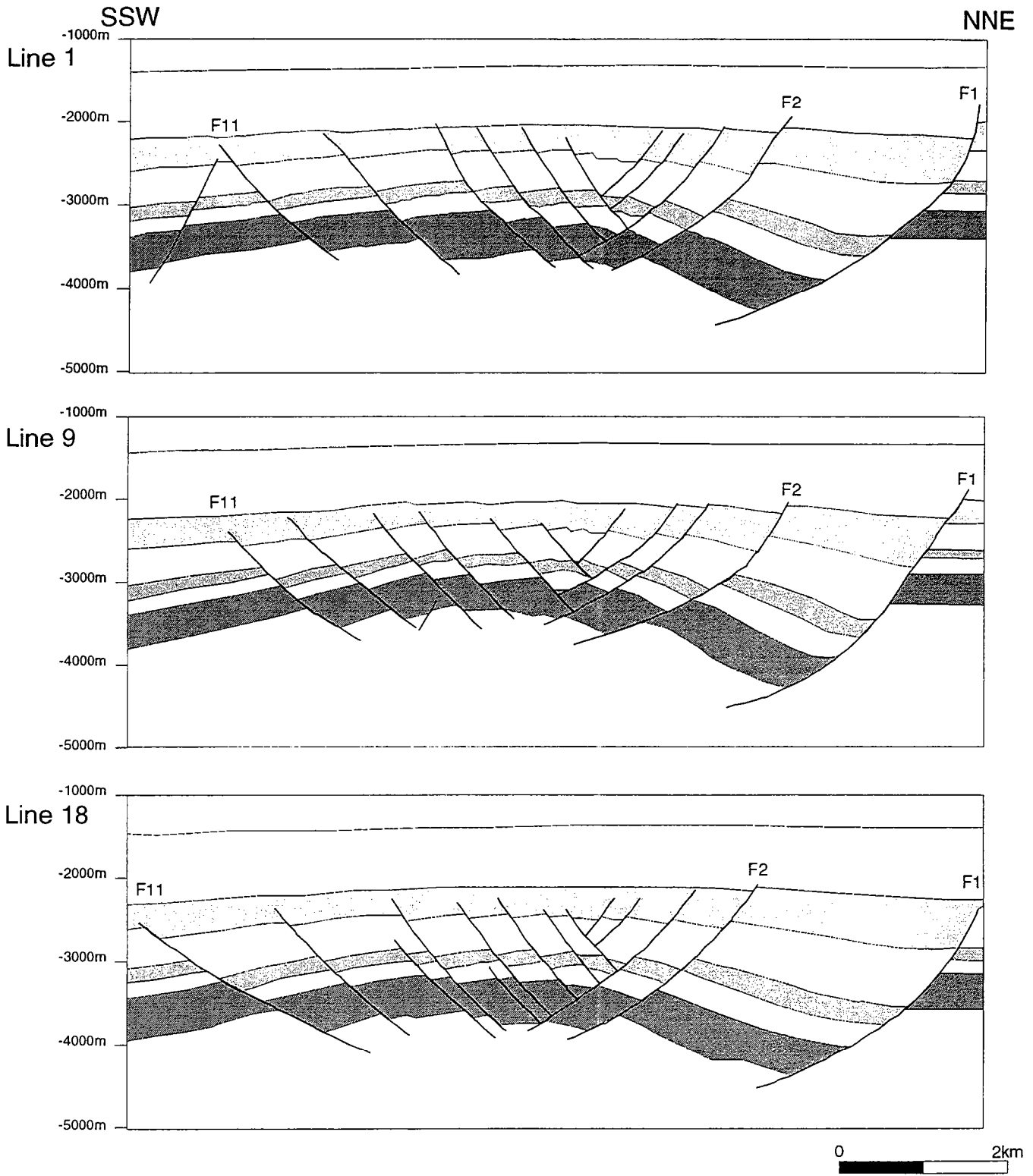


Fig. 4

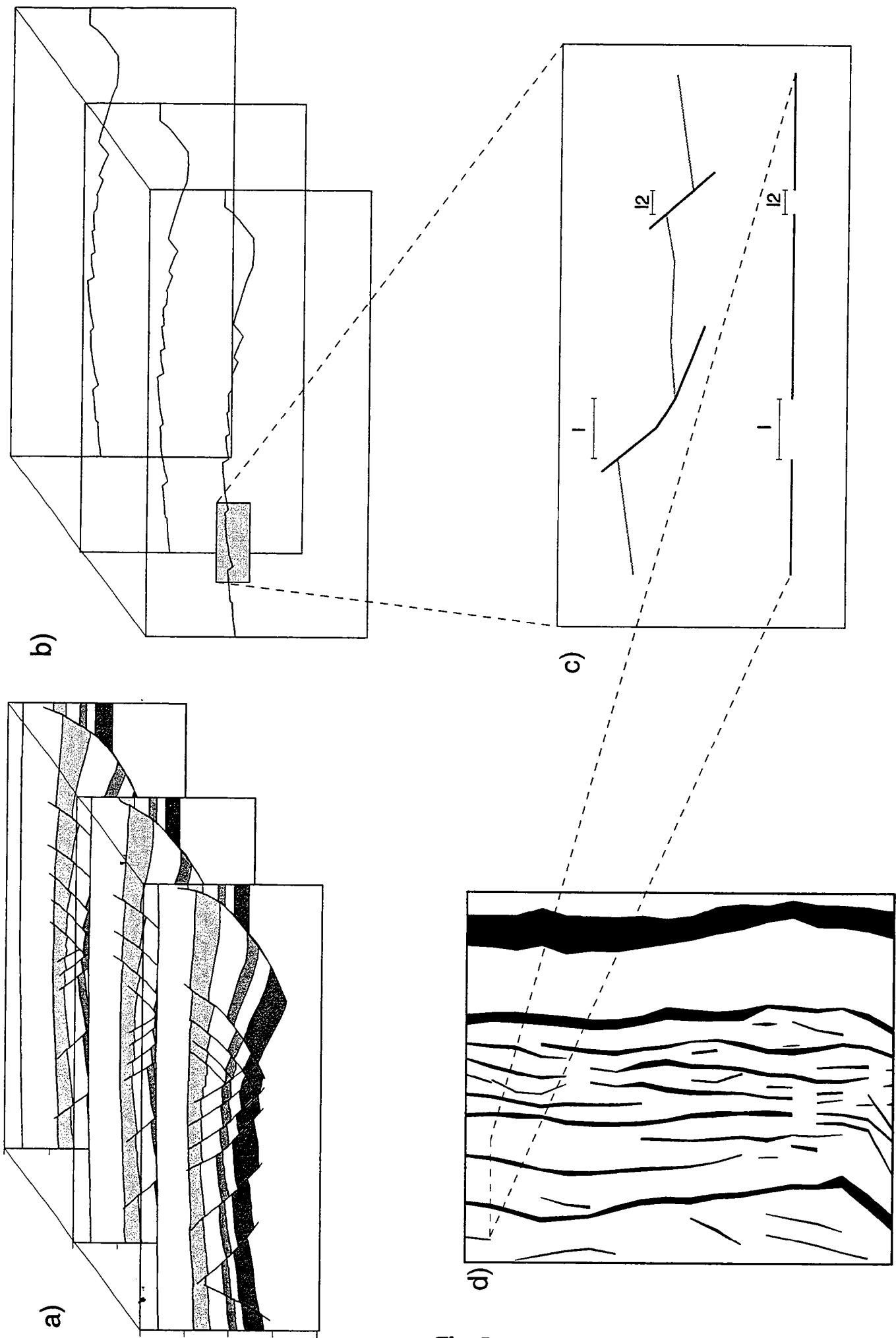


Fig. 5

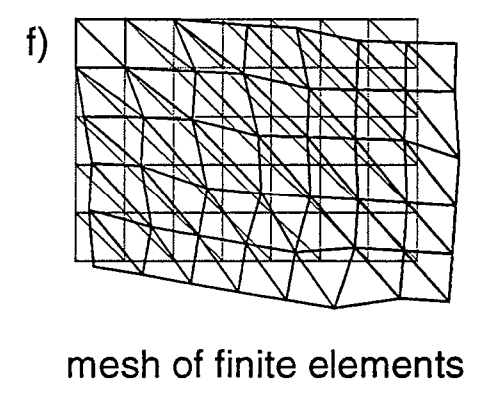
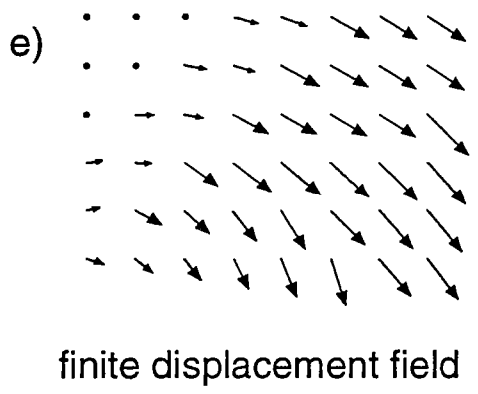
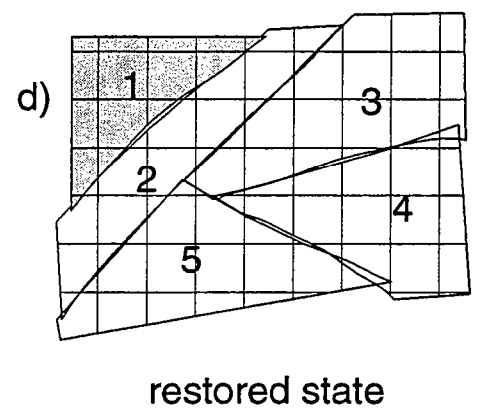
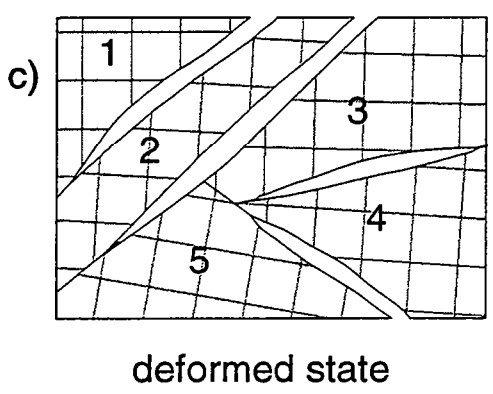
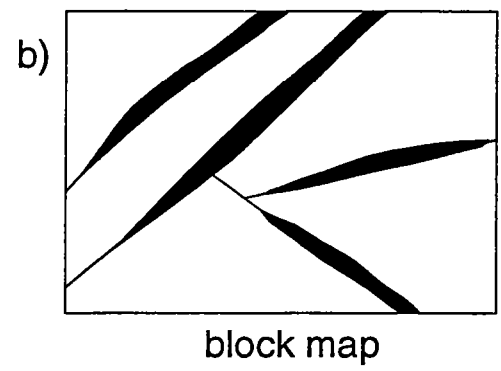
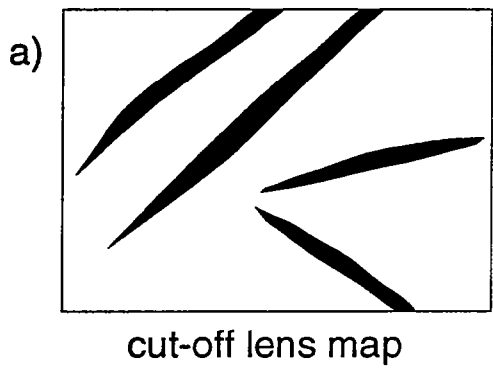


Fig. 6

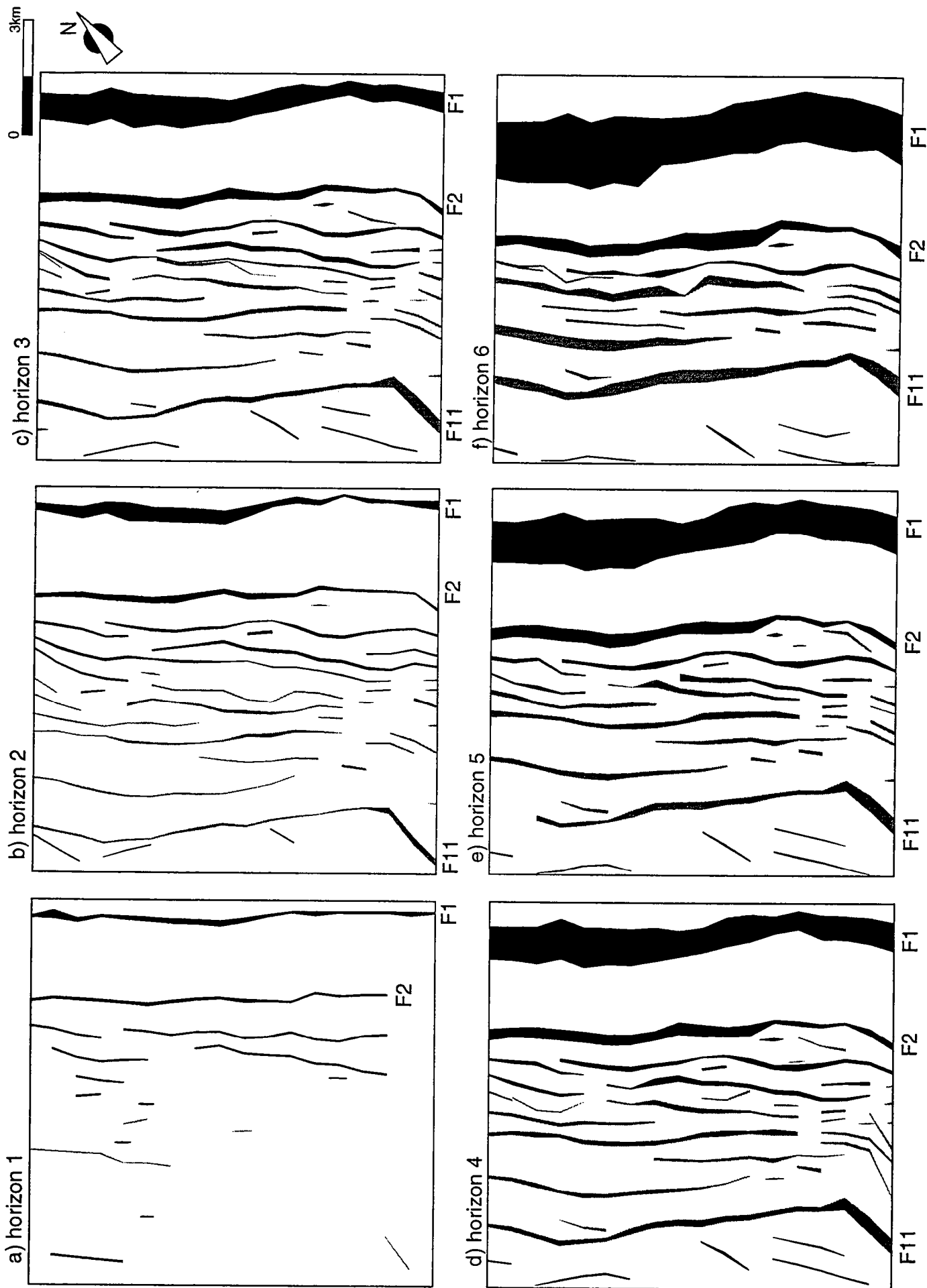
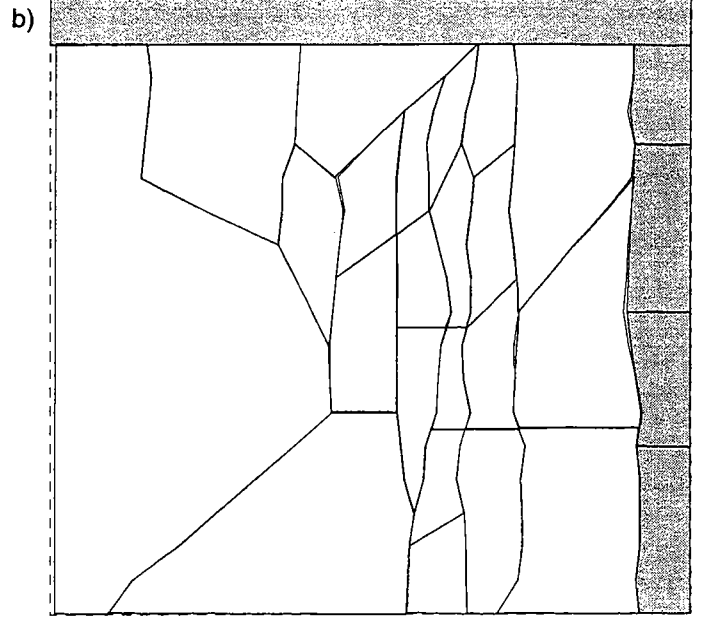
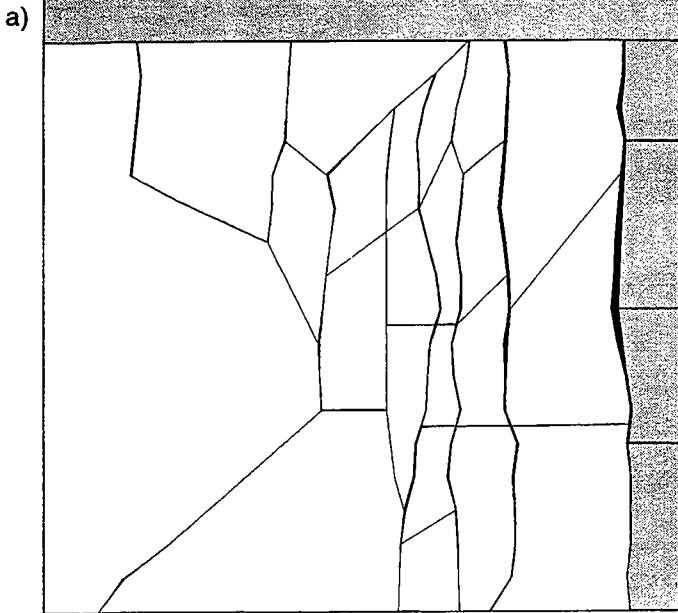
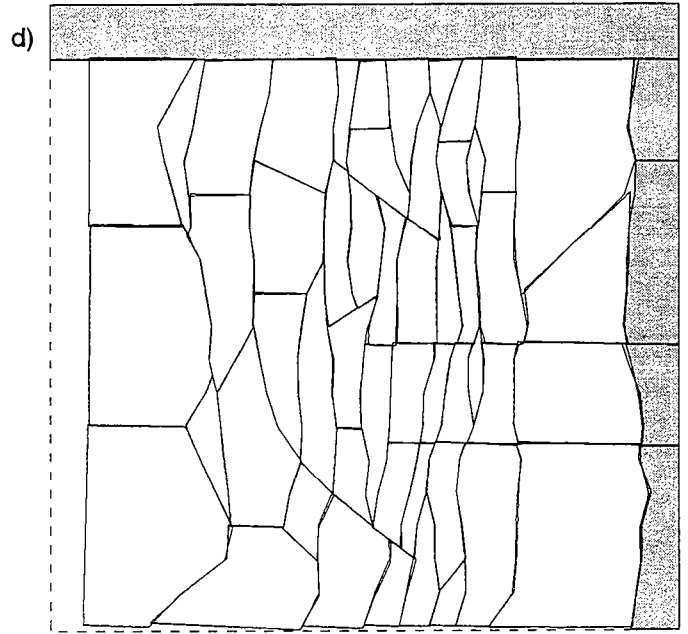
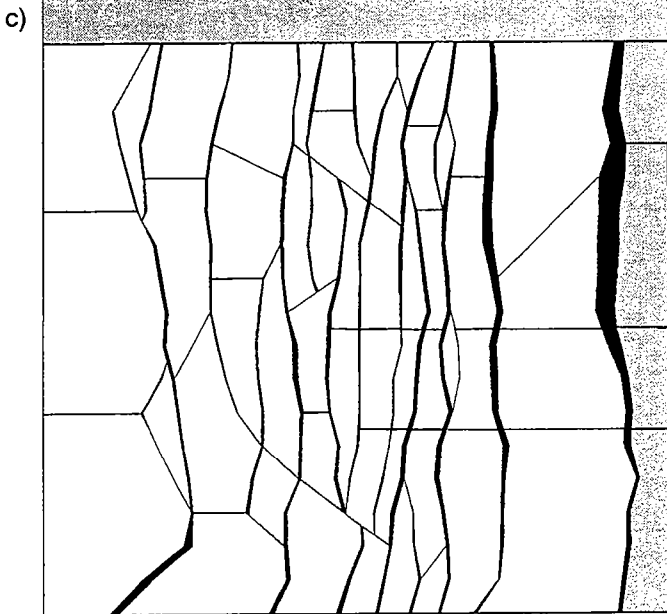


Fig. 7

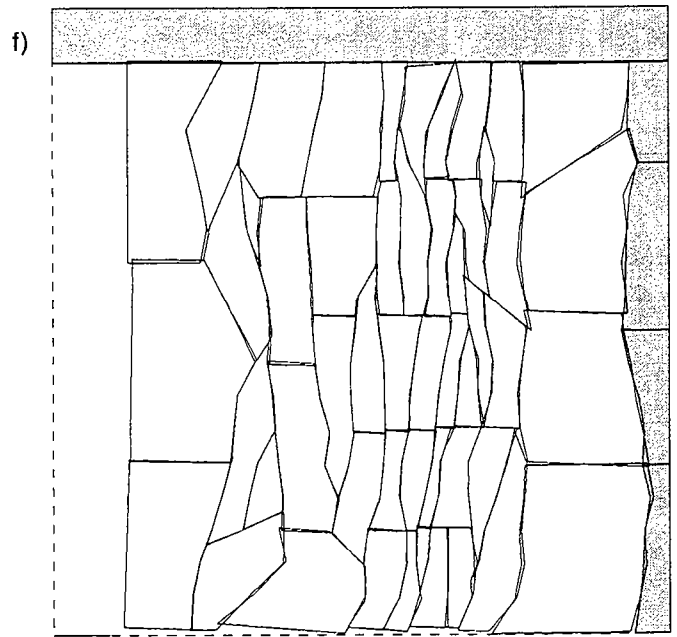
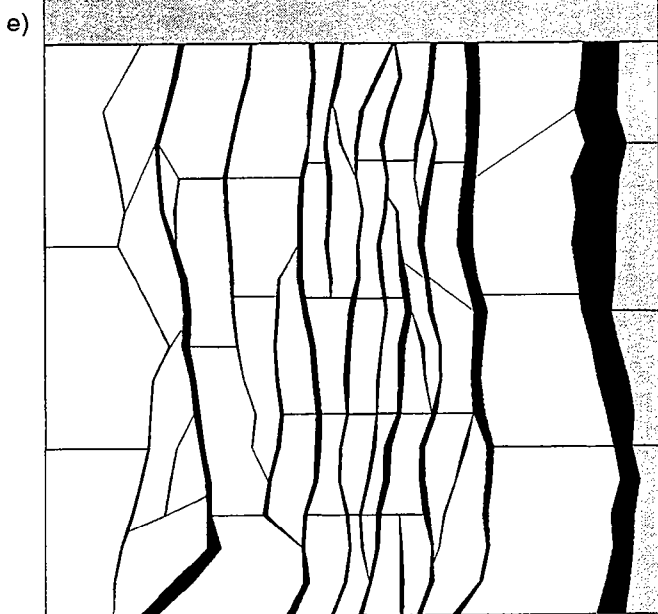
horizon 1



horizon 2



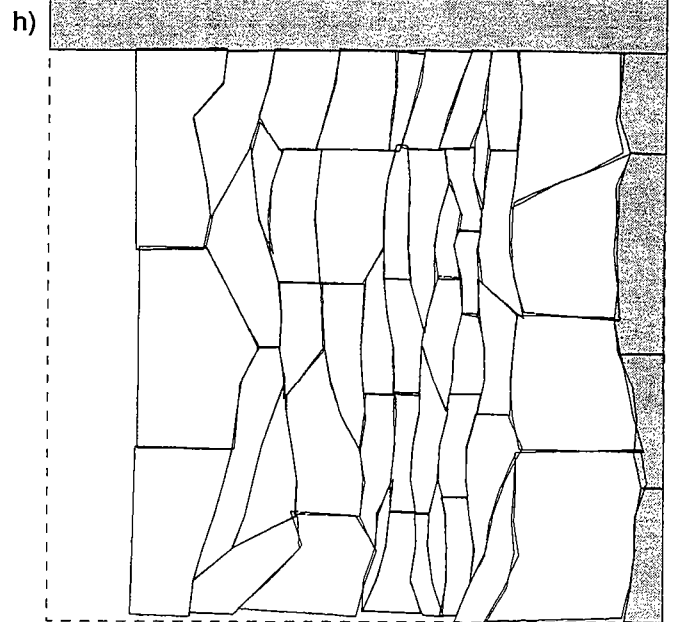
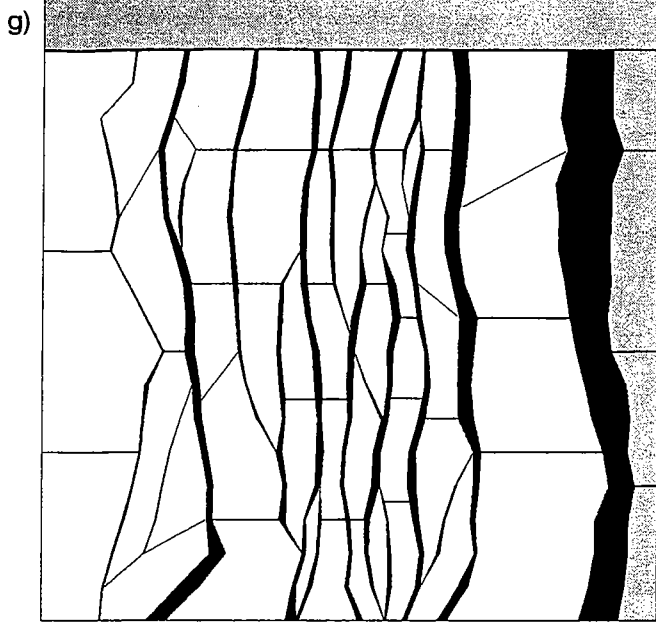
horizon 3



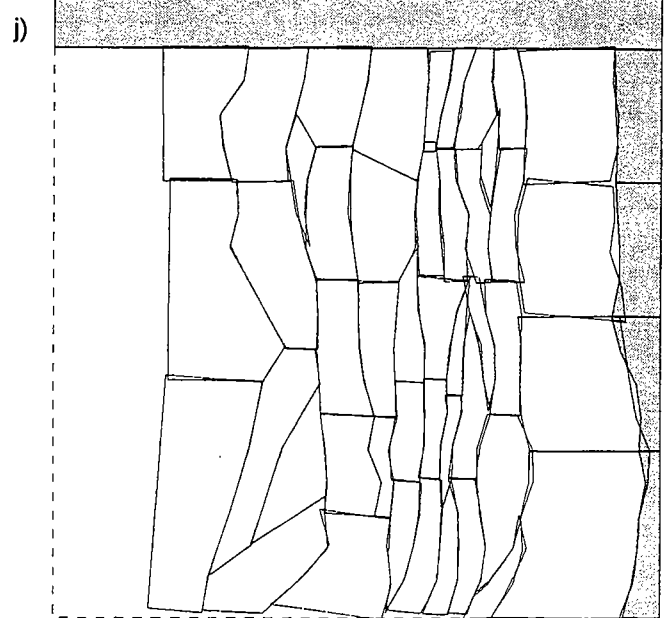
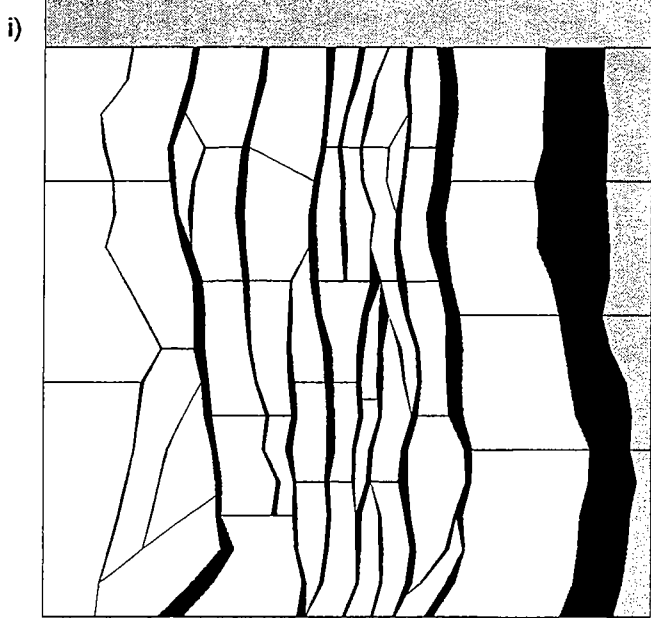
0 3km

Fig. 8

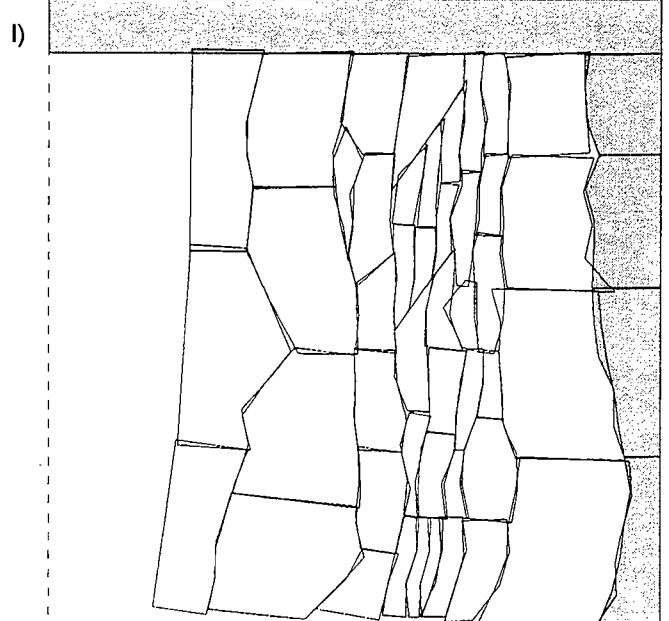
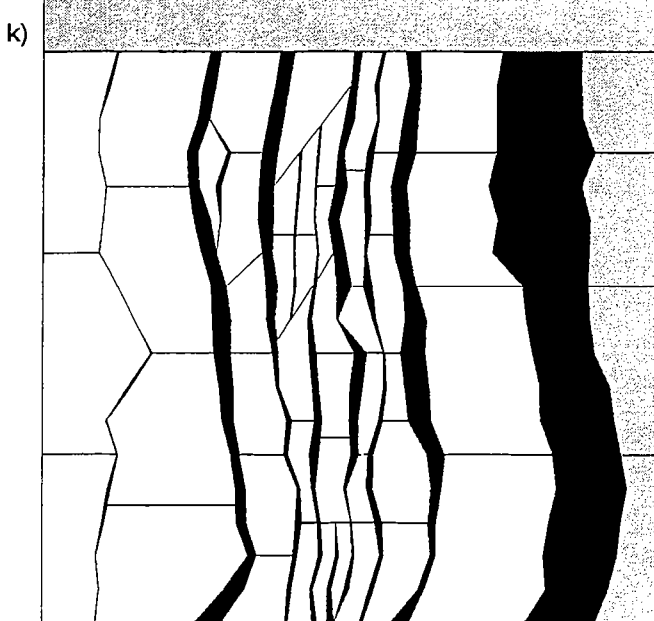
horizon 4



horizon 5



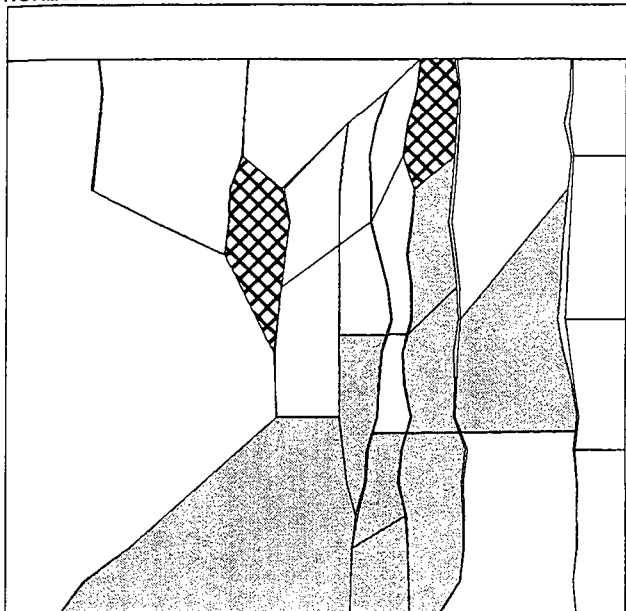
horizon 6



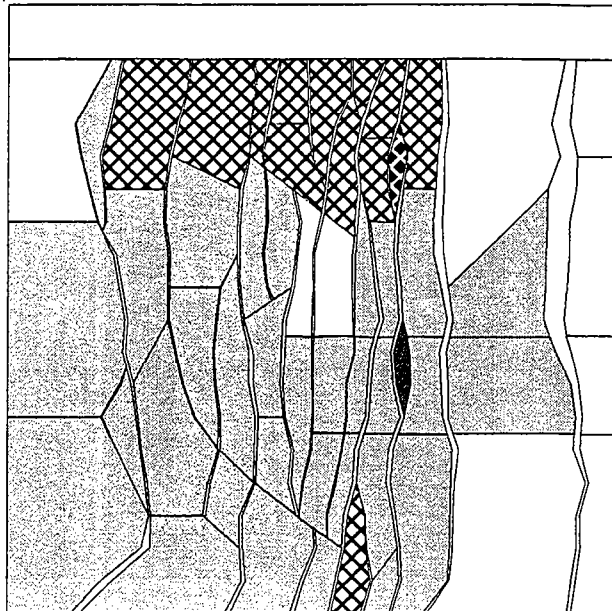
0 3km

Fig. 8

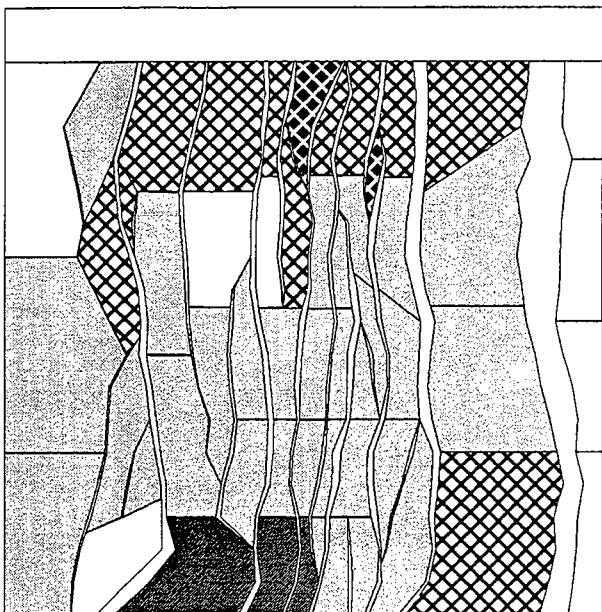
a) horizon 1



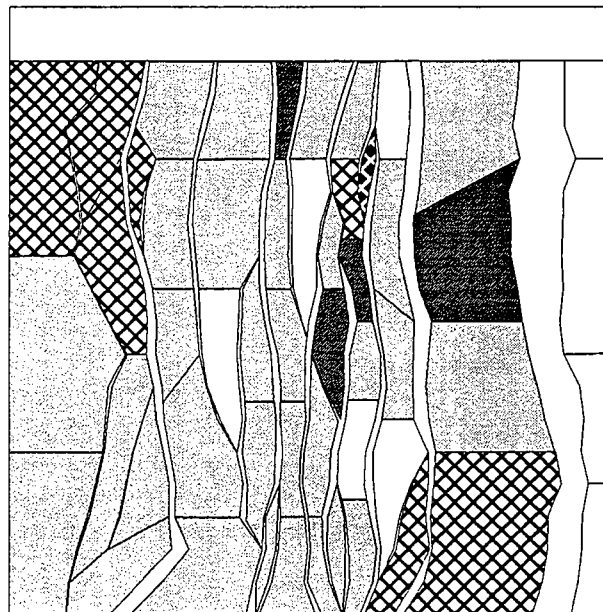
b) horizon 2



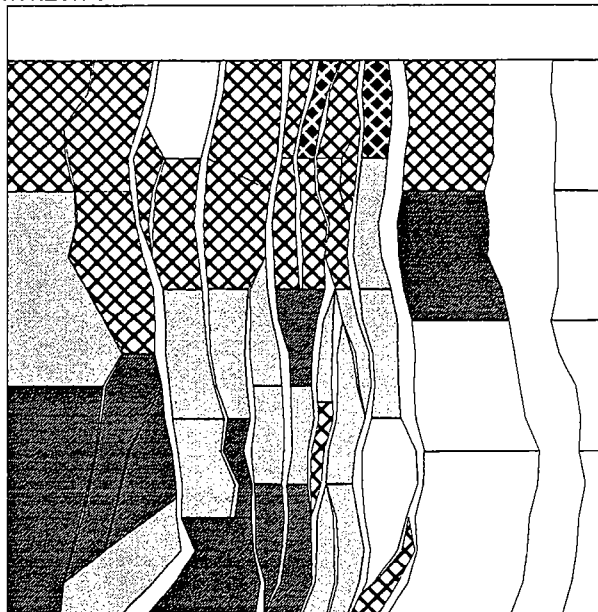
c) horizon 3



d) horizon 4



e) horizon 5



f) horizon 6

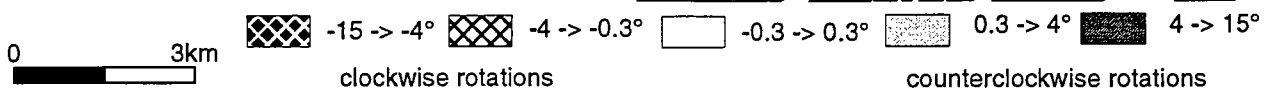
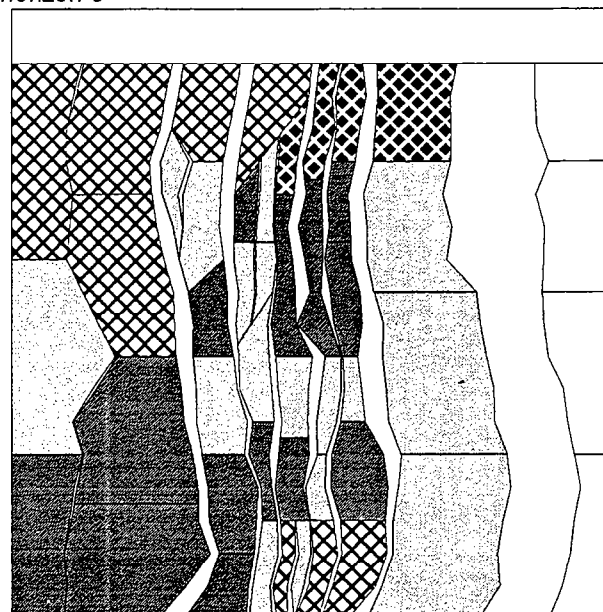
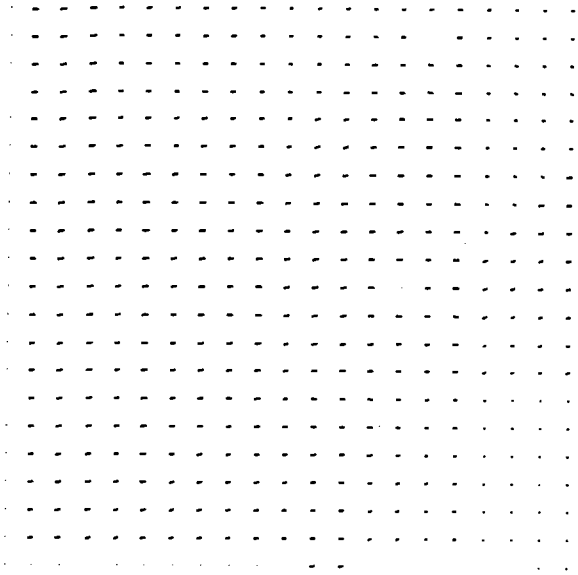
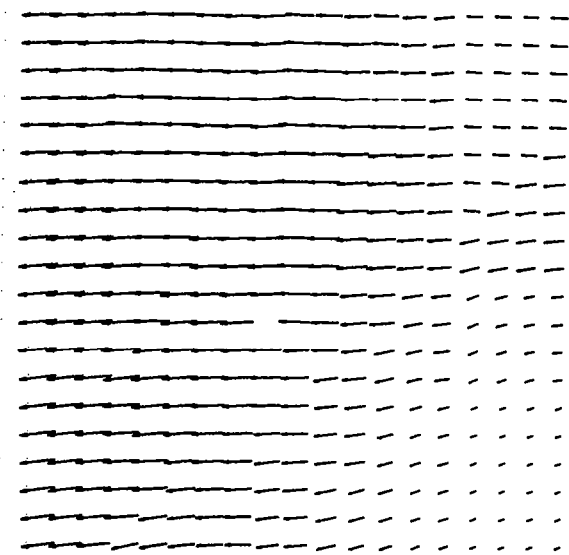


Fig. 9

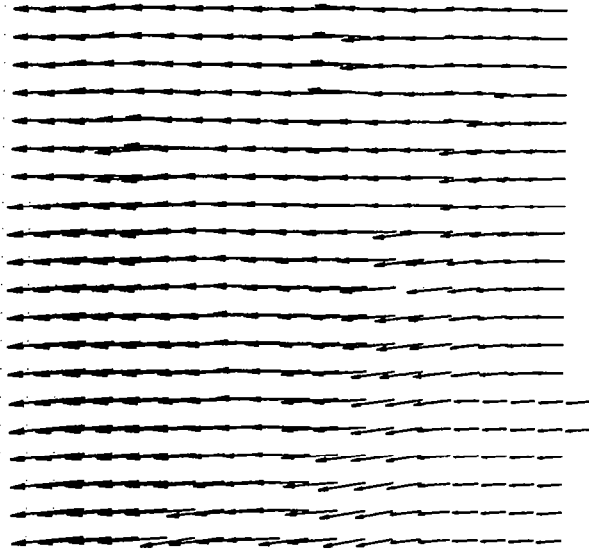
a) horizon 1



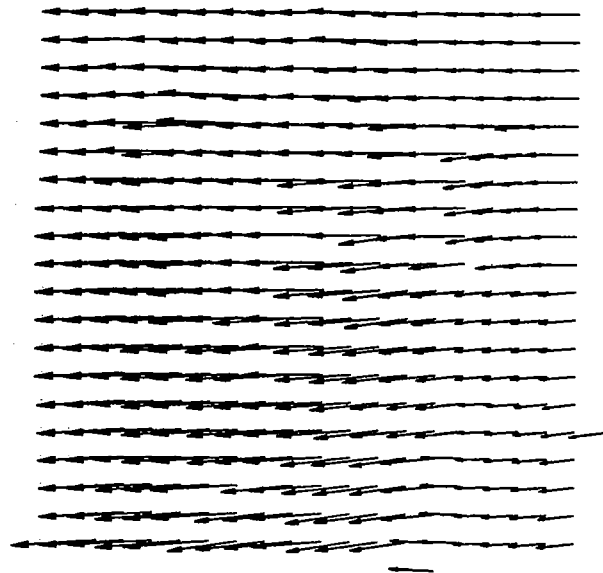
b) horizon 2



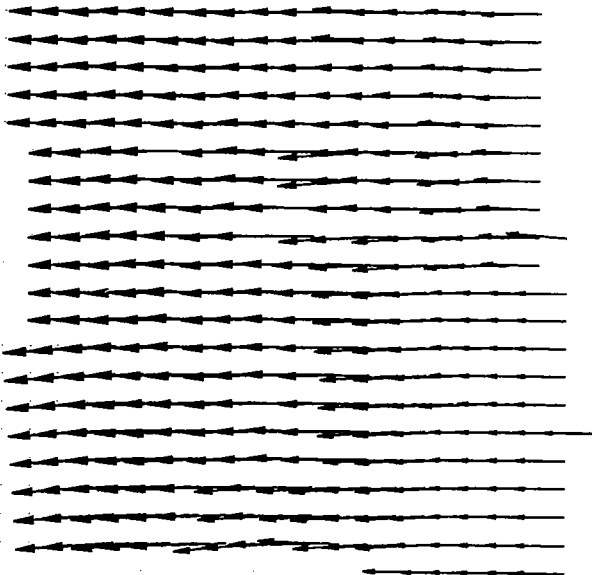
c) horizon 3



d) horizon 4



e) horizon 5



f) horizon 6

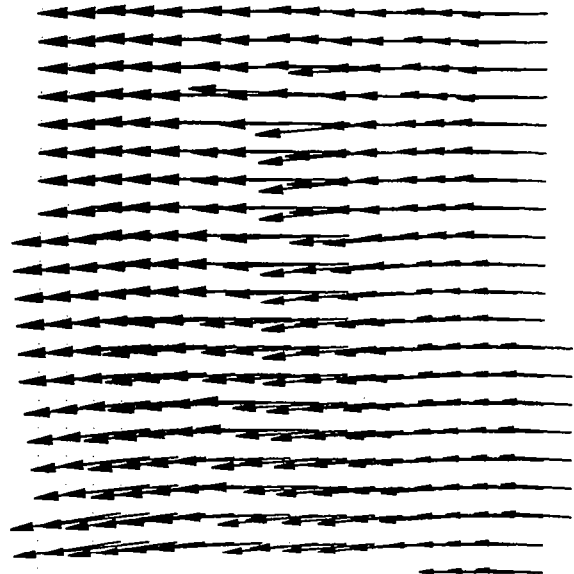
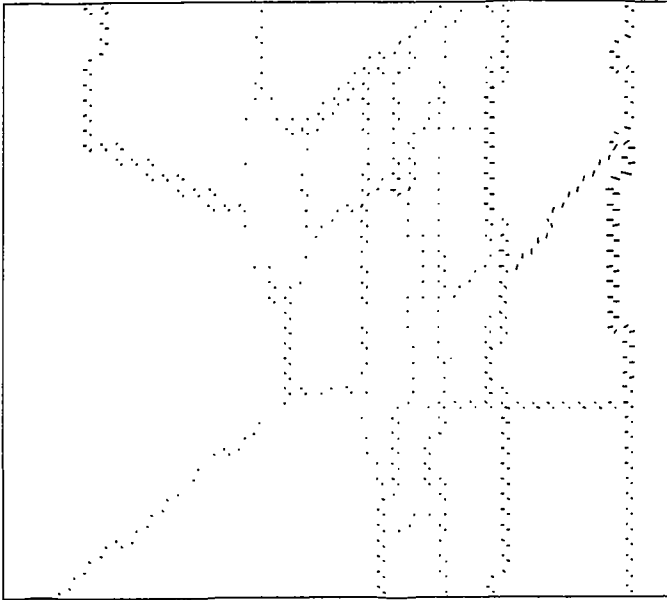
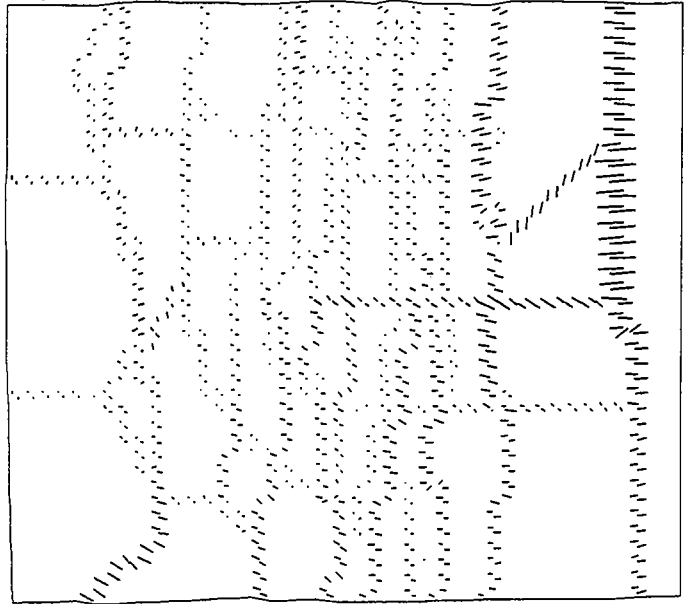


Fig. 10

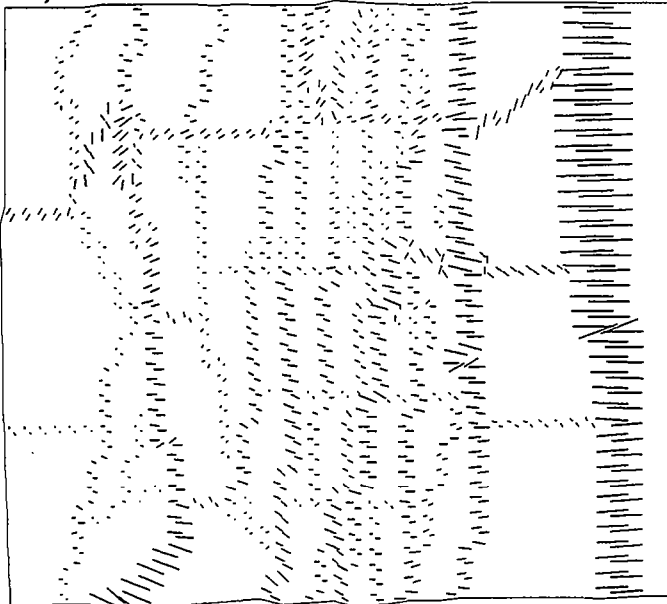
a) horizon 1



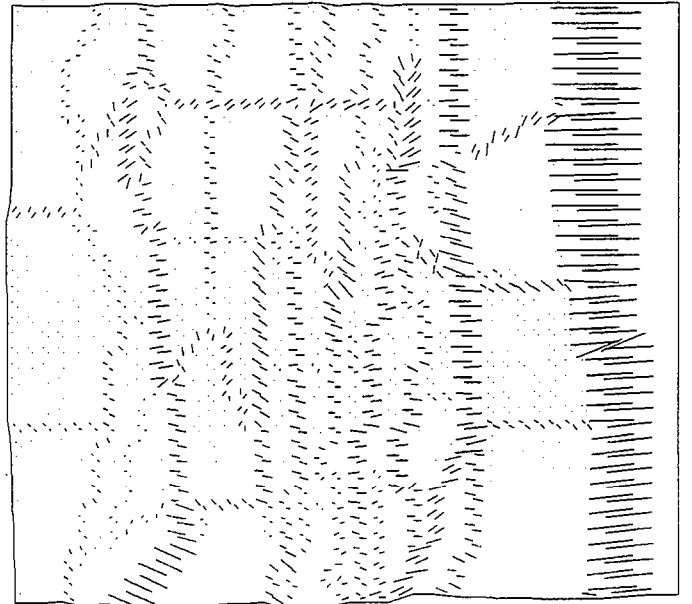
b) horizon 2



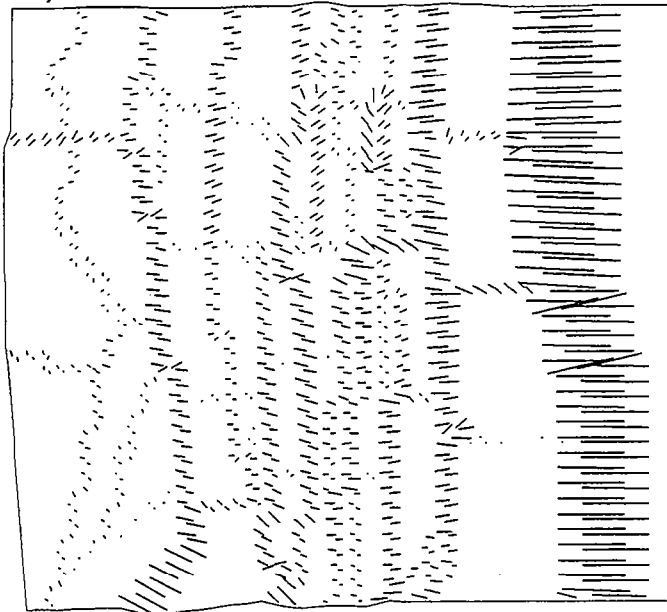
c) horizon 3



d) horizon 4



e) horizon 5



f) horizon 6

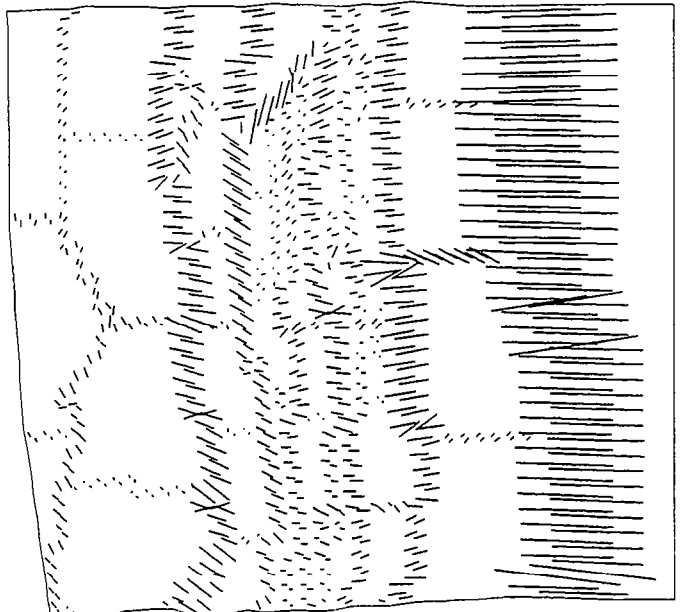


Fig. 11

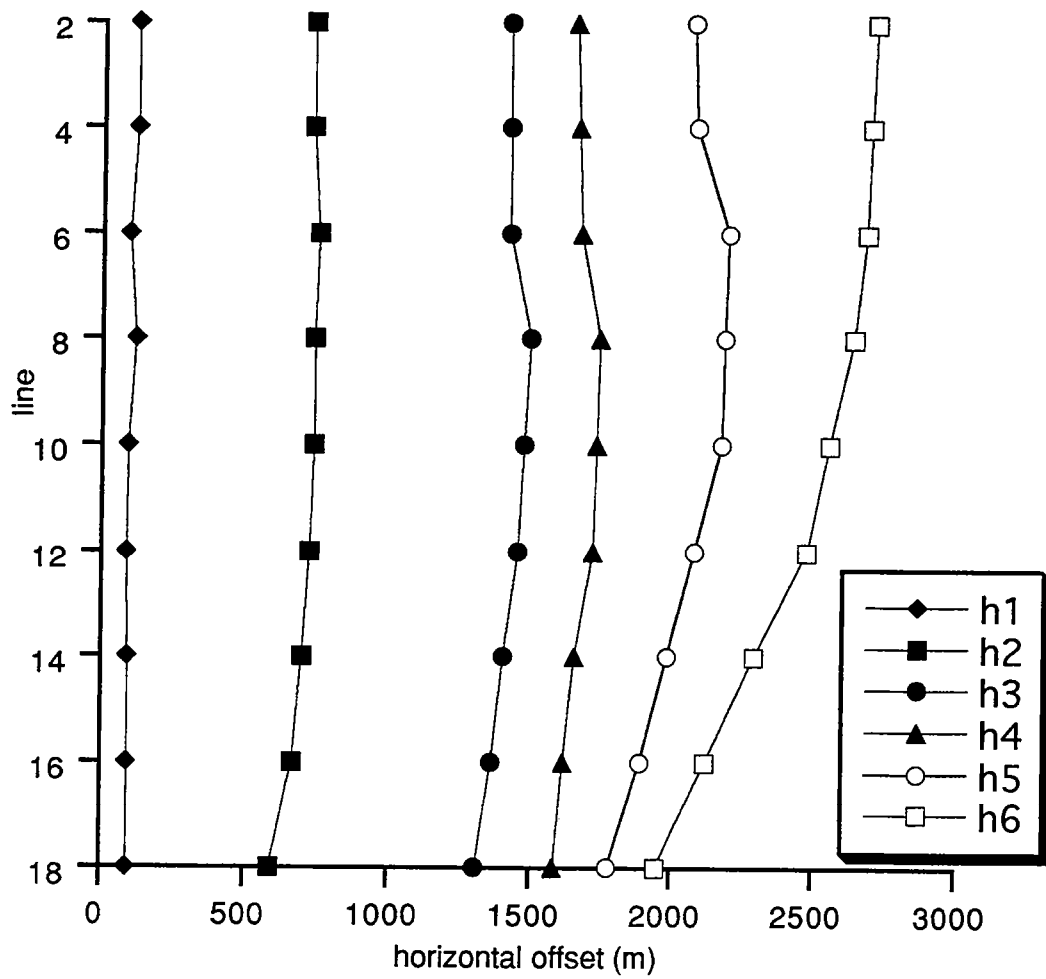
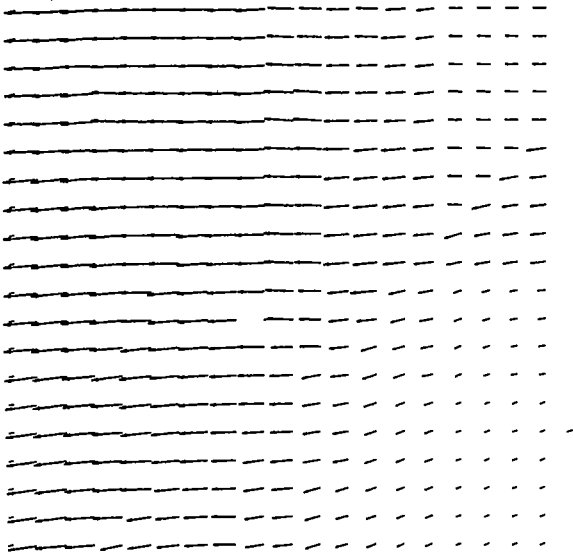
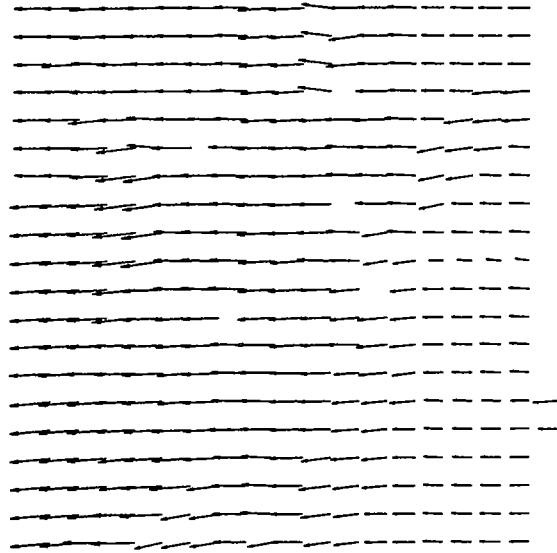


Fig. 12

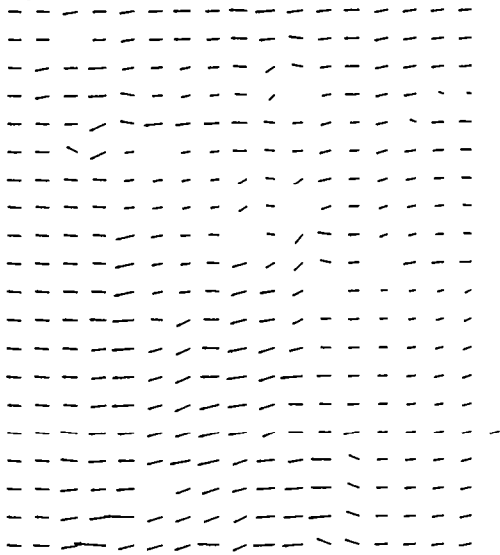
a) step 5



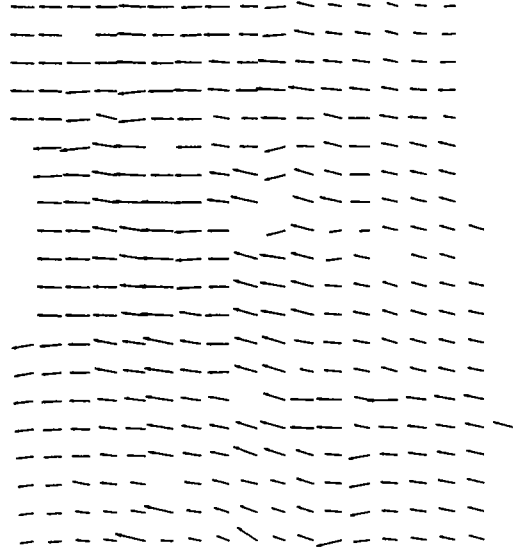
b) step 4



c) step 3



d) step 2



e) step 1

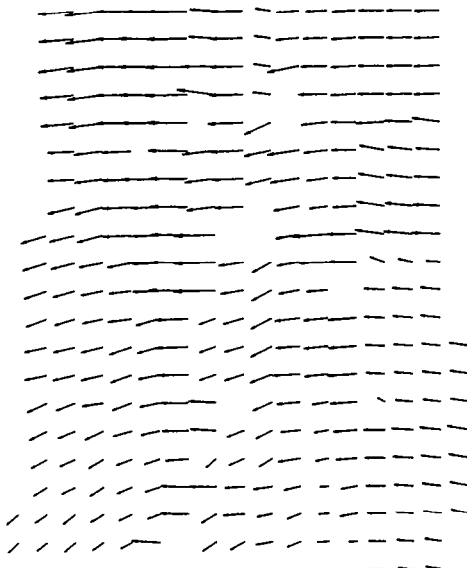
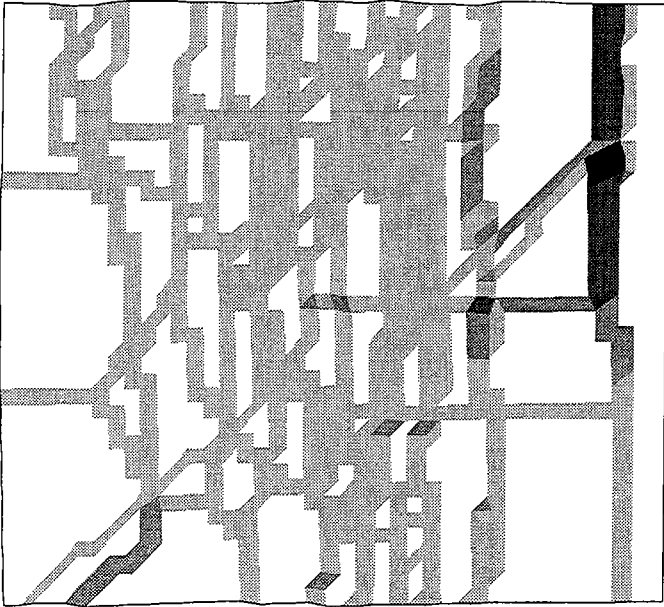
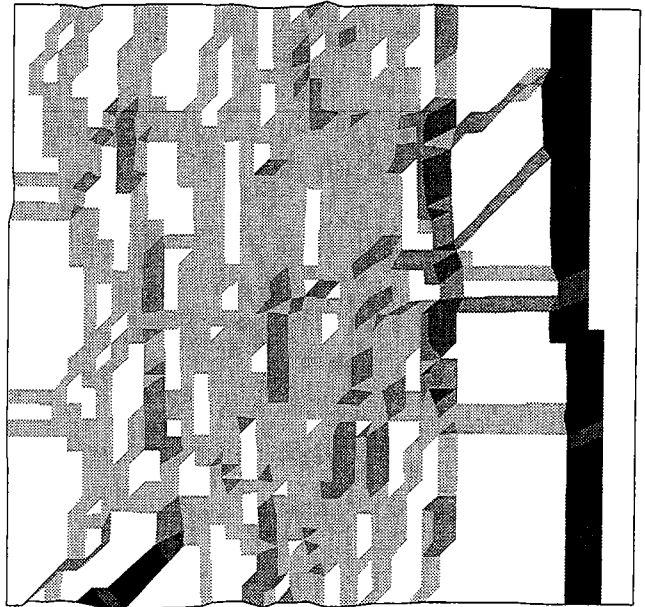


Fig. 13

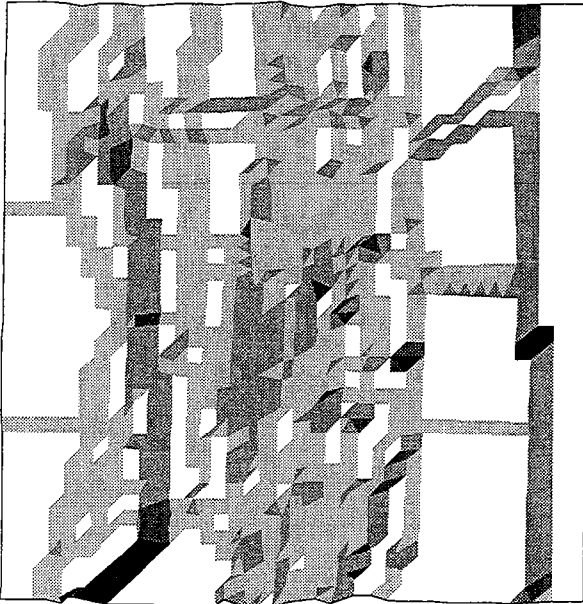
a) step 5



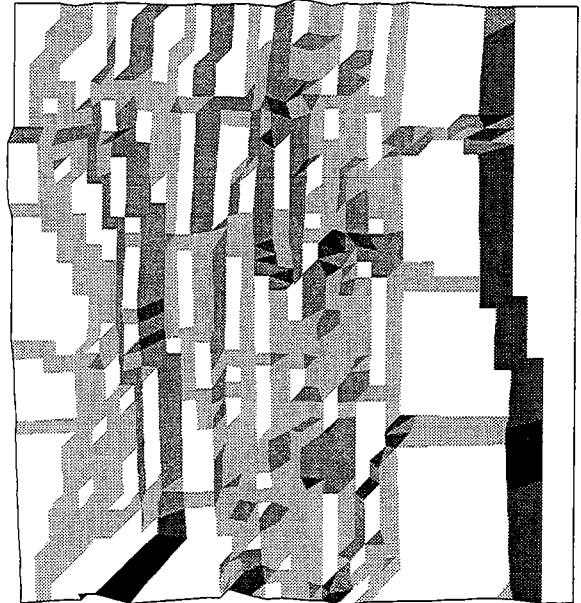
b) step 4



c) step 3



d) step 2



e) step 1

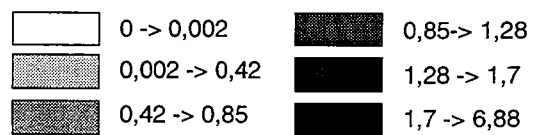
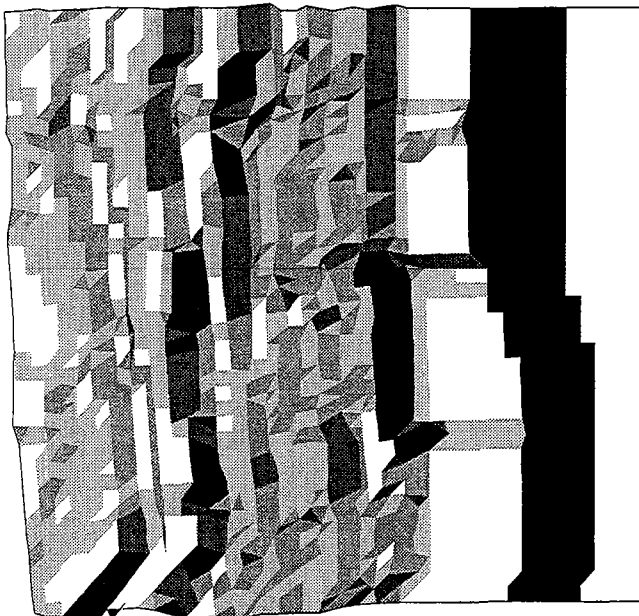


Fig. 14

2.3. Analyse des rejets purement normaux par la méthode de "strike projection".

Principe et objectifs de l'analyse

Afin de compléter et de vérifier les résultats de la restauration, nous avons réalisé une analyse de la distribution des rejets purement normaux des failles selon la méthode de "strike projection" proposée par Childs et al. (1993). Sur chaque coupe et pour chaque faille, nous mesurons le rejet au niveau de chaque horizon qu'elle intersecte, ceci sur 9 des 18 lignes sismiques (1 ligne sur 2 ; Fig 34). On peut ainsi suivre de haut en bas et d'une extrémité à l'autre de la faille les variations de la valeur de son rejet. Ces informations décrivent en 3D toutes les failles du système et peuvent ensuite être représentées en coupe, en plan ou en projection sur le plan de la faille. Les horizons étant des marqueurs temporels (il s'agit d'isochrones), les variations du décalage des différents horizons recoupés par la faille sont des indicateurs de son fonctionnement au cours du temps (Fig 34).

Cette analyse a pour nous deux intérêts principaux. (1) Elle nous permet dans un premier temps de tester la validité des champs de déplacements incrémentaux obtenus par restauration. En effet, ces derniers sont également des indicateurs du fonctionnement de la faille au cours du temps mais ils sont obtenus à partir des rejets horizontaux. Les deux approches doivent donc donner des résultats comparables. De plus, nous pouvons comparer les valeurs des rejets cumulés de toutes les failles obtenus par la méthode de strike projection avec les mesures de taux d'extension réalisées à partir de la restauration. (2) Dans un deuxième temps, cette analyse nous renseigne sur le déplacement sur les failles. Elle permet en particulier de visualiser les variations de rejets le long du plan de faille, information à laquelle on ne peut accéder facilement par la méthode de restauration car cette dernière traite l'information au niveau des horizons et non pas des failles.

Variations des rejets le long du profil des failles

Nous avons établi des profils de rejets pour les failles selon la procédure décrite plus haut sur 9 des 18 lignes sismiques qui étaient à notre disposition (Fig 34 et 35). Nous avons reporté les courbes correspondant aux failles F1, F2 et F11, une courbe de rejets cumulés des autres failles (failles secondaires, en figuré ouvert sur la figure 35) et une courbe des rejets cumulés de toutes les failles (en trait continu sur la figure 35). La pente de ces courbes entre deux horizons (h_i) et (h_{i+1}) correspond à la quantité de déplacement entre les temps (t_i) et (t_{i+1}), instants de dépôt des horizons (h_i) et (h_{i+1}) respectivement.

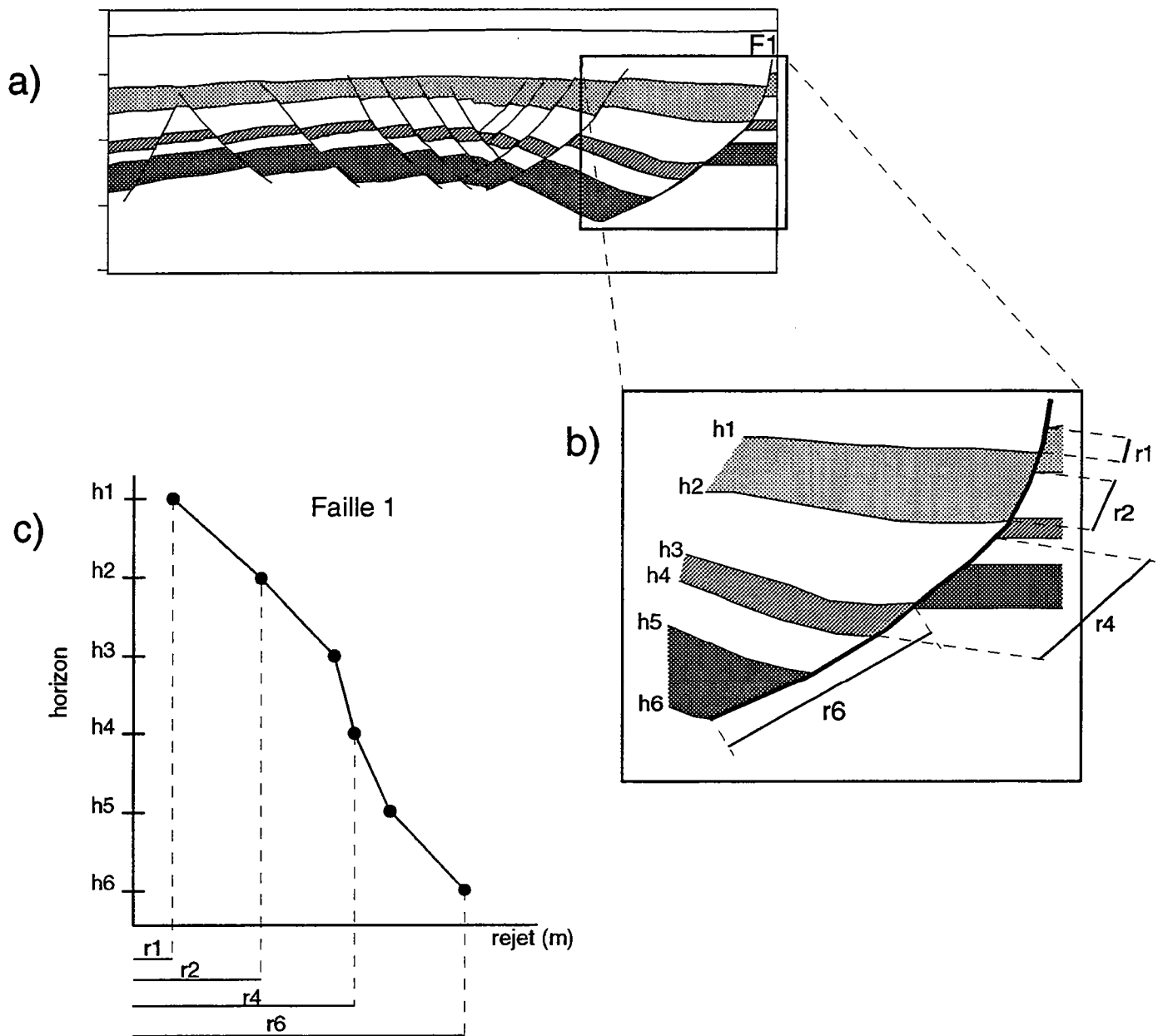


Figure 34: Principe de mesure des rejet purement normaux des failles sur les coupes pour l'analyse en "strike projection". (a) (b) Sur chaque faille, on mesure le décalage des différents horizons qu'elle recoupe (r_1 , r_2 etc...). (c) On reporte ensuite ces mesures sur une courbe visualisant la valeur du décalage en fonction de l'horizon. L'axe des ordonnées est comparable à un axe temporel sans échelle. Les horizons sont numérotés de haut en bas sur les coupes.

Ces courbes montrent que la majeure partie du déplacement est accommodée par le fonctionnement de la faille F1. On peut cependant noter une exception locale sur la ligne 14, où les failles secondaires accommodent une part plus importante du déplacement entre (*t4*) et (*t2*). La quantité de déplacement accommodée par la faille F1 est en générale plus importante entre (*t3*) et (*t1*) qu'entre (*t6*) et (*t3*). Localement cependant cette faille peut présenter un déplacement important entre (*t6*) et (*t5*) (voir lignes 2, 14, 16). Les failles F2 et F11 accommodent en général un déplacement moins important que le déplacement cumulé des failles secondaires. Ces dernières montrent souvent peu ou pas de déplacement entre (*t6*) et (*t3*), la majeure partie de leur activité se situe entre (*t3*) et (*t1*). Les courbes de rejets cumulés de l'ensemble des failles montrent clairement que le déplacement a été plus important entre (*t3*) et (*t1*). Ceci est lié en partie à l'activité de la faille F1 mais surtout aux failles secondaires qui fonctionnent à ce moment là.

Ces résultats sont tout à fait comparables avec ceux obtenus par les champs de déplacements incrémentaux de la restauration (voir publication 2).

Projection sur le plan de la faille.

Les courbes d'iso-déplacements projetées sur le plan de la faille visualisent les variations verticales et longitudinales du rejet sur la faille (Fig 36). La faille F1 montre des déplacements supérieurs à 1500 m et relativement homogènes d'une extrémité à l'autre du plan de faille (Fig 36a). Les déplacements sont cependant moins importants au niveau des lignes 10 et 12. La faille F2 présente des déplacements plus faibles (500m maximum) et moins réguliers (Fig 36b). Ils ne dépassent pas 300m sur la ligne 6 et les lignes 14 et 16 montrent une forte anomalie avec des déplacements dépassant à peine 100 m en bas de la faille. Pour la faille F11, les déplacements sont croissants vers le Sud (vers les numéros de lignes croissants), avec un maximum autour de la ligne 18 et un petit pic autour de la ligne 10 (Fig 36c).

Rejets cumulés

Nous avons reporté les rejets cumulés de toutes les failles affectant chaque horizon le long des différentes lignes sismiques (Fig 37). Les déplacements oscillent entre 0 et 500m pour (*h1*), 1000 et 1500m pour (*h2*), autour de 2000m pour (*h3*), entre 2300 et 2500 pour (*h4*), autour de 2500m pour (*h5*) et entre 2500 et 3500m pour (*h6*). La quantité de déplacement augmente donc avec l'âge du niveau stratigraphique, ce qui est normal en contexte d'extension syn-sédimentaire.

Cependant, une anomalie importante apparaît entre les horizons (*h5*) et (*h6*) autour de la ligne 16. En effet, à cet endroit le déplacement affectant l'horizon (*h6*) est moindre que celui affectant l'horizon (*h5*), ce qui est géométriquement impossible. Cette anomalie est due soit à une surestimation du déplacement affectant l'horizon (*h5*) soit à une sous-évaluation du déplacement affectant l'horizon (*h6*). Le déplacement de l'horizon (*h6*)

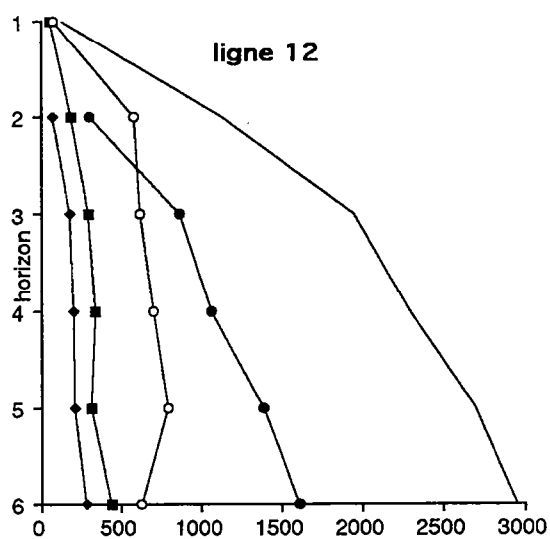
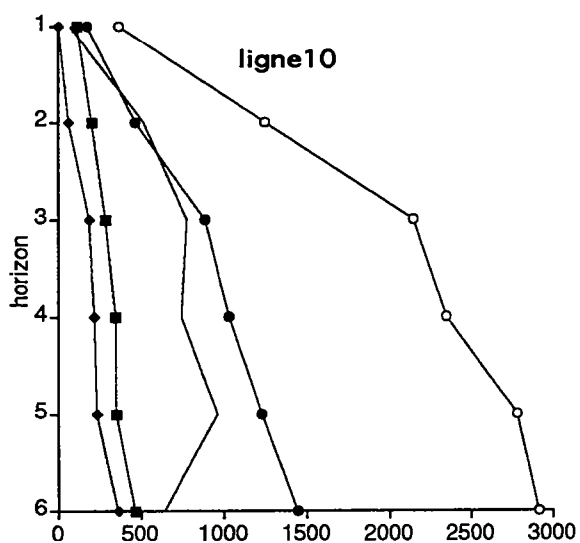
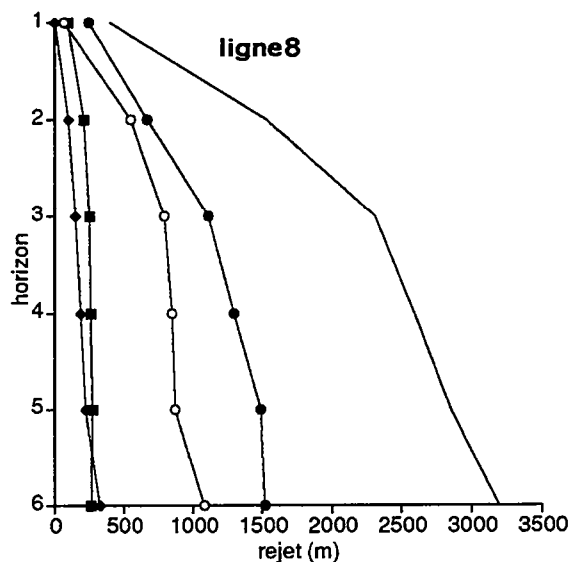
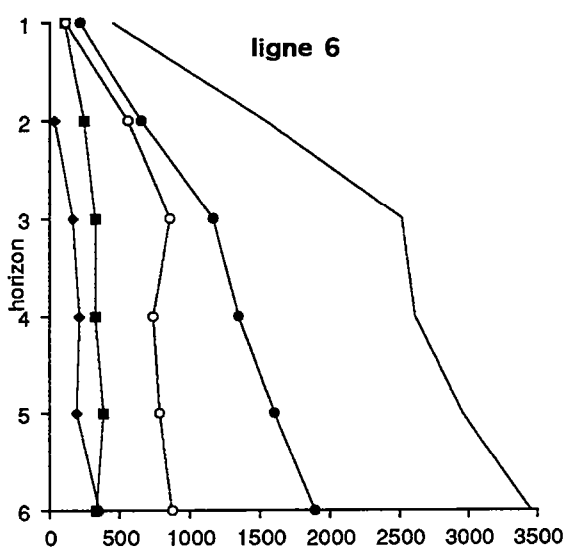
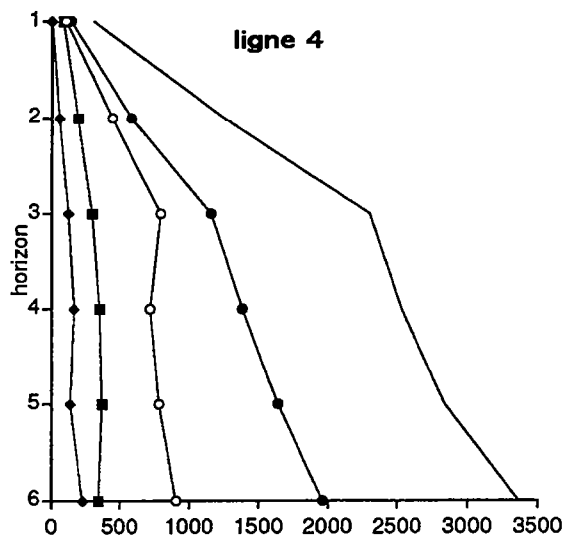
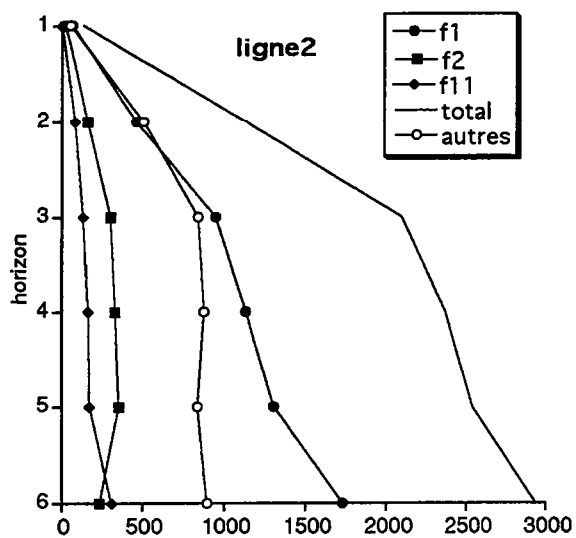


Figure 35: Courbe de rejets des failles pour les 9 lignes analysées. (voir explications dans le texte).

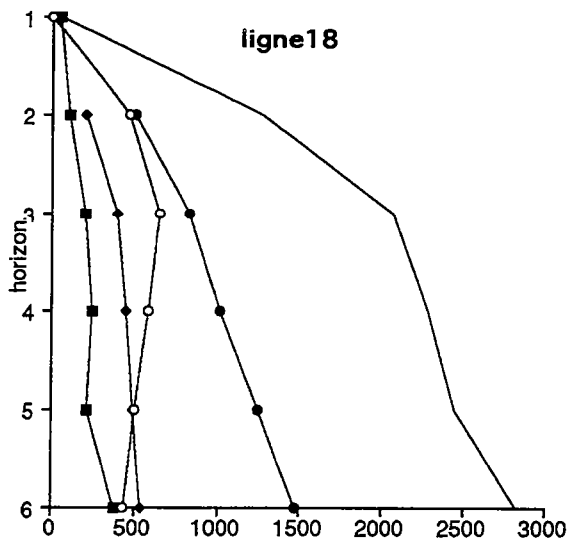
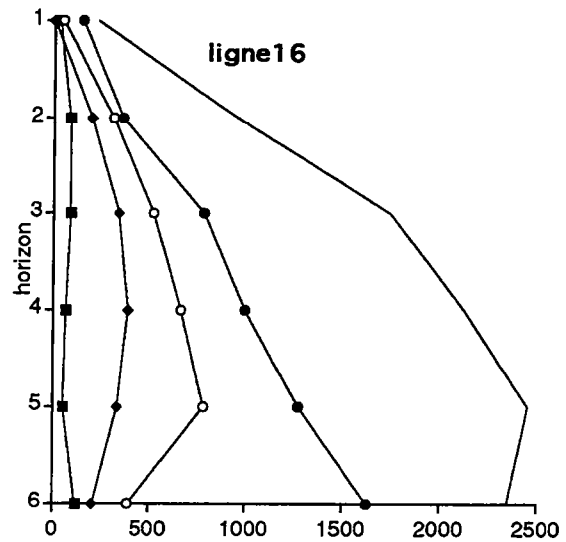
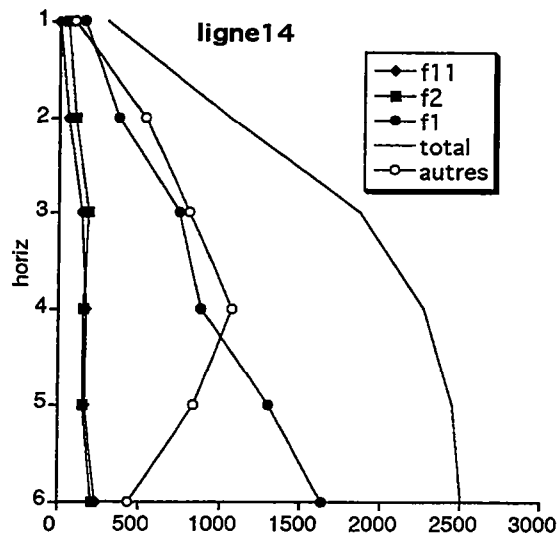
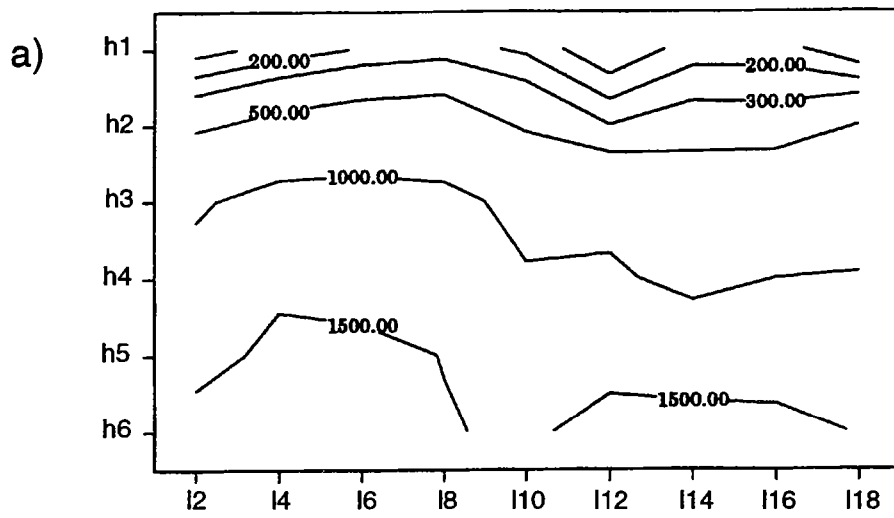
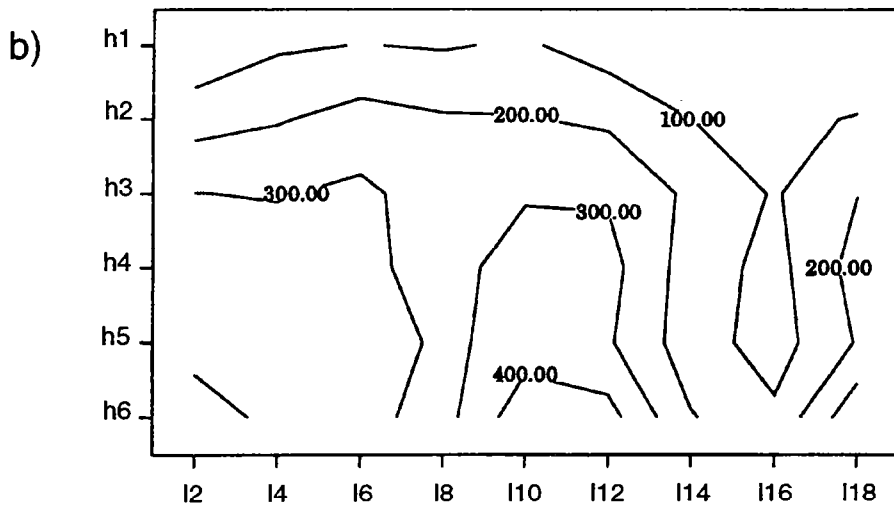


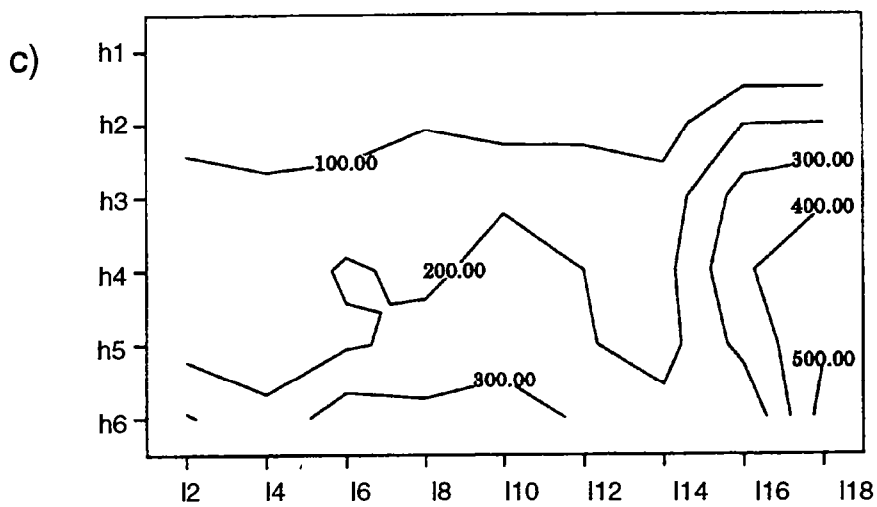
Figure 35: (suite et fin).



Faïlle F1



Faïlle F2



Faïlle F11

Figure 36: Courbes d'iso-déplacements sur la surface de la faille obtenues par projection des rejets sur le plan de faille pour (a) la faille F1, (b) la faille F2 et (c) la faille F11.

oscille autour de 3000m et passe à moins de 2500m au niveau de la ligne 16. On pourrait supposer qu'il a donc été sous estimé à ce niveau. Cependant, les autres horizons montrent également cette diminution au niveau de la ligne 16 ce qui amènerait plutôt à penser que c'est le déplacement affectant l'horizon (*h5*) qui a été surestimé. Quoi qu'il en soit, l'interprétation de la ligne 16 pose un problème de compatibilité géométrique.

Or, nous avons vu qu'il existait une anomalie du rejet de la faille F2 au niveau de cette ligne (Fig 36b). De plus, la faille F2 a une courbe de rejets avec des pentes négatives entre les horizons (*h6*) et (*h4*) sur la ligne 16 (Fig 35). C'est également le cas pour les failles secondaires entre (*h6*) et (*h5*) et pour les failles secondaires sur la ligne 14. Il nous paraît donc important de reconsidérer l'interprétation de la ligne 16 et éventuellement de la ligne 14 en revenant aux lignes sismiques, en particulier au niveau de la faille F2 mais également des failles secondaires. L'intérêt d'utiliser une méthode de quantification complémentaire de la restauration apparaît à ce niveau de l'étude des données.

Comparaison avec les résultats de la restauration

Les résultats de l'analyse des rejets purement normaux en coupe confirment les résultats obtenus par restauration et valident notre calcul de champs incrémentaux d'un point de vue méthodologique. Dans les deux cas en effet, nous arrivons à la conclusion que le fonctionnement des failles secondaires permet l'accommodation de la part la plus importante des déplacements au cours des dernières étapes du fonctionnement du système de failles. Avant, ce sont surtout les failles majeures qui sont actives. Nous obtenons des résultats comparables en analysant les rejets purement normaux et les rejets horizontaux. Ceci peut être considéré comme une validation supplémentaire de l'utilisation des déplacements horizontaux pour l'étude des systèmes faillés en extension.

L'analyse par "strike projection" apporte des informations supplémentaires par rapport à la restauration comme le montrent les courbes de rejets cumulés par horizon établies par restauration (Fig 38) et par la méthode de "strike projection" (Fig 37).

Remarque : Ces courbes de la figure 38 sont construites en mesurant (entre l'état déformé et l'état restauré) les déplacements des limites des cartes de blocs de chaque horizon le long des tracés des lignes sismiques. Les valeurs absolues de déplacements ne sont pas comparables d'une figure à l'autre puisque dans un cas il s'agit des rejets purement normaux alors que dans l'autre il s'agit de rejets horizontaux. Cependant, les variations relatives de déplacement d'un tracé de ligne à l'autre doivent être comparables entre les deux séries de courbes.

La comparaison des figures 37 et 38 montre que les courbes des déplacements cumulés tirées de la restauration ne présentent pas autant de variations d'une ligne à l'autre que celles tirées de l'analyse des rejets normaux. De plus, la restauration ne révèle pas l'anomalie de la ligne 16 discutée plus haut. Ceci est dû au fait que la restauration est

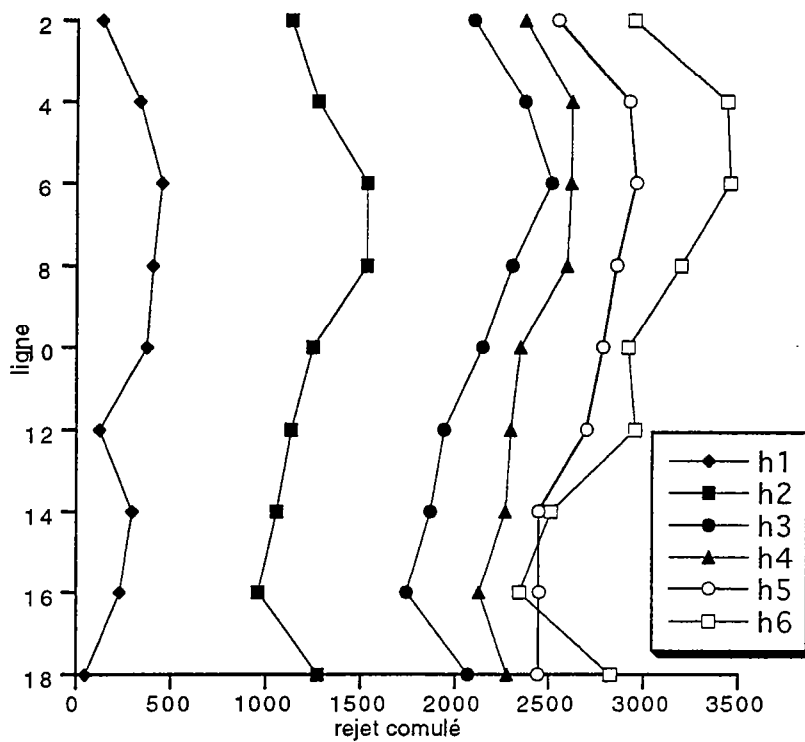


Figure 37: Courbes des rejets purement normaux cumulés des toutes les failles en fonction de la position des lignes sur lesquelles les mesure ont été faites.

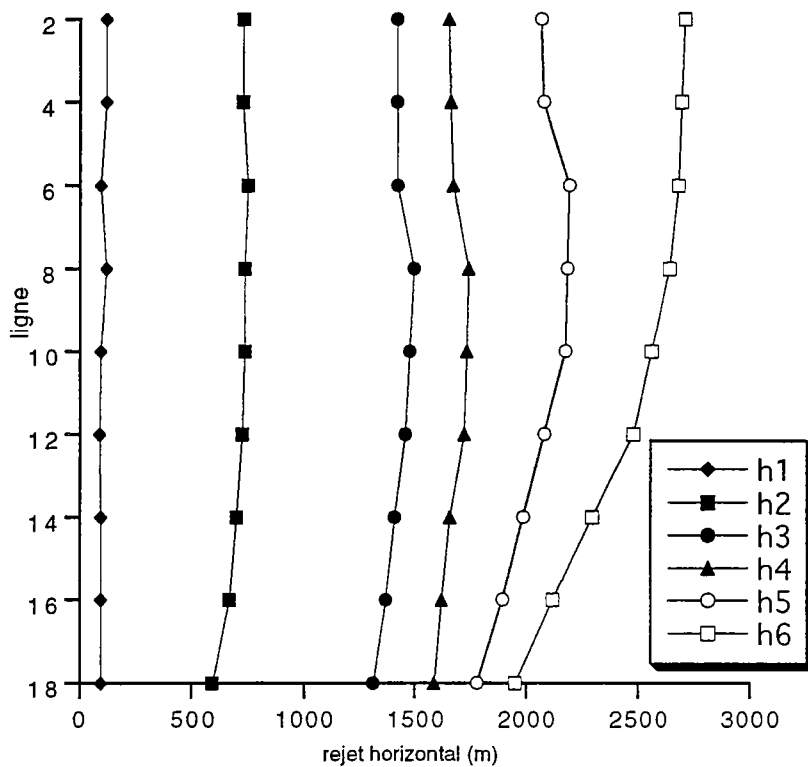


Figure 38: Courbes de déplacements cumulés mesurés à partir de la restauration pour les six horizons.

réalisée par ajustement de blocs couvrant latéralement plusieurs lignes sismiques. Elle ne permet donc pas de faire apparaître des sauts de déplacements d'une ligne à l'autre.

Notons cependant que les deux méthodes indiquent une diminution des déplacements horizontaux lorsque l'on s'approche de la bordure sud (ligne 18) pour les horizons (*h5*) et (*h6*), si l'on néglige les points des lignes 14 et 16 de l'horizon (*h6*) pour la figure 37. Les résultats des deux méthodes sont donc ici encore cohérents.

2.4 Synthèse des résultats du Nun River field.

La restauration des six niveaux stratigraphiques du système de failles de croissance du champ pétrolifère de Nun River a permis de montrer que les directions de déplacements n'étaient pas parfaitement perpendiculaires à la direction générale des failles normales. Ceci est particulièrement vrai au Sud, à l'endroit où le rejet horizontal de la faille majeure (F1) devient plus faible que dans le reste du domaine et celui de la faille F11 plus important. La déformation d'ensemble du système n'est donc pas parfaitement plane alors que la cylindricité apparente des structures pourrait le laisser croire. Les champs de déplacements, de rotations de blocs et de déformations montrent en effet que l'extension du système a une composante en **cisaillement sénestre**. Cette dernière est accommodée par des rotations antihoraires des blocs et une composante décrochante dextre du rejet sur les failles.

L'estimation de champs de déplacements incrémentaux et l'analyse des rejets purement normaux des failles par la méthode de "strike projection" montrent que l'histoire du système de failles de croissance s'est déroulée en deux étapes progressives. Ce sont essentiellement les failles majeures et antithétiques (F1 et F11) qui ont fonctionné pendant la période de dépôt des premiers niveaux stratigraphiques. Ensuite, le déplacement horizontal a été plus important et il a été accommodé par les nombreuses failles secondaires affectant le roll-over.

Ces résultats nous ont amenés à suggérer que la croissance de ce système de failles se fasse selon le mécanisme proposé par Vendeville (1987) et Vendeville et Cobbold (1988) qui donnent un rôle prépondérant à l'interaction entre sédimentation et propagation de la faille. Au cours des premières étapes de l'histoire du système, les failles majeures, initialement rectilignes, acquièrent progressivement la courbure qu'elles montrent actuellement. Cette courbure est produite par le basculement progressif des niveaux inférieurs qui accompagne la croissance de la faille vers le haut, à travers les sédiments nouvellement déposés. Ce basculement induit la rotation progressive de la faille elle-même, qui est d'autant plus basculée que l'on s'approche des niveaux les plus profonds. Le déplacement sur la faille devenue listrique s'accompagne de la formation du roll-over. Le faible pendage de la faille en profondeur permet ensuite d'accommoder des

déplacements horizontaux plus importants pour un même rejet. Ceci se traduit au niveau du roll-over par un effondrement gravitaire accommodé par les petites failles qui se développent à son sommet. Le modèle de Vendeville (1987) et Vendeville et Cobbold (1988) a été proposé pour expliquer le développement des failles de croissance dans les contextes où la tectonique de couverture est le résultat d'un glissement gravitaire sur un niveau de décollement constitué d'évaporites.

Dans le delta du Niger, la tectonique de couverture est à attribuer à un niveau de décollement constitué non pas d'évaporites mais d'argiles sous compactées (Mandl et Crans, 1981). En effet, à pression de fluides suffisante, les argiles peuvent montrer un comportement ductile et une très faible résistance. Cependant, le modèle proposé par Mandl et Crans (1981) pour la tectonique de couverture au dessus d'un niveau d'argiles sous compactées est différent de celui de Vendeville (1987) et Vendeville et Cobbold (1988). Dans ce modèle, les failles sont initialement listriques : la courbure est liée au gradient de pression des fluides dirigé vers le bas dans la couverture. La pression fluide atteint une valeur suffisante au niveau des argiles qui se comportent alors comme un niveau de décollement sur lequel les failles viennent s'enraciner. Dans ce modèle, le rôle de la sédimentation est beaucoup moins important que dans le cas du modèle de basculement progressif de Vendeville (1987) et Vendeville et Cobbold (1988).

Nous n'avons pas d'argument décisif permettant de déterminer si les failles étaient initialement listriques ou pas. Il semble cependant que nos résultats sont en bon accord avec le modèle de la rotation progressive des failles. De plus, ce dernier permet d'expliquer que, sur les coupes, les blocs limités par les failles ont une largeur croissante du bas vers le haut (Fig 32). En effet, les modèles analogiques de Vendeville (1987) ont montré que l'espacement des failles (c'est à dire la largeur des blocs en coupe) est proportionnel à l'épaisseur de la pile sédimentaire qu'elles affectent. Ainsi l'élargissement des blocs de la base vers le sommet peut être interprété comme l'enregistrement de l'épaississement progressif de la pile sédimentaire impliquée dans la déformation. Cet enregistrement ne peut se faire que si, à chaque instant, la propagation des failles est influencée par la sédimentation, c'est à dire dans le cas du modèle de rotation progressive des blocs. Il faut cependant noter qu'il existe d'autres modèles expliquant l'acquisition progressive d'un profil listrique d'une faille. Xiao et Suppe (1989), en particulier, propose que la rotation progressive de la faille soit due à une compaction des sédiments d'autant plus forte que la profondeur est importante.

D'un point de vue plus général, nos résultats ne nous permettent pas d'aborder la structuration du delta dans son ensemble, la zone que nous avons restaurée étant trop restreinte. L'application de la restauration sur un secteur plus large, à l'ensemble d'une ceinture de dépôts par exemple, permettrait d'aborder la répartition de l'extension à l'échelle du delta. La distribution des directions de failles montre que ces dernières sont

parallèles aux limites du delta, suggérant que la forme de ce dernier influe sur la répartition des déplacements au sein de la surcharge gravitaire qu'il constitue. Il serait assez intéressant de voir si, effectivement, comme dans le cas du bassin de Campos, la forme convexe vers le large du delta est capable d'influer sur les directions locales de l'extension, ceci en restaurant à l'échelle d'une ceinture de dépôt.

2.5. Discussion méthodologique

Le principal intérêt des données du delta du Niger est qu'elles nous ont permis de mettre au point des techniques de calcul de champs incrémentaux et l'analyse en éléments finis. L'évaluation des champs de déplacements incrémentaux nécessite un bon calage horizontal des cartes de rejets successives. Cependant ces problèmes de calage ne sont pas parfaitement résolus. En effet, lorsque les failles ont une forme listrique, leurs intersections avec les horizons sont décalées d'une carte à l'autre. Ceci induit des perturbations lors du calcul des déplacements incrémentaux. Pourtant, si les horizons restaurés sont suffisamment proches les uns des autres, ces problèmes peuvent être évités. L'analyse en éléments finis des champs de déplacements permet d'avoir accès aux gradients de déplacements et donc aux champs de déformation. Ces derniers donnent une image plus facile à interpréter que le champ de déplacement brut (voir modalité de calcul des caractéristiques de la déformation en annexe 3), plus dense en informations et plus facile à comparer avec des données de terrain.

L'analyse complémentaire des rejets non plus horizontaux mais purement normaux, nous a permis de valider le calcul des champs de déplacements incrémentaux. La méthode de "strike projection" permet une analyse en 3D très précise des rejets sur les failles. Elle est, de plus, assez complémentaire de la restauration en carte puisqu'elle permet également de vérifier la cohérence géométrique d'une interprétation et d'aborder la cinématique d'un système faillé.



La dépression Afar

(Djibouti)

3. La dépression Afar, Djibouti.

Les chapitres précédents ont illustré l'utilisation de notre méthode sur des données issues de la couverture sismique de bassins sédimentaires. Il nous est apparu important de montrer que notre méthode pouvait s'appliquer à d'autres échelles que celle d'un bassin sédimentaire et à d'autres types de données. L'exemple de la dépression Afar est particulièrement intéressant dans la mesure où il nous a permis de concilier les deux aspects.

Dans un premier temps, nous présenterons la dépression Afar et les objectifs fixés pour la restauration dans ce secteur. Nous présenterons nos résultats sous la forme d'une publication. Nous compléterons ensuite par la restauration d'un modèle analogique de la dépression réalisé par Souriot (1993) qui a servi de test à notre méthode. Nous établirons enfin un bilan méthodologique de cette application.

3.1 Présentation et objectifs

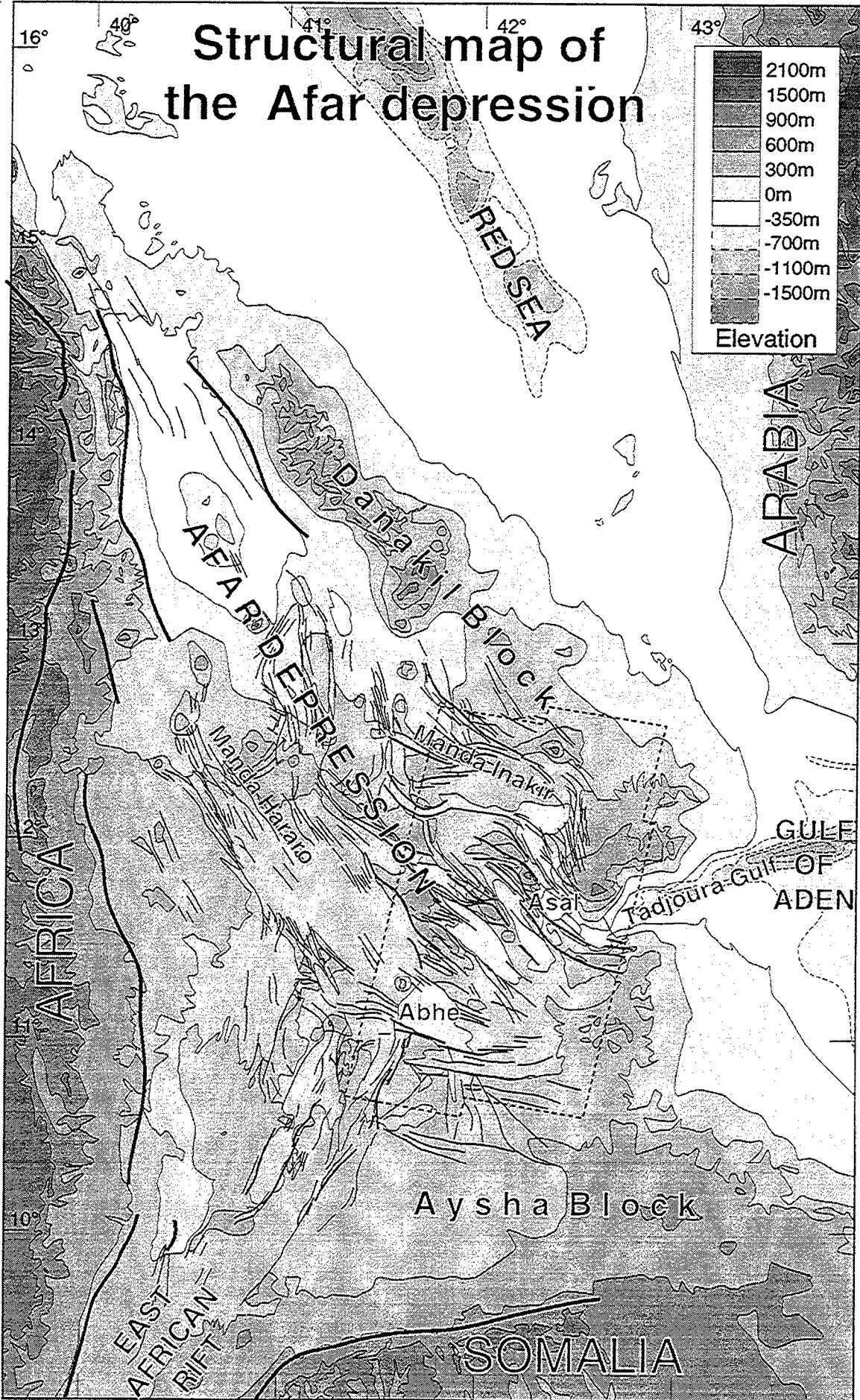
La dépression Afar se trouve dans le contexte géodynamique particulier de la jonction de trois rifts (Mer rouge, Golfe d'Aden et de la terminaison nord du Rift Est Africain ; Fig 39). Il s'agit donc d'un domaine en extension qui n'implique pas les mêmes mécanismes de déformation que dans les bassins à tectonique de couverture étudiés jusqu'à présent. La dépression Afar est située entre les grands escarpements de failles de la Somalie au Sud, ceux de la plaque africaine à l'Ouest et le bloc Danakil (Marinelli et Varet, 1973) à l'Est (Fig 39). La lithosphère au niveau de la dépression est amincie (Berckhemer et al., 1975 ; Ruegg, 1975 ; Gaulier, 1990) et la croûte est de nature intermédiaire entre une croûte océanique et une croûte continentale (Gadalia et Varet, 1983 ; Mohr, 1989). La dépression constitue une zone déformée très étendue (40000 km²), où l'extension, liée à un volcanisme actif, affecte l'intégralité de la croûte et se matérialise par des systèmes de failles de toutes tailles, avec des rejets variant de quelques mètres à plus d'un kilomètre. Le rift principal, orienté NNW-SSE et situé au Nord de la dépression se divise vers le Sud en deux branches. Plus au Sud encore, la zone déformée s'oriente plutôt NW-SE sur une zone de plus de 200 km de large entre le bloc d'Aysha (plaque somalienne) et le bloc Danakil. A l'extrême Sud-Est, la déformation se concentre à nouveau au niveau du Rift d'Asal qui correspond à la terminaison occidentale du Golfe de Tadjoura et du Golfe d'Aden.

Deux types de modèles sont proposés actuellement pour expliquer les structures et les fortes rotations de blocs observées dans le Sud-Est de la dépression (Courtilot et al., 1984). Le premier modèle propose que ce secteur se situe dans la zone de recouvrement entre deux rifts se propageant dans des directions opposées (Tapponnier et al., 1990 ;

Acton et al., 1991) : le rift d'Asal-Manda Inakir au Nord se propageant vers le Nord-Ouest et le Rift de Manda Harraro au Sud se propageant vers le Sud-Est. L'extension associée à ce recouvrement est accommodée par une rotation de blocs selon un mode en "bookshelf". Le second modèle, proposé initialement par Sichler (1980) puis repris par Souriot et Brun (1992), envisage que la déformation au sein de toute la dépression soit le résultat de la rotation anti-horaire de la bordure est de la dépression : le bloc Danakil (Fig 39). Cette rotation entraînerait une direction de déplacement NNE-SSW dans le nord de la dépression et une extension oblique dans le golf de Tadjoura (Choukroune et al., 1988). Ces deux modèles ont des conséquences très différentes du point de vue de la distribution des déplacements, des rotations et des déformations au sein de la dépression. Aussi, la caractérisation du champ de déplacements horizontaux et du champ de déformation par la restauration est un point fondamental pour la compréhension des mécanismes de structuration du Sud-Est de la dépression Afar et la discrimination entre ces deux modèles.

Ce secteur de la dépression a été recouvert entre 4 et 1 Ma par la formation volcanique des basaltes stratoïdes (Varet, 1978 ; Barberi et al., 1972 ; Barberi et al., 1975 ; Blake et al., 1975 ; Demange et Stiltjes, 1980 ; Barberi et al., 1980). Cette formation, en raison de la très faible érosion en climat désertique, constitue un niveau repère qui a enregistré l'extension récente. On peut considérer la topographie de cette partie de la dépression comme une surface structurale que nous restaurons. Cette dernière présente une déformation spectaculaire avec des rejets apparents des failles de l'ordre du kilomètre. Cette expression particulière de la déformation récente en Afar permet une étude par l'imagerie satellitaire (SPOT). Une carte structurale détaillée a été établie par Souriot (1993). L'utilisation de couples stéréoscopiques SPOT a permis d'associer à chacun des segments de failles un rejet vertical. C'est à partir de cette carte que nous avons établi une carte de rejets horizontaux des failles récentes (moins de 4 Ma) sur laquelle nous avons appliqué notre méthode.

Structural map of the Afar depression



3.2 Publication : Déplacements, rotations et déformations dans la dépression Afar (Djibouti) à partir de la restauration en plan.

Résumé : L'interprétation du champ de failles et des rotations de blocs associées (Courtilot et al., 1984) dans le Sud Ouest de la dépression Afar (Djibouti) est actuellement très débattue : deux modèles cinématiques principaux sont proposés. Dans le premier, l'extension dans la partie sud-est de la dépression résulte du recouvrement entre deux rifts et elle est accommodée par des rotations de blocs selon un mécanisme en "bookshelf" (Tapponnier et al., 1990 ; Acton et al., 1991). Dans l'autre modèle, la déformation de l'ensemble de la dépression résulte de la rotation anti-horaire de sa bordure est : le bloc Danakil (Sichler, 1980 ; Souriot et Brun, 1992). Ces deux modèles ont des implications très différentes en terme de déplacements, rotations, et déformations dont nous établissons un bilan. Afin de déterminer lequel de ces deux modèles rend le mieux compte des données structurales, nous quantifions les déplacements horizontaux liés aux failles normales en utilisant une méthode de restauration en carte (Rouby et al., 1993a). Nous utilisons une carte détaillée du champ de failles et du rejet de chacune d'elles (construite à partir d'images stéréoscopiques SPOT). Nous déterminons ensuite les champs de déplacements, de rotations de blocs et de déformation. Ils montrent un gradient d'intensité vers le Nord le long d'un axe NS. Les directions de déplacement et de déformation sont divergentes : de NS au Sud et à l'Ouest de la dépression, à NW-SE dans le Nord. Ces résultats sont compatibles avec le modèle intégrant une rotation anti-horaire du bloc Danakil et une extension oblique dans le Golfe de Tadjoura.



**Displacements, strains and rotations within
the Afar depression (Djibouti) from restoration in map view.**

D. Rouby, Th. Souriot, J.P. Brun and P.R. Cobbold

*Géosciences Rennes (UPR 4661, CNRS),
Université de Rennes, 35042 Rennes Cédex, France.*

September 1994

Abstract

The fault pattern and related block rotations in the southeastern part of the Afar depression (Djibouti) have been interpreted in terms of two kinematic models. In the model, deformation of the southeastern part of the Afar depression results from two overlapping rifts, accommodated by a bookshelf mechanism (Tapponier et al., 1990 ; Acton et al., 1991). In the second model, deformation of the whole Afar depression results from counterclockwise rotation of the Danakil block which bounds the depression to the East (Sichler, 1980 ; Souriot and Brun, 1992). Each model has its specific field of displacement, strain and rotation. Using a detailed map of the fault pattern and the vertical offset on each fault (obtained from stereo-pairs of SPOT images) we present here restored the deformation in map view using the method of Rouby et al. (1993). We have computed fields of finite displacement, rotation, and strain. Displacement and principal trend fan across the area, from NS trends in the South and the West, to NW-SE trends in the North. Displacement, strain and rotations increase in intensity along a SN transect. Our results are compatible with the crank-arm model of Sichler (1980) and Souriot and Brun (1992) integrating the counterclockwise rotation of the eastern boundary of the Afar depression (Danakil block) and the oblique extension within Gulf of Tadjura (Choukroune et al., 1988).

Introduction

The Afar depression is at the triple junction of the Red Sea, Gulf of Aden and East African Rift. Rifting started in the Oligocene (McKenzie et al., 1970 ; Cochran, 1981). Since the Miocene, most of the deformation has occurred within the Afar depression. The underlying lithosphere had been thinned (Berckhemer, 1975 ; Ruegg, 1975 ; Gaulier, 1993) and the newly formed crust (Mohr, 1989) is intensely faulted. The recent fault pattern (younger than 4 Ma) is complex and there is no clear evidence for the relative age of faults of various trends.

Significant block rotations have been documented for the southeastern Afar by Courtillot et al. (1984) have been integrated into recent models. Tapponnier et al. (1990), Acton et al. (1991) and Manighetti (1993) suggested that the southeastern part of the depression is located within a system of overlapping rifts accommodated by a "bookshelf mechanism". According to Souriot and Brun (1992), counterclockwise rotation of the eastern boundary of the depression (the Danakil block in the "crank arm" model of Sichler, 1980) can explain the fault distribution, the block rotations and the oblique extension in the Gulf of Tadjura Gulf at the western end of the Gulf of Aden (Choukroune et al., 1988).

We have carried out a new analysis of the fault pattern in the southeastern part of the depression, using a method of restoration in map view (Rouby et al., 1993). From the fault pattern and the offset on each fault, we have calculated horizontal displacements associated with normal faulting and corresponding fields of finite displacement and strain fields.

Geological setting

The Afar depression is a triangular domain, bounded to the West by the large fault scarps of the Ethiopian plateau, to the East by the Danakil block (Marinelli and Varet 1973) and to the South by the Aysha block and the Somalian plate (Fig 1). The Danakil and Aysha blocks are separated by the Gulf of Tadjura that is the western end of the Gulf of Aden. The studied area is located in the southeastern part of the depression (Fig 1).

Geology of the southeastern Afar

Within the Afar triangle, the continental crust is of transitional type (Gadalia and Varet, 1983) or new igneous type (Mohr, 1989). The geological map shows mainly volcanics and sedimentary basins (Fig 2). The main volcanic formation is a group of stratiform lavas (Varet, 1978) emplaced between 4 Ma and 1 Ma (Barberi et al., 1972 ; Barberi et al., 1975 ; Black et al., 1975 ; Demange and Stietjes, 1975 ; Barberi et al.,

1980). It is as thick as 1500m in the Gamarri area and covers about 2/3 of the depression surface and also part of the Danakil block. The volcanism in the northern part of the studied area (Manda Inakir) is younger than 1 Ma and still active (Varet, 1978 ; Vellutini, 1990). Sedimentary basins (Goba'ad, Hanle, Dobi, Gaggade, Der'ela and Alol from South to North) are bounded by major normal faults trending NW-SE. Sediments are Plio-Pleistocene in age and indicate a displacement of depocentres through time from West to East (Gasse et al., 1980, Gasse and Rognon, 1973).

Fault pattern

In the northern part of the triangle a single large rift (50 km wide) trending NNW-SSE is associated with a volcanic axis (Fig 1). Towards the south, the rift divides into two splays also, associated with volcanic axes. Further South, the deformation becomes diffuse over an area 200 km wide, involving grabens and tilted blocks. Fault directions progressively rotate from a NNW-SSE, to NW-SE and even EW along the southern boundary of the depression (the Aysha block). Within the southeastern part of the area, faults show strong variation in both direction and offset (up to more than 1500m ; Fig 3a).

Using a statistical analysis of fault orientations Souriot (1993) defines five domains of contrasted deformation style (Fig 3b). Fault directions are measured with dip on the right, in order to define the direction in a 360° reference. On frequency diagrams the offset of each fault segment is weighted by its length.

(1) The Immino horst and graben zone is a nearly horizontal table land showing mostly major faults with offsets ranging from 300m to 800m and two dominant trends (around N300° and N120°).

(2) The Gamarri-Alol zone is an elongated area that contains most of the major faults, with offsets larger than 600m, grouped into equally represented populations about N320° and N120°.

(3) The Abhe-Asal zone is dominated by major faults trending N310° bounding tilted blocks and few N120° conjugate faults.

(4) The northern boundary of the Aysha block shows a curvature of the N310° trending faults.

(5) The southwestern border of the Danakil block, so called Mak'Arrassou zone, is dominated by N320° trending faults and a few N340° conjugate faults.

Kinematic models

Block rotations about vertical axis have been measured by paleomagnetism in the southeastern part of the Afar depression ($14,5^{\circ} \pm 7,5$ in 3 Ma ; Galibert et al., 1980 ;

Courtillot et al., 1984 ; Manighetti, 1993). They have been tentatively explained by two types of models. In the first type, the deformation of the southeastern part of the Afar depression results from the overlapping of two localized rifts, accommodated by a bookshelf mechanism (Tapponnier et al., 1990 ; Acton et al., 1991). In the second, the deformation of the whole Afar depression results from counterclockwise rotation of the Danakil block which bounds the depression to the East (Sichler, 1980 ; Souriot and Brun, 1992). Both type of models neglect the influence of the East African Rift. Indeed, extension rate within the Asal rift reaches 1.7 cm/year (DeChabaliere, 1993) and 2 cm/year in the Red Sea and Gulf of Aden (LePichon and Gaulier, 1988 ; Demets et al., 1990) whereas it reaches only about 0.4 cm/year for the East African Rift (Jestin et al., 1994). As no clear evidence of chronology between fault of different orientation has been documented, both models are assuming on a single event of progressive deformation (Tapponnier et al., 1990 ; Acton et al., 1991 ; Souriot and Brun, 1992 ; Manighetti, 1993).

The overlapping rifts model

According to the model of overlapping rifts (Fig 4a), the southeastern part of the depression is an area of overlap between two synchronous rifts trending NW-SE: the Asal-Manda Inakir rift to the North-East and the Manda Harraro rift to the South-West (Tapponnier et al., 1990 ; Manighetti, 1993 ; Fig 1). In this view, the Manda Inakir rift is the western termination of the Gulf of Tadjura, connected to the Asal rift by the Mak'Arrassou zone. The Manda Harraro rift, trending NW-SE is the southern termination of a major structure of the central Afar. Extension within the area of overlap is accommodated by a bookshelf mechanism involving elongate blocks trending NW-SE. The intensively faulted zone of Gamarri-Alol is interpreted as an area where blocks are "segmented to accommodate the displacement of blocks to the North" and through which the two symmetric parts (western and eastern) of the overlap are connected (Manighetti, 1993).

Acton et al. (1991) introduced a modification of this model in order to take into account a northward propagation of the deformation revealed by a migration of basin depocentres (Gasse et al., 1980, Gasse and Rognon, 1973). In this view, the extension is gradually transferred from the Manda Harraro rift to the Manda Inakir rift, which were not active at the same time.

The crank-arm model

The crank-arm model, first suggested by Sichler (1980) and further developed by Souriot and Brun (1992) associates the deformation of the whole Afar depression and the Tadjura Gulf with 13° counterclockwise rotation of the Danakil block (Fig 4b). The three main domains of deformation in the model are: (1) a northern wedge shaped domain

where stretching is nearly coaxial and oriented in a EW to ESE-WNW direction ; (2) a southern domain, along the northern border of the Aysha block where stretching is also oriented EW but combined with a dextral strike slip ; and (3) a wedge shaped domain of strongly oblique extension, in the Tadjura Gulf. The depression is divided in several sub-domains separated by transfer zones roughly parallel to the principal direction of stretching (e.g. the Gamarri-Alol zone ; Fig 3b). In this model, clockwise block rotations occur in the southern sub-domain as a result of the dextral strike slip shear along the northern border of the Aysha block. Note that the model not only explains the observed fault trends and block rotations but also the northward migration of deformation and the opening in oblique extension of the Tadjura Gulf documented by Choukroune et al. (1988).

Comparison of kinematic models

Consequences of these models for displacement, strain and rotation distributions are rather different. The sense and magnitude of rotation are uniformly distributed in the model 1 whereas in the model 2, rotations are clockwise and increase in magnitude away from the southern and western stationary boundaries. They become counterclockwise in the Danakil block. Displacements on faults are mostly sinistral strike slip in Model 1 whereas they are mostly normal with some small strike slip component in Model 2 (Fig 4a). The displacement field associated with Model 1 shows an increase of displacement amounts toward the North West, whereas the gradient is toward the North-East in Model 2 (Fig 4b). The strain intensity associated with Model 1 is uniform, in contrast, strain intensities for Model 2 are not uniformly distributed. Along a NS direction the strain intensity field of Model 2 shows a maximum in the central part of the domain located between the southern stationary boundary and the southern border of the Danakil block. Along an EW profile, strain increases away from the western stationary boundary and reaches a maximum near the Danakil block. The model 2 suppose that fault distribution is symmetrical across the Gamarri Alol zone (Manighetti, 1993).

Method of restoration

Principle

We used a method of restoration in map view in order to estimate the horizontal displacements due to normal faulting. A full description of the restoration method can be found in Rouby et al. (1993). Here, we briefly describe the objectives, the principle and the main assumptions. The method is purely geometric and seeks to reconstruct the original undeformed state of a single horizon currently offset across a population of normal faults. To do so we invert the horizontal offset of the faults.

The input data is a map of a geological horizon displaying the fault network and the horizontal component of dip slip along each fault (cut-off lenses ; McCoss, 1988) obtained by vertical projection of hangingwall and footwall cut-offs on a horizontal plan.

Assumptions

For our method, we do not have to assume a pure dip-slip along the faults. The direction of slip on each fault is a result of the restoration. Moreover, the map view analysis allows to restore non plane strain (Rouby et al., 1993).

We assume that a horizon is restored when all cut-off lenses are closed. To close them, our method relies on three assumptions

(1) The fault pattern is divided into a finite number of fault bounded blocks. Cut-off lenses appears in map view as gaps between blocks which are closed by least square fitting of the blocks.

(2) Blocks are assumed to be rigid, so that fitting involves only block rotations and translations.

(3) The horizon to be restored is horizontal between each fault. Restoration in plan view does not restore the component of rotation about a horizontal axis (i.e. block tilting).

A consequence of this assumption is that, if the horizon to be restored shows non negligible dip (i.e. $>15^\circ$), it should be untilted before restoration. This leads to a change in the shape of the blocks in map view.

Preliminary data processing and numerical procedure

From cut-off lens maps (Fig 5a), we produce a modified map showing an assembly of fault bounded blocks. We extrapolate fault traces until they intersect (Fig 5b) to produce a map where blocks are entirely surrounded by faults and separated by gaps (Fig 5c).

Displacement conditions over parts of the boundaries are defined in term of a stationary block (figured in gray on Fig 5d). The numerical procedure closes the gaps by packing blocks against the stationary one. Block rotations and translations yield the best block fitting by a least square minimization of distances between neighbouring blocks. The end result of the packing is a new block map for the restored state where gaps and overlaps between neighbouring blocks have been minimized (Fig 5d).

Finite deformation

In the following calculations, we assumed that the restored state is the restored state of the horizon. From the deformed and the restored state, we calculated the finite deformation of the horizon that we displayed in a map of block rotations and a map of finite displacements. The block rotation map shows for each block the amount of rigid

rotation (rotation about a vertical axis through the centroid of the block). The map of finite displacement refers to a material Cartesian grid drawn on the restored state. The displacement is the vector spanning the distance between material grid points in the restored and deformed states (Fig 5e).

From the material grid, we also built a regular mesh of triangular finite elements (Fig 5f). Assuming that strain is homogeneous within each element, the displacement gradients between element vertices define various parameters of finite strain within each element such as strain intensities (second invariant of the strain matrix) and orientations of the major axis of the strain ellipses.

Restoration in the Afar depression

In the Afar depression, the horizon we chose to restore was the topography produced by faulted stratiform lava flows. Erosion is assumed to be negligible, because of the desert climate. Therefore, the topography can be regarded as a useful reference to measure the minimum vertical offset of younger faults. DeChabaliér (1993) restored a restricted area using the topography: a volcanic cone within the Asal rift. We have restored an area of more than 150 km by 150 km.

Restoring the whole fault pattern would have lead us to define an extremely large number of very small blocks, very heavy to process and too small with respect to horizontal offsets. Therefore, the restorations we present here, took into account only major faults with vertical offsets larger than 100m. A consequence of this is that only a part of the deformation is taken into account, between 50% and 70% of the total deformation according to Souriot (1993). Thus the calculated horizontal displacements and rotations are minimal values.

Following Tapponnier et al. (1991), Manighetti (1993) and Souriot (1993) we assume that the fault pattern results from a single event of progressive deformation, that is to say the fault pattern does result from distinct events of faulting. As the faulted surface - i.e. the stratiform lava flows - have been emplaced between 4 and 1 Ma, the present day topography has been set up at that time. This is not true however in the Manda Inakir zone where lava flows covers most of the earlier structures of this area and are offset by very young faults. For this reason the restoration does not take this area into account

It is assumed that the initial topography of the stratiform lava flows was horizontal. Indeed the topography shows many table lands, especially within the Immino area. It is also assumed that tilting of blocks was negligible as maximum local dip is 17° and more generally less than 10° (Souriot, 1993).

We restored two block maps at different scales within the studied area (Fig 3a). The first one, covering the main part of the studied area takes into account the offsets visible in the topography -i.e. fault scarps. The second one is more precise but restricted to the Abhe-Asal zone (Fig 3) where we have been able to estimate the real offset of normal faults.

Restoration 1.

Construction of the cut-off lens map

The trace and the dip slip component of each fault segment were obtained from the digital fault map of Souriot (1993). For full details concerning the construction of this map see Souriot (1993). We assumed a mean dip of the normal faults of 70°. From dip and vertical offset of each fault segment, we constructed the cut-off lens map.

Block maps for the deformed and the restored state

From the map of cut-off lens we have produced a block map with 77 blocks (Fig 6a). To allow some internal strain of large blocks, some of them are subdivided using block boundaries which do not necessarily correspond to existing faults but are inferred from small fault distribution (offset < 100m) or from suspected deformation zones. Artificial block boundaries have rectilinear traces.

The southernmost block (Aysha) block, is stationary during restoration because it is the only boundary of the Afar depression located within the restored area and because it is referred as a stationary boundary in the kinematic models (Tapponnier et al., 1990 ; Acton et al., 1991 ; Souriot and Brun, 1992).

The end result of the packing is a new block map for the restored state where gaps and overlaps between neighbouring blocks have been minimized (Fig 6b). The dashed line indicates the overall extension: about 4% of total surface. Some gaps and overlaps locally remain, that we attribute to some internal deformation of blocks, likely accommodated by small faults.

Finite displacement field

The finite displacement field displays vectors increasing in length northward, because the southern boundary is taken to be stationary (Fig 7a). Most of the vectors trend NNE-SSW to NE-SW nearly parallel to the motion of the Arabian plate with respect with the African-Somalian plate. Nevertheless, several domains of displacement direction can be defined. We interpret the vectors trending EW in the South-West and NNW-SSE in the West as resulting from the local influence of the Ethiopian rift termination trending

NS. In the northern and the eastern parts of the area, vectors range from NNE-SSW to NE-SW suggesting in an extensional context a non plane bulk strain.

Strain intensity

Calculated strain intensities vary across the area (Fig 8a). The largest strain intensities are located in the North of the Gamarri-Alol zone, between Der'Ela and Mak'Arrassou, in the South of the Tadjura Gulf and Asal lake, in the Immino Graben, in the western part of the Dobi sedimentary basin and in the west of Gamarri area. The smallest strain intensities are located in a southern domain, around the Aysha block and Abhe-Asal area, and in the North of Asal-Tadjura axis. On average, the finite strain intensity increases regularly from SW to the NW in the Gamarri-Alol zone.

Our results are in good agreement with the distribution of fault density which can be regarded as an indicator of local strain intensity assuming that the cumulative length of fault segments weighted by the offset within each square elements is proportional to the strain amount (Souriot, 1993 ; Fig 8b). Restoration gives the same distribution of areas of large and small intensity (Der'Ela and Mak'Arrassou, Asal, Immino, western Dobi and Gamarri) and the same gradient of strain intensity from SW to the NW in the Gamarri-Alol zone.

This similarity between the distribution of strain intensities obtained from restoration (calculated using only the major faults) and fault densities (calculated using the whole fault pattern) can be regarded as a verification of our results.

Directions of principal axes of finite strain

Directions of the principal axes of finite strain are plotted on Fig 9a. Most of the calculated directions trend in a NNE-SSW direction. In details, axis are striking EW on the western boundary of the Aysha block and in other parts of the area, axis range in strike from NNE-SSW in the North to NE-SW in the North West and West.

Figure 9 shows that the principal strain axis obtained from restoration are in good agreement with the local displacement directions on faults determined from Spot image interpretations (Souriot and Brun, 1992) or from fault slip data (Huchon and Gaulier, 1991).

Map of block rotations

The map of block rotations shows the sense and amount of rigid rotation about a vertical axis through the centroid of the blocks (Fig 10).

Rotations are almost everywhere smaller than 2° . The sense of rotation is dominantly clockwise, except in the northern part of the restored area. Although the dominant clockwise sense of rotation is in agreement with paleomagnetic measurements (Galibert et al., 1980 ; Courtillot et al., 1984 ; Manighetti, 1993 ; Fig 11), the

magnitudes are much smaller than the mean rotation obtained by paleomagnetic measurements (i.e. $4,5^\circ \pm 7,5$ in 3 Ma in the central part of the studied area).

There are several possible reason for this discrepancy. First because minor faults with vertical offsets smaller than 100m have been ignored only a part of the bulk deformation is taken into account and thus the calculated rotations are necessarily minimal values. It is likely that part of the rotations results from displacement on minor faults. Second, a major part of the rotations could also result from an overall rotation of the area including the stationary block used in the restoration. Finally, the offsets of some large faults may have been underestimated, because the cut-off lens map was constructed from the vertical offset of the topography. However, within the basins, the topography is the surface of the sedimentary fill and not surface of the lava flows. Thus, we underestimated the vertical offset of the large faults bounding the sedimentary basins. Manighetti (1993) has shown that the real vertical offset of these faults can be three times larger than the offset visible in the topography.

Restoration 2

In order to test this last possibility, we have built a new cut-off lens map using the true vertical offsets on major faults bounding sedimentary basins. To do so, we used cross sections drawn by Manighetti (1993) where basins were assumed to be half grabens. Topography, away from the fault, were used to determine the structural surfaces below the sedimentary fill. The top of the tilted blocks were extrapolated until it reaches the fault, and in doing so, gave the true offset. We have built a new cut-off lens map only in the Abhe Asal area because it is the domain where tilted blocks occurred and where data were available. Therefore, the second restoration is limited to southeastern part of the restored area 1 (Fig 3).

We have drawn a new block map with 44 blocks. The stationary block is again the Aysha block (Fig 12a). The restored map, where gaps and overlaps have been minimized, shows a bulk extension of 4.5 % of the present day surface (Fig 12b). This map also suggest that the northern boundary of the stationary block display a small dextral component.

The finite displacement field displays vector directions ranging from NS in the South to EW in the North-East. This pattern that can be interpreted as the result of an overall rotation about a vertical axis located in the southeastern corner of the stationary block (Fig 13). The EW displacements in the North West of Restoration 2 result from the displacement gradients along the major faults whose offset has been re-estimated and whose horizontal offset decrease from the NE to the SW of the faults. Directions of the principal axes of the strain also rotate from NS in the South to NE-SW in the North East

part of the area (Fig 14b). Strain intensity shows gradient along a SE-NW axis as illustrated by the length of principal axes of strain on figure 14b. Block rotation field shows clockwise blocks rotations (between 1 to 6° ; Fig 14a) and a NS gradient in rotation magnitude is clear. To the South, along the edge of the Aysha block, rotations are small and to the North, rotation are large.

Both restorations indicate a non plane deformation context (because displacement vectors are not parallels across the area) and strain direction trending NE-SW in average. Displacement directions differ in both restorations. Restoration 1 shows mostly NE-SW displacement direction, whereas Restoration 2 displacement field shows a rotation about an axis in the South East. Block rotations also differs between Restoration 1 and Restoration 2. This space distribution of rotation magnitude for Restoration 2 is in agreement with the paleomagnetic measurement of Courtillot et al. (1984) who documented small rotation magnitude near the Aysha block. The rotation magnitudes of Restoration 2 are in better agreement with paleomagnetic data but still smaller. The remaining discrepancies can be attributed to small faulting or to an overall rotation of the area.

Discussion and conclusion

For Restoration 1, the strain intensities and principal direction of strain are in good agreement with published data. Displacement and strain directions are to a first order compatible with the displacement to the NE of the Arabian plate with reference to the African plate. Except in the southwestern part of the area where EW displacements and strain direction are visible, the influence of the extension in the East African rift (oriented N100 ; Boccaletti et al., 1992 ; Jestin et al., 1994) is small. Displacement and strain directions display a fan like pattern. The distribution of large strain intensities are correspond to the major faults bounding the sedimentary basins and the grabens. Magnitudes of block rotations are very small compared with paleomagnetic measurements. Thus we computed a restoration 2 limited to the Abhe-Asal zone where the true vertical offsets of the major faults is available. This second model gives rotation magnitudes in better agreement with paleomagnetic data. Rotation magnitudes increase away from the Aysha block. Displacement field can be interpreted as resulting from a clockwise rotation about an axis located in the South-East of the area. Strain directions range from NS along the Aysha block to NE-SW in the northeastern part of the area and strain intensities show a gradient along a SE-NW axis.

We can compare results with the overlapping rifts model (Tapponnier et al., 1990 ; Acton et al., 1991) and the crank arm model (Sichler, 1980 ; Souriot and Brun, 1992). Both restoration, even if they are not at the same scale, show non uniform

displacement directions. This is not in agreement with the direction of displacement associated with a bookshelf mechanism. However, this is to be expected if displacement is driven by the rotation of the northwestern boundary as suggested by the crank-arm model. But, the mean displacement and strain directions are roughly trending NE-SW. This means that if the displacement within the Afar depression are related to the displacement of the Danakil block, this one should combine a counterclockwise rotation to a northward translation by reference to the African plate. This could result from a rotation about an axis not located in the northern vertex of the Afar triangle, but further North, outside the depression.

Strain intensities are small in the southern part of the restoration 1 and large in the northern part. There is also a strain intensity gradient along a SE-NW direction within the Gamarri-Alol zone. This is in better agreement with the strain field associated with the counter clockwise rotation of the northeastern boundary of the deformed domain than with a bookshelf mechanism. Strain directions are not uniformly distributed. Here again this is in better agreement with a counterclockwise rotation of the Danakil block than with the bookshelf mechanism. Neither strain intensity, nor principal strain direction distributions are symmetrical from one side to the other of the Gamarri-Alol zone, as expected in the overlap model. Furthermore, structural maps shows that blocks are not comparable on both sides of the transition zone.

The restoration 2 shows that rotation magnitudes increase away from the Aysha border. The bookshelf mechanism implies that rotations are uniformly distributed whereas the crank arm model induces gradient of rotation away from the southern and western stationary boundaries.

In summary, the displacement, strain and rotation fields computed from the restoration in map view support the crank arm model of Sichler (1980) and Souriot and Brun (1992), where deformation of the Afar depression is due to counterclockwise rotation of the Danakil block.

Acknowledgments

Data used in this work were obtained during the TECTOSCOPE Program of the Institut National des Sciences de l'Univers (France).

BIBLIOGRAPHIE

Acton, G.D., S. Stein and J.F. Engeln, Block rotation and extension in Afar : a comparison to oceanic microplate systems., *Tectonics*, 10, 3, 501-526, 1991.

Barberi, F., L. Civetta and J. Varet, Sr isotopic composition of Afar volcanics and its implication for mantle evolution, *Earth Plan. Sci. Let.*, 50, 247-259, 1980.

Barberi, F., G. Ferrara, R. Santacrose and J. Varet, Structural evolution of the Afar triple junction, in *Afar depression of Ethiopia.*, edited by Pilger & Rosler, pp. 38-54, Schweizerbart, Stuttgart, 1975.

Barberi, F., H. Tazieff and J. Varet, Volcanism in the Afar depression : its tectonic and magmatic significance, *Tectonophysics*, 15, 19-29, 1972.

Berckhemer, H. et al., Deep seismic sounding in the Afar region and on the highlands of Ethiopia, in *Afar depression of Ethiopia*, edited by Pilger & Rosler, pp. 89-107, Schweizerbart, Stuttgart, 1975.

Black, R., W.H. Morton and D.C. Rex, Block tilting and volcanism within the Afar in light of recent K/Ar date, in *Afar depression of Ethiopia*, edited by Pilger & Rosler, pp. 296-299, Schweizerbart, Stuttgart, 1975.

Boccaletti, M., A. Getaneh and L. Tortorici, The main Ethiopian rift: an exemple of oblique rifting, *Ann. Tectonicae*, VI, 20-25, 1992.

Choukroune, P., J. Francheteau, B. Auvray, J.M. Auzende, J.P. Brun, B. Sichler, F. Arthaud and J.C. Lepine, Tectonics of an incipient oceanic rift, *Mar. Geophys. Res.*, 9, 147-163, 1988.

Cochran, J.R., A model of development of the Red Sea, *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 67, 41-69, 1983.

Courtillot, V., J. Achache, F. Landre, N. Bonhommet, R. Montigny and F. G., Episodic spreading and rift propagation : New paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin, *J. Geophys. Res.*, 89, B5, 3315-3333, 1984.

De Chabaliere, J.B., Topographie et déformation tridimensionnelle du rift d'Asal (Djibouti): de la disparition d'un volcan à la naissance d'un océan., unpublished Ph. D. Thesis, 250p, University of Paris 7, 1993.

Demange, J. and L. Stieltjes, Géologie de la région SW du TFAI, *Bull. B.R.G.M.*, 2, IV, 2, 1975.

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.

Gadalia, A. and J. Varet, Les rhyolites miocènes de l'Est de l'Afar., *Bull. Soc. Geol. France*, (7)25, 139-153, 1983.

Galibert, P.Y., B. Sichler, B. Smith and N. Bonhommet, Paléomagnétisme en zone d'accrétion : le cas de l'Afar, *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XXII, 6, 881-890, 1980.

Gasse, F., O. Richard, D. Robbe, P. Rognon and M.A. Williams, Evolution tectonique et climatique de l'Afar central d'après les sédiments plio-pléistocènes., *Bull. Soc. Géol. France*, 7, tXXII, 6, 987-1001, 1980.

Gasse, F. and P. Rognon, Le quaternaire des bassins lacustres de l'Afar, *Rev. Geol. Phys. Geol. Dyn.*, 2, XV, 4, 405-414, 1973.

Gaulier, J.M., De l'extension intracontinentale à l'accrétion océanique: Géodynamique de la mer Rouge., unpublished Ph. D. Thesis, 366p, University of Paris VI, 1990.

Huchon, P. and J.M. Gaulier, Evolution tectonique de l'Afar méridional depuis 3.5 Ma, *Ann. Tectonicae*, 5, 141-163, 1989.

Jestin, F., P. Huchon and J.M. Gaulier, The Somalian plate and the East African Rift System: present day kinematics, *Geophys. J. Int.*, 116, 637-654, 1994.

Le Pichon, X. and J.M. Gaulier, The rotation of Arabia and the Levant fault system, *Tectonophys.*, 153, 271-274, 1988.

Manighetti, I., Dynamique des systèmes extensifs en Afar, unpublished Ph.D. Thesis, Paris 7, 500p, 1993.

Marinelli, G. and J. Varet, Structure et évolution du Sud du "horst Danakil", TFAI et Ethiopie., *C. R. Acad. Sci. Pais*, 276, 1119-1122, 1973.

McCoss, A.M., Restoration of transpression/transension by generating the three-dimensionnal segmented helical loci of deformed lines across structure contour maps., *J. Struct. Geol.*, 10, 109-120, 1988.

McKenzie, D.P., D. Davies and P. Molnar, Plates tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature*, 226, 243-248, 1970.

Mohr, P., Nature of the crust under Afar : new igneous, not thinned continental., *Tectonophys.*, 167, 1-11, 1989.

Rouby, D., P.R. Cobbold, P. Szatmari, S. Demercian, D. Coelho and J.A. Rici, Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil), *Tectonophys.*, 221, 439-452, 1993.

Ruegg, J.C., Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur du Sud-Est de l'Afar d'après les données sismiques, *Ann. Geophys.*, 31 (3), 329-360, 1975.

Sichler, B., La bielle danakile: un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar, *Bull. Soc. Geol. France*, 22, 925-933, 1980.

Souriot, T., *Cinématique de l'extension post-Pliocène en Afar. Imagerie satellitaire et modelisation analogique*, 200pp., Memoires de Geosciences Rennes, Rennes, 1993.

Souriot, T. and J.P. Brun, Faulting and block rotation in the Afar triangle: the Danakil "crank arm" model, *Geology*, 20,10, 911-914, 1992.

Tapponnier, P., R. Armijo, I. Manighetti and V. Courtillot, Bookshelf faulting and horizontal block rotation between overlapping rifts in southern Afar, *Geophys. Res. Let.*, 17, 1, 1-4, 1990.

Varet, J., Géologie de l'Afar central et méridional (1/500.000eme), CNRS, Paris, 1978.

Vellutini, P., The Manda-Inakir rift, republic of Djibouti: a comparison with the Asal rift and its geodynamic interpretation, *Tectonophys.*, 172, 141-153, 1990.

FIGURE CAPTION

Figure 1 : Topographic and structural map of the Afar depression (after Manighetti, 1993) including studied area (dashed outline).

Figure 2 : Geological map of the studied area showing large faults (offset > 800 m) and small faults (from Souriot, 1993 after Varet, 1978). For location see Fig 1.

Figure 3 : (a) Fault pattern obtained from Spot satellite images including all faults with a measurable offset (Souriot, 1993). Thick lines indicate boundaries of the areas to be restored. (b) Domains of faulting identified from a statistical analysis of fault orientation (Souriot and Brun, 1992). On the rose diagrams, the frequency of the fault trends have been weighted by the measured offset.

Figure 4 : Two models for the southeastern Afar depression (a). Associated displacement fields (b) strain intensity fields (c) and principal axis of strain fields (d) have been sketched. For model 1, fields are obtained from a 10° counterclockwise rotation of blocks. For model 2, fields are obtained from Souriot (1993).

Figure 5 : Method of restoration. Initial cut off lens maps shows the horizontal component of dip slip on each fault (a). From this, fault traces are extrapolated, to define fault-bounded blocks (b). Priority is given to longest faults, on the assumption that they are most active. A block map is then drawn, where faults become gaps separating blocks (c). Restoration is achieved (d) by packing blocks against stationary ones (gray). Finite displacement vector span the distance between corresponding points of a Cartesian material grid in the restored and deformed states. From the material grid, we build a regular mesh of finite elements of triangular shape (f). Assuming that strain is homogeneous within each triangle, we calculate the finite strain ellipse within each triangle.

Figure 6: Restoration 1 (see location on Fig 3). Fault block maps are for the current state (a) and restored state (b). In the current state, original faults appear as gaps between blocks, artificial boundaries of blocks as straight lines without gaps. One block (gray) is assumed stationary. Other blocks (white) are packed against stationary block to obtain the restored state. Gaps and overlaps have been minimized. Dashed line encloses extended area (about 4% of total surface).

Figure 7: Results of restoration 1 showing the field of finite displacements (a) and material grids (b). Each vector spans the distance between corresponding material grid points in the restored and deformed states. Vectors vanish within stationary blocks and are undefined within fault gaps. The lengths of vectors have been exaggerated five times.

Figure 8: Results of restoration 1, showing the strain intensity (second invariant of strain matrix) of finite element calculated from the displacement field (a). The strain of a square element is the mean strain of both constituting triangular elements. Key shows intensity of strain. (b) Distribution of fault density (from Souriot, 1993).

Figure 9: Results of restoration 1, showing major axes of the strain. The length of the axis are proportional to strain intensity. (b) Local stretching direction determined from Spot images (from Souriot, 1993) and fault slip data (Gaulier and Huchon, 1991)

Figure 10: Results of restoration 1 showing the field of block rotations. Each block is shaded (in the current state) according to sense and amount of rigid rotation. Key shows magnitude (in degrees). Sense is positive clockwise (a) ; negative, counterclockwise (b).

Figure 11: Paleomagnetic declinations for the Afar depression (modified after Courtillot et al. 1984 and Manighetti, 1993).

Figure 12: Restoration 2 (see location on Fig 3). Fault block maps are for the current state (a) and restored state (b). Dashed line encloses extended area (4.5% of total surface).

Figure 13: Results of restoration 2, showing the field of finite displacements (a) and material grids (b).

Figure 14: Results of restoration showing the field of block rotations (a) and the principal axes of the strain (b). Length of the axis are proportional to strain intensity.

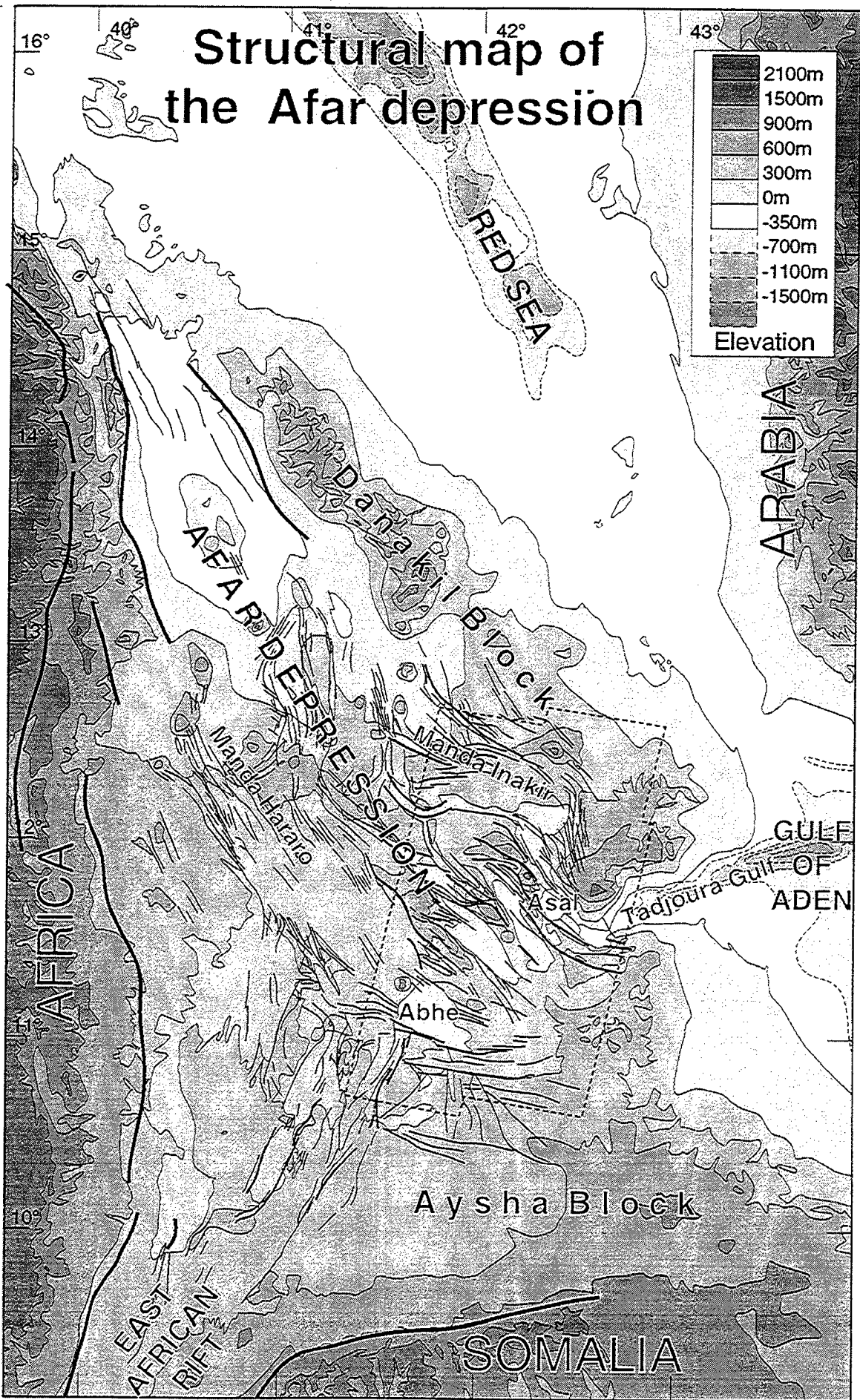


Fig. 1

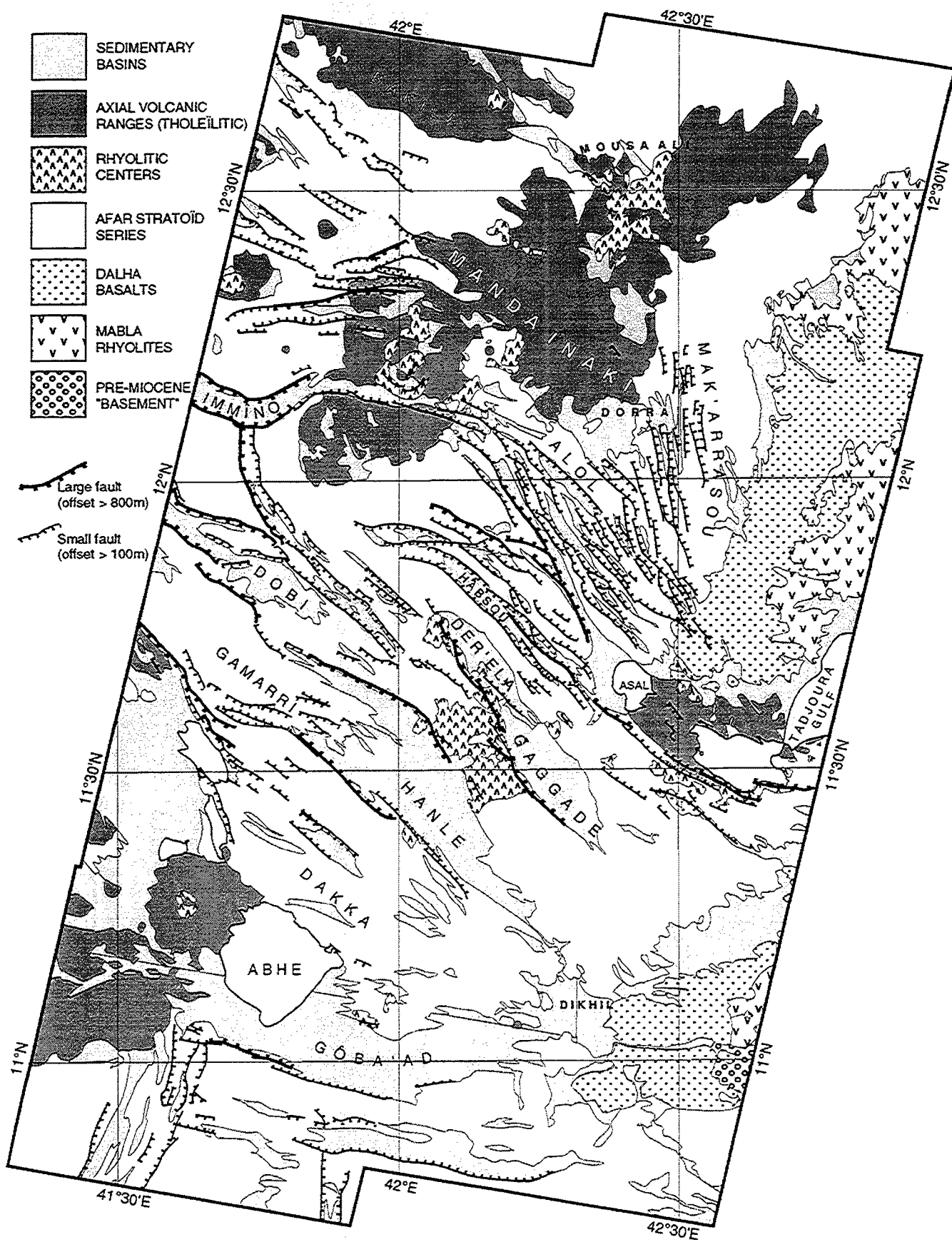
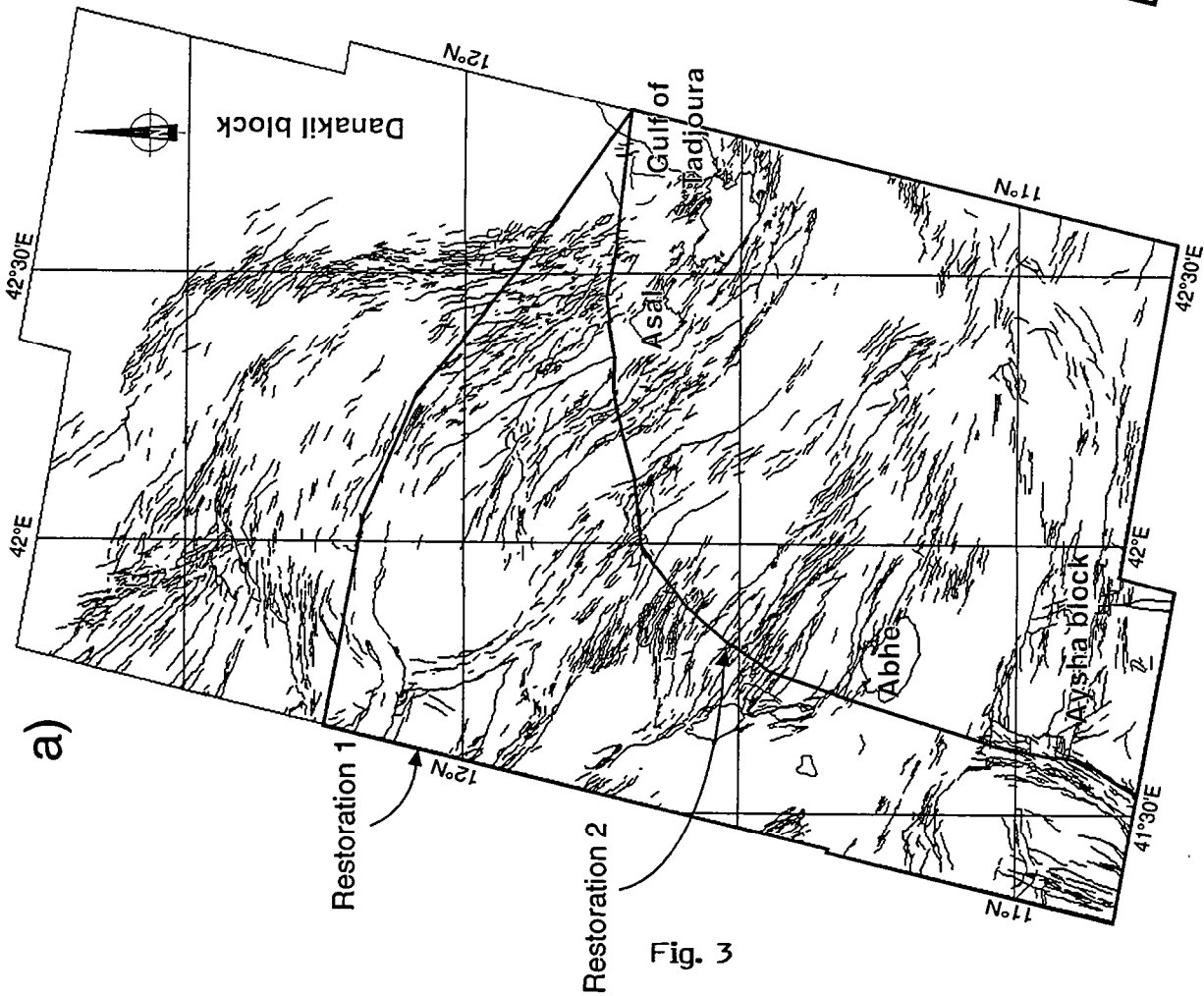
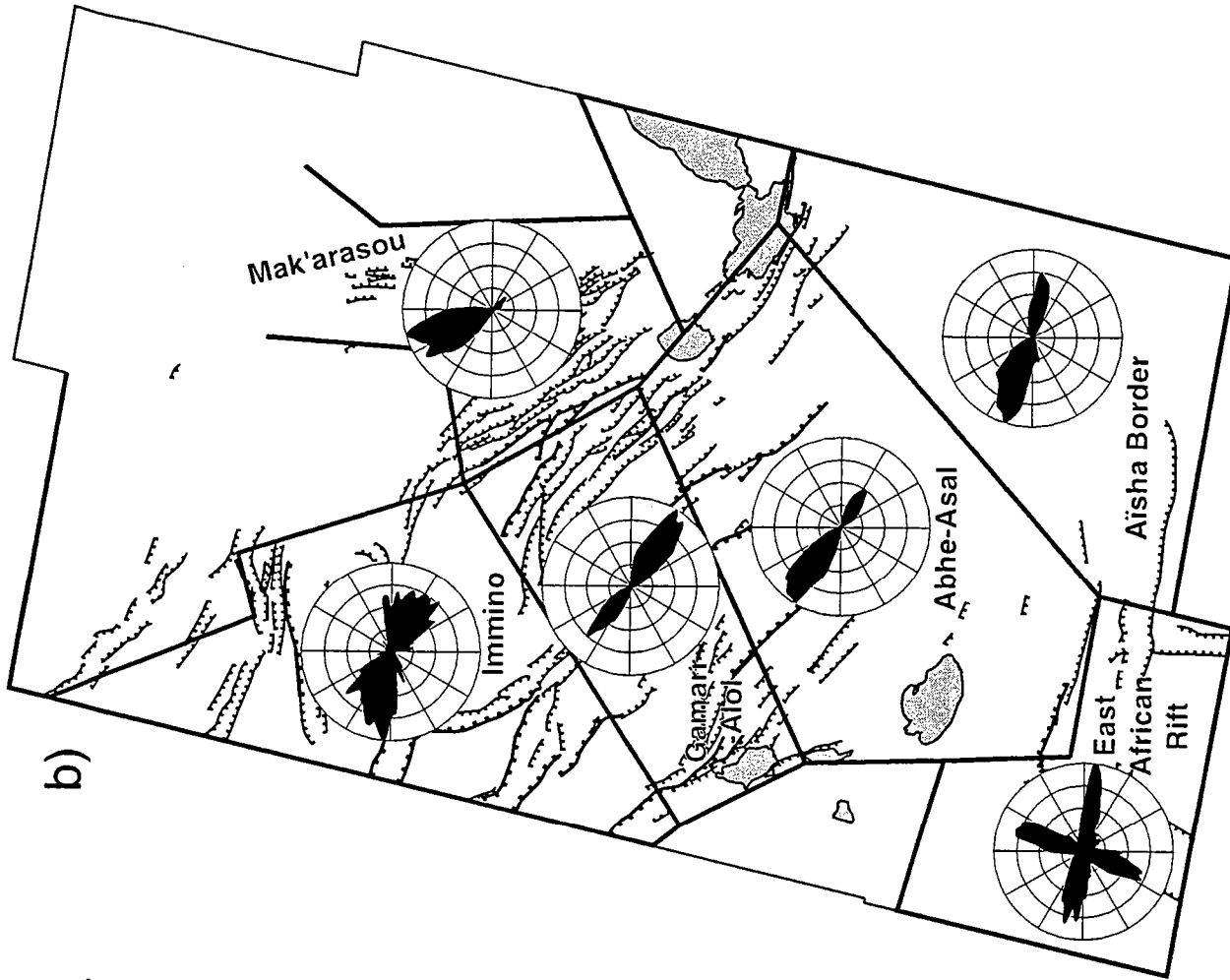


Fig. 2



Fault pattern
(after Souriot, 1993)



Fault domains
(modified after Souriot, 1993)

Fig. 3

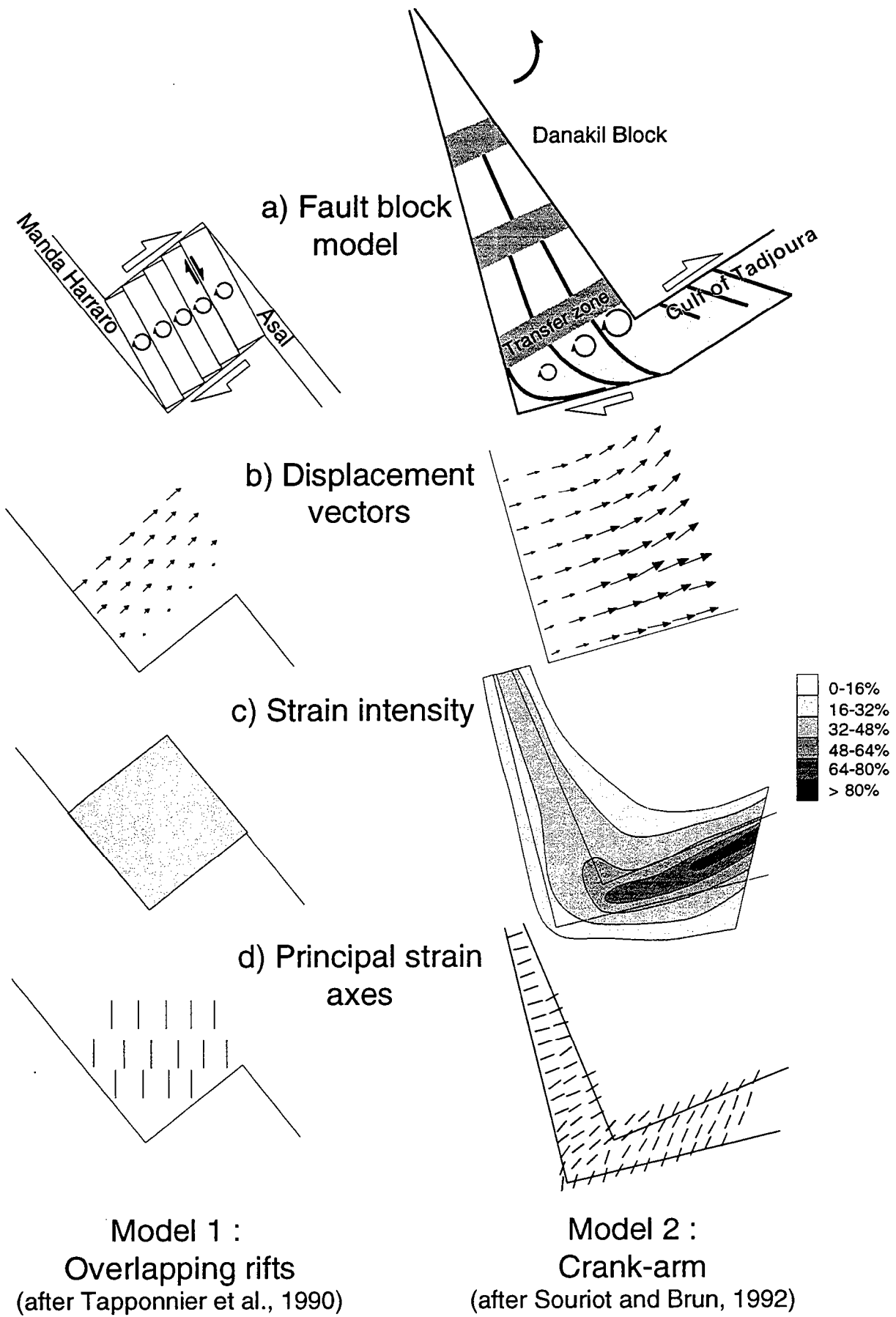


Fig. 4

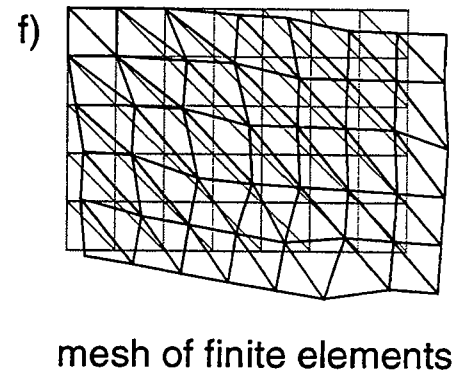
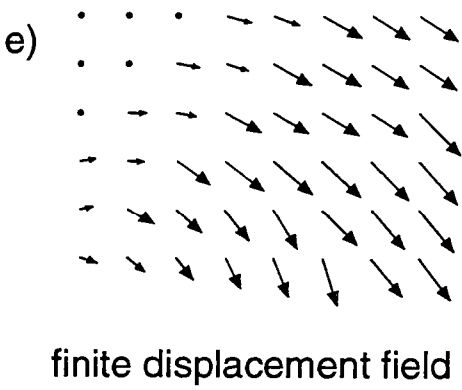
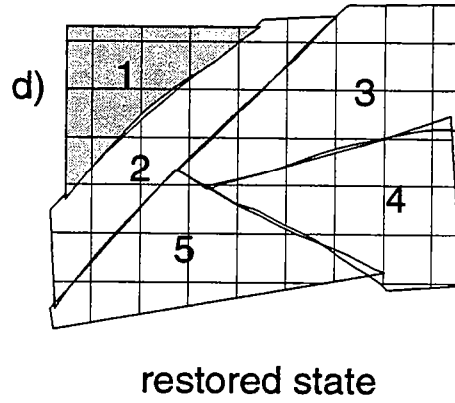
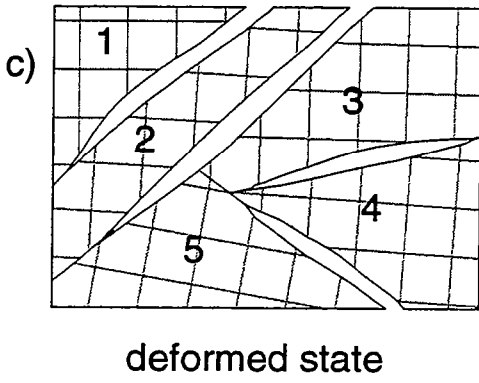
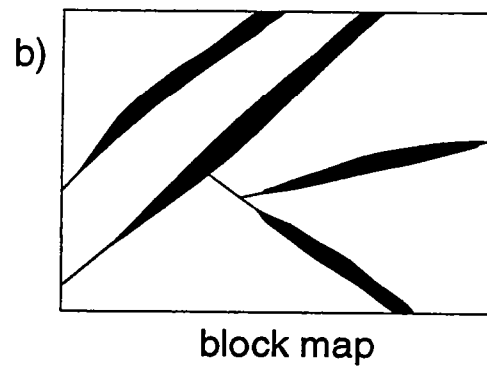
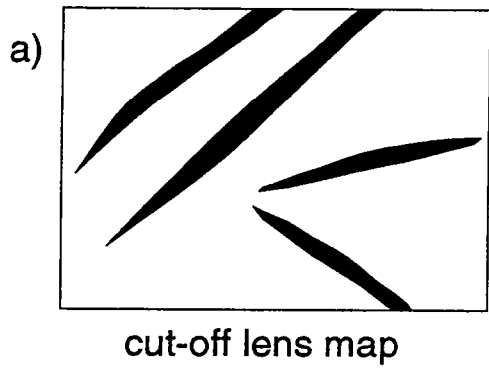


Fig. 5

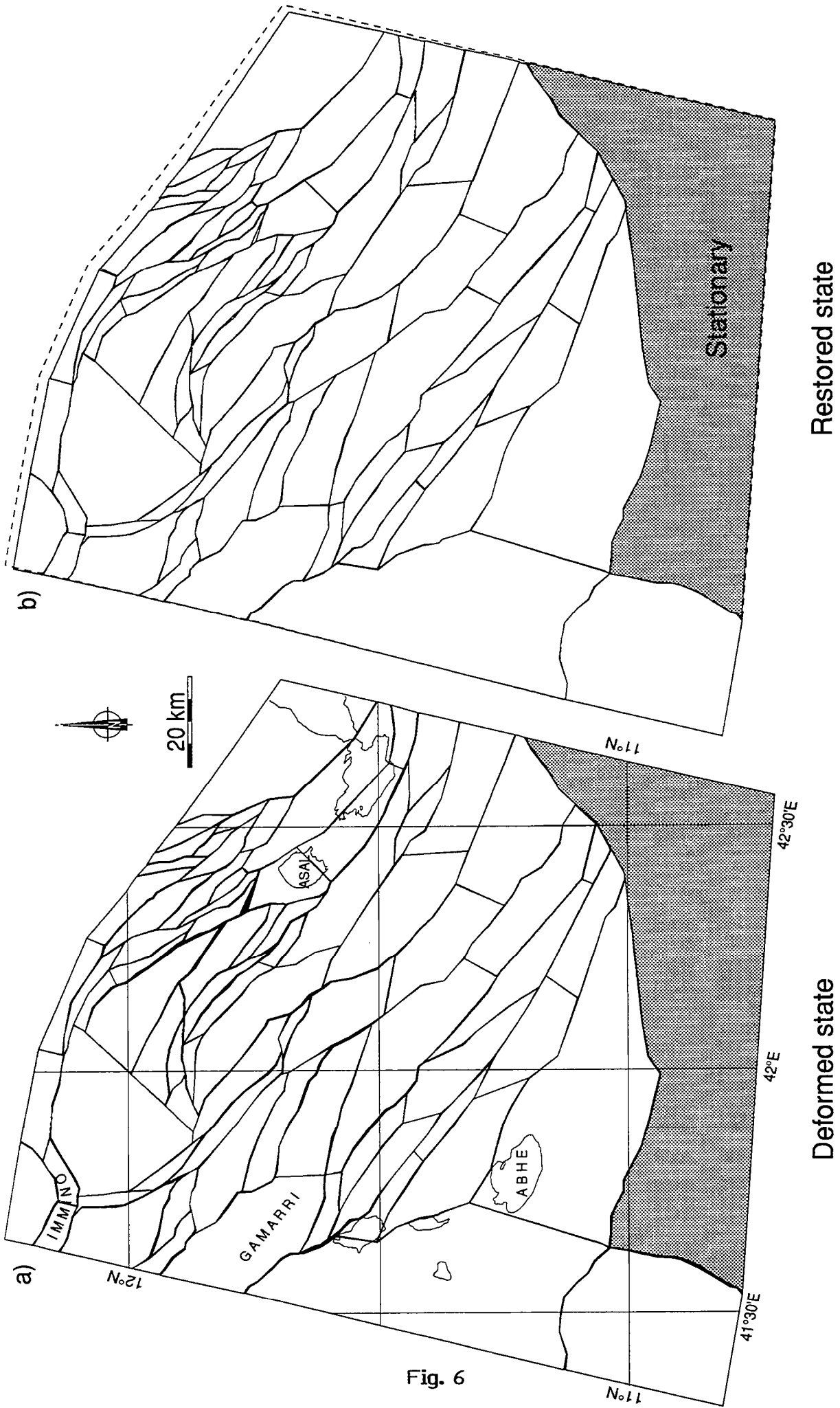
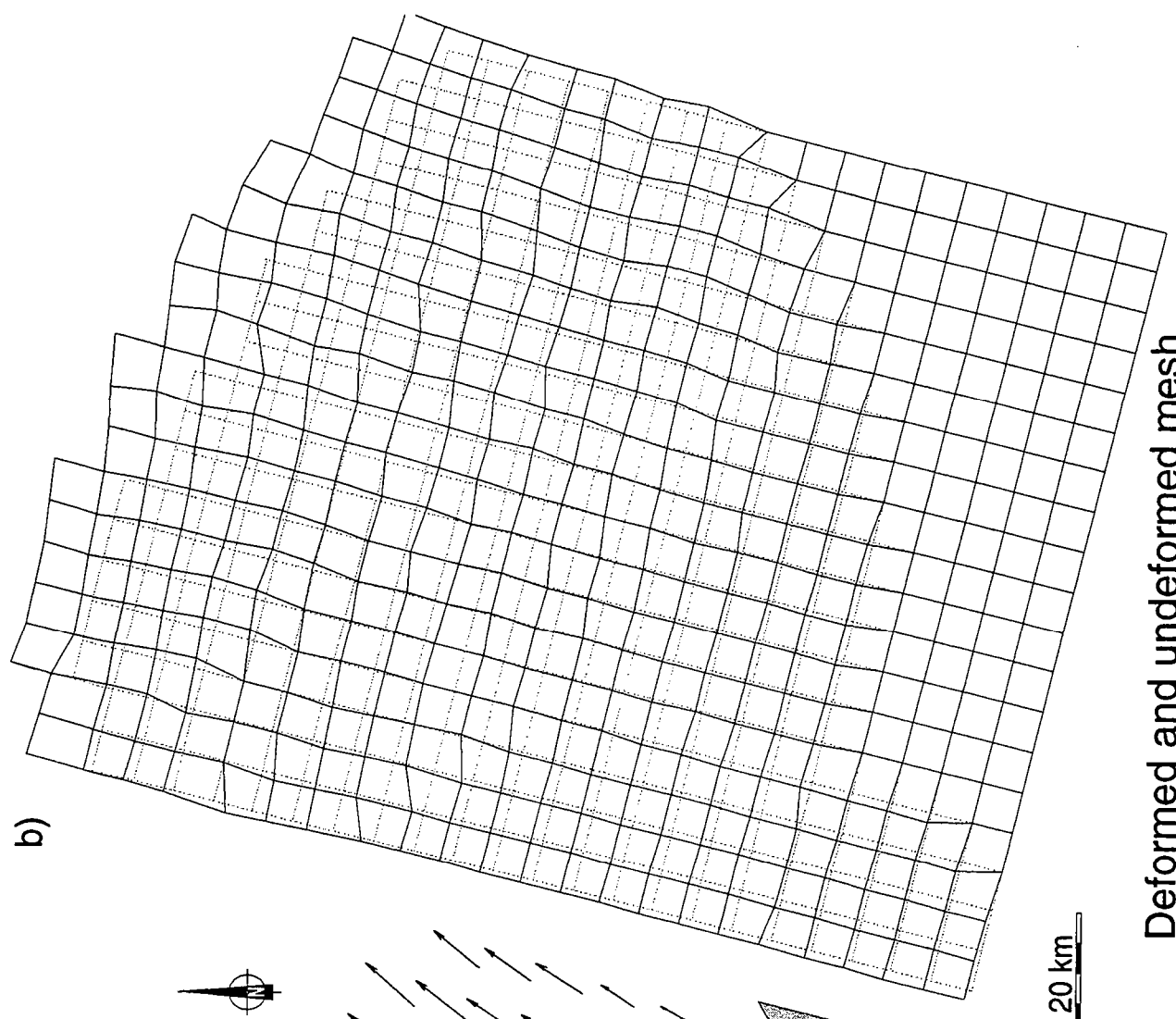
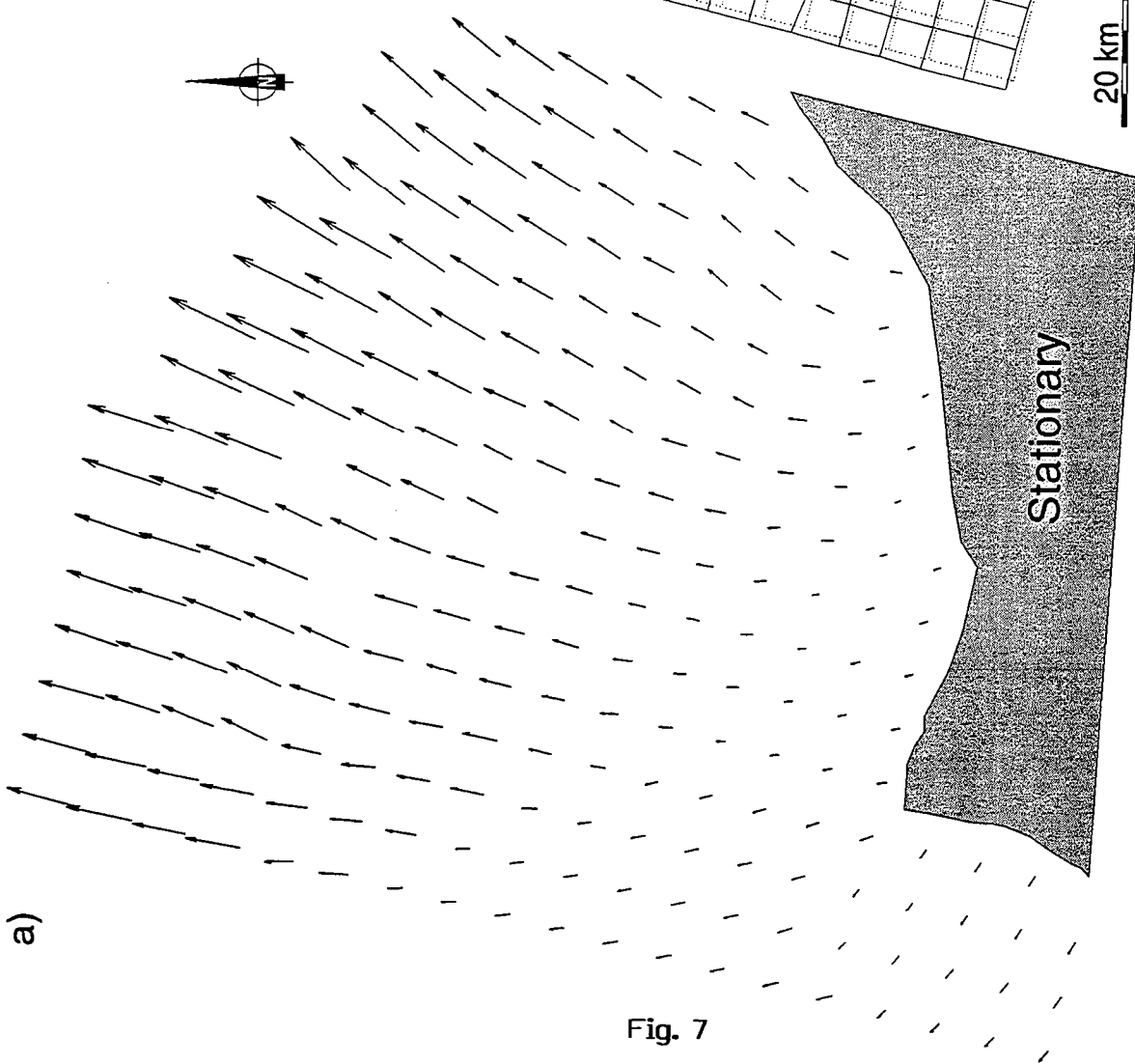


Fig. 6

Restored state

Deformed state

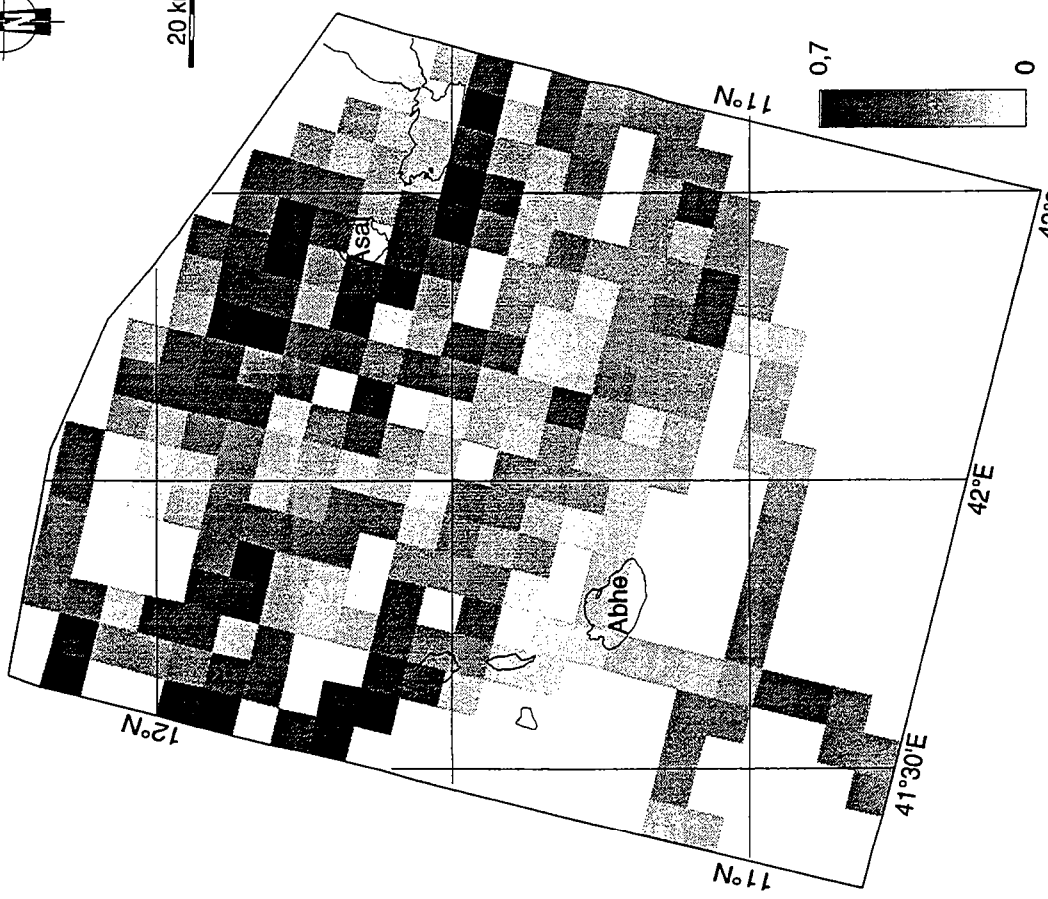


Finite displacement field

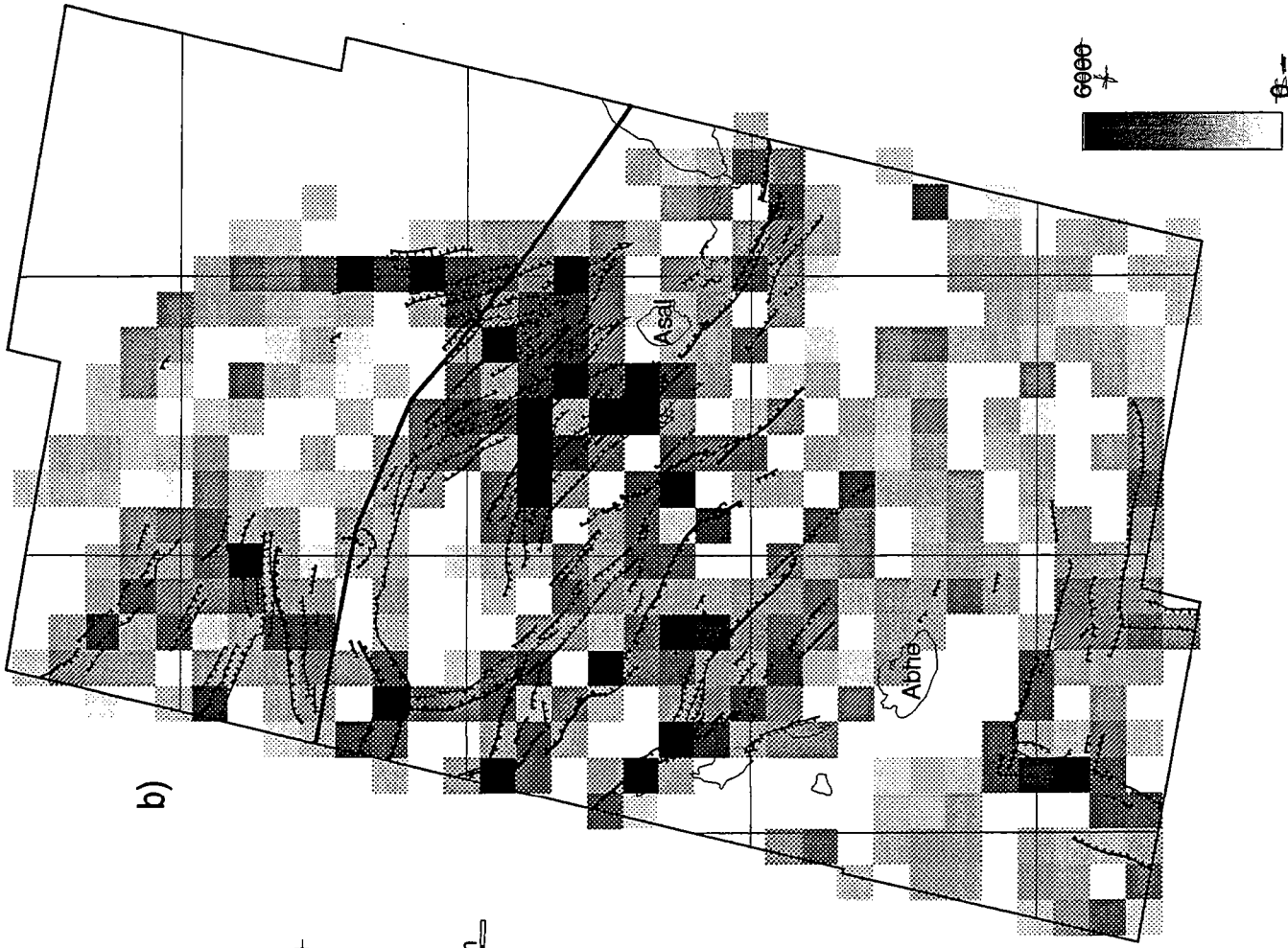
Deformed and undeformed mesh

Fig. 7

a)



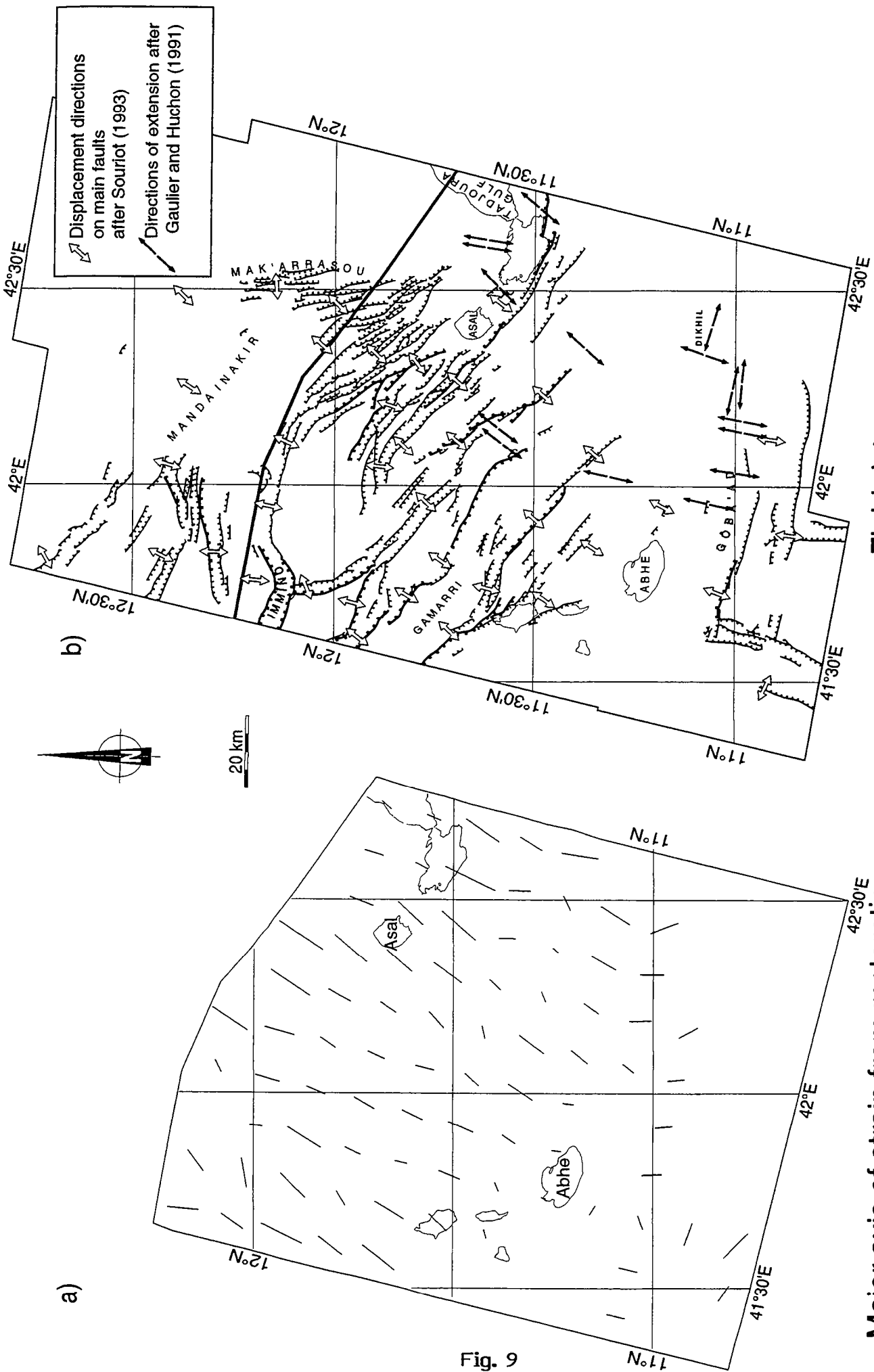
b)



Density of faulting
(after Souriot, 1993)

Finite strain intensity from restoration

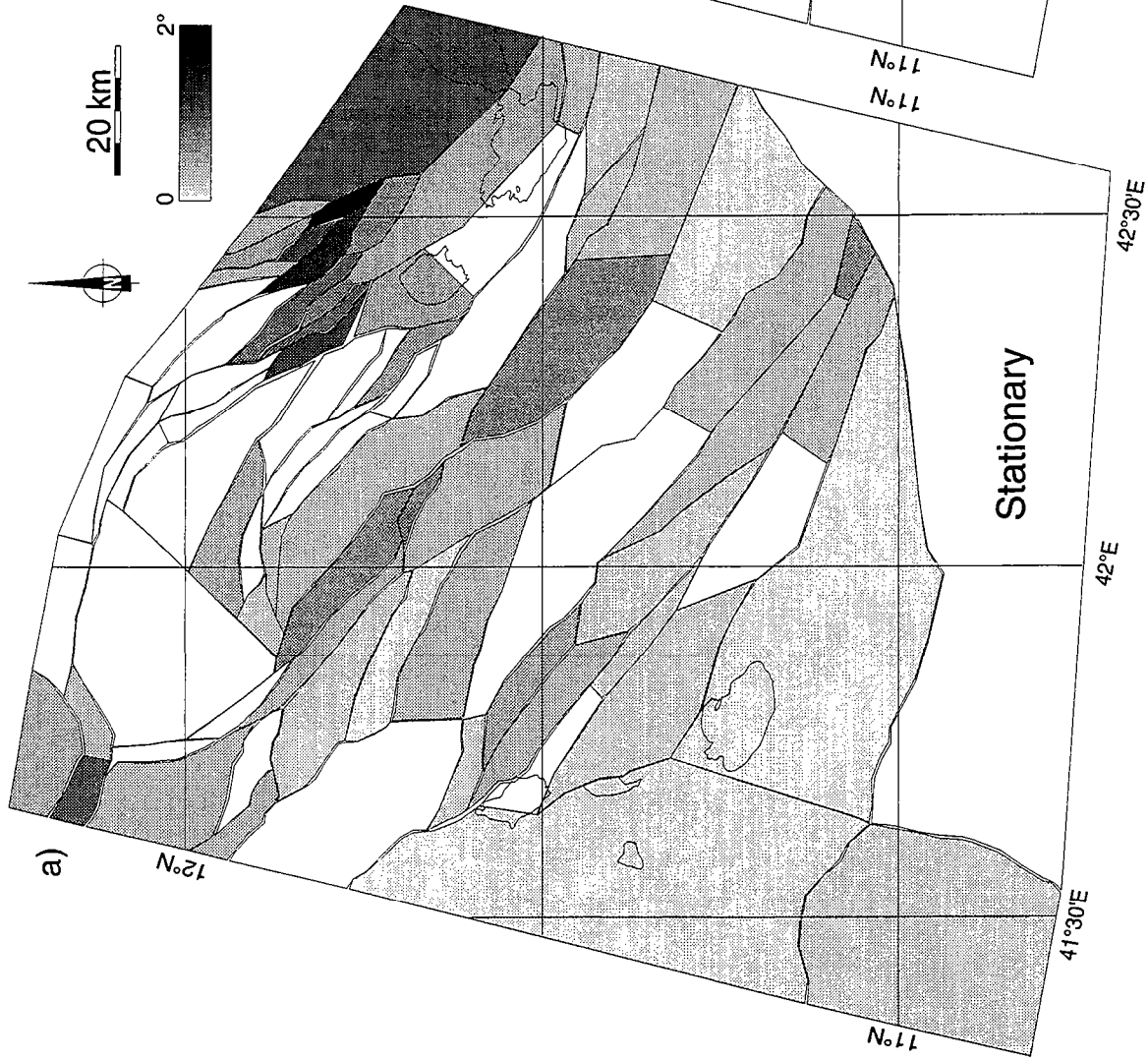
Fig. 8



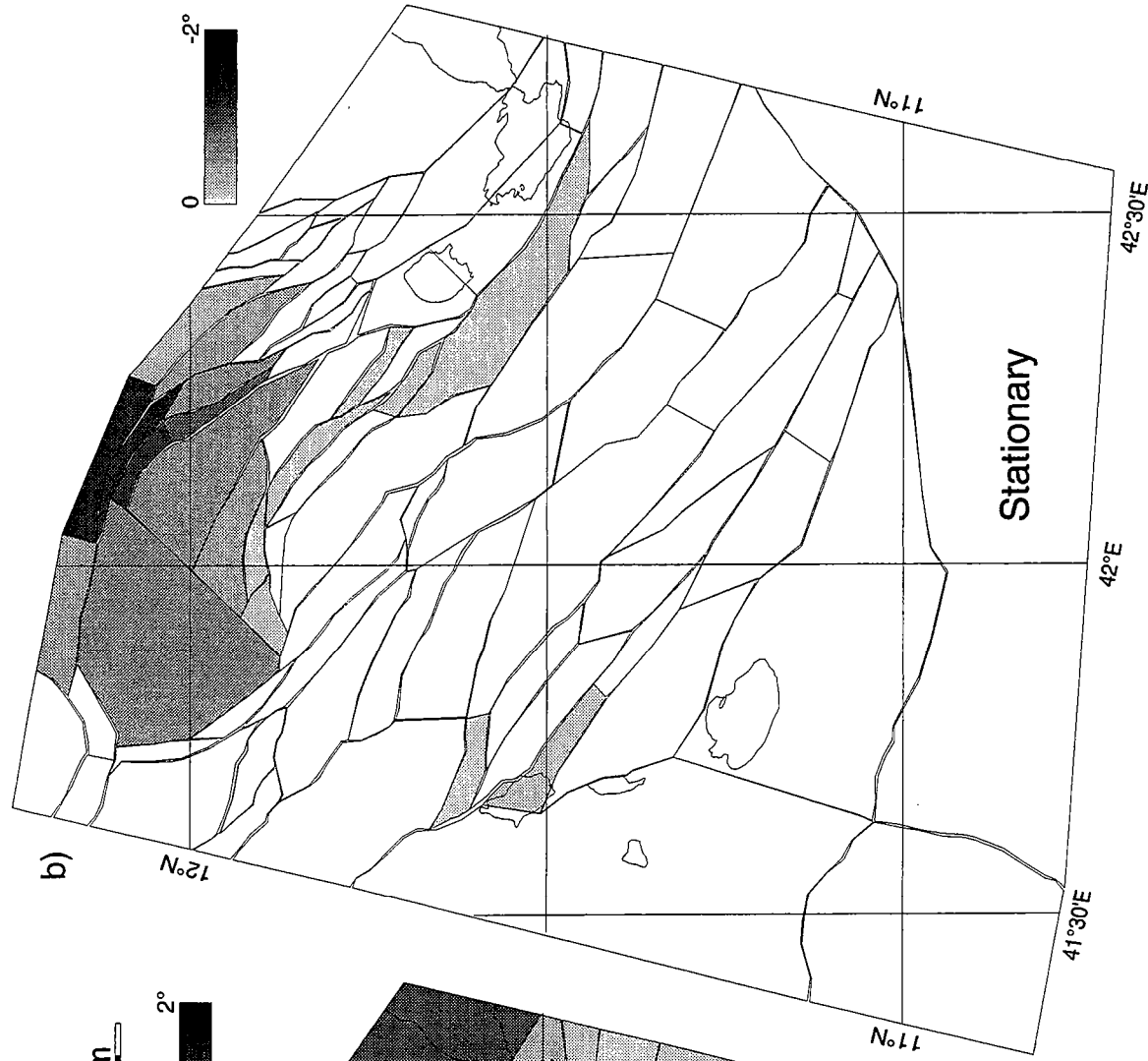
Field data

Major axis of strain from restoration

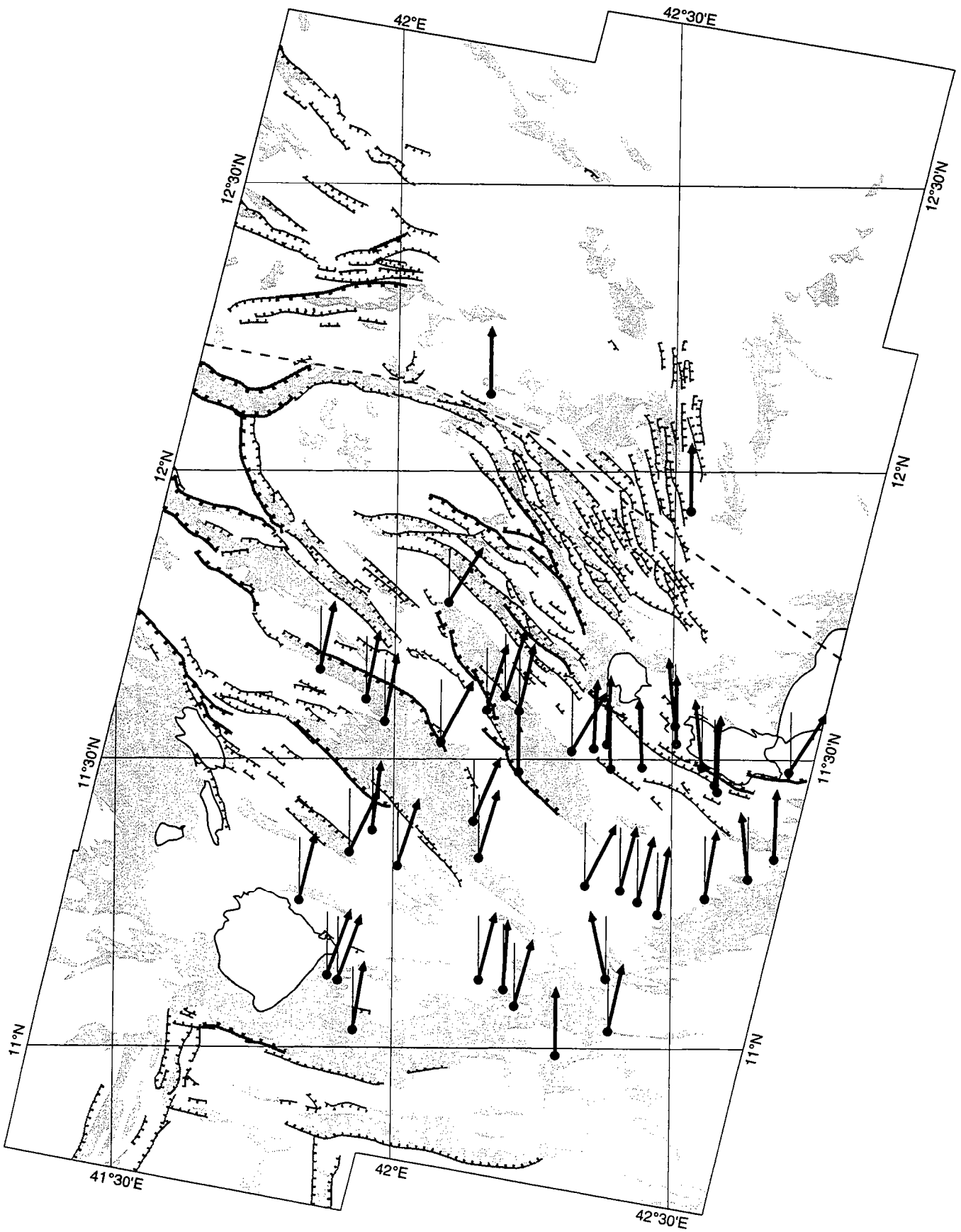
Fig. 9



Counterclockwise rotations



Clockwise rotations



Paleomagnetic declinations
(after Courtillot et al., 1984 and Manighetti, 1993)

Fig. 11

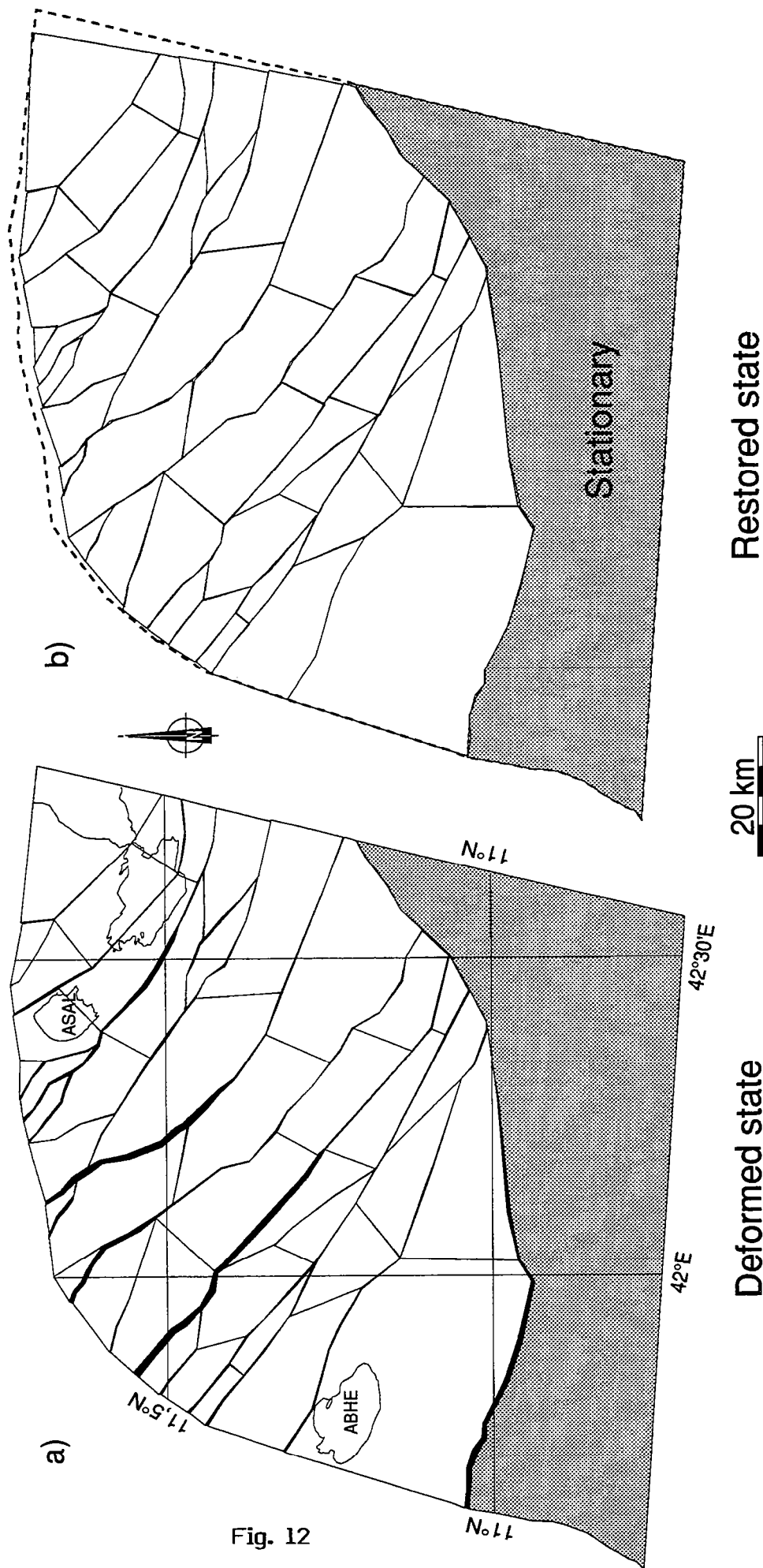


Fig. 12

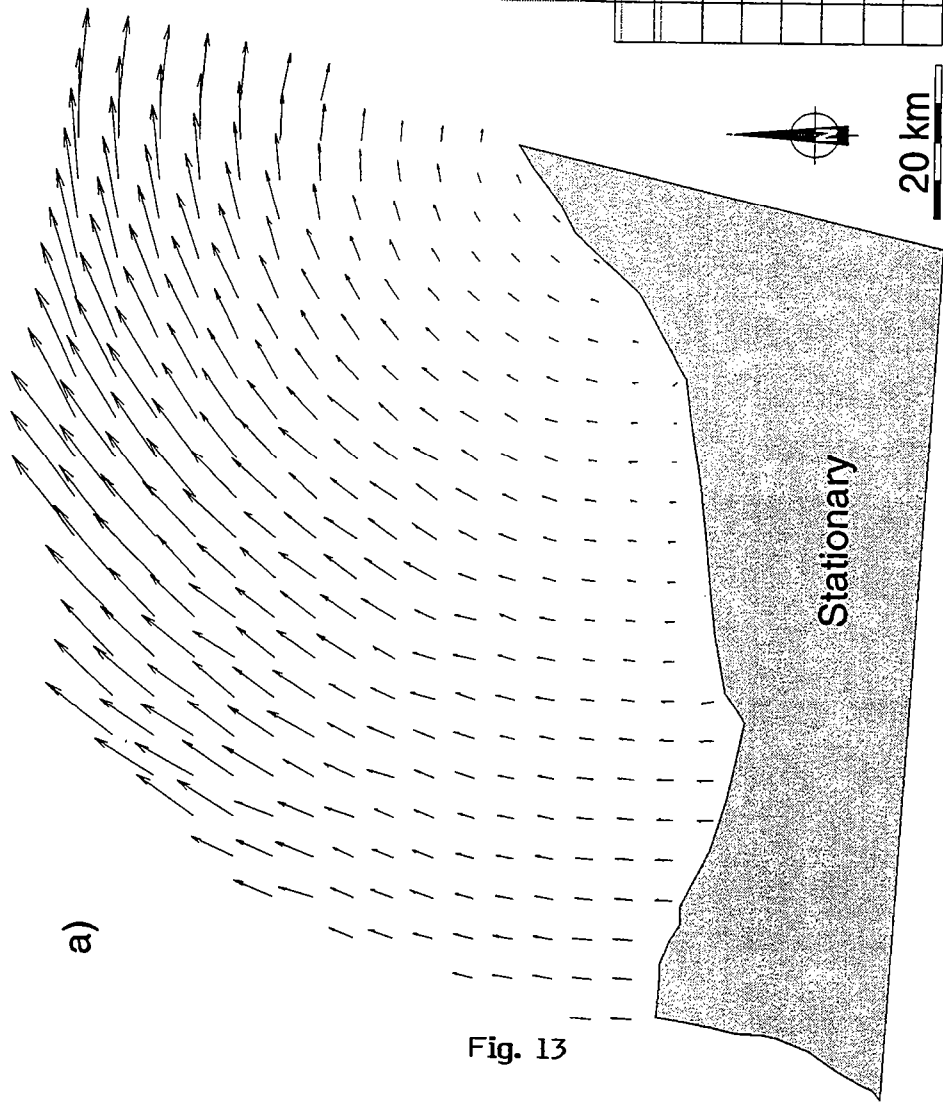
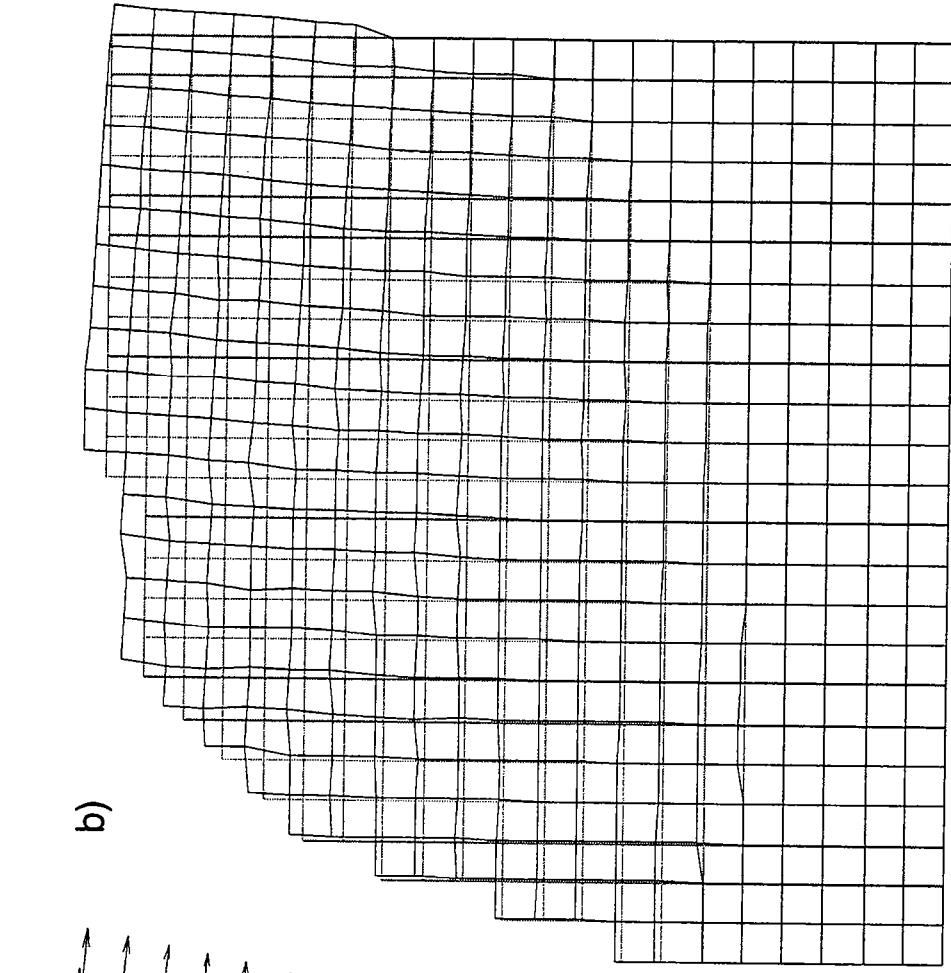


Fig. 13



Finite displacement field

Deformed and undeformed mesh

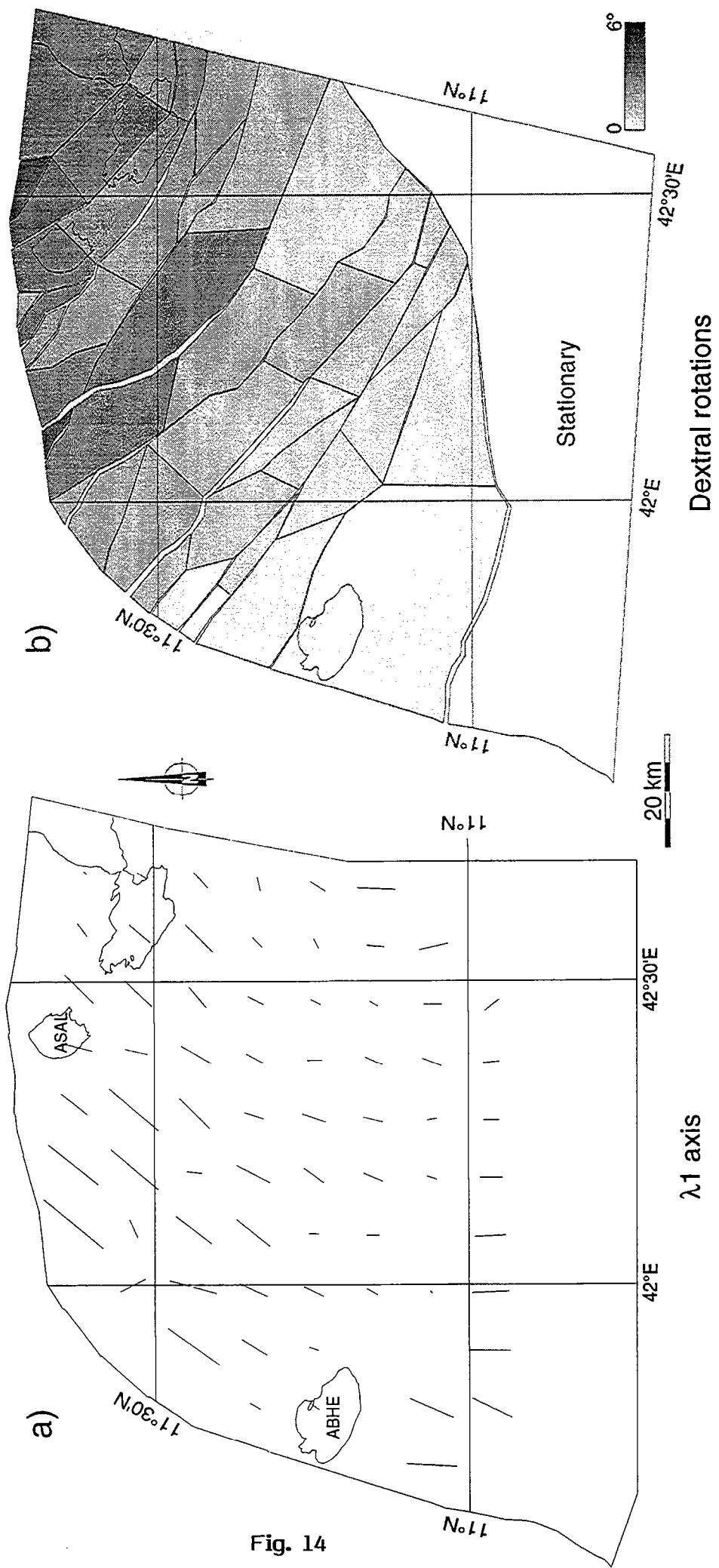


Fig. 14

3.3. Compléments : restauration d'un modèle analogique

Afin de valider une nouvelle fois notre méthode, nous avons restauré un exemple pour lequel nous connaissons parfaitement les conditions aux limites et sur lequel un certain nombre de mesures de la déformation a déjà été réalisé. Nous avons utilisé pour cela un modèle analogique reproduisant la déformation liée au fonctionnement de la "Biellette Danakile" réalisé par Souriot (1993).

Le modèle analogique

Souriot et Brun (1992) et Souriot (1993) interprètent le champ de failles de la dépression comme le résultat de la rotation anti-horaire (10°) du bloc Danakil autour d'un axe situé au Nord du triangle de l'Afar. Cette hypothèse est étayée par une série de modèles analogiques (Fig 40). Dans ces modèles, la croûte inférieure est modélisée par une gomme de silicone rendant compte de son comportement ductile, la croûte supérieure cassante par une couche de sable. Le dispositif est constitué d'une base sur laquelle est fixée, par un de ces coins, une fine plaque rigide. La silicone et le sable reposent sur ces plaques. On applique à la plaque rigide qui représente le bloc Danakil une rotation anti-horaire autour du coin fixe (Fig 40a). Ce dispositif induit un étirement oblique sur la bordure sud représentant le Golfe de Tadjoura et un étirement avec une vitesse croissante du Nord au Sud de la bordure ouest représentant la dépression Afar (Fig 40a). La grille de marqueurs passifs, disposée sur le sommet du modèle en début de manipulation, permet ensuite d'effectuer des mesures de la déformation finie.

Après une rotation de 9° de la plaque mobile, des grabens se sont développés. Les failles normales sont orientées NS dans le Nord du modèle, puis s'orientent NW-SE en allant vers le Sud-Est (Fig 40b). Ceci correspond à un graben principal NS à l'ouest de la plaque mobile (équivalent de la dépression Afar), à des séries de bassins le long d'un axe NE-SW au coin de la plaque mobile et à une série de bassins en échelons le long de la bordure sud (équivalent du Golfe de Tadjoura).

Restauration du modèle

Nous avons établi une carte des rejets horizontaux à partir de photographies de surface des modèles (Fig 40b et 41a). Nous déterminons le rejet sur les failles normales à partir du décalage de marqueurs passifs. Nous avons ensuite établi et restauré une carte de blocs en gardant les bordures ouest et sud rigides (blocs gris sur les figures 41b). Ceci correspond aux mêmes conditions de déplacements aux limites que le modèle analogique (Fig 40a).

La variation de surface au cours de la restauration est de 10%. Le champ de déplacements obtenu montre des vecteurs orientés Est-Ouest qui tournent vers une direction NE-SW dans la partie nord-est du modèle. Ceci est compatible avec les

conditions de déplacements imposées aux limites du modèle analogique, c'est à dire la rotation de la plaque figurant le bloc Danakil. Ces déplacements sont accommodés par des rotations de blocs anti-horaires dans le Nord et le Sud du modèle et des rotations horaires le long d'une bande EW dans le Sud du modèle.

Analyse en éléments finis

Nous avons réalisé une analyse en éléments finis du champ de déplacement calculé, afin de la comparer avec les résultats de la même méthode appliquée à la grille de marqueurs passifs du modèle (Souriot, 1993 ; Fig 42 et 43). La répartition des intensités de la déformation (deuxième invariant de la matrice de déformation), de l'orientation des axes principaux et des valeurs de rotation rigide des éléments obtenus par la restauration sont tout à fait comparables à celles obtenues par l'analyse de la grille de marqueurs passifs.

L'intensité de la déformation définie deux axes NS dans la partie ouest du modèle (Fig 42a). En revanche, elle est diffuse dans une zone triangulaire à l'Est du modèle avec une intensité plus forte le long d'un axe EW au Sud de ce triangle. Il faut noter cependant que cet axe est beaucoup moins bien marqué dans nos calculs que dans ceux de Souriot (1993 ; Fig 43b). Une vérification de notre carte de rejets et des photos du modèle nous a montré que cette différence était liée au fait que nous avons sous-estimé les rejets sur les failles à composante décrochante de ce secteur.

Les directions des axes principaux de la déformation sont très comparables dans les deux approches, les directions principales de l'étirement sont bien réglées EW dans la partie Ouest du modèle (Fig 42b et 43b). Elles s'orientent NE-SW dans le Sud et NNE-SSW dans l'Ouest et le Nord Ouest du modèle.

Les rotations rigides montrent un domaine Nord de rotations sénestres et un domaine sud de rotations dextres comme dans l'analyse de Souriot (1993 ; Fig 42cd et 43a).

Conclusion

En appliquant notre méthode à un modèle analogique, nous obtenons un champ de déplacements parfaitement compatible avec les conditions aux limites (connues) du modèle. De plus l'analyse en éléments finis donne des résultats tout à fait comparables avec l'analyse de la grille de marqueurs. Ces résultats sont une validation supplémentaire de la méthode.

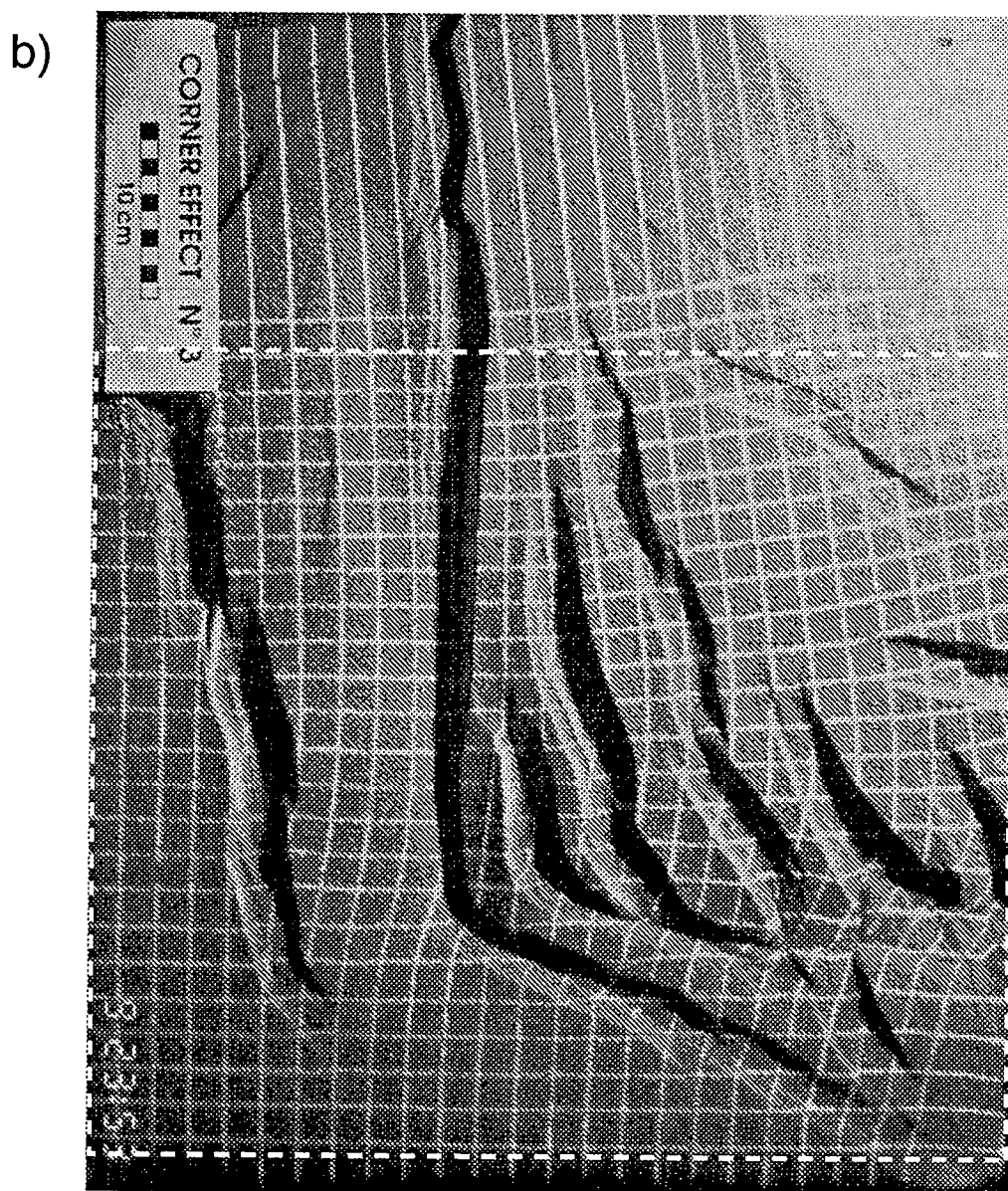
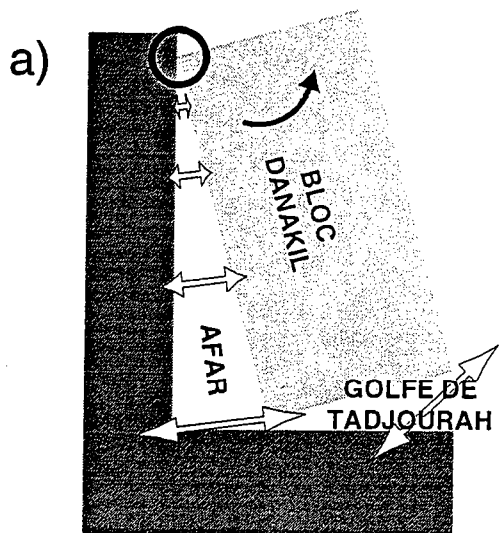


Figure 40: (a) Principe du modèle analogique (Souriot, 1993). (b) photo de surface du modèle analogique après 9° de rotation antihoraire de la plaque représentant le bloc Danakil (Souriot, 1993). Les pointillés indiquent le secteur qui a été restauré.



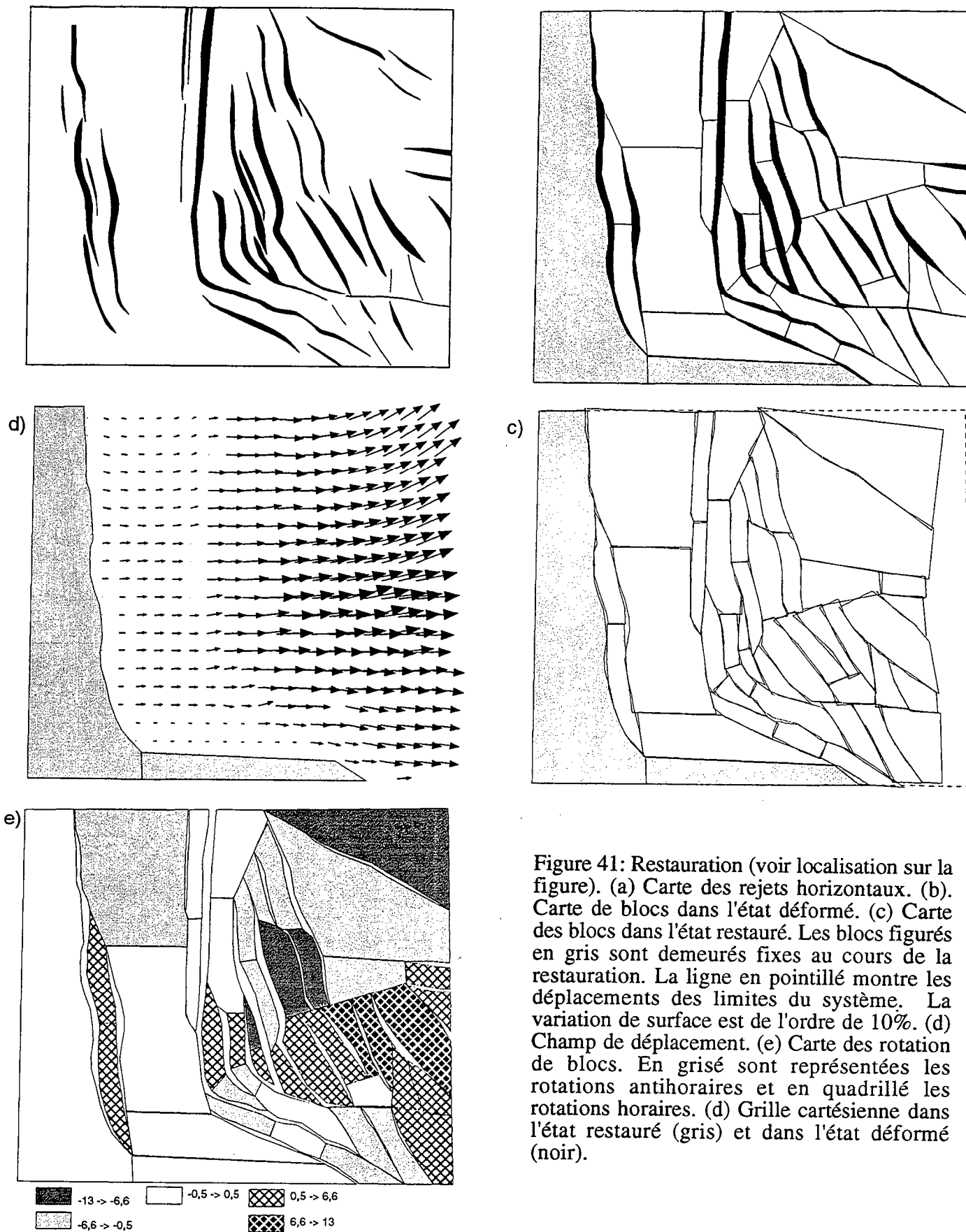


Figure 41: Restauration (voir localisation sur la figure). (a) Carte des rejets horizontaux. (b). Carte de blocs dans l'état déformé. (c) Carte des blocs dans l'état restauré. Les blocs figurés en gris sont demeurés fixes au cours de la restauration. La ligne en pointillé montre les déplacements des limites du système. La variation de surface est de l'ordre de 10%. (d) Champ de déplacement. (e) Carte des rotation de blocs. En grisé sont représentées les rotations antihoraires et en quadrillé les rotations horaires. (d) Grille cartésienne dans l'état restauré (gris) et dans l'état déformé (noir).

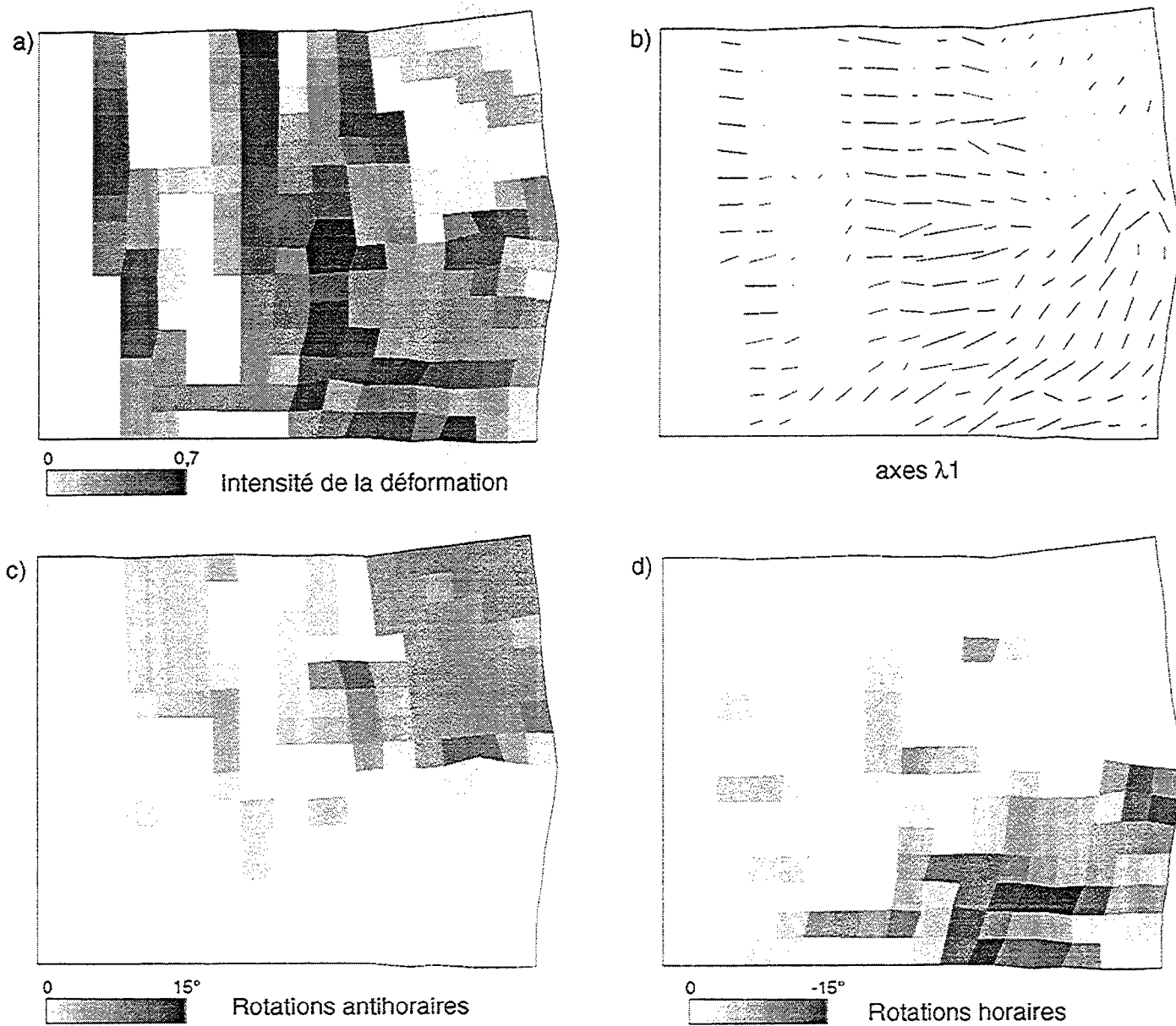


Figure 42: Analyse en élément finis des grilles de la restauration. (a) Carte des intensités de la déformation (deuxième invariant de la matrice). (b) Orientation des axes principaux des ellipses de déformation. La longueur de l'axe est pondérée par l'intensité de la déformation. (c) Rotations rigides antihoraires des éléments. (d) Rotations rigides horaires des éléments.

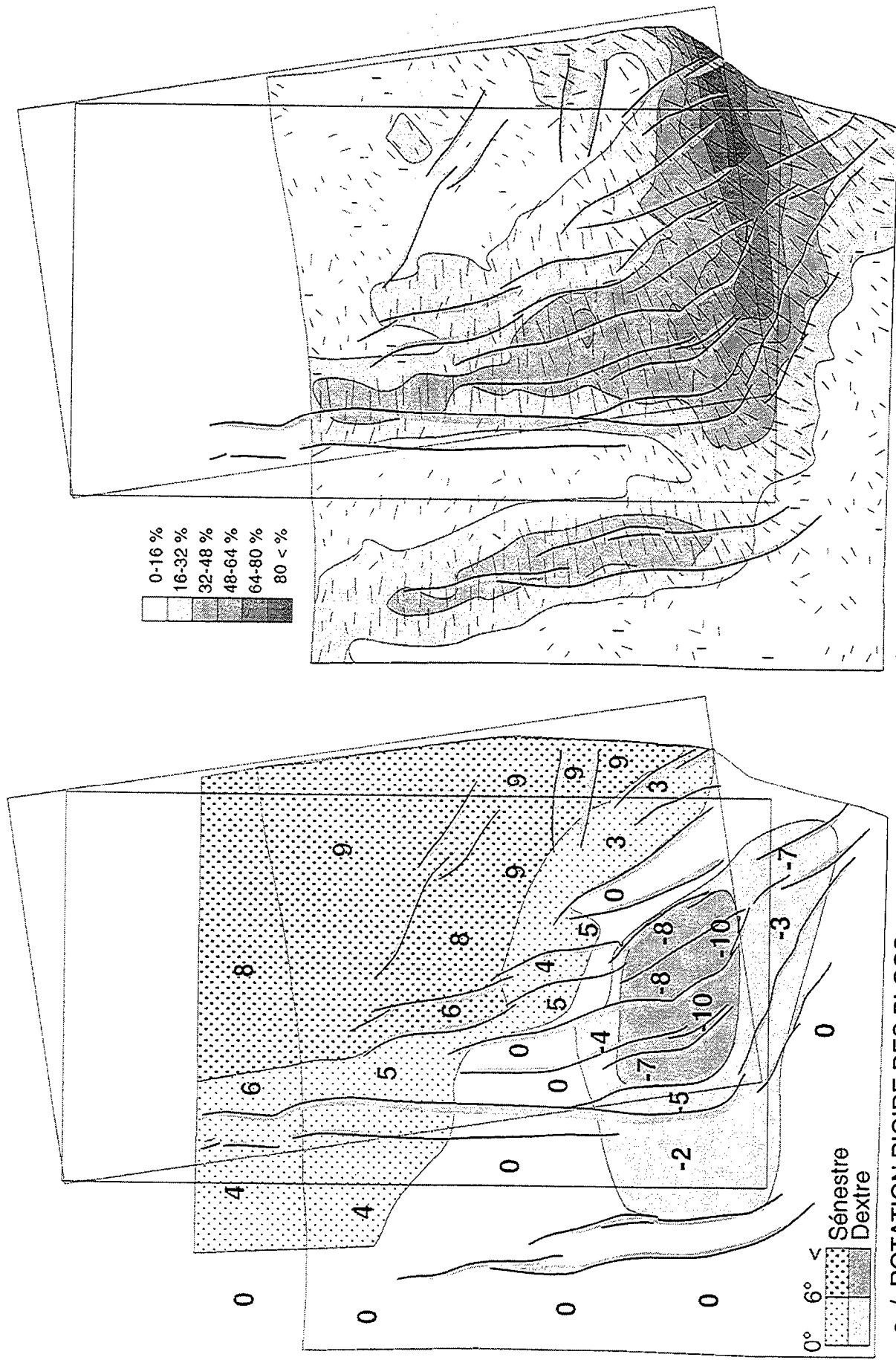


Figure 43: Analyse en élément finis des grilles de marqueurs (Souriot, 1993). (a) Carte des rotations rigides (b) Quantité de déformation et orientation des axes principaux des ellipses de déformation. La longueur de l'axe est pondérée par l'intensité de la déformation.

3.4 Discussion et conclusions

La restauration de la surface structurale matérialisée par la topographie dans le Sud-Est de la dépression Afar nous a permis d'estimer les déplacements horizontaux liés à l'extension récente (moins de 4 Ma). Les champs de déplacements, de rotations de blocs et de déformation ont mis en évidence des gradients d'intensité de la déformation et de rotation de blocs croissants depuis la bordure Sud-Ouest vers la limite sud du bloc Danakil. Ces gradients, ainsi que les directions de déplacements et de déformations sont compatibles avec la rotation anti-horaire du Bloc Danakil. Ces résultats nous permettent d'illustrer l'utilisation de notre méthode sur des cartes de rejets issues de l'interprétation d'images satellitaires et dans un contexte géodynamique très différent des exemples précédents (à une échelle plus petite).

Les résultats obtenus sont satisfaisants, cependant nous nous sommes heurtés à un certain nombre de problèmes liés aux données que nous avons utilisées.

La carte structurale établie par images satellitaires a une précision en position comparable aux cartes établies par l'interprétation d'une couverture sismique 3D. Les pixels ont 10m de coté sur les images SPOT et la précision sur le rejet des failles en sismique est d'environ 20m. Cependant la précision concernant le rejet des failles n'est pas tout à fait comparable. En effet, sur les cartes de la dépression Afar, les failles sont classées par catégorie de rejets (classe de 100m). Nous avons donc utilisé des failles auxquelles était affecté un rejet minimum. D'autre part, dans la mesure où nous nous sommes basés sur la topographie pour la restauration, les rejets des failles sont des rejets apparents. Au niveau des bassins sédimentaires, le rejet apparent peut être plus faible que le rejet vrai à cause du remplissage sédimentaire des bassins. Ces problèmes de données ne sont pas des obstacles à l'application de notre méthode à condition que l'utilisateur soit bien conscient de la manière dont les données ont été acquises. On doit pouvoir retourner aux données lorsque les résultats obtenus ne sont pas comparables aux mesures effectuées sur le terrain. Ainsi, dans le cas de l'Afar, nous avons du ré-estimer les rejets des failles limitant les bassins en supposant que ces derniers ont une structure en demi-graben.

Indépendamment des données, il semble que nous approchions, dans le cas de la dépression Afar, des limites de la méthode. D'abord, le très grand nombre de failles de toutes tailles nous a obligés à ne tenir compte que d'une fraction du champ de faille : nous n'avons traité que les failles ayant un rejet vertical supérieur à 100 m. En effet, pour préserver une simplicité relative de la méthode et un temps de calcul raisonnable, on ne peut pas facilement restaurer une carte de plus de 100 à 150 blocs. Si nous avions tenu compte de toutes les failles, nous aurions obtenu un nombre de blocs bien supérieur à cette limite. En ne tenant pas compte des failles de petit rejet, nous considérons que les déplacements qui leur sont associés sont assimilables à de la déformation interne des

blocs. Or, nous ne prenons en compte que 50 à 70% de la déformation en ne restaurant que les rejets des failles majeures (Souriot, 1993). Cette déformation interne n'est donc pas négligeable. Nous devons donc nous interroger sur les conséquences que peuvent avoir les petites failles sur les déplacements à l'échelle de la zone. Dans le cas de l'Afar, nous avons pu montrer que, au moins du point de vue des intensités de la déformation et des directions locales de l'extension, nous obtenons des résultats comparables aux estimations effectuées à partir de la densité des failles (densité prenant en compte toutes les failles) et des observations de terrain. Le seul effet est donc un sous échantillonnage. Il nous paraît cependant très important d'effectuer ce genre de vérification lorsque l'on restaure seulement une fraction du champ de failles.

Il est apparu ensuite que nous traitons des blocs ayant une taille importante par rapport aux rejets des failles. Or, pour appliquer notre méthode, le rejet sur les failles et la taille des blocs doivent être à peu près du même ordre de grandeur. En effet, c'est la taille des blocs qui détermine la taille de la carte à restaurer. Plus les blocs entre les failles seront grands, plus la carte des blocs couvrira une surface importante et moins les failles avec un petit rejet seront précisément dessinées et restaurées. On ne doit donc pas avoir de blocs d'une centaine de km de côté pour des rejets de l'ordre du mètre. Dans le cas de l'Afar, les blocs ont une taille de l'ordre de la dizaine de kilomètres pour des rejets de l'ordre de la centaine de mètres. Nous considérons ce rapport d'échelle comme la limite supérieure pour laquelle la méthode donne des résultats fiables.

Aussi, les possibilités futures de la restauration dans le domaine Afar sont elles plutôt à envisager à une échelle plus grande, sur des secteurs plus réduits où l'amplitude des rejets serait plus en accord avec la taille des blocs et où nous pourrions prendre en compte l'ensemble des failles. Ainsi, des applications équivalentes à celles proposée par DeChabalier (1993) qui a effectué une restauration de la topographie d'un édifice volcanique dans le rift d'Asal nous paraissent-elles intéressantes pour notre méthodologie.



Conclusions



Conclusions

Nous avons mis au point, testé et validé une méthode numérique de restauration en carte, conçue pour les domaines faillés en extension. Fondée sur le principe d'**ajustement de blocs rigides**, elle s'inscrit dans le cadre de plusieurs logiciels de restauration en carte conçus pour les domaines de déformation continue (Percevault et Cobbold, 1982 ; Percevault, 1983 ; Cobbold et Percevault, 1983 ; Schultz-Ela, 1988) ou de déformation discontinue en décrochement (Audibert, 1991). Sur la base des principes mathématiques proposés par ces auteurs, nous avons conçu une méthode adaptée aux contextes extensifs et à des outils informatiques plus performants. D'un point de vue algorithmique, les **principaux apports de nos travaux** sont

- (1) une technique de "recherche des voisins" basée sur des critères de direction et pas seulement de distance,
- (2) l'utilisation d'une fonctionnelle qui permet de suivre de manière précise la convergence de la restauration,
- (3) la gestion de cartes de rejets horizontaux (tracés et rejets des failles) et
- (4) les techniques de calcul des champs de déplacements totaux et incrémentaux, de rotations et de déformations. Nous avons effectué des tests de validation de la méthode à partir de la restauration d'un modèle analogique et des champs de déplacements incrémentaux par la méthode "strike projection" de Childs et al. (1993).

Notre méthode a trois intérêts principaux.

(1) Elle permet, par le calcul de champs de déplacements, de **caractériser la déformation** associée au champ de failles restauré. Dans le cadre de ce travail, elle a permis : - de démontrer l'aspect divergent du glissement gravitaire dans le bassin de Campos ; - de calculer les champs de déformations et de rotations pour l'extension récente en Afar afin de discuter les modèles cinématiques proposés pour cette région ; - de montrer que l'extension globale dans le Nun River field (delta du Niger) avait une composante en cisaillement sénestre, laquelle était accommodée au sein du roll-over par des rotations de blocs et des composantes dextres des rejets sur les failles.

(2) Appliquée à plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un même bassin, elle donne accès à l'évolution au cours du temps des déplacements horizontaux (par le calcul de champs de déplacements incrémentaux), c'est à dire à la **cinématique des systèmes faillés**.

(3) L'apparition d'**incompatibilités géométriques** au cours de la restauration met en évidence des erreurs d'interprétation des données traitées. Par exemple, dans l'application du Bassin de Campos, nous obtenons dans le sud du domaine des déplacements plus importants à l'Oligocène qu'au Crétacé supérieur ce qui est géométriquement impossible dans un contexte d'extension syn-sédimentaire. Il y a donc une incompatibilité géométrique qui doit être corrigée en ré-examinant les données sismiques. De même, sur l'exemple de la dépression Afar, l'écart entre les rotations de blocs calculées par la restauration et celles mesurées par le paléomagnétisme nous a amené à ré-évaluer les rejets sur les failles majeures limitant les bassins.

Notre méthode utilise des cartes de rejets horizontaux. Ces dernières sont établies en routine par les logiciels d'interprétation sismique. Cependant l'application au domaine Afar montre qu'elles peuvent également être établies à partir d'autres données (des images satellitaires en l'occurrence). Ceci élargit son champ d'application à d'autres domaines que les bassins sédimentaires, à d'autres échelles et donc à d'autres mécanismes de déformation.

Les applications réalisées au cours de ce travail mettent en évidence un certain nombre de **limites de la méthode** dues soit aux hypothèses inhérentes à la méthode soit aux données que l'on exploite.

Une première limite résultant de la technique par ajustement de blocs est l'**échelle relative entre la taille des blocs et les rejets** des failles (rapport rejet/taille des blocs). La limite supérieure de ce rapport a été améliorée pour qu'un rapport de 2 ou 3 soit tolérable (par exemple un rejet d'une trentaine de mètre pour un bloc de 10 m de côté). Pour la limite inférieure, le cas de l'Afar nous semble être limite avec des blocs de l'ordre de la dizaine de kilomètres de côté pour des rejets de l'ordre de la centaine de mètres (rapport $\sim 0,01$).

L'**horizontalité des niveaux stratigraphiques** est également un paramètre limitant de la méthode. Dans le cadre de ce travail, le problème ne s'est pas posé de manière importante : soit le pendage des niveaux traités était négligeable, soit nous avons pu effectuer un débasculement simplifié en coupe. Cependant, les rotations autour d'axes horizontaux sont des composantes très importantes des déplacements liés à l'extension et il paraît difficile de se limiter aux domaines où elles sont négligeables. La meilleure solution pour résoudre le problème du basculement des blocs est de coupler notre méthode avec celle de déplissage en 3D développée par Guillier (1991), Gratier et al. (1991), Gratier et Guillier (1993) et Gratier (1993).

Le dernier point qui peut sembler limitant est l'utilisation des seuls **rejets horizontaux** pour la restauration. Mais nous avons pu montrer qu'ils nous donnent une résolution très satisfaisante dans la mesure où nous avons obtenu des résultats équivalents dans le Nun River field à partir de la restauration et de la méthode de "strike

projection" sur des rejets normaux. Il reste cependant un paramètre auquel on n'accède pas facilement qui sont les variations du pendage de la faille au cours du temps.

De ce point de vue, une restauration en coupe peut fournir plus de renseignements. Nous retrouvons la nécessité de coupler notre approche à des méthodes complémentaires. Ces méthodes peuvent être soit les coupes équilibrées, soit une analyse des rejets normaux, soit une analyse statistique des failles (comme dans le cas de l'Afar). Sur l'exemple du Nun River field, c'est la méthode de "strike projection" qui nous a permis de mettre en évidence une incompatibilité géométrique localisée sur une des lignes sismiques. On peut aussi utiliser toute autre méthode permettant une quantification et une analyse des déplacements liés à des failles comme par exemple la méthode développée par Kerr et White (1992), Kerr et al. (1993) et Kerr et White (1994ab) qui reconstituent le déplacement sur un plan de faille à partir de la déformation de niveaux marqueurs dans le "roll-over".

Notre méthode doit, à terme, être intégrée dans un logiciel permettant d'aborder la restauration de tous les types de déformations. Cette étape est pratiquement réalisée puisque la méthode dédiée aux domaines en décrochement existe (Audibert, 1991) et qu'une adaptation de notre travail aux domaines en compression a été réalisée par Bourgeois (1994). Notre méthode est une étape vers une restauration en trois dimensions des domaines en extension. La restauration en 3D se heurtait jusqu'à maintenant à trois problèmes principaux : le matériel, les données et la représentation en 2D de systèmes tridimensionnels. Le matériel actuellement couramment utilisé tant dans l'industrie que dans la recherche est capable de gérer une telle technique. De plus, les progrès de la couverture sismique et en particulier la sismique 3D peuvent fournir les données nécessaires, même si elles sont limitées jusqu'à présent à des domaines pétrolifères (c'est à dire des portions de bassins sédimentaires). Les derniers problèmes à résoudre sont donc ceux liés à la représentation des données 3D avant l'adaptation de nos algorithmes à une résolution tridimensionnelle.



Bibliographie

- Acton, G.D., Stein, S. and Engeln, J.F., 1991. Block rotation and extension in Afar : a comparison to oceanic microplate systems. *Tectonics*, 10, 3: 501-526.
- Asmus, H.E. and Ponte, F.C., 1973. The Brazilian marginal basins. In: Nairn, A.E.M. and Stehli, F.C. (Eds), *The ocean basins and margins*. Plenum Press, New York, 87-132.
- Audibert, M., 1991. Déformation discontinue et rotation de blocs: méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. Mém. Doc. Cent. Armoricaire Etud. Struct. Socles, Rennes, 239.
- Baldwin, B. and Butler, C.O., 1985. Compaction curves. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 622-626.
- Barberi, F., Civetta, L. and Varet, J., 1980. Sr isotopic composition of Afar volcanics and its implication for mantle evolution. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 50: 247-259.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacrose, R. and Varet, J., 1975. Structural evolution of the Afar triple junction. In: Pilger & Rosler (Eds), *Afar depression of Ethiopia*. Schweizerbart, Stuttgart, 38-54.
- Barberi, F., Tazieff, H. and Varet, J., 1972. Volcanism in the Afar depression : its tectonic and magmatic significance. *Tectonophysics*, 15: 19-29.
- Barr, D., 1985. 3-D Palinspastic restoration of normal faults in the Inner Moray Firth: implications for extensional basin development. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 75: 191-203.
- Beach, A. and Rowan, M.G., 1992. Technique for the geometrical restoration of sections: an example from Bjornoya Basin, Barent Sea shelf. In: Larsen, R.M., Brekke, H., Larsen, B.T. and Talleraas, E. (Eds), *Structural and tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. Norwegian Petroleum Society (Elsevier), Amsterdam, 269-276.
- Berckhemer, H., Baier, B., Bartelsen, H., Behle, A., Burkhardt, H., Gerbrande, H., Makris, J., Menzel, H., Miller, H. and Veas, R., 1975. Deep seismic sounding in the Afar region and on the highlands of Ethiopia. In: Pilger & Rosler (Eds), *Afar depression of Ethiopia*. Schweizerbart, Stuttgart, 89-107.
- Black, R., Morton, W.H. and Rex, D.C., 1975. Block tilting and volcanism within the Afar in light of recent K/Ar date. In: Pilger & Rosler (Eds), *Afar depression of Ethiopia*. Schweizerbart, Stuttgart, 296-299.
- Bourgeois, O., 1994. Restauration numérique de la déformation discontinue dans les domaines en compression. Application à la dépression Tadjik (Asie Centrale). D.E.A., Université de Rennes 1.
- Bullard, E., Everett, J.E. and Gilbert Smith, A., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In: Blackett, P.M.S., Bullard, E. and Runcorn, S.K. (Eds), *A symposium on continental drift*. Royal Society, London, 41-51.
- Chamberlin, R.T., 1910. The Appalachians folds of Central Pennsylvania. *Journal of Geology*, 18: 228-251.
- Chamberlin, R.T., 1919. The building of the Colorado Rockies. *Journal of Geology*, 27: 225-251.
- Chang, H.K., R.O.Kowsmann and Figueiredo, A.M.F., 1988. New concepts on the developments of the East Brazilian marginal basins. *Episodes*, 11: 194-201.
- Childs, C., Easton, S.J., Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., Lin, S.T., Walsh, J.J. and Watterson, J., 1993. Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics*, 313-329.

- Choukroune, P., Francheteau, J., Auvray, B., Auzende, J.M., Brun, J.P., Sichler, B., Arthaud, F. and Lepine, J.C., 1988. Tectonics of an incipient oceanic rift. *Mar. Geophys. Res.*, 9: 147-163.
- Cobbold, P.R., 1977. Compatibility equations and the integration of finite strains in two dimensions. *Tectonophys.*, 39: T1-T6.
- Cobbold, P.R., 1979. Removal of finite deformation using strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, 1: 62-72.
- Cobbold, P.R. and Percevault, M.N., 1983. Spatial integration of strain using finite elements. *J. Struct. Geol.*, 5: 299-305.
- Cobbold, P.R. and Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophys.*, 187: 249-289.
- Courtillot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R. and G., F., 1984. Episodic spreading and rift propagation : New paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin. *J. Geophys. Res.*, 89, B5: 3315-3333.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross section. *Can. J. Earth. Sci.*, 6: 743-757.
- Davison, I., 1986. Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *J. Struct. Geol.*, 8: 209-210.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1989. Indentation tectonics in nature and experiment. 1 Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 14: 129-141.
- De Chabaliere, J.B., 1993. Topographie et déformation tridimensionnelle du rift d'Asal (Djibouti): de la disparition d'un volcan à la naissance d'un océan. unpublished Ph. D. Thesis, 250p, University of Paris 7.
- Demange, J. and Stieltjes, L., 1975. Géologie de la région SW du TFAI. *Bull. B.R.G.M.*, 2, IV, 2:
- Demercian, S., Szatmari, P. and Cobbold, P.R., 1993. Style of salt tectonics, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophys.*, 228: 393-433.
- Dennison, J.M. and Woodward, H.P., 1963. Palinspastic maps of central Appalachians. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47: 666-680.
- DePaor, D.G., 1988. Balanced section in thrust belts. Part 1: Construction. *Amer. Assoc. Petro. Geol.*, 72: 73-90.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Esteves, F.R., Carminatti, M. and Guardado, L.R., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na bacia de Campos. In: Gabaglia, G.P.R. and Milani, E.J. (Eds), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobras, Rio de Janeiro, 333-360.
- Dokka, R.K. and Travis, C.J., 1990. Late Cenozoic strike-slip faulting in the Mojave Desert, California. *Tectonics*, 9: 311-340.
- Doust, H., 1988. The Niger Delta: hydrocarbon potential of a major Tertiary delta province. In: (Eds), *Koninklijk Nederlands Geologisch en Mijnbouwkundig Gezelschap Symposium on Coastal Lowlands, Geology and Geotechnology Proceeding (1987)*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherland, 203-212.
- Dula, W.F.J., 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 75: 1605-1625.
- Elliot, D., 1977. Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts. Part 1. in *Calgary, 1977*),
- Elliot, D., 1983. The construction of balanced cross-sections. *J. Struct. Geol.*, 5: 101.

- Etchécopar, A., 1974. Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse, Univ. Nantes, Nantes (unpubl),
- Evamy, B.D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knaap, W.A., Molloy, F.A. and Rowlands, P.H., 1978. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. *A.A.P.G. Bull.*, 62: 1-39.
- Figueiredo, A.M.F. and Martins, C.C., 1990. 20 anos de exploração da Bacia de Campos e o sucesso nas águas profundas. *Boletim Geociências da PETROBRAS*, 4: 105-123.
- Freund, R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophys.*, 21: 93-134.
- Gadalia, A. and Varet, J., 1983. Les rhyolites miocènes de l'Est de l'Afar. *Bull. Soc. Geol. France*, (7)25: 139-153.
- Garfunkel, Z., 1989. Regional deformation by block translation and rotation. In: Kissel, C. and Laj, C. (Eds), *Paleomagnetic rotations and continental deformation*. NASO_ATI, 181-208.
- Gaulier, J.M., 1990. De l'extension intracontinentale à l'accrétion océanique: Géodynamique de la mer Rouge. unpublished Ph. D. Thesis, 366p, University of Paris VI.
- Gaullier, V., Brun, J.P., Guérin, G. and Lecanu, H., 1993. Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement. *Tectonophys.*, 228: 363-381.
- Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 5: 153-160.
- Goguel, J., 1952. *Traité de tectonique*. Masson et Cie, 383p.
- Gratier, J.P., 1988. L'équilibrage et la restoration en carte des couches plissées et faillées. In: Gratier, J.P. (Eds), *L'équilibrage des coupes géologiques*. Mém. Doc. Cent. Armoricaud Stud. Struct. Socles., Rennes, 145-157.
- Gratier, J.P., 1993. *Unfold*, user manual. Institute of coastal studies., University of California, Santa Barbara,
- Gratier, J.P. and Guillier, B., 1993. Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *J. Struct. Geol.*, 15: 391-402.
- Gratier, J.P., Guillier, B., Delorme, A. and Odonne, F., 1991. Restoration and balanced cross section of a folded and faulted surface by computer program: principle and application. *J. Struct. Geol.*, 13: 11-115.
- Gratier, J.P., Ménard, G. and Arpin, R., 1989. Strain-displacement, compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the Western Alps. In: Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G. (Eds), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. London Sp. Public., 65-81.
- Groshong, R.H., 1989. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bend folds. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 96-105.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. and Lucchesi, C.F., 1989. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic-type basin. In: Edwards, J.D. and Santogrossi, P.A. (Eds), *Divergent/passive margin bassins*. Amer. Assoc. Petrol. geol. Mem, 3-79.
- Guillier, B., 1991. Dépliage automatique de strates plissées et faillées: application à l'équilibrage des structures naturelles. Thèse, Univ. Grenoble, Grenoble, 160 pp (unpubl.),

- Gwinn, V.E., 1970. Kinematic patterns and estimates of lateral shortening, Valley and Ridge and Great Valley provinces, Central Appalachians, South Central Pennsylvania. In: Fisher, G.W.e.a. (Eds), *Studies of Appalachian Geology: Central and Southern*. Wiley, New York, 127-146.
- Hamblin, W.K., 1965. Origin of "reverse drag" on the dowthorn side of normal faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76: 1145-1164.
- Hossack, J., 1994. Geometrical rules of section balancing of salt in the Gulf of Mexico (abstr. in London, 1994),
- Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross section in the calculation of orogenic contraction: a review. *J. Geol. Soc. London*, 136: 705-711.
- Jenyon, M.K., 1988. Overburden déformation related to the piercement development of salt structures in the North Sea. *J. Geol. Soc. London.*, 145: 445-454.
- Kerr, H. and White, N., 1992. Laboratory testing of an automatic method for determining normal fault geometry at depth. *J. Struct. Geol.*, 14: 873-885.
- Kerr, H. and White, N., 1994. Application of an automatic method for determining normal fault geometries. *J. Struct. Geol.*, (in press):
- Kerr, H. and White, N., 1994. Application of an inverse method for calculating three-dimensional fault geometries and horizontal slip vectors: the Nun River field, Nigeria. *submitted to AAPG Bull.*,
- Kerr, H., White, N. and Brun, J.P., 1993. An automatic method for determining 3-Dimensional normal fault geometry. *J. Geophys. Res.*, 98: 17837-17857.
- Kiefer, J.D. and Dennison, J.M., 1972. Palinspastic map of Devonian strata of Alberta and Northwest Georgia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56:
- Kligfield, D.R., Geiser, P.A. and Geiser, J., 1986. Construction of geologic cross sections using microcomputer systems. *Geobyte*, 86: 60-66.
- Manighetti, I., 1993. Dynamique des systèmes extensifs en Afar. unpublished Ph.D. Thesis, Paris 7, 500p.
- Marinelli, G. and Varet, J., 1973. Structure et évolution du Sud du "horst Danakil", TFAI et Ethiopie. *C. R. Acad. Sci. Pais*, 276: 1119-1122.
- McCoss, A.M., 1988. Restoration of transpression/transension by generating the three-dimensionnal segmented helical loci of deformed lines across structure contour maps. *J. Struct. Geol.*, 10: 109-120.
- Ménard, G., 1988. Méthodologie générale de construction des coupes équilibrées. In: Gratier, J.P. (Eds), *L'équilibrage des coupes géologiques*. Mém. Doc. Cent. Armoricaïn Etud. Struct. Socles., Rennes, 145-157.
- Merki, P., 1972. Structural geology of the Cenozoic Niger delta. In: Dessauvagie, T.F. and Whiteman, A.J. (Eds), *African Geology*. University Ibadan, Nigeria, 635-646.
- Merle, O., 1989. Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, 165: 57-71.
- Mitra, S. and Namson, J., 1989. Equal area balancing. *Amer. J. Sci.*, 289: 563-599.
- Mohr, P., 1989. Nature of the crust under Afar : new igneous, not thinned continental. *Tectonophysics*, 167: 1-11.

- Mohriak, W.U., Karner, G.D. and Dewey, J.F., 1987. Subsidence history and tectonic evolution of the Campos basin, offshore Brazil (abs.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 71: 594.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Karner, G.B., Dewey, J.F. and Maxwell, J.R., 1989. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. In: Tankard, A.J. and Balkwill, H.R. (Eds), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margin*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 577-598.
- Mohriak, W.U., Mello, M.R., Mohriak, W.U. and Mello, M.R., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil. In: Brooks, J. (Eds), *Classic Petroleum provinces*. Geol. Soc. Sp. Public., London, 119-141.
- Moretti, I., Colletta, B. and Vially, R., 1988. Theoretical model of block rotation along circular faults. *Tectonophysics*, 153: 313-320.
- Moretti, I., Wu, S. and Bally, A.W., 1990. Computerized balanced cross section LOCACE to reconstruct an allochthonous salt sheet, offshore Louisiana. *Marine Petrol. Geol.*, 7: 371-377.
- Mount, V.S., Suppe, J. and Hook, J.C., 1990. A forward modelling strategy for balancing cross sections. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74: 521-531.
- Mugnier, J.L., 1984. Déplacement et déformation dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation. Exemple du Jura. Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Grenoble.
- Ojeda, H.A.O., 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 732-749.
- Percevault, M.N., 1983. Problème inverse en déformation finie: application au segment hercynien de Bretagne Centrale. Thèse, Univ. Rennes, Rennes, 141 pp. (unpubl.),
- Percevault, M.N. and Cobbold, P.R., 1982. Mathematical removal of regional ductile strain in central Brittany: evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics*, 82: 317-328.
- Peres, W.E., 1993. Shelf-fed turbidites system model and its application to the Oligocene deposits of the Campos basin, Brazil. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 77: 81-101.
- PETROBRAS, 1983. Campos and Espirito Santo Basins, offshore Brazil. In: Bally, A.W. (Eds), *Seismic expression of structural style*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, Tulsa, Oklahoma, 2.3.51-2.3.58.
- Richard, S.M., 1993. Palinspastic reconstruction of southeastern California and southwestern Arizona for the middle Eocene. *Tectonics*, 12: 830-854.
- Ron, H., Freund, R. and Garfunkel, Z., 1984. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paléomagnetic evidence. *J. Geophys. Res.*, 89: 6256-6270.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A., 1993. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil). *Tectonophysics*, 221: 439-452.
- Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A., 1993. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, 228: 435-445.

- Rowan, M.G. and Kligfield, R., 1989. Cross Section restoration and balancing as Aid to seismic interpretation in extensional terranes. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 73: 955-966.
- Ruegg, J.C., 1975. Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur du Sud-Est de l'Afar d'après les données sismiques. *Ann. Geophys.*, 31 (3): 329-360.
- Schultz-Ela, D., 1988. Application of three-dimensional finite-element method to strain field analysis. *J. Struct. Geol.*, 10: 263-272.
- Schultz-Ela, D. and Duncan, K., 1991. Restore© user's manual and software. Bureau of Economic Geology, The university of Texas at Austin,
- Schultz-Ela, D.D., 1992. Restoration of cross sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Marine Petrol. Geol.*, 9: 372-388.
- Schwerdtner, W.M., 1977. Geometric interpretation of regional strain analyses. *Tectonophysics*, 39: 515-531.
- Slater, J.G. and Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching: an explanation of the mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, 85: 3711-3739.
- Shelton, J.W., 1984. Listric normal faults: a illustrated summary. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 68: 801-815.
- Sichler, B., 1980. La biellette danakile: un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXII, 6: 925-933.
- Souriot, T., 1994. Cinématique de l'extension post-Pliocène en Afar. Imagerie satellitaire et modélisation analogique. Geosciences Rennes, Rennes, 200p.
- Souriot, T. and Brun, J.P., 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle: the Danakil "crank arm" model. *Geology*, 20,10: 911-914.
- Suppe, J., 1980. Imbricated structures of westernfoothills belt, south central Taiwan. *Petroleum Geology Taiwan*, 17: 1-16.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault bend folding. *Amer. Jour. Sci.*, 283: 684-721.
- Suppe, J. and Namson, J., 1979. Fault bend origin of frontal folds of the western Taiwan fold-and-thrust belt. *Petroleum Geology Taiwan*, 16: 1-18.
- Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I. and Courtillot, V., 1990. Bookshelf faulting and horizontal block rotation between overlapping rifts in southern Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1: 1-4.
- Thomas, J.C., 1994. Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik): étude structurale et paléomagnétisme. in (Géosciences Rennes, Rennes, 1994), 320p.
- Thomas, J.C., Cobbold, P.R., Wright, A. and Gapais, D., 1994. Tertiary tectonics and block rotations in the Tadjik depression, Central Asia. (*soumis*),
- Thoué, F., 1993. Quantification par imagerie tridimensionnelle de l'extension continentale et des déplacements associés. PhD Thesis Grenoble.
- Thoué, F. and Vidal, G., 1993. Quantification par la télédétection de la déformation finie associée à la tectonique extensive au Yémen. *Bull. Soc. Fr. Photo. Tele.*, 129: 9-16.
- Varet, J., 1978. Géologie de l'Afar central et méridional (1/500.000ème). in (CNRS, Paris, 1978),

- Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. Mém. Doc. Cent. Armoricain. Etud. Struct. Socles., Rennes, 395.
- Vendeville, B. and Cobbold, P.R., 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305: 1313-1319.
- Verrall, P., 1981. Structural interpretation with application to North Sea problem. Joint Association of Petroleum Courses (JAPEC), London, Course Notes N°3.
- White, N., 1987. Constraints on the measurement of extension in the brittle upper crust. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 626-279.
- White, N., Jackson, J.A. and McKenzie, D.P., 1986. The relationship between the geometry of normal fault and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *J. Struct. Geol.*, 8: 897-909.
- Williams, G. and Vann, I., 1987. The geometry of listric normal faults and deformation of their hanging walls. *J. Struct. Geol.*, 9: 789-795.
- Woodward, N.B., Gray, D.R. and Spears, D., 1986. Including strain data in balanced cross-sections. *J. Struct. Geol.*, 8: 313-324.
- Xiao, H.B. and Suppe J., 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73, 777-786.

Annexe 1 Publication :
**Restauration palinspastique par moindres carrés des domaines
faillés en extension - Application au bassin de Campos (Brésil)**

Cet article a pour objectif de présenter notre méthode. Il permet d'en avoir un aperçu plus succinct que dans le premier chapitre de ce mémoire. Cependant quelques améliorations ont été apportées à la méthode depuis sa publication (procédure de recherche des voisins, voir II.1.4). La méthode est illustrée par une application à un niveau marqueur de l'Oligocène Supérieur dans le Bassin de Campos (chapitre II.1). Ces résultats nous ont permis d'apporter un certain nombre de contraintes sur les modalités de déformation dans le bassin de Campos.

Article publié dans "Tectonophysics", 221, 439-452, 1993.

Reproduit avec l'aimable autorisation d'Elsevier Science Publisher B.V.

Résumé : Nous avons mis au point une méthode itérative de restauration palinspastique par moindres carrés des domaines faillés en extension. En carte, la trace du rejet sur une faille normale peut être représenté par un vide entre les compartiments de la faille. Ce type de données est souvent disponible dans les bassins sédimentaires grâce à la couverture sismique. Notre méthode a pour objectifs d'inverser le rejet sur les failles normales affectant un niveau stratigraphique donné en refermant ces vides. Avant de restaurer, nous transformons la carte des rejets en une carte de blocs intégralement limités par des failles. Les limites de bloc sont soit des failles réelles, soit des failles ajoutées ("artificielles"). Nous utilisons ensuite un algorithme visant à minimiser par des rotations et des translations la grandeur (D) correspondant à la sommes des carrés des distances entre les blocs. La minimisation consiste à résoudre par itérations successives une série d'équation non linéaires. Nous considérons que la solution est atteinte lorsque (D) passe en deçà d'une valeur critique. D'une manière générale, la restauration referme les vides entre les blocs mais produit également des mouvements décrochants entre les blocs. Ainsi, la déformation n'a pas besoin d'être plane, ni les vecteurs déplacement d'être parallèles.

Nous avons appliqué notre méthode sur une partie du bassin de Campos, situé sur la marge atlantique du Brésil. La stratigraphie et la structure y sont bien contraintes par une couverture sismique et des forages. Les sédiments crétacés et tertiaires ont subi un glissement gravitaire vers le large grâce à un niveau de décollement constitué d'évaporites aptiennes. Il en résulte un domaine amont faillé en extension formant une bande entre la croûte continentale non déformé à l'Ouest et des sédiments relativement peu structuré à l'Est. En considérant la bordure ouest comme fixe, nous avons restauré un niveau stratigraphique oligocène supérieur (le Marco Azul). La convergence a été atteinte rapidement et l'ajustement est de bonne qualité. Nos résultats montrent que la bordure est de la zone restaurée s'est bombée vers le large depuis l'Oligocène. Les vecteurs déplacement des blocs forment un éventail montrant un élément de symétrie : une ligne NW-SE. Les blocs du domaine apical limités par un réseau de failles en fer à cheval présentent les déplacements maximaux. La répartition des valeurs de rotation de blocs montre un domaine nord principalement anti-horaire et un domaine sud majoritairement horaire. Les exceptions à cette règle correspondent en général à des mouvements de dominos. Nous interprétons le champ de déplacement comme le résultat d'un glissement gravitaire divergent lié à une topographie convexe vers la mer du fond marin. Dans la mesure où ce champ de déplacement doit être décrit en trois dimensions, l'utilisation de méthodes de restauration en coupe dans ce secteur aurait été sujette à d'importantes erreurs. Ceci illustre l'intérêt d'une méthode telle que la notre.

Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting—application to the Campos basin (Brazil)

D. Rouby ^a, P.R. Cobbold ^{a,*}, P. Szatmari ^b, S. Demercian ^b, D. Coelho ^c and J.A. Rici ^c

^a *Géosciences (CNRS), Université de Rennes, Avenue du General Leclerc, 35042 Rennes Cedex, France*

^b *PETROBRAS Research Centre, Cidade Universitaria, 21910 Rio de Janeiro, Brazil*

^c *PETROBRAS Exploration Department, Avenida Chile 65, 20035 Rio de Janeiro, Brazil*

(Received June 10, 1992; revised version accepted November 6, 1992)

ABSTRACT

We have developed an iterative least-squares method for palinspastic restoration of regions of normal faulting. The method closes the gaps (cut-off lenses) across normal faults on a structure-contour map of a given stratigraphic horizon. Such data are often available for sedimentary basins covered by seismic surveys. Before restoration, we first produce a fault-block map, where each block is completely surrounded by faults, whether real or artificial. We then apply an algorithm to minimize D , the sum of the squares of the distances across cut-off lenses, with respect to unknown rigid block translations and rotations. Minimization results in non-linear equations, which we solve by an iterative method. We deem the solution to have converged when D falls below a given critical level. In general, restoration not only closes the original gaps, but also results in strike-slip displacements between blocks. Thus the deformation need not be a plane strain and displacement vectors need not be parallel.

We have applied the method to an area of the Campos basin, on the Atlantic margin of Brazil, where the stratigraphy and structure are well-known from seismic surveys and from wells. Cretaceous and Tertiary sediments have glided downslope on a lubricating layer of Aptian evaporites, producing an uppermost domain of normal faulting. The normal faults occupy a strip, lying between undisturbed continental crust to the west and relatively unstructured sediments to the east. Assuming the western boundary to be stationary, we have restored an Upper Oligocene stratigraphic level, the Marco Azul. Convergence was achieved rapidly and the degree of fit is good. According to our restoration, the eastern boundary of the area has bowed out seawards since the Oligocene. Block displacement vectors form a fan-like pattern, with an element of mirror symmetry about a line trending NW–SE. Maximum displacements occur in an apical domain, bounded by a horseshoe pattern of faults. There is a general pattern of block rotations, counterclockwise in the northeast, clockwise in the southwest. Some notable exceptions to this general pattern are due to local domino motions. We attribute the overall displacement field to divergent gravitational gliding off a local salient in the sea-bottom topography. Because of the three-dimensional nature of the displacement field, restoration of vertical cross-sections alone would yield gross errors. This demonstrates the value of palinspastic methods such as ours.

Introduction

Attempts at restoring sections or maps are almost as old as geological mapping itself. Even if restoration is purely geometric, or, better still, kinematic, the advantages are several. First, they allow the geologist to infer aspects of the total deformation, if not its history. These then provide a basis for understanding the mechanisms, and eventually the mechanics, of tectonic processes.

They also provide a framework for understanding other geological processes, such as the history of sedimentation. Another advantage of restoration is that it constrains the margin of error otherwise inherent to all geological maps and sections. An observed geometry is considered kinematically admissible, if it can be restored, yielding another geometry that is geologically acceptable. This is the philosophy underlying the construction and restoration of “balanced” cross-sections.

To begin with, methods of restoration were mostly qualitative and laden with assumptions. Only in the last few decades have more quantita-

* Corresponding author.

tive and objective methods been developed, for application to either faulted or strained regions. We briefly review these developments, so as to explain why new methods, such as the one we present in this paper, are necessary.

(1) Quantitative methods were first developed for simultaneously constructing and restoring balanced cross-sections (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979). Such restorations took into account both folding and faulting. They mostly assumed that bedding was horizontal and of uniform thickness before deformation. They also assumed conservation, either of line lengths, or of sectional areas. Early methods were all graphical and manual; but, with the advent of microcomputer systems, interactive programs became available (Jones and Linsser, 1986; De Paor, 1988; Geiser et al., 1988; Moretti and Larrère, 1989). At first, balanced cross-sections were drawn across thrust belts, but later they were used for areas of extensional tectonics as well (Gibbs, 1983; Beach, 1984). Another development was the progressive backstripping of sedimentary layers in regions of synchronous sedimentation and extensional tectonics (Nunns, 1991; Schultz-Ela, 1992). A major disadvantage of all such methods is that they are two-dimensional: they assume that lines or areas balance in the plane of section alone. Regional restorations can be attempted by combining several such sections, but, even then, errors may arise. A major source of error is movement of material out of, or into, the plane of section (Hossack, 1979).

(2) Palinspastic restoration of regions and maps also has a long history; but, again, most of the early work was qualitative. Barr (1985) described a computer-based method for restoration of structure-contour maps of sedimentary horizons, in areas of extensional tectonics. He took into account both rollover anticlines and normal faults. His data base was similar to the one described in this paper; but he assumed a uniform direction of extension for the purposes of restoration, whereas we make no such assumption. McCoss (1988) further developed these ideas, taking into account folded lineations in areas of transpressional or transtensional tectonics. Cobbold and Davy (1988) restored fault motions for the last 10 Ma

on a map of Central Asia, using slip rates estimated from seismic moments and taking into account block rotations and boundary conditions on displacements. Their method was nevertheless manual.

(3) Finite-element techniques of restoration were first developed for regions of ductile deformation (Schwerdtner, 1977; Cobbold, 1977, 1979, 1980; Cobbold and Percevault, 1983; Percevault, 1983; Schultz-Ela, 1988). The guiding principle was least-squares minimization of the spurious gaps and overlaps that appeared between elements when these were individually unstrained. The input data were strain ellipsoids. Because these were more easily obtained at outcrop than at depth, the first large-scale applications were to regional maps (Percevault and Cobbold, 1982; Percevault, 1983; Schultz-Ela, 1988; Gratier et al., 1989).

(4) Recently, finite-element methods have been used for restoration of non-cylindrically folded surfaces, assuming minimal changes in surface area at all points (Gratier, 1988; Gratier et al., 1991; Guillier, 1991; Gratier and Guillier, 1993).

(5) Least-squares fitting has also been used for rigid blocks, separated by faults. Audibert (1991) and Audibert and Cobbold (work in progress) have developed two-dimensional methods for restoring regions showing dominantly strike-slip deformation. Where offsets on strike-slip faults are difficult to measure, alternative input data are block rotations, as obtained for example from paleomagnetic studies.

In this paper we describe a new least-squares method, for restoration of faulted sedimentary horizons, in regions of dominantly extensional tectonics. Small modifications should be enough to make the method valid for compressional tectonics as well. Following Barr (1985) and McCoss (1988), we take our data from structure-contour maps, or directly from seismic surveys (if possible, 3-D surveys). We place no limitations on the regional directions of horizontal displacement and we allow strike-slip displacements on faults.

The paper is in two parts. First, we describe our method, including general objectives, assumptions, preliminary data processing and numerical procedure. Second, we apply the method

to the Campos Basin (Atlantic margin of Brazil), a region where data are unusually good and where deformation is far from being a plane strain.

Method

General objectives

Our method is purely geometric. We seek to reconstruct the original undeformed state of a single stratigraphic horizon, currently offset across a population of normal faults. To do so, we minimize all the fault separations.

Where a horizontal stratum is offset across a single fault, we can project the hangingwall and footwall cut-offs onto a map, producing a cut-off lens (Fig. 1; McCoss, 1988). The width of the cut-off lens (the heave) is a measure of horizontal extension, due to the dip-slip component of displacement on the fault. In general, there will also be a strike-slip component, which does not contribute to the width of the cut-off lens. In general also, there will be many faults with differing orientations. To restore the faulted horizon, we seek to close all the cut-off lenses, allowing in the process for the possibility of strike-slip displacements along them. Notice that these strike-slip displacements are in no way imposed; they are a result of the restoration.

Restoration by this procedure yields a map of finite horizontal displacements, from which we can calculate two-dimensional translations, strains and rotations within the horizontal plane and at various scales.

Main assumptions

(1) We assume that it is reasonable to divide a region into a finite number of fault blocks, each one completely bounded by faults. Some of these faults will be real, but some may have to be artificially introduced, so as to complete an array of fault-bounded blocks.

(2) The fault blocks so defined are rigid, to a first approximation. This assumption can be relaxed, under certain conditions to be discussed later.

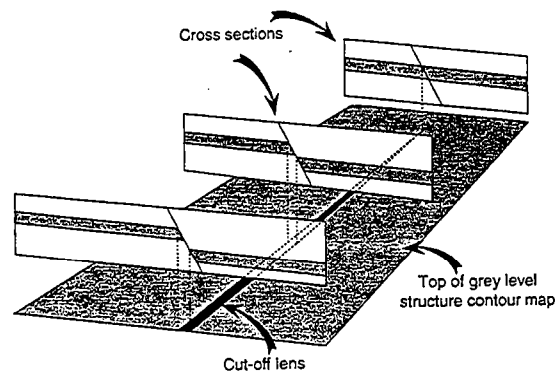


Fig. 1. Cut-off lens on a structure-contour map. Sections show grey layer, offset across normal faults. Vertical projection of footwall and hangingwall cut-offs defines cut-off lens (black). Width of lens is proportional to fault heave. Because fault is of normal type, cut-off lens is a gap. For a reverse fault, it would be an overlap.

(3) The horizon to be restored is horizontal within each fault block. This assumption is reasonable for many areas of extensional tectonics. If the horizon dips at less than 15° , the resulting errors will be negligible. Dips greater than 15° can be corrected, either by tilting each block about the strike if the horizon is planar, or by some numerical method of unfolding (see Gratier, 1988; Gratier et al., 1991; Gratier and Guillier, 1993) if the horizon is curved.

Preliminary data processing

Our numerical procedure works with data which the user prepares, according to the following instructions.

(1) Start with a structure-contour map of a given stratigraphic horizon. Where this horizon is offset across a known fault, project the hangingwall and footwall cut-offs vertically onto a map, producing a cut-off lens (Fig. 1; McCoss, 1988). Repeat, for all faults. At this stage, all faults and cut-off lenses are real.

(2) From a map of cut-off lenses (Fig. 2a), generate a modified map, showing an assembly of fault-bounded blocks (Fig. 2b). To obtain this, form artificial segments by extrapolating each real fault trace in a straight line until it meets another fault trace. Cross-cutting is not allowed. To avoid ambiguity, extrapolate the faults in order, starting

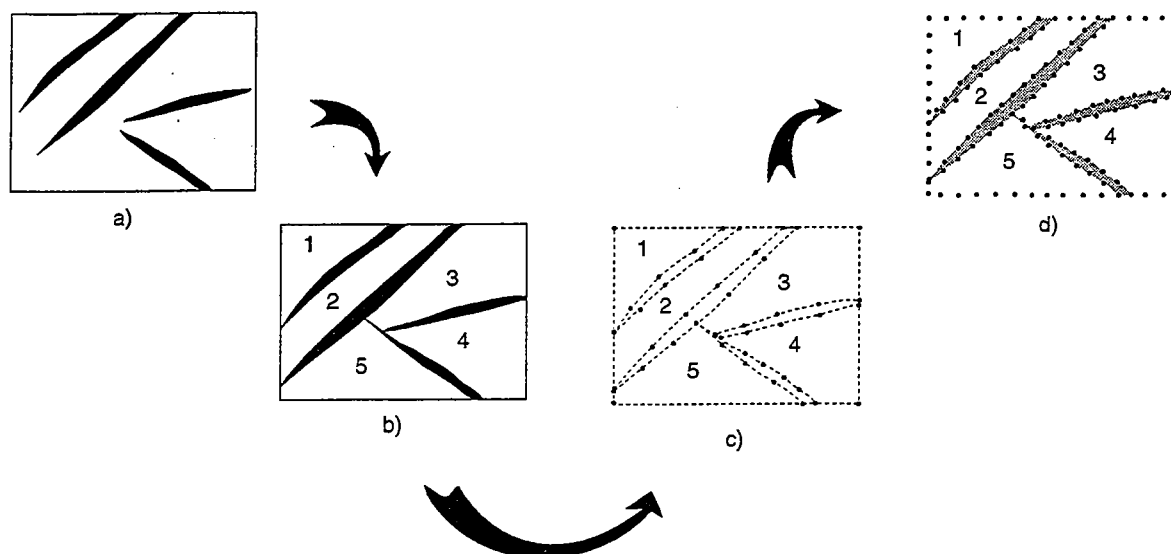


Fig. 2. Preliminary data processing. (a) Cut-off lenses on the original map are extrapolated, until they reach other lenses. (b) Resulting fault blocks are numbered. (c) Boundaries of blocks are digitized, yielding straight-sided polygons. (d) Finally, sides of polygons are further subdivided into straight line segments, separated by nodes.

with the longest and ending with the shortest. This relies on the assumption that longer faults are more active and have further-reaching associated stress perturbations.

(3) Where a block is far from equant, subdivide it into smaller blocks, using new artificial faults, also taken as straight lines. Motions on these new faults can then simulate small bending strains in the original non-equant block.

(4) Where real faults are suspected, but have not yet been detected, introduce other artificial faults. Suitable locations are narrow bands, where structural contours are closely spaced (representing a normal fault or a monocline), or sigmoidally offset (representing a potential wrench zone).

(5) Digitize the fault-block map and number the blocks sequentially (Fig. 2c).

(6) Choose a suitable length for line elements. The programme will use this to automatically segment the sides of the blocks into line elements of equal length (Fig. 2d). Smaller line elements may provide a better fit, but they increase the computing time.

Basis of the numerical procedure

The numerical procedure is designed to minimize a single quantity: the sum, D , of the squares

of all distances across all cut-off lenses. We define these distances, one for each line element, in a manner to be explained later. Because the blocks are assumed to be rigid, the unknown variables to be solved for are the block translations and rotations. Minimization of D generates a set of non-linear simultaneous equations in the unknown variables.

To solve the equations, we use an iterative method, similar to the Gauss-Seidel method of solving linear equations, but more complex in detail. A single iteration is itself a sequence of operations, including neighbour seeking, block translation and block rotation. During translation or rotation, we adjust (pack) each block in sequence, minimizing its gaps and overlaps against immediate neighbours and taking into account the adjustments already made to previous blocks (as in: Cobbold and Percevault, 1983; Schultz-Ela, 1988; Audibert, 1991). We repeat the iterations cyclically, until the equations are deemed to have converged, according to a criterion to be discussed later.

Neighbour seeking

The numerical procedure packs a given block (e.g. block i in Fig. 3) into the current space available between neighbouring blocks. Packing is by minimization of distances between (1) line

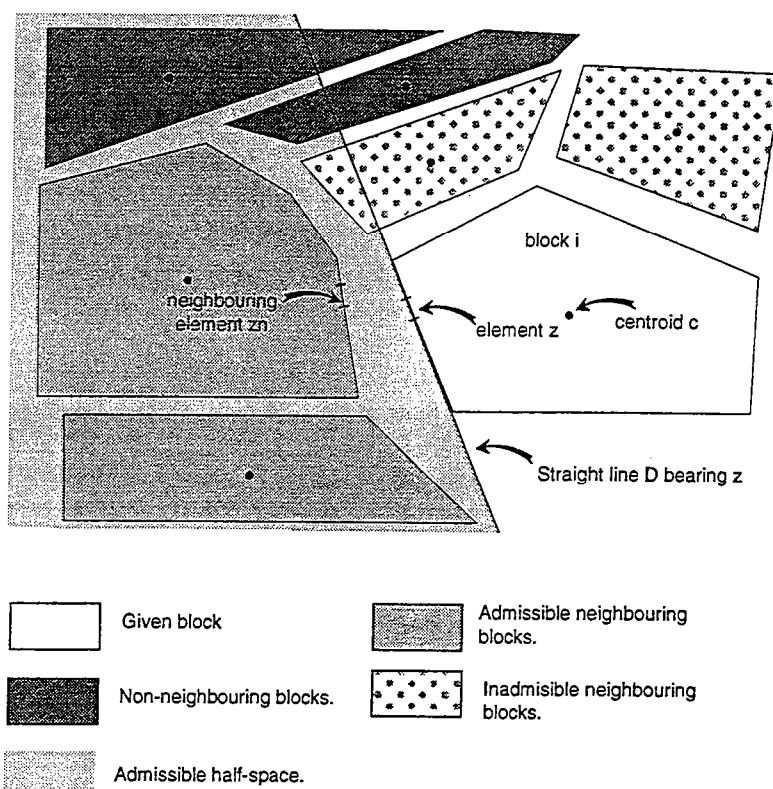


Fig. 3. Admissible neighbours. For each line element (e.g. z) of a given block being packed, admissible neighbouring blocks have centroids lying within a half-space, bounded by straight line D through z , and not containing centroid c of given block. Neighbouring line element (zn) is closest of all line elements from admissible neighbouring blocks.

elements on the given block, and (2) neighbouring line elements on neighbouring blocks. This raises the questions: which are the neighbouring blocks and which are the neighbouring line elements?

Neighbouring blocks we define, once and for all, before restoration. The definition will be remain valid, as long as strike-slip displacements are not large enough to introduce new neighbouring blocks or to remove original ones. For many extensional contexts, such an assumption is reasonable. If not, neighbouring blocks can be redefined at various stages of progressive restoration; but this complexity considerably increases the amount of computing time (Audibert, 1991).

In contrast, we do redefine neighbouring line elements, from time to time during the iterations. This is necessary, because line elements are short, in comparison with block size. Hence even a small block displacement will shuffle neighbouring line elements.

After testing several possible neighbour-seeking procedures, we have adopted one which is reliable and fast. For each line element of the block being packed (e.g. line element z , Fig. 3), we first define an admissible domain of seeking. This is a half-space, bounded by the straight line bearing z and not containing the centroid of the block being packed. Neighbouring blocks whose centroids lie within this half-space are termed admissible neighbouring blocks. The neighbouring line element (zn) is then the closest of all the line elements on admissible neighbouring blocks.

Our neighbour-seeking procedure has several advantages. First, it is very simple to programme. Second, it is fast, because it drastically reduces the number of line elements to be processed. Third, it is applicable to all line elements, including those at the external boundaries of the assembly. A disadvantage of the procedure is that it is not applicable to any block whose centroid happens to lie outside its own external boundary. To

avoid this situation, such blocks should be subdivided into several smaller blocks, using artificial faults. Another disadvantage of the procedure is that it is not applicable to areas of crustal thickening, where blocks overthrust their neighbours to a large extent.

Block translation

We define the position of a block by the position of its centroid (C in Fig. 4). We seek the translation that minimizes D with respect to neighbouring blocks. Let the gap vector be the vector spanning the gap between the centre of each line element and the centre of its neighbouring line element. We then seek the translation vector that minimizes the sum D of the squares of the moduli of the gap vectors. The result is simply the vector mean of the gap vectors (Cobbold and Percevault, 1983). One calculation is thus sufficient to yield the required translation of each block.

Block rotation

We consider the rigid rotation of a block through an angle θ about its centroid (C , Fig. 5). The rotation that minimises D with respect to neighbouring blocks is independent of the calculated block translation (Cobbold and Percevault,

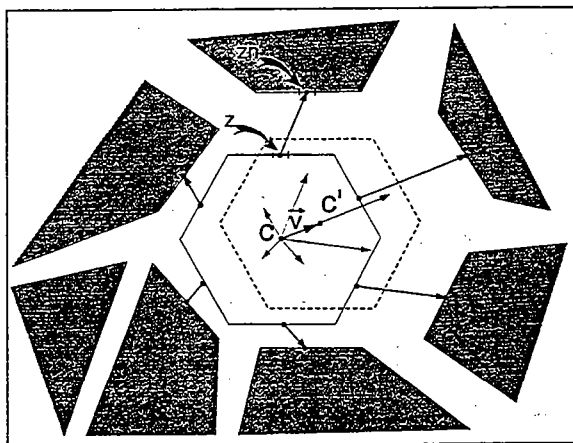


Fig. 4. Packing by rigid translation. Gap vectors span distances between line elements (z) and neighbouring line elements (zn). Vector mean of gap vectors is v . If block translates through v , so that centroid moves from c to c' , this minimizes sum of squares of gap distances.

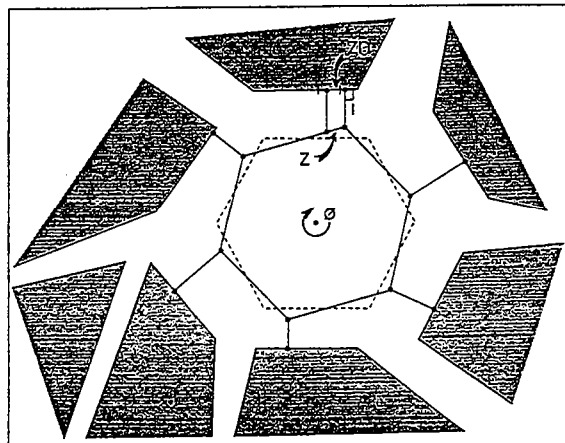


Fig. 5. Packing by rigid rotation. Each line element (z) is projected upon neighbouring line element (zn), defining perpendicular distance l . Rigid rotation through angle f minimizes sum of the squares of perpendicular distances for all line elements. Calculation is repeated, with redefinition of perpendicular distances each time, until further adjustments are negligible.

1983). However, even a small rotation causes large displacements at the edges of the block. The rotation calculated is therefore very sensitive to the position and parallelism of neighbouring line elements.

To avoid these problems, we use an alternative definition of the distances to be minimized, introduced by Audibert (1991). We define l , the perpendicular projection of a line element upon its neighbouring line element (Fig. 5). We then calculate the rotation that minimizes the sum of the l^2 . Furthermore, we repeat the calculation, redefining the perpendicular projections each time, until further adjustments are negligible, in comparison with a pre-set critical value.

Monitoring of convergence

The functional being minimized is D and its value is therefore a suitable measure of overall convergence. Nevertheless, we prefer a parameter which is non-dimensional and has a simple geometrical meaning. One such parameter is the fractional area of gaps and overlaps:

$$G = S_g / S_b$$

where S_g is the total surface area of all gaps and

overlaps, and S_b is the total surface area of all the blocks. A good approximation to S_g is:

$$S_g = L \cdot (D/n)^{1/2}$$

where L is the length of a line element, n is the number of line elements considered, and $(D/n)^{1/2}$ is the root-mean-square gap width. The fractional gap area G can be calculated for each block, for a group of blocks, or for the entire assembly. We consider that overall convergence is satisfactory when total G reaches a minimum value close to 10^{-6} units, a value we have adopted after trial and error. We calculate G and test for convergence at the end of each iteration.

Types of iteration

Following Cobbold and Percevault (1983) and Schultz-Ela (1988), we distinguish standard iterations from fast-pack iterations. A standard iteration packs a block between all its neighbouring blocks, whereas a fast-pack iteration takes into account only those neighbouring blocks that have already been packed. During the first increments of restoration, a single cycle of fast-pack iterations reduces gaps and overlaps by as much as 60%. Standard iterations are useful at later stages of restoration. Convergence is then slower, but more accurate.

Algorithm for iterations

After much trial and error, we have adopted the following algorithm for each iteration.

- A. Start new iteration.
- B. Find neighbouring line elements.
- C. Minimize gaps by translation:
 - (1) select next block, by order of increasing block number;
 - (2) calculate translation and apply;
 - (3) if all blocks have been processed, go to (4); otherwise, return to (1).
 - (4) calculate average block translation;
 - (5) if average block translation is smaller than pre-set critical value, go to D; otherwise, return to (1).
- D. Minimize gaps by rotation:
 - (6) select next block, by order of increasing block number;
 - (7) define projections of line elements upon neighbours (Fig. 5);

- (8) calculate rotation and apply;
- (9) if rotation is smaller than pre-set critical value, return to (7); otherwise, go to (10);
- (10) if all blocks have been processed, go to E; otherwise, return to (6).

E. Minimize gaps by translation:

- (11) select next block, by order of increasing block number;
- (12) calculate translation and apply;
- (13) if all blocks have been processed, go to (14); otherwise, return to (1).
- (14) calculate average block translation;
- (15) if average block translation is smaller than pre-set critical value, go to F; otherwise, return to (11).

F. Check overall convergence:

- (16) calculate overall fractional gap area, G ;
- (17) if G is larger than pre-set critical value, return to A for further iterations; otherwise, restoration is ended.

Notice that each operation (whether neighbour seeking, translation or rotation) spans all the blocks, before the next operation starts.

Notice also that each rotation cycle occurs between two translation cycles. The reason for this is that rotation cycles tend to cause relatively large changes in geometry, in comparison with those caused by translation cycles. Sometimes these large changes become unstable, leading to a kind of buckling (Cobbold, 1979). The intercalated translations and the renewed neighbour seeking buffer these effects and make the convergence smoother and faster.

Finally, notice that the operations are different for translation or rotation. During rotation (but not during translation), there is a sub-cycle, followed by a convergence test, for each block. During translation (but not during rotation), there is a convergence test after all blocks have been processed.

Restoration of gravitational gliding in the Campos Basin, Brazil

Data

In the Campos basin of offshore Brazil (Fig. 6), Upper Cretaceous and Cenozoic sediments have developed thin-skinned structures above a

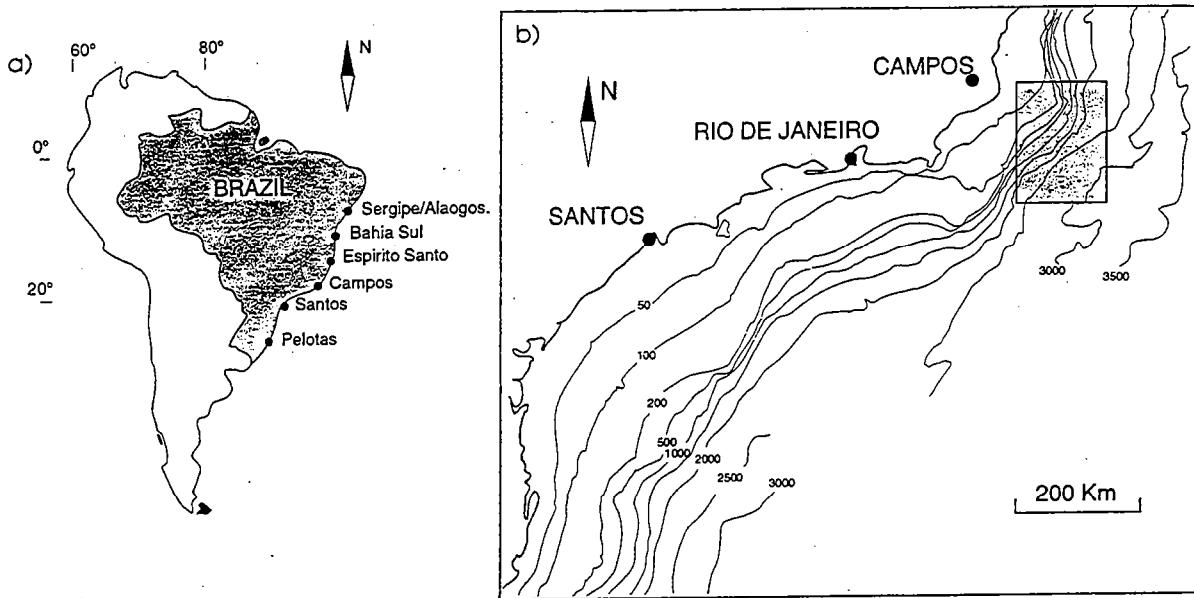


Fig. 6. Location of area restored. (a) Map of Brazil shows 6 locations along Atlantic margin. (b) Map between Campos and Santos shows contours of sea-bottom in m and approximate location of area restored (stippled box).

layer of Aptian evaporites (PETROBRAS, 1983; Dias et al., 1990; Cobbold and Szatmari, 1991). The inference is that sediments have glided down the continental slope, the evaporites providing the required basal lubrication. Gliding started during the Albian, a basal slope being provided by cooling of a stretched lithosphere. In general, downslope sections show three main structural domains: an uppermost domain of downdip extension, an intermediate domain of rigid gliding, and a lowermost domain of downdip contraction (Cobbold and Szatmari, 1991). The uppermost

domain contains listric growth faults and associated salt rollers (Fig. 7). For the Tertiary, this domain is upslope from a front of prograding deltaic sediments, suggesting that sediment load contributed strongly to the gliding process at this late stage (Cobbold and Szatmari, 1991). In general, the main driving force for gliding appears to be provided by the slope of the sea-bottom, where the density contrast is greatest.

PETROBRAS has undertaken intensive seismic surveying in the Campos area. Seismic interpreters have produced structure-contour maps for

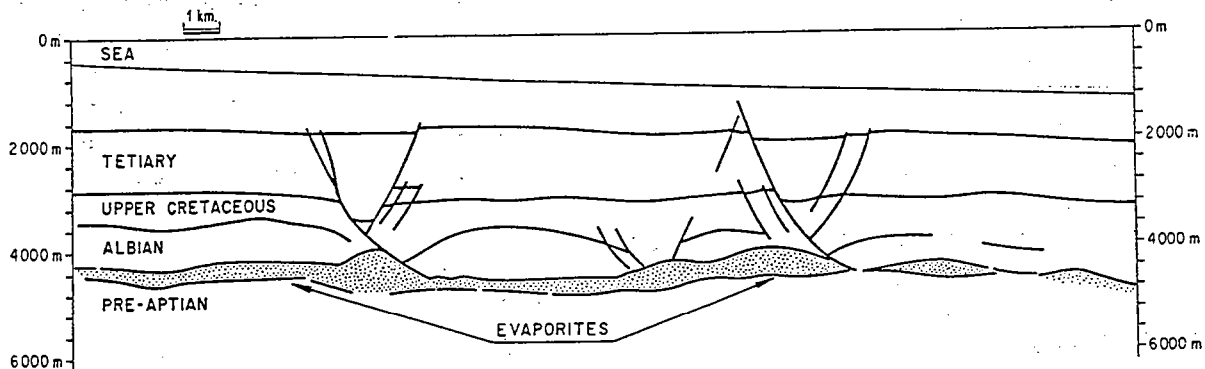


Fig. 7. Extensional domain off Campos (after PETROBRAS, 1983). Down-dip section is based on seismic data, depth-converted and controlled by boreholes. Vertical scale is exaggerated. Albian and younger sediments have become detached on a layer of Aptian evaporites (stippled). Domain shows listric normal growth faults with salt rollers in footwalls. Some faults show Tertiary activity.

Marco Azul is located at about mid-height within the Tertiary sediments.

various stratigraphic horizons. The Marco Azul level (Upper Oligocene) is a good seismic reflector and has been well constrained by drilling in water depths down to about 1000 m. Dias et al. (1990, fig. 20B) have published a map of the main post-Oligocene faults in part of the area. We have extended this map and redrawn the widths of the cut-off lenses (Fig. 8). Many normal faults are nearly parallel to the coastline and to sea-bottom contours, as expected for downslope gliding. However, some faults are oblique or even perpendicular to the coastline. They have been described in cross-section by Dias et al. (1990, fig. 20A) and Cobbold and Szatmari (1991). These faults cannot be accounted for by a simple model

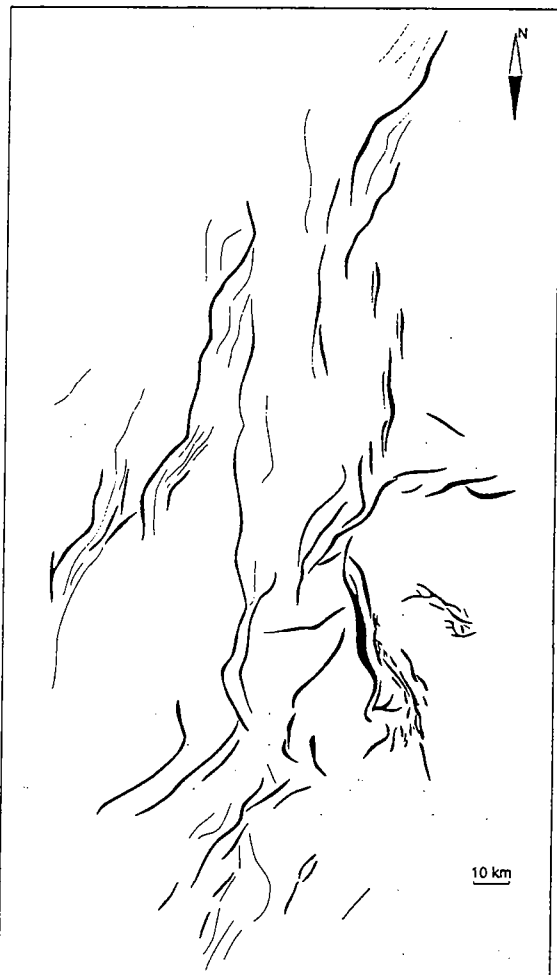


Fig. 8. Map of cut-off lenses, Marco Azul horizon (Upper Oligocene), Campos area. For approximate location, see Fig. 6.

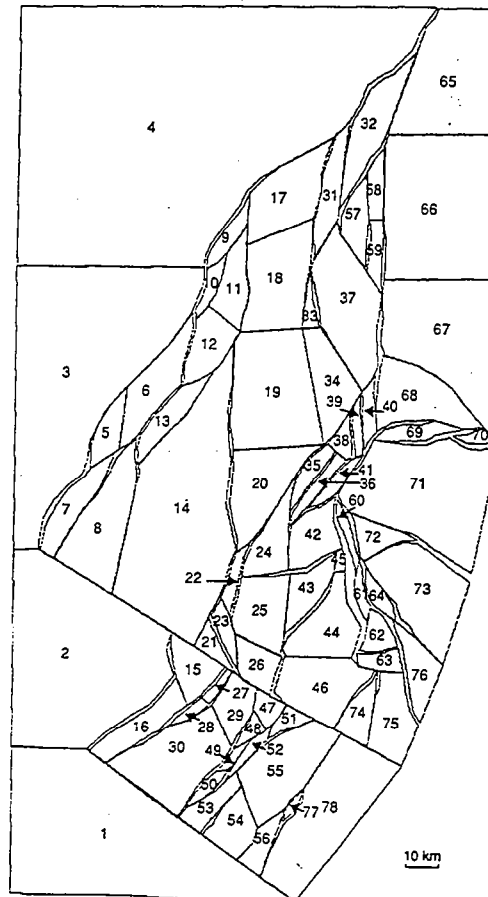


Fig. 9. Fault block map of Campos area in deformed state. Fault blocks are sequentially numbered (1 to 78, from west to east). Cut-off lenses appear as gaps. Artificial faults appear as straight lines without gaps.

of downslope gliding, where particle paths are parallel straight lines. Cobbold and Szatmari (1991) have suggested that gliding in the uppermost domain of the Campos area was radially divergent, because the sea-bottom contours were convex seawards, forming a salient. Diverging particle paths then produced extension in all horizontal directions. During the Tertiary, the salient was a delta fan.

To further test these ideas, we have palinspastically restored the Marco Azul horizon in part of the Campos area (Fig. 6, inset).

Preliminary data processing

Starting with a map of cut-off lenses (Fig. 8), we first drew a fault-block map, with 78 blocks

(Fig. 9). Large elongate blocks were subdivided using artificial faults. Some of these faults we inferred from a map of structure contours (not reproduced in this paper). In the eastern part of the area, where original cut-off lenses were closely spaced (Fig. 8), we simplified the pattern, replacing various small lenses by a single long lens of cumulative width.

To the west of the area chosen for restoration, no post-Oligocene faults have been detected so far. Hence we assumed the entire western boundary to be rigid (and stationary, as a reference). In deep water, to the east of the area chosen, the few structures that have been detected so far are gentle domes, not faults. Nevertheless, we preferred to make no assumptions about the behaviour of this area. We therefore chose a free

boundary at the eastern edge of the faulted area (Fig. 9).

Restoration

Restoration resulted in a visually satisfactory fit (Fig. 10). The total fractional gap area, G , has a value of only 1.04×10^{-6} units. Furthermore, the amount of gaps is nearly equal to the amount of overlaps. Possibly the remaining gaps and overlaps reflect, not poor data, but limited amounts of strain, either distributed within the blocks, or concentrated near their margins. One domain in particular does have rather many gaps, compared with the surface area of the blocks between them (blocks 71, 73 and 76; Fig. 10). This is the domain where initial faults were so closely spaced, that we replaced them by fewer faults with larger gap widths. The locally bad fit may be a result of our simplification, or it may reflect poor initial data. Whatever the reasons, this area is a candidate for reinterpretation or for more careful restoration in the future.

We notice that displacements along artificial faults are mostly small and mostly strike-slip. This is not surprising, because such faults are relatively long, straight by definition and have no initial gaps. Hence artificial faults do not contribute significantly to the parameters D and G , which express the amount of gaps and overlaps. We also notice that motion on some artificial faults does simulate internal bending of large blocks.

Block displacements

A useful image of the deformation is the field of vectors that span distances between block centroids in the restored and deformed states (Fig. 11). By definition, such a displacement field does not take into account block rotations about vertical axes; nor does it represent fault motions. Hence it provides a smoothed (almost fluid) view of the deformation.

Throughout the area, block displacement vectors increase in length seawards, because extension is dominantly downdip (about 3% on average) and the continent is stationary in our refer-

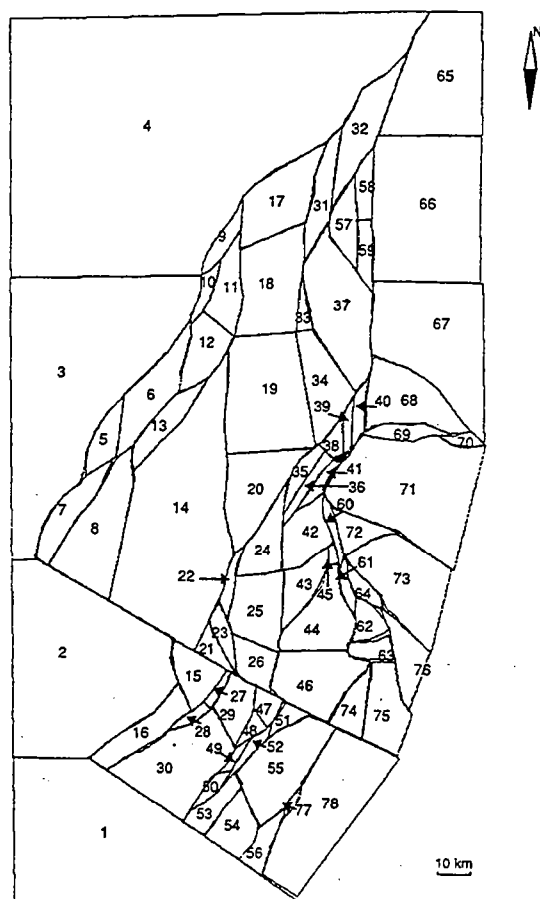


Fig. 10. Fault block map of Campos area in restored state. Between the blocks are some remaining gaps and some overlaps (black)

ence frame (Fig. 11a). Nevertheless, the vectors are far from being mutually parallel. Instead, they form a fanlike pattern, diverging seawards. Following Cobbold and Szatmari (1991), we attribute this fan to divergent gravitational gliding of sediments off a sea-bottom salient, formed by prograding Tertiary sediments. Divergence is especially clear near the eastern boundary of the area. Vectors tend to be perpendicular to this boundary, which is convex seawards. However, vectors also tend to be perpendicular to the western boundary. Between both boundaries, vectors swing around rather steadily. In the north, vectors lie along nearly circular arcs, concentric about a pole at the very northern tip of the area; in the south, the arcuate pattern is less well defined; and in the very centre, vectors lie along a nearly straight line. Indeed, the whole vector field ap-

pears to have an element of bilateral symmetry about this line (line 3, Fig. 11a). This will become clearer, after we have described the field of block rotations.

Centred upon the symmetry line, there is an apical domain, where displacements are largest (Fig. 11a). This is bounded by faults with wide cut-off lenses, forming a horseshoe pattern on the map (Fig. 11b). From the displacements (Fig. 11a), we infer that the prongs of the horseshoe are divergent wrench zones, left-lateral in the north, right-lateral in the south, whereas the hinge is a zone of dominantly downdip extension and vertical contraction. The southern prong of the horseshoe appears to continue northwestwards as a wrench zone, separating undeformed domains to the southwest from a moderately deformed domain in the centre.

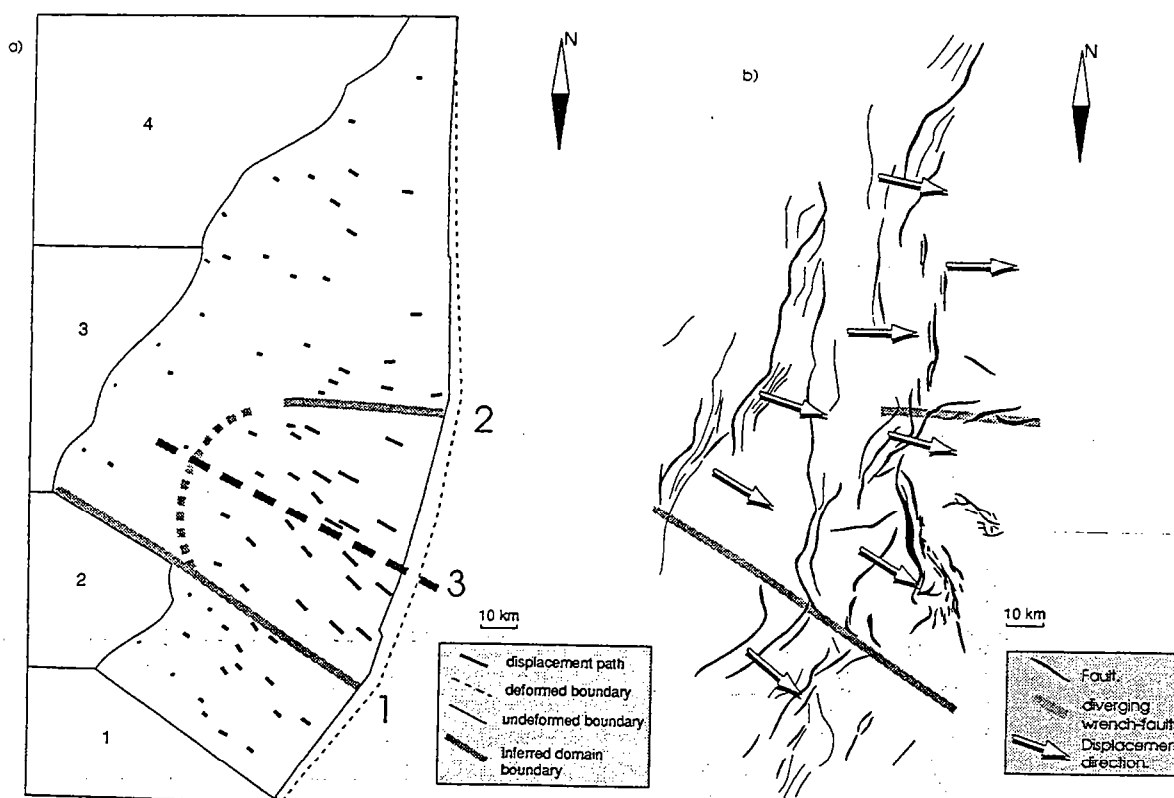


Fig. 11. Block displacements, Campos area. (a) Vector field of block displacements. Blocks 1-4 are stationary by definition. External boundary is shown for both restored state (continuous line) and current state (thin dashed line). Length and direction of thick black line segments indicate amount and direction of finite displacement of block centroids. Sense of displacement is eastwards for all blocks. There is an apical domain of large displacement (bounded by wide grey lines, labelled 2 in north and 1 in south). Vector field shows element of mirror symmetry about line trending NW-SE (thick dashed line, labelled 3). (b). Domainal boundaries and cut-off lenses, Marco Azul horizon (Upper Oligocene). Lenses are from Fig. 8. Domainal boundaries are from (a).

Block rotations

Our restoration produces rotations about vertical axes. We have distinguished clockwise and counterclockwise rotations, with values in three categories: negligible, moderate, or large (Fig. 12).

Negligible rotations are rare (2 blocks out of 78) and confined to western and central areas.

Moderate rotations are the most common. In the north, they are dominantly counterclockwise; in the south, clockwise. Thus the rotation field shows an element of bilateral symmetry, as does the block displacement field described earlier. On a smaller scale, there are exceptions to this general rule. For example, in the north, there is a

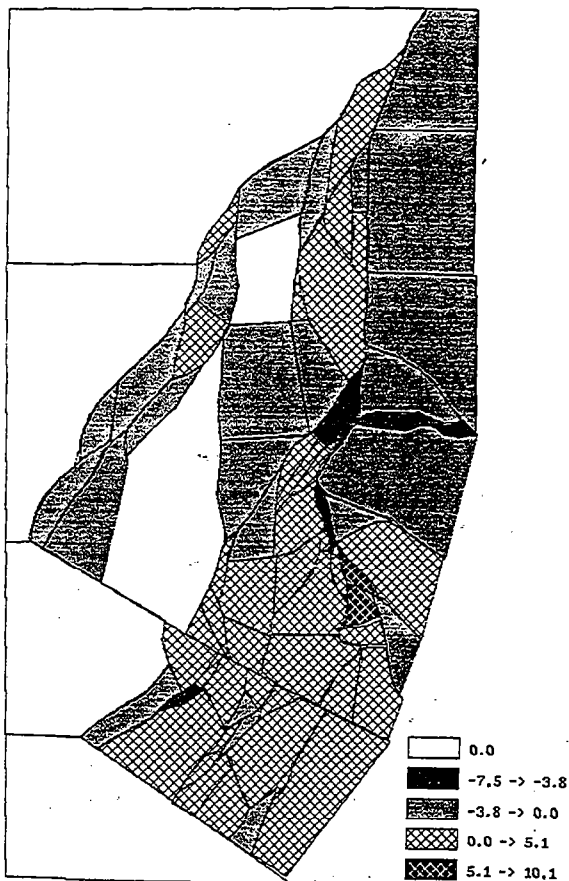


Fig. 12. Field of block rotations predicted by restoration, Campos area. Each block is shaded according to sense and amount of rigid rotation. Key shows magnitude (degrees) of finite rotation θ . Sense is positive clockwise, negative counterclockwise.

narrow domain of clockwise rotations, trending N-S and spanning 5 blocks (numbers 32, 57, 59, 33 and 37; Fig. 10). Here, normal faults are distributed en-echelon (Fig. 8). The deformation within this domain is a divergent wrenching, right-lateral, with associated clockwise rotations of domino-style. This right-lateral motion in a narrow strip is what allows the blocks on either side to rotate counterclockwise, by a domino mechanism at an even larger scale.

Large values of rotation are rare. Most occur at the boundaries of the apical domain. Clockwise values occur on the southern boundary; counterclockwise rotations, on the northern boundary. Once again, the rotations are associated with normal faults distributed en-echelon. Thus the northern and southern boundaries of the apical domain are indeed divergent wrench zones, left-lateral in the north, right-lateral in the south. We suspect that the rotations obtained for these zones would have been even larger, had we not simplified the fault patterns before restoration.

Discussion of results and method

Our restoration procedure, applied to the Campos area, results in a very good fit of fault blocks, with few remaining gaps and overlaps. It also results in a divergent displacement field, very different from a vertical plane strain. For the Campos area, such a divergent field is compatible with the one proposed by Cobbold and Szatmari (1991) on the basis of seismic sections and analogue modelling. Our restoration further reveals local wrenching, domino motions and block rotations. In retrospect, similar rotations are visible in an analogue model described by Cobbold and Szatmari (1991, fig. 8). Thus palinspastic restoration appears to be a very useful technique for revealing non-plane strain. As pointed out by Cobbold and Szatmari (1991), very different, indeed erroneous, results would be obtained by plane-strain restoration of balanced cross-sections alone.

Our Campos restoration and our method in general are objective, in the sense that the restoration is calculated by a numerical least-

squares procedure. Nevertheless, there are several assumptions underlying the method and especially the initial data processing. These require discussion.

(1) We assumed that fault blocks did not change shape during restoration. This does not imply that in nature there were no strains at all between faults. The gaps and overlaps remaining after restoration may result, either from imperfect initial data, or from small block strains. In nature, such strains may be concentrated at block edges, or they may be more homogeneously distributed. Some of the strains (especially small bending strains) may be taken up by displacement on artificial faults. It may be possible to further improve the fit, by calculating and applying homogeneous block strains, after an initial stage of restoration by rigid block motions (see Cobbold and Percevault, 1983); but we did not try to do this for the Campos area, because remaining gaps and overlaps are in general very small, suggesting that block strains are negligible. There are, however, some local exceptions where it may be possible to improve the fit in the future.

(2) We introduced artificial faults in areas where we suspected there might be hidden faults or internal strains. For the Campos example, restoration resulted in some displacements on artificial faults; but these displacements were small and dominantly strike-slip. Hence they did not result in further gaps and overlaps. We do not know to what extent these strike-slip displacements represent internal strains or real faults. For different assumed patterns of artificial faults, we have obtained slightly differing results. Nevertheless, restoration appears to be unique for any given fault pattern and processing order.

(3) During the iterations, blocks were packed successively, according to their processing numbers. In iterative procedures of this kind, it is well-known that the processing order has some influence on the final result, even if convergence appears to be acceptable. Ideally, several different processing orders should be tested individually and the results compared; but this takes much time. Where a single processing order is adopted, the numbering of blocks should start at boundaries that are stationary, or have known

displacements, as in our Campos example (see Fig. 10). In this way, any errors due to processing order should accumulate away from the known boundary conditions.

(4) We assumed that the level to be restored was horizontal. We believe this assumption is reasonable, because structure contour maps show negligible dips (less than 15°), for the Marco Azul level, throughout most of the Campos area.

Finally, we emphasize that geometric restorations such as ours may not be unique solutions, but they are kinematically acceptable ones. As such, they constrain the range of possible observed geometries and they provide useful controls on seismic interpretation. In particular, they may help pinpoint areas of misfit, where interpretation could possibly be improved.

Acknowledgements

This work is part of a PETROBRAS project on salt tectonics. It is published by kind permission of the Exploration Department, PETROBRAS. We are especially grateful to Manuel Figueiredo for his interest and support.

References

- Audibert, M., 1991. Déformation continue et rotation de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. Mém. Doc. Cent. Armoricairetud. Struct. Socles, Rennes, 40, 250 pp.
- Barr, D., 1985. 3-D Palinspastic restoration of normal faults in the Inner Moray Firth: implications for extensional basin development. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 191-203.
- Beach, A., 1984. Structural evolution of the Witch Ground Graben. *J. Geol. Soc. London*, 141: 621-628.
- Cobbold, P.R., 1977. Compatibility equations and the integration of finite strains in two dimensions. *Tectonophysics*, 39: T1-T6.
- Cobbold, P.R., 1979. Removal of finite deformation using strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, 1: 67-72.
- Cobbold, P.R., 1980. Compatibility of two-dimensional strains and rotations along strain trajectories. *J. Struct. Geol.*, 2: 379-382.
- Cobbold, P.R. and Davy, P., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S.* 14: 143-162.
- Cobbold, P.R. and Percevault, M.N., 1983. Spatial integration of strain using finite elements. In: S.H. Treagus, P.R.

- Cobbold and W.M. Schwerdtner (Editors), *Strain Patterns in Rocks*. *J. Struct. Geol.*, 5: 299–305.
- Cobbold, P.R. and Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 187: 249–289.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6: 743–757.
- De Paor, D.G., 1988. Balanced cross-section in thrust belts, Part I: Construction. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 72: 73–90.
- Dias, J.L., Scarton, J.C., Guardado, L., Esteves, F.R. and Carminatti, M., 1990. Aspectos da evolucao tectono-sedimentar e a ocorrencia de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: G.P. De Raja Gabaglia and E.J. Milani (Editors), *Origem e Evolucao de Bacias sedimentares*. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp. 333–360.
- Geiser, J., Geiser, P.A., Kligfield, R., Ratliff, R. and Rowan, M., 1988. New applications of computer-based section construction: strain analysis, local balancing and subsurface fault prediction. *Mt. Geol.*, 25: 47–59.
- Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 5: 153–160.
- Gratier, J.P., 1988. L'équilibrage et la restauration en carte de couches plissées et faillées. In: J.P. Gratier (Editor), *L'Équilibrage des Coupes géologiques*. Buts, Méthodes et Applications. Atelier du Groupe d'Études Tectoniques le 8 avril 1987 à Rennes. *Mém. Doc. Cent. Armoricaïn Etud. Struct. Socles*, Rennes, 20, pp. 145–157.
- Gratier, J.P. and Guillier, B., 1993. Restoration and strain/displacement compatibility of folded and faulted layers by best-fitting of finite elements. *J. Struct. Geol.*, in press.
- Gratier, J.P., Ménard, G. and Arpin, A., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 45: 65–81.
- Gratier, J.P., Guillier, B., Delorme, A. and Odonne, F., 1991. Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite elements: principle and applications. *J. Struct. Geol.*, 13: 111–115.
- Guillier, B., 1991. Dépliage automatique de strates plissées et faillées, applications à l'équilibrage de structures naturelles. Thèse, Univ. Grenoble, Grenoble, 160 pp. (unpubl.).
- Hossack, J.R., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction, a review. *J. Geol. Soc. London*, 136: 705–711.
- Jones, P.B. and Linsser, H., 1986. Computer synthesis of balanced structural cross-sections by forward modelling (abstr.). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 70: 605.
- McCoss, A.M., 1988. Restoration of transpression/transension by generating the three-dimensional segmented helical loci of deformed lines across structure contour maps. *J. Struct. Geol.*, 10: 109–120.
- Moretti, I and Larrère, M., 1989. LOCAGE, Computer-aided construction of balanced geological cross-sections. *Geobyte*, 4: 16–24.
- Nunns, A.G., 1991. Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75: 278–297.
- Percevault, M.N., 1983. Problème inverse en déformation finie. Application au segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse 3^e Cycle, Univ. Rennes, Rennes, 141 pp. (unpubl.).
- Percevault, M.N. and Cobbold, P.R., 1982. Mathematical removal of regional ductile strains in Central Brittany: evidence for wrench tectonics. *Tectonophysics*, 82: 317–328.
- PETROBRAS, 1983. Campos and Espirito Santo Basins, offshore Brazil. In: A.W. Bally (Editor), *Seismic Expression of Structural Style*. *Am. Assoc. Pet. Geol., Stud. Geol. Ser.*, 15(2): 2.3.51–2.3.58.
- Schultz-Ela, D.D., 1988. Application of a three-dimensional finite-element method to strain field analyses. *J. Struct. Geol.*, 10: 263–272.
- Schultz-Ela, D.D., 1992. Restoration of cross-sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Mar. Pet. Geol.*, 9: 372–388.
- Schwerdtner, W.M., 1977. Geometric interpretation of regional strain analyses. *Tectonophysics*, 39: 515–531.

Annexe 2

Description de l'algorithme et de la procédure de restauration.

2.1. Déroulement de la restauration (Fig.A.2.1a).

A partir des cartes de rejets, on dessine puis on digitalise une carte de blocs. Le programme est exécuté une première fois sur un nombre élevé d'itérations. A chacune des itérations, la fonctionnelle est évaluée et un graphe de ces valeurs permet à la fin de pointer le minimum de la courbe et le nombre d'itérations (N) correspondant. On relance ensuite le programme sur (N) itérations et on visualise les résultats.

2.2. Organisation du programme (Fig.A.2.1b).

Après la lecture des points des blocs et des numéros des blocs voisins, les cotés des polygones sont segmentés en éléments de longueur unitaire (l'utilisateur peut spécifier cette longueur pour avoir plus ou moins d'éléments). On recherche ensuite une première fois le voisin de chaque élément. La procédure de calcul débute ensuite par un cycle de translation et un cycle de rotation en mode "fast pack" (au cours de ces deux cycles on ne tient compte que des blocs voisins de numéro inférieur). La restauration en mode normal qui suit se compose de N itérations comprenant chacune quatre étapes : une recherche des éléments voisins, un cycle de translations, un cycle de rotation, un deuxième cycle de translation puis une évaluation de la fonctionnelle.

Les cycles de rotations et de translations ont une structure légèrement différente (Fig.2.1c). Pour les translations, on applique à chaque bloc successivement une translation. Si la moyenne des déplacements des blocs est inférieure à une valeur "seuil" (fixée par l'utilisateur) on reprend un cycle de translation. Sinon le cycle est terminé. Pour les rotations, on applique des rotations à un bloc jusqu'à ce que la valeur de cette rotation soit inférieure à une valeur "seuil" (Fig.2.1d). On passe ensuite au bloc suivant. Le cycle est terminé lorsque l'on a traité tous les blocs.

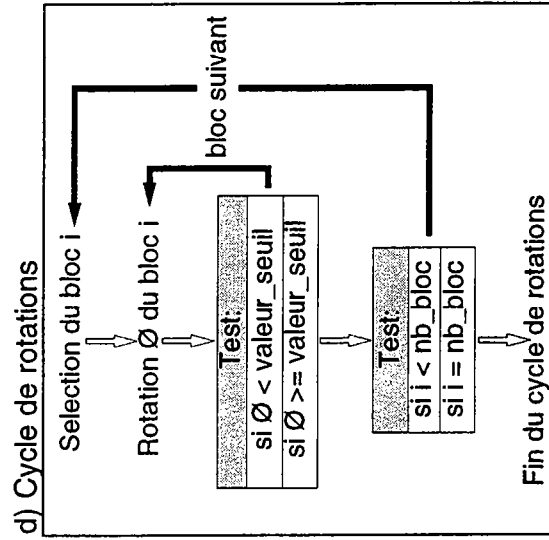
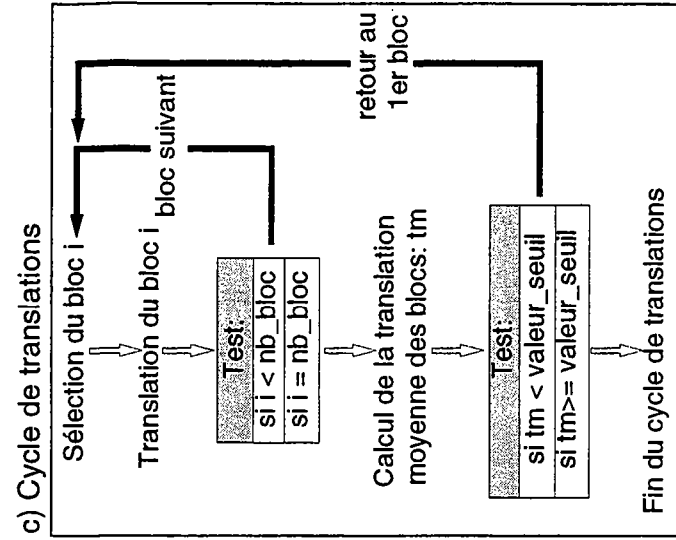
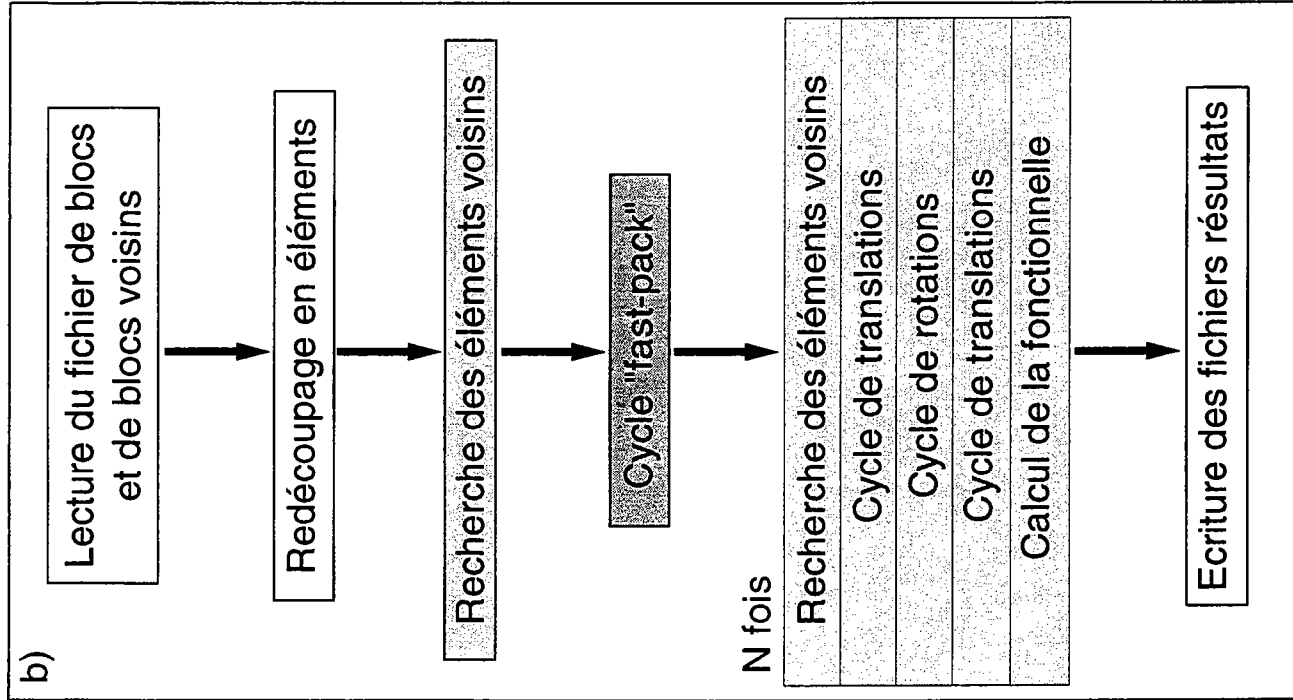
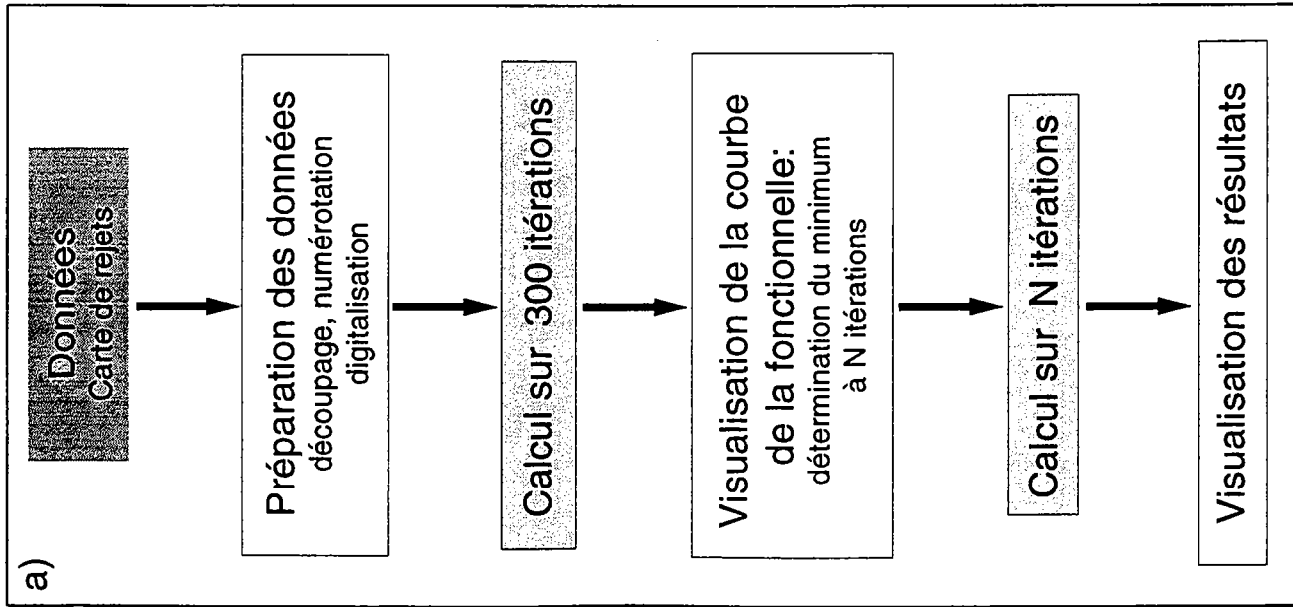


Figure A.2.1

Annexe 3

Analyse en éléments finis : calcul des caractéristiques de l'ellipse de déformation.

3.1 Principe

A partir du champ déplacement nous établissons deux grilles cartésiennes correspondant à l'état déformé et à l'état non déformé. Ces grilles nous permettent de définir un réseau d'éléments finis triangulaires (fig X). Au sein de chacun de ces triangles, nous supposons que la déformation est homogène. Nous utilisons les équations de Jaeger et Cook (1969)

Chaque triangle est défini par trois points (M_1, M_2, M_3) dans l'état non déformé et par trois points (M'_1, M'_2, M'_3) dans l'état déformé. On définit ainsi quatre vecteurs :

$$\begin{array}{l} \overrightarrow{M_1M_2} = \overrightarrow{V_1} \\ \overrightarrow{M_1M_3} = \overrightarrow{V_2} \end{array} \quad \begin{array}{l} \overrightarrow{M'_1M'_2} = \overrightarrow{V'_1} \\ \overrightarrow{M'_1M'_3} = \overrightarrow{V'_2} \end{array}$$

La transformation géométrique peut s'écrire sous forme matricielle,

$$\overrightarrow{V'_1} = \begin{pmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{pmatrix} \overrightarrow{V_1} = (M) \overrightarrow{V_1} \quad \overrightarrow{V'_2} = \begin{pmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{pmatrix} \overrightarrow{V_2} = (M) \overrightarrow{V_2}$$

c'est à dire,

$$\begin{pmatrix} v'_{1x} \\ v'_{1y} \end{pmatrix} = (M) \begin{pmatrix} v_{1x} \\ v_{1y} \end{pmatrix} \quad \begin{pmatrix} v'_{2x} \\ v'_{2y} \end{pmatrix} = (M) \begin{pmatrix} v_{2x} \\ v_{2y} \end{pmatrix}.$$

On a donc quatre équations et quatre inconnues ($d_{11}, d_{12}, d_{21}, d_{22}$), on peut estimer (M), la matrice de transformation de coordonnées au sein de chaque triangle.

3.2. Estimation de l'ellipse de déformation

On peut décomposer (M) en une matrice de rotation et une matrice de déformation (distorsion) :

$$(M) = (R)(D),$$

c'est à dire,

$$\begin{pmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\omega) & \sin(\omega) \\ -\sin(\omega) & \cos(\omega) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} e_{11} & e_{12} \\ e_{12} & e_{22} \end{pmatrix}$$

où ω est la rotation rigide.

Si $d_{11} + d_{22} \neq 0$ on a :
$$\omega = \text{atan}\left(\frac{d_{21}-d_{12}}{d_{11}+d_{22}}\right) \quad \text{sinon } \omega = \pi/2.$$

Connaissant ω , (R) et (M) , on peut estimer (D) :

$$e_{11} = \cos(\omega).d_{11} + \sin(\omega).d_{21},$$

$$e_{12} = -\sin(\omega).d_{11} + \cos(\omega).d_{21},$$

$$e_{22} = -\sin(\omega).d_{12} + \cos(\omega).d_{22}.$$

3.2. Estimation des paramètres de l'ellipse de déformation

Intensité de déformation : deuxième invariant de la matrice de déformation

Pour représenter l'intensité de la déformation I , nous utilisons le deuxième invariant de la matrice (D) :

$$I = \sqrt{(e_{11}+e_{22})^2 + (2e_{12})^2}$$

Angle \emptyset entre l'horizontal et l'axe principal de la matrice (D)

Si $d_{11}^2 + d_{21}^2 - d_{12}^2 - d_{22}^2 \neq 0$
$$\emptyset = \text{atan}\left(2 \frac{(d_{11} d_{12}) + (d_{21} d_{22})}{d_{11}^2 + d_{21}^2 - d_{12}^2 - d_{22}^2}\right)$$

sinon
$$\emptyset = \pi/2.$$

Valeurs propres de la matrice

On diagonalise la matrice (D) :

$$\lambda_1 = a_3 + a_2 \cos(\emptyset) + a_1 \sin(\emptyset)$$

$$\lambda_2 = a_3 - a_2 \cos(\emptyset) - a_1 \sin(\emptyset)$$

avec $a_1 = (d_{11} d_{12}) + (d_{21} d_{22})$; $a_2 = (d_{11}^2 + d_{21}^2 - d_{12}^2 - d_{22}^2)/2$; $a_3 = (d_{11}^2 + d_{21}^2 + d_{12}^2 + d_{22}^2)/2$.

Variation de surface de l'ellipse

On estime la variation de surface de l'ellipse par:

$$\Delta s = (d_{11}.d_{22} - d_{12}.d_{21}) - 1.$$

Annexe 4

Description mathématique de la procédure de calcul de la rotation d'un bloc

Nous avons utilisé dans notre algorithme les procédures de calcul de déplacements des blocs mises au point par Audibert (1991). Nous décrivons ici les calculs permettant d'estimer la rotation (\emptyset) nécessaire à un bloc pour s'ajuster au mieux dans le vides défini par ses blocs voisins. Pour cela deux méthodes sont possibles: soit (1) la méthode générale visant à minimiser exactement la somme des carrés des distances entre éléments voisins ; soit (2) une simplification de la précédente, visant elle à minimiser les distances entre les points et leurs projections orthogonales sur l'élément voisin.

4.1. Méthode générale

Dans ce cas, on cherche à minimiser la somme:

$$\sum_1^n d^2 = \sum_1^n (d_1^2 + d_2^2)$$

où n est le nombre d'éléments du bloc, d_1 et d_2 représentent les distances entre les points constitutifs (P et Q) de l'élément et leurs voisins (P' et Q').

Soit (D) la droite portant les points voisins dont l'équation est :

$$ax + by + c = 0,$$

donc

$$\sum_1^n d^2 = \sum_1^n \frac{(a x'_p + b y'_p + c)^2 + (a x'_q + b y'_q + c)^2}{a^2 + b^2}$$

avec

$$x'_p = x_p \cos \emptyset - y_p \sin \emptyset$$

$$y'_p = x_p \sin \emptyset + y_p \cos \emptyset$$

où (x_p, y_p) et (x'_p, y'_p) sont les coordonnées de (P) avant et après rotation et (x_q, y_q) et (x'_q, y'_q) celles de (Q)

La somme sera minimale lorsque:

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \emptyset} = 0$$

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \varnothing} = \sum_1^n \frac{2}{a^2 + b^2} \left(\left(a (x_p \cos \varnothing - y_p \sin \varnothing) + b (x_p \cos \varnothing + y_p \sin \varnothing) + c \right) \right. \\ \left. + \left(a (-x_p \sin \varnothing - y_p \cos \varnothing) + b (x_p \cos \varnothing - y_p \sin \varnothing) + c \right) + \dots \right)$$

Les points de suspension expriment les termes concernant (Q) ayant la même expression que (P).

Après développement:

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \varnothing} = \sum_1^n \frac{2}{a^2 + b^2} \left(\left(\cos^2 \varnothing (a b x_p^2 - a b y_p^2 + b^2 x_p y_p - a^2 x_p y_p) + \cos^2 \varnothing (a b y_p^2 - a b x_p^2 - b^2 x_p y_p) \right. \right. \\ \left. \left. + \cos \varnothing \sin \varnothing ((x_p^2 - y_p^2) (b^2 - a^2)) + c (\cos \varnothing (b x_p - a y_p) - \sin \varnothing (a x_p + b y_p)) \right) + \dots \right).$$

Ce qui peut s'écrire sous la forme:

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \varnothing} = \sum_1^n \frac{2}{a^2 + b^2} (H_1 (\cos^2 \varnothing - \sin^2 \varnothing) + \cos \varnothing \sin \varnothing H_2 + \cos \varnothing H_3 + \sin \varnothing H_4 + \dots)$$

avec H_1, H_2, H_3, H_4 des polynomes de x_p et y_p .

En posant $t = \tan(\varnothing/2)$ on peut alors écrire:

$$\sin \varnothing = \frac{2t}{1 + t^2} \quad \text{et} \quad \cos \varnothing = \frac{1 - t^2}{1 + t^2}$$

L'équation de minimisation devient alors:

$$t^4 (H_1 - H_3) + 2t^3 (H_4 - H_2) + 6t^2 H_1 + 2t (H_2 + H_4) + H_3 + H_1 = 0,$$

c'est à dire que, trouver \varnothing consiste à résoudre une équation polynomiale du 4ième degré.

4.2. Simplification.

Il est possible de simplifier notablement l'équation précédente. Pour cela, on cherchera à minimiser les distances entre les points (P et Q) et leurs projection orthogonales (P'' et Q'') sur la droite portant leurs voisins (P' et Q'). On fait ensuite l'approximation que (P'' et Q'') ne seront pas modifiées par la rotation, c'est à dire que leurs coordonnées seront considérées comme constantes.

L'équation de minimisation devient alors:

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \varnothing} = \frac{\partial \left(\sum_1^n [(x'_p - x''_p)^2 + (y'_p - y''_p)^2 + (x'_q - x''_q)^2 + (y'_q - y''_q)^2] \right)}{\partial \varnothing}$$

soit,

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \varnothing} = 2 \sum_1^n [-(x_p \sin \varnothing + y_p \cos \varnothing)(x_p - x''_p) + (x_p \cos \varnothing - y_p \sin \varnothing)(y_p - y''_p) + \dots]$$

Après développement et factorisation on obtient:

$$\frac{\partial \left(\sum_1^n d^2 \right)}{\partial \varnothing} = 2 \sum_1^n (\sin \varnothing (x''_p x_p + y''_p y_p + x''_q x_q - y''_q y_q) + \cos \varnothing (x''_p y_p - y''_p x_p + x''_q y_q - y''_q x_q))$$

On aura donc une somme des carrés des distances minimale pour

$$\tan \varnothing = \frac{\sum_1^n (x''_p x_p - y''_p y_p + x''_q x_q - y''_q y_q)}{\sum_1^n (x''_p x_p + y''_p y_p + x''_q x_q + y''_q y_q)}$$



Annexe 5

Tests de sensibilité de la méthode.

Nous avons réalisé une série de test visant à évaluer la sensibilité de la méthode à plusieurs paramètres tels que la longueur des éléments (nombre de points), la numérotation et l'erreur sur les rejets des failles.

5.1. Influence du nombre de points traités

La figure A.5.1 illustre pour un exemple théorique l'influence de la longueur des éléments traités sur la qualité restauration (surface des vides et des recouvrements dans l'état restauré). Plus les éléments sont petits, plus le nombre de point est élevé, meilleur est la restauration et plus le temps de calcul est important (l'augmentation du temps de calcul est exponentiellement proportionnelle au nombre de points). Par essai erreur, nous avons choisi pour nos applications la longueur d'éléments donnant un bon équilibre entre la qualité de la restauration et le temps de calcul. Ceci correspond à un nombre d'éléments entre 5000 et 10 000 points par fichier.

5.2. Influence de la numérotation

Des tests nous ont montré que la numérotation avait une importance assez faible sur la qualité de la restauration, mais pas nulle (Fig A.5.2). Nous obtenons les meilleurs résultats lorsque nous numérotions en tranches successives avec un numéro d'ordre croissant lorsqu'on s'éloigne de la bordure fixe.

5.3. Erreurs sur le rejet des failles

Principe

Nous avons réalisé une série de tests dans lesquels nous avons introduit des erreurs sur le rejet des failles afin d'évaluer la résolution de notre méthode restauration. Nous avons utilisé pour ces tests la carte de l'horizon albien du bassin de Campos.

La résolution de la sismique réflexion pour l'estimation du rejet des failles est de 20 à 40m. Il s'agit de la précision horizontale avec laquelle l'interpréteur positionne le tracé de la faille.

Nous avons introduit des erreurs aléatoires sur le rejet horizontal des failles en modifiant la forme des blocs. Pour ce faire nous perturbons la position des points des blocs. Pour chaque point (P) positionné en (X, Y) nous effectuons un tirage aléatoire sur un intervalle $[-V, V]$ pour obtenir deux valeurs (dx, dy). Nous déplaçons ensuite le point vers une position ($X+dx, Y+dy$). Nous avons effectué un test pour des valeurs de (V) de 10, 20, 30, 40 et 50m, gamme représentant la précision sur les rejets horizontaux des failles. Nous restaurons les fichiers modifiés et nous comparons les champs de déplacements de chacun d'eux avec le champ de déplacements du fichier de référence.

La comparaison se fait vecteur à vecteur, en calculant un écart angulaire et un écart de norme entre le vecteur du fichier modifié et le vecteur du fichier de référence.

L'écart de norme est soit

$$E_{\text{long}} = \left| \frac{l_{\text{ref}} - l_{\text{pert}}}{l_{\text{ref}}} \right| \text{ sans dimension}$$

soit $E_{\text{long}} = |l_{\text{ref}} - l_{\text{pert}}|$ en mètre.

L'écart angulaire est $E_{\text{ang}} = |\varnothing_{\text{ref}} - \varnothing_{\text{pert}}|$ en degré

où l_{ref} et l_{pert} sont les normes des vecteurs référence et perturbé respectivement et \varnothing_{ref} et $\varnothing_{\text{pert}}$ sont les directions (en ° par rapport à l'horizontal) des vecteurs référence et perturbé respectivement.

Résultats

Les figures A.5.3 et A.5.4 montrent les histogrammes de répartition des écarts en norme et en angle obtenus pour les cinq valeurs de perturbation. Nous utilisons l'intervalle contenant 80% des points pour caractériser chaque distribution (quantile 80% de la fonction de densité de probabilité). On note que, pour les longueurs, quelle que soit la valeur de perturbation, cet intervalle est globalement le même : 60m. Pour les écarts angulaires la variabilité est plus grande mais elle n'est pas corrélée à la valeur de perturbation (en moyenne 5°).

Quelle que soit la perturbation nous retrouvons cette valeur qui semble être une valeur significative de notre méthode. Elle ne correspond pas à la taille des blocs: sur cette carte ils ont une taille de l'ordre du km. Elle est de l'ordre de grandeur de la "rugosité" des cotés des blocs (ondulations du tracé des failles). L'ajustement d'un bloc est déterminé au premier ordre par la position de ces voisins et au deuxième ordre par la

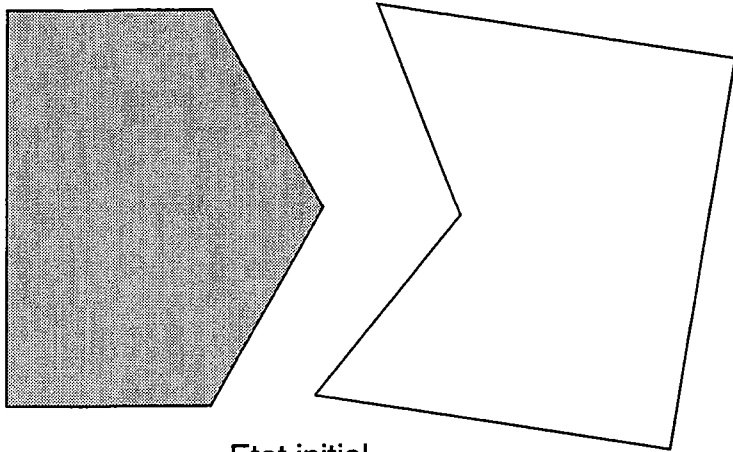
rugosité de ces cotés et de ceux de ces voisins. Il paraît donc logique que pour deux cartes peu différentes mais pas identiques (la position des blocs est la même mais pas celle des points de cotés des blocs) on retrouve un écart de l'ordre de grandeur de la rugosité des cotés.

Nous pouvons donc considérer cette valeur de 60m comme un indicateur de la résolution de la méthode.

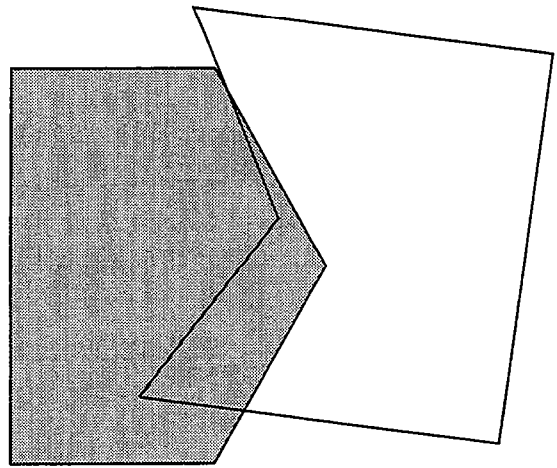
5.4. Comparaison des cartes débasculés et non débasculés du Nun River Field (delta du Niger).

Nous avons restauré les cartes de Nun River Field avant et après débasculement. Nous présentons ici les écarts entre les champs de déplacements obtenus pour les six cartes. Les écarts sont calculés comme exposé dans le paragraphe précédent.

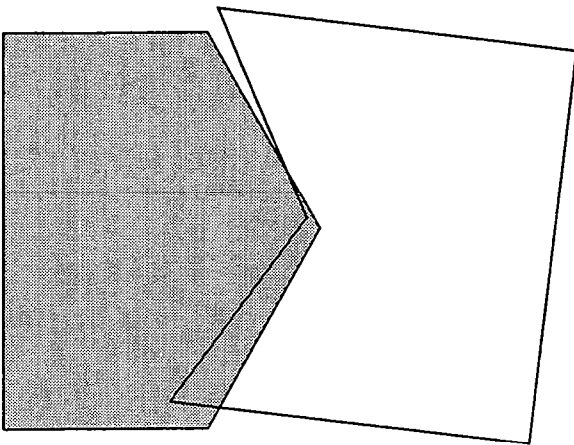
La figure A.5.5 montre la distribution des écarts en norme et en angle des vecteurs des champs de déplacements. L'écart en longueur est de l'ordre de 4% (Dl/l) et en angle de 2° . Ces écarts ne sont pas nuls mais restent peu importants. Le débasculement de ces cartes nous a donc permis de gagner en précision mais pas de manière très importante.



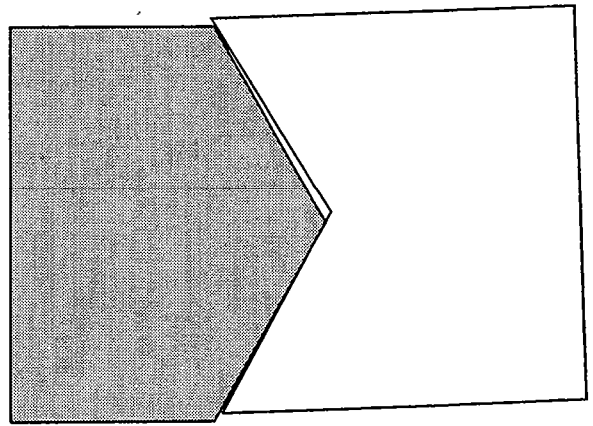
Etat initial



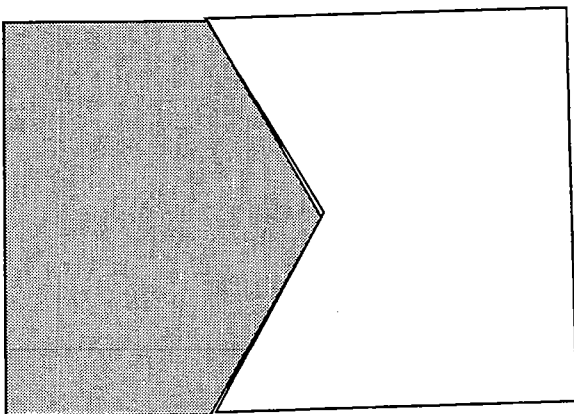
Restauration avec 14 points et $l=75,7$



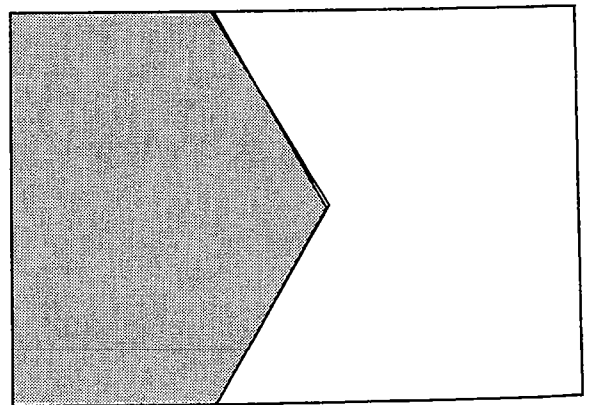
Restauration avec 40 points et $l=26,5$



Restauration avec 138 points et $l=7,7$



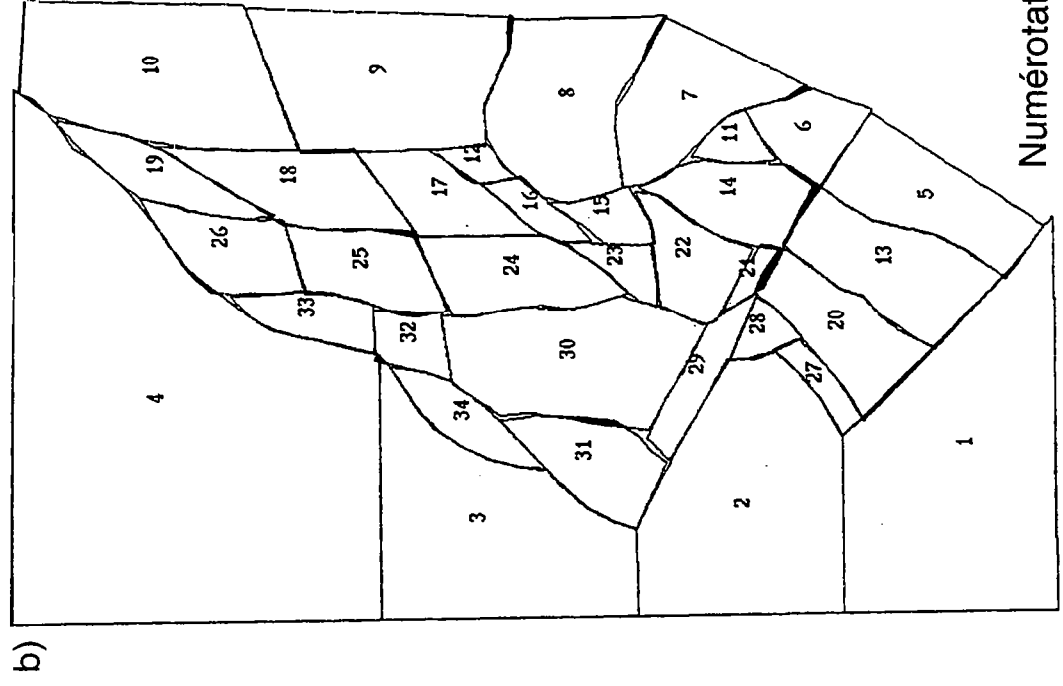
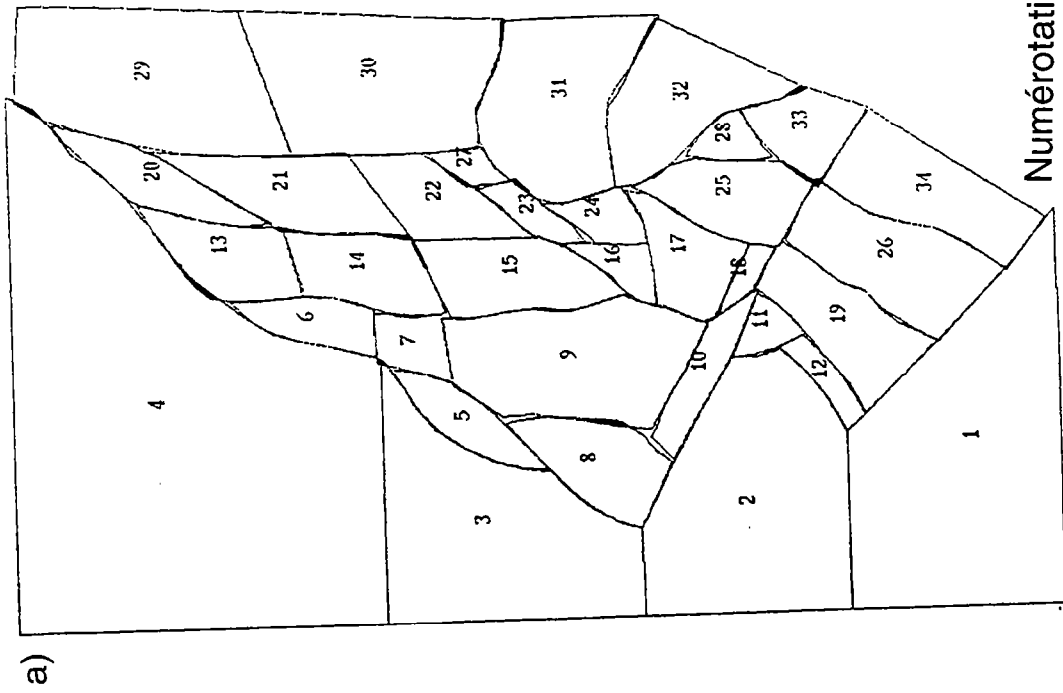
Restauration avec 278 points et $l=3,81$



Restauration avec 686 points et $l=1,52$

Influence du nombre de points traités sur la qualité de la restauration

Fig A.5.1: Comparaison des états restaurés d'un même fichier traité avec une longueur d'élément décroissante (l), c'est à dire un nombre de points croissant. En général, nous traitons les fichiers avec des longueurs d'éléments équivalentes au dernier cas (en bas à droite).



Test d'influence de la numérotation sur les résultats de la restauration

Fig A.5.2: Comparaison des états restaurés d'un même fichier traité avec un numérotation de blocs inversée. a) Numérotation avec un ordre croissant lorsqu'on s'éloigne de la bordure fixe (blocs 1 à 4). a) Numérotation avec un ordre décroissant lorsqu'on s'éloigne de la bordure fixe.

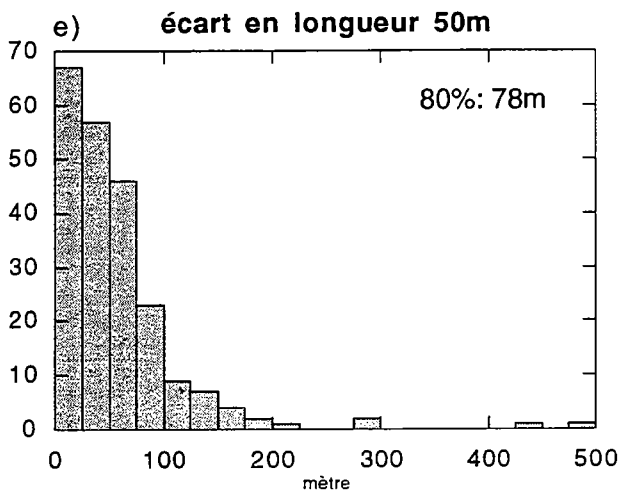
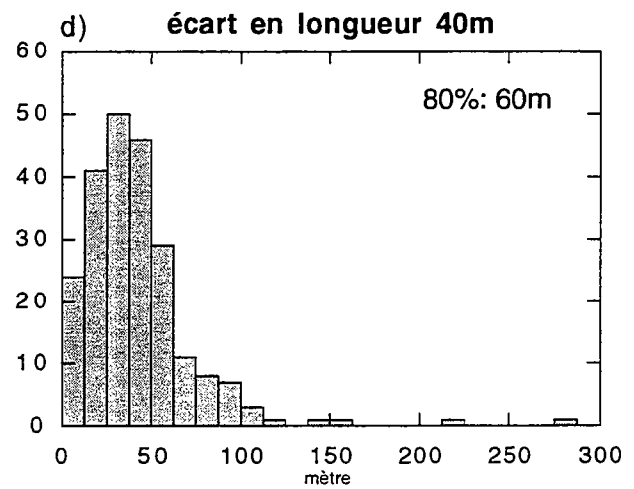
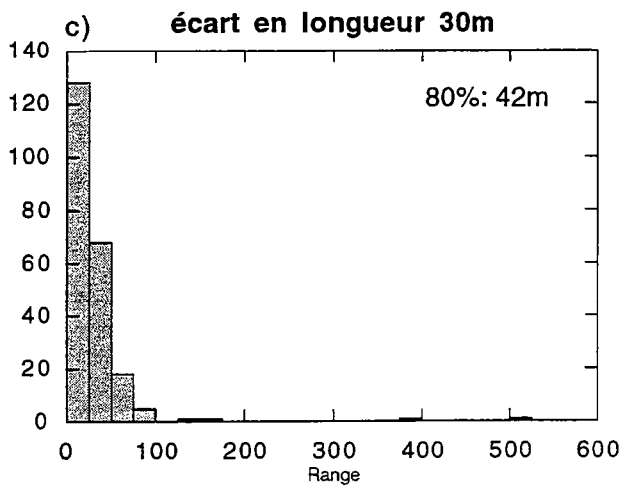
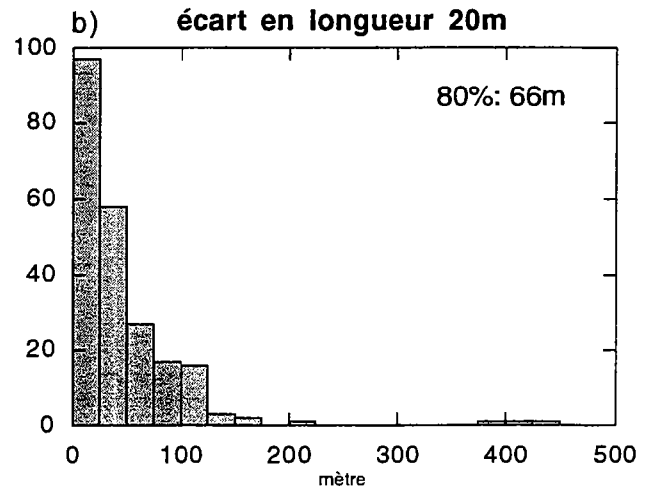
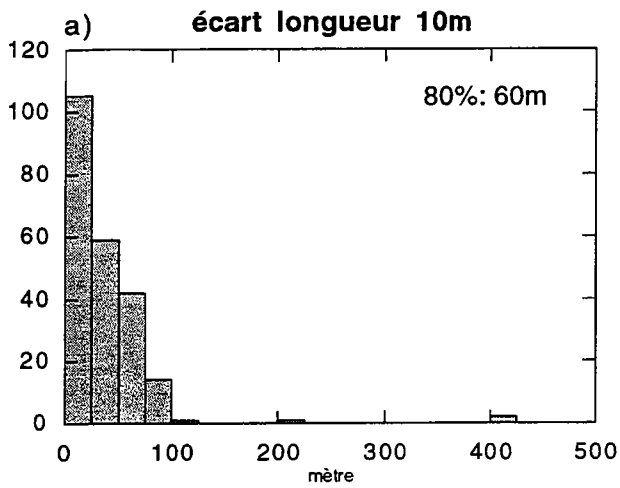


Fig A.5.3: Distribution des écarts en longueur entre le champ de déplacements de référence et ceux obtenus à partir de fichiers modifiés. Les valeurs de "perturbation" sont de 10, 20, 30, 40, et 50m pour les histogrammes a) à e) respectivement. L'intervalle contenant 80% des points est indiqué en haut à droite de chaque histogramme.

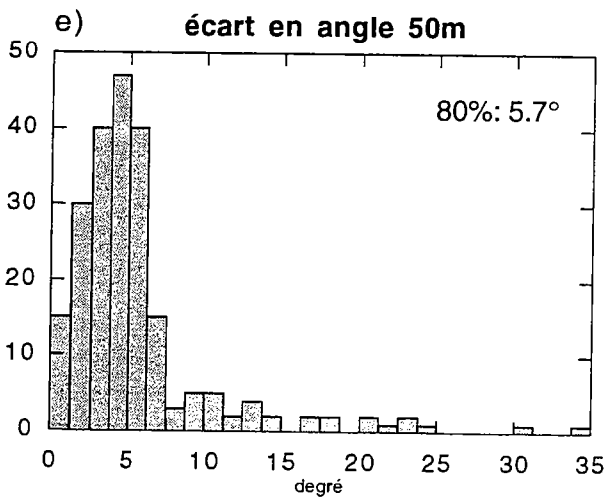
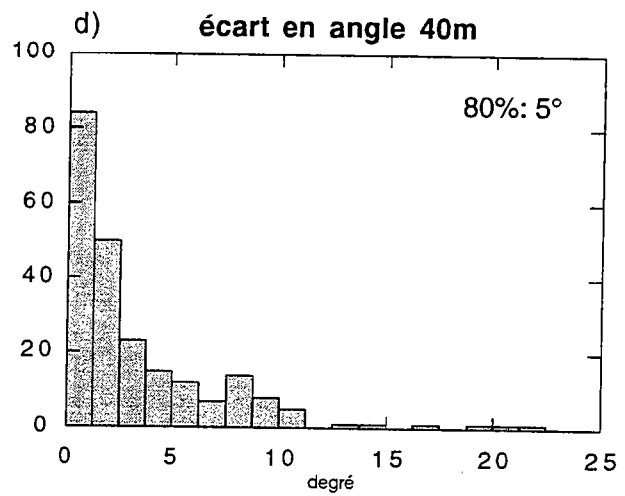
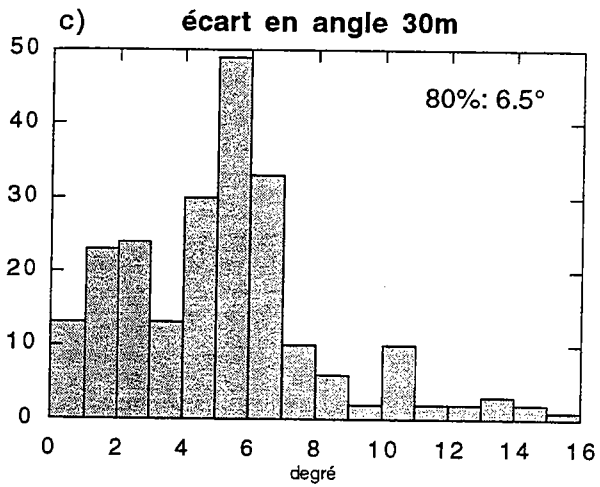
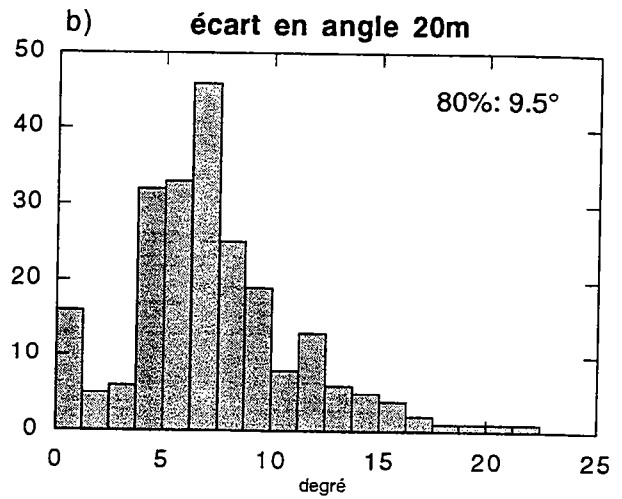
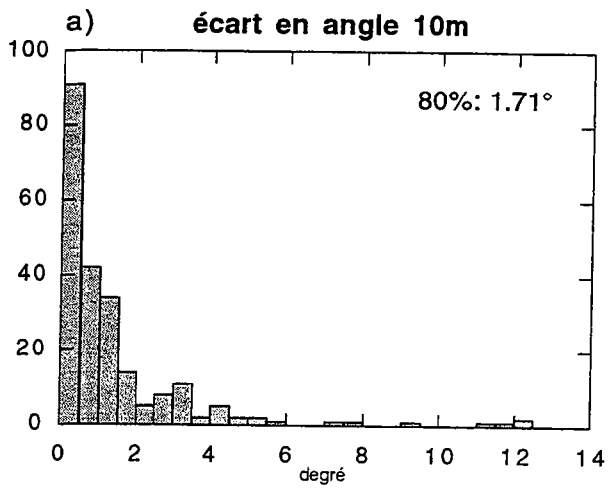


Fig A.5.4: Distribution des écarts en angle entre le champ de déplacements de référence et ceux obtenus à partir de fichiers modifiés. Les valeurs de "perturbation" sont de 10, 20, 30, 40, et 50m pour les histogrammes a) à e) respectivement. L'intervalle contenant 80% des points est indiqué en haut à droite de chaque histogramme.

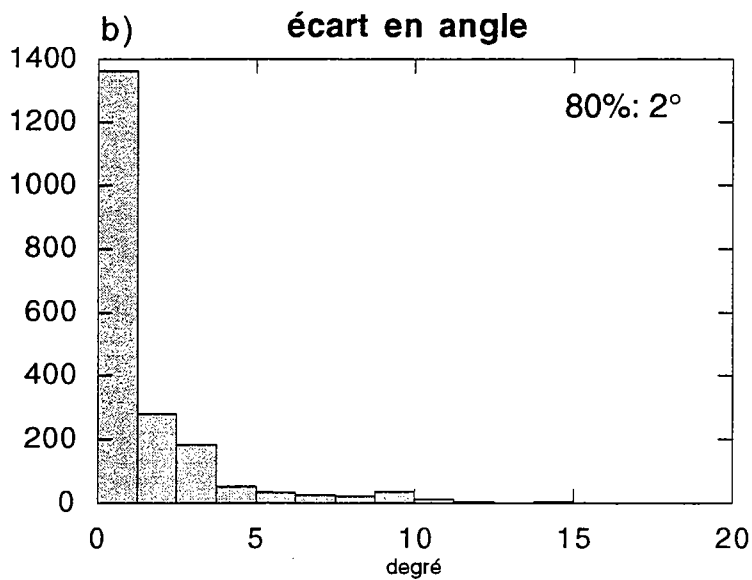
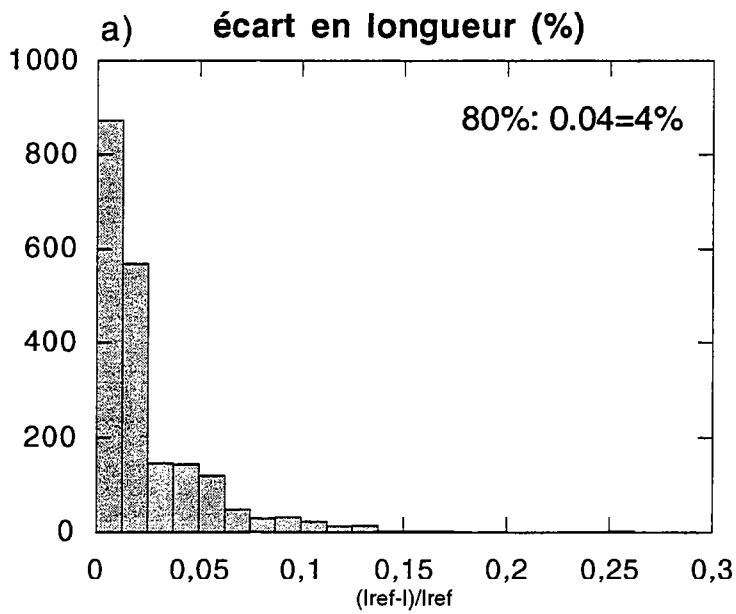


Fig A.5.5: Distribution des écarts en longueur entre le fichier débasculé et le fichier non débasculé. a) Distribution des écarts en longueur normalisé (d/l). b) Distribution des écarts en angle. L'intervalle contenant 80% des points est indiqué en haut à droite de chaque histogramme.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Universite de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). Epuisé
- N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'archéen les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sedimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). Epuisé
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). Epuisé
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). Epuisé
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). Epuisé
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Petrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). Epuisé
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfures a Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistere). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, I pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., I pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., I pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué a l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée a un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution a l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990) . 130F .
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.
- N° 47 - 5. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Ecoène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie). Dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 Pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., dont annexes (1994). 180 F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et Documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

4ème trimestre 1994

1

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Résumé

Les méthodes de restauration en coupe ou en carte sont des outils performants pour estimer les déplacements dans les domaines déformés. De plus, elles permettent de tester la cohésion géométrique d'une carte ou d'une coupe, laquelle est considérée comme acceptable d'un point de vue cinématique si son état restauré est géologiquement acceptable. Etant donné que les méthodes de restauration en coupe sont limitées aux domaines de déformation plane, nous avons mis au point une méthode numérique de restauration en carte conçue pour les domaines faillés en extension. Nous utilisons des cartes de niveaux stratigraphiques sur lesquelles sont reportés le champ de failles et la composante horizontale du rejet normal sur chacune de ces failles (carte de rejets horizontaux). Nous considérons que le niveau est restauré lorsque le rejet sur les failles a été inversé. Pour ce faire, nous "découpons" la carte de rejets horizontaux en un ensemble de blocs limités par des failles. Les rejets sur les failles sont inversés en ajustant les blocs les uns par rapport aux autres par une série de rotations et de translations rigides visant à minimiser par moindres carrés les vides et les recouvrements entre les blocs. A partir de l'état déformé et de l'état restauré de l'horizon stratigraphique, nous établissons (1) un champ des déplacements finis (2) un champ de rotations finies des blocs et (3) un champ de déformation.

Nous avons appliqué cette méthode à trois exemples : deux bassins sédimentaires (le bassin de Campos sur la marge atlantique brésilienne et le delta du Niger sur la marge atlantique nigériane) et un domaine d'extension à l'échelle de la croûte (la dépression Afar à la jonction de la Mer Rouge, du Golfe D'Aden et du Rift Est Africain). Nous avons choisi d'appliquer notre méthode dans le bassin de Campos parce que le glissement gravitaire divergent de la couverture sédimentaire a produit un étirement affectant plusieurs directions horizontales c'est à dire une déformation non plane. Le jeu de données dans le delta du Niger nous permet de calculer des champs de déplacements et de déformation incrémentaux en restaurant plusieurs niveaux stratigraphiques au sein d'un même bassin. Dans les deux cas, les données sont issues d'une couverture sismique. La dépression Afar est un exemple qui nous permet d'illustrer notre méthode lorsqu'elle est appliquée à une échelle différente en utilisant des cartes issues de l'interprétation d'images satellites SPOT. Dans le bassin de Campos nous avons restauré deux marqueurs stratigraphiques : un marqueur oligocène et un marqueur crétacé supérieur. Dans les deux cas nous obtenons un champ de déplacements avec des vecteurs divergents vers le large. Cependant le champ de déplacements et le champ de failles sont différents d'un horizon à l'autre. Nous suggérons que ce soit le résultat de la mise en place au Tertiaire d'un delta avec un front de propagation triangulaire. La surcharge sédimentaire associée serait le moteur de l'étalement gravitaire divergent et aurait induit un nouveau champ de failles. Dans le delta du Niger, nous avons appliqué notre méthode à six marqueurs stratigraphiques au sein d'un système de failles de croissance correspondant à deux failles majeures antithétiques et à un "roll-over" faillé. Nous avons calculé les

champs de déplacements correspondant aux incréments de temps entre les dépôts des horizons successifs. Nous montrons que les déplacements horizontaux les plus importants ont lieu au cours des dernières étapes du développement du roll-over, au moment de son effondrement gravitaire.

Deux modèles ont été proposés jusqu'à maintenant pour expliquer la structuration du Sud-Est de la dépression Afar. Soit l'extension est considérée comme le résultat du recouvrement entre deux rifts se propageant dans des directions opposées et est accommodée par un mécanisme de rotations de blocs (bookshelf). Soit elle est produite par la rotation anti-horaire de la bordure Est de la dépression. Nous avons déterminé les champs de déplacements, de rotations et de déformations dans ce secteur. Nous montrons qu'il existe un gradient SW-NE dans l'intensité des rotations de blocs, des déformations et des déplacements. De plus il existe un changement des directions de déformation et de déplacement depuis une direction NNE-SSW dans la partie ouest de la dépression vers une direction NE-SW à l'Est. Ces résultats sont compatibles avec une rotation anti-horaire de la bordure Est mais pas avec un mécanisme de bookshelf qui devrait être associé à une distribution uniforme des intensités de rotation et de déformation ainsi que des directions de déplacement et de déformation.

Mots clés:

Restauration, Extension, Failles normales, Bassins sédimentaires, Méthode numérique, Méthode inverse.